東海第二発電所

敷地ごとに震源を特定して策定する地震動について

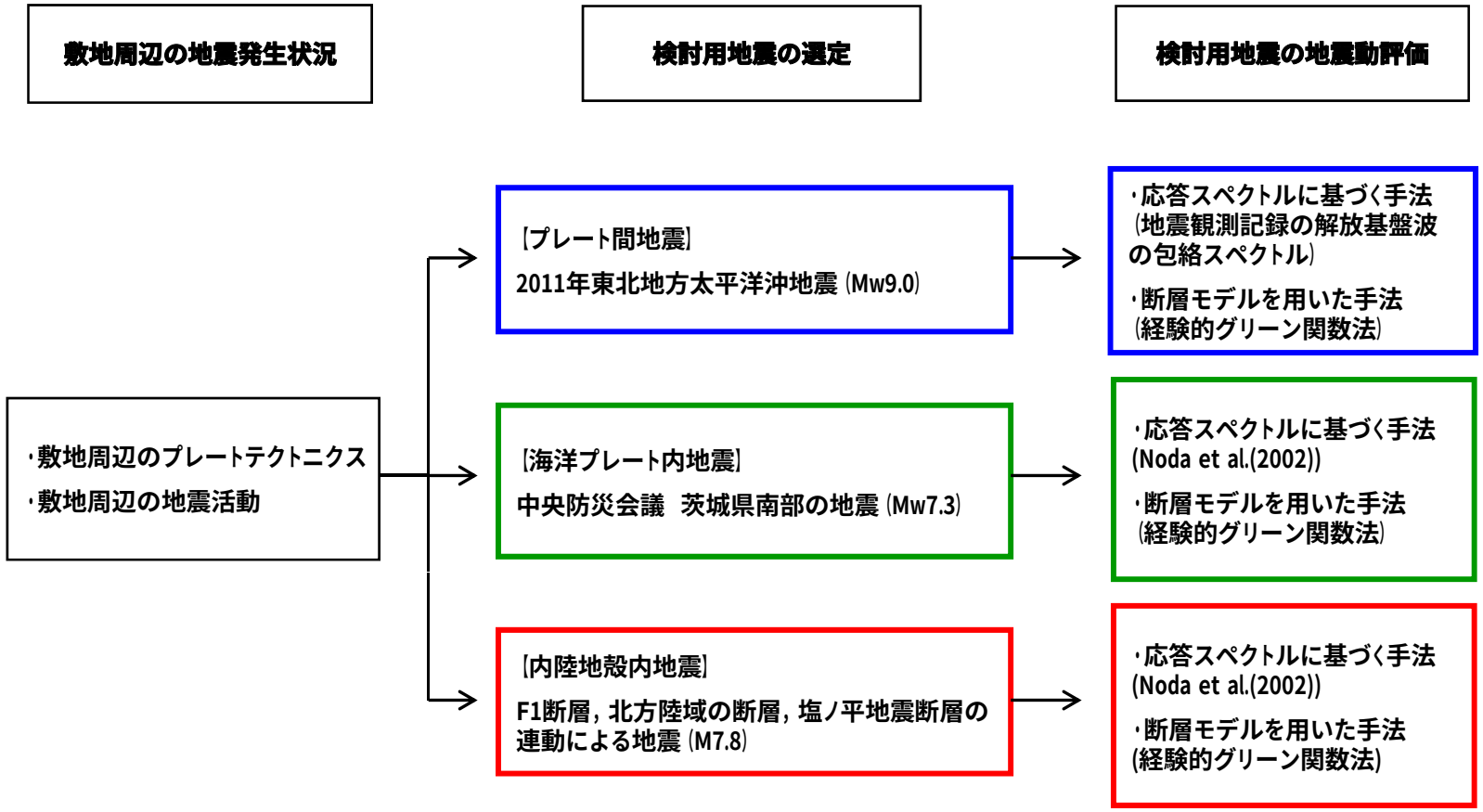
平成28年10月21日

日本原子力発電株式会社

目　次

1. 概要 ・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ 3
2. 敷地周辺の地震発生状況及び活断層分布 ・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ 5
   2.1 敷地周辺のプレートテクトニクス ・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ 6
   2.2 敷地周辺の地震活動 ・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ 8
   2.3 被害地震分布 ・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ 13
   2.4 敷地周辺の活断層分布 ・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ 14
3. プレート間地震 ・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ 15
   3.1 検討用地震の選定 ・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ 16
   3.2 震源モデルの設定 ・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ 25
   3.3 地震動評価 ・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ 54
4. 海洋プレート内地震 ・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ 71
   4.1 検討用地震の選定 ・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ 72
   4.2 震源モデルの設定 ・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ 83
   4.3 地震動評価 ・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ 133
5. 内陸地殻内地震 ・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ 149
   5.1 地震発生層の設定 ・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ 150
   5.2 検討用地震の選定 ・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ 164
   5.3 震源モデルの設定 ・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ 174
   5.4 地震動評価 ・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ 216

1. 概要


敷地周辺の地震発生状況
検討用地震の選定
検討用地震の地震動評価
・敷地周辺のプレートテクトニクス
・敷地周辺の地震活動
【プレート間地震】
2011年東北地方太平洋沖地震（Mw9.0）
・応答スペクトルに基づく手法
（地震観測記録の解放基盤波の包絡スペクトル）
・断層モデルを用いた手法
（経験的グリーン関数法）
【海洋プレート内地震】
中央防災会議　茨城県南部の地震（Mw7.3）
・応答スペクトルに基づく手法
(Noda et al.(2002))
・断層モデルを用いた手法
（経験的グリーン関数法）
【内陸地殻内地震】
F1断層，北方陸域の断層，塩ノ平地震断層の連動による地震（M7.8）
・応答スペクトルに基づく手法
(Noda et al.(2002))
・断層モデルを用いた手法
(経験的グリーン関数法)

設置変更許可申請時からの主な変更点について

■設置変更許可申請時からの地震動評価に関する主な変更点は下表のとおり。

○：考慮，－：未考慮

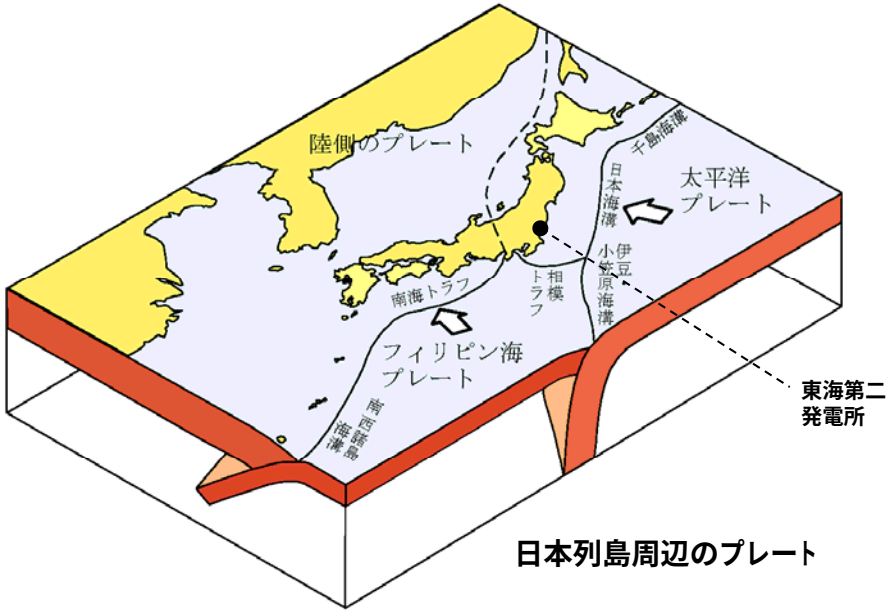
発生様式	検討ケース	申請時	審査結果を反映
プレート間地震	基本震源モデル	2011年東北地方太平洋沖地震（Mw9.0）	2011年東北地方太平洋沖地震（Mw9.0）
	SMGA位置の不確かさ	○	○
	短周期レベルの不確かさ	○	○
	SMGA位置と短周期レベルの不確かさの重畳	－	○
海洋プレート内地震	基本震源モデル	茨城県南部の地震（Mw7.3） ・中央防災会議（2004）を参考に設定 ・アスペリティの応力降下量21MPa	茨城県南部の地震（Mw7.3） ・中央防災会議（2013）を参考に設定 ・アスペリティの応力降下量62MPa
	断層傾斜角の不確かさ	－	○
	アスペリティ位置の不確かさ	○	○
	応力降下量の不確かさ	－	○
	地震規模の不確かさ	－	○
内陸地殻内地震	基本震源モデル	F1断層，北方陸域の断層の連動による地震（M7.6） ・破壊開始点2箇所 ・断層上端深さ5km	F1断層，北方陸域の断層，塩ノ平地震断層の連動による地震（M7.8） ・破壊開始点7箇所のち影響の大きい3箇所を選定 ・断層上端深さ3km
	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	－	○
震源を特定せず策定する地震動		加藤ほか（2004）による応答スペクトル	・加藤ほか（2004）による応答スペクトル ・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

2章　敷地周辺の地震発生状況及び活断層分布

1. 概要 ・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ 3
2. 敷地周辺の地震発生状況及び活断層分布 ・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ 5
2.1 敷地周辺のプレートテクトニクス ・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ 6
2.2 敷地周辺の地震活動 ・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ 8
2.3 被害地震分布 ・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ 13
2.4 敷地周辺の活断層分布 ・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ 14
3. プレート間地震 ・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ 15
3.1 検討用地震の選定 ・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ 16
3.2 震源モデルの設定 ・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ 25
3.3 地震動評価 ・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ 54
4. 海洋プレート内地震 ・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ 71
4.1 検討用地震の選定 ・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ 72
4.2 震源モデルの設定 ・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ 83
4.3 地震動評価 ・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ 133
5. 内陸地殻内地震 ・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ 149
5.1 地震発生層の設定 ・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ 150
5.2 検討用地震の選定 ・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ 164
5.3 震源モデルの設定 ・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ 174
5.4 地震動評価 ・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ 216

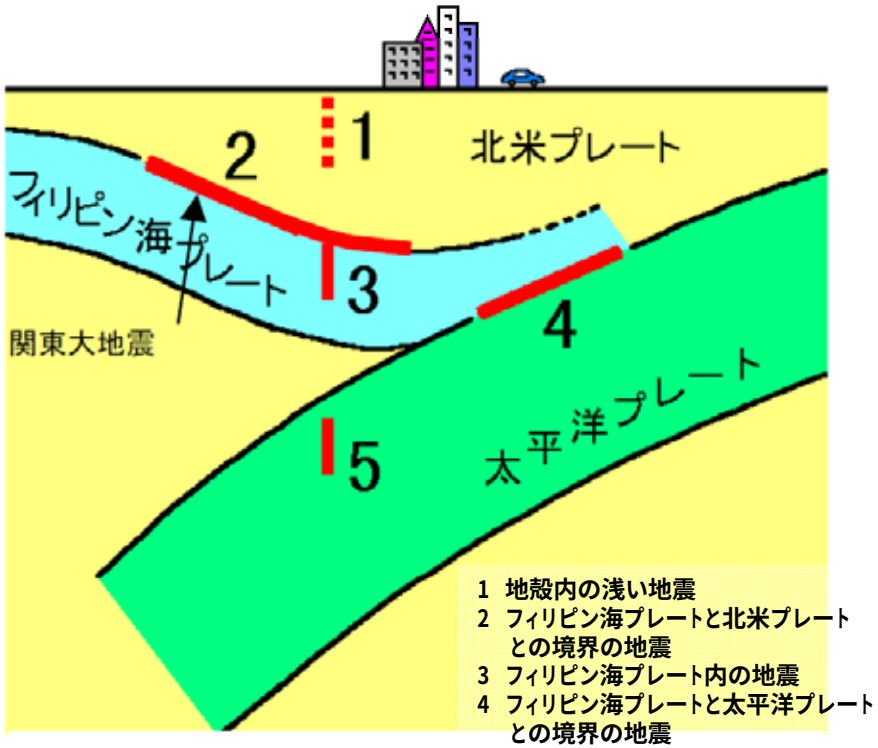
第404回審査会合
資料2再掲

2.1 敷地周辺のプレートテクトニクス



日本列島周辺のプレート

日本のプレートテクトニクスモデル概念図
(防災科学技術研究所)



1 地殻内の浅い地震
2 フィリピン海プレートと北米プレートとの境界の地震
3 フィリピン海プレート内の地震
4 フィリピン海プレートと太平洋プレートとの境界の地震
5 太平洋プレート内の地震

南関東地域で発生する地震のタイプ
(中央防災会議に一部加筆)

- 敷地東方においては，陸側のプレートの下に太平洋プレートが沈み込んでいる。
- 敷地南方においては，陸側のプレートの下に相模トラフから北西方向にフィリピン海プレートが沈み込んでいる。
- さらにその下には，日本海溝から西向きに太平洋プレートが沈み込んでいる。

各プレートの接触状況

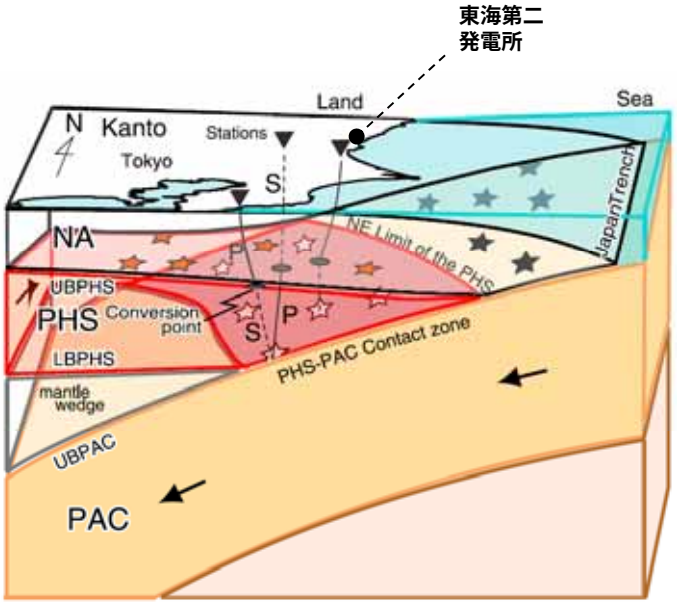


Figure 2. Schematic showing the configuration of three plates in Kanto. Not to scale. The Pacific plate (PAC) is subducting from the east beneath the North American (NA) plate. Between these two plates, the Philippine Sea plate (PHS) subducts from the southeast. Interplate earthquakes including small repeating earthquakes occur on the plate boundaries between the three plates. Gray, white (pink), and red stars indicate the earthquakes on the PAC-NA, PHS-PAC, and NA-PHS boundaries, respectively. The shaded area on the UBPAC shows the PHS-PAC contact zone. Black lines from white stars (contact zone earthquakes) to reverse triangles (stations) show the raypaths of converted waves at the UBPHS.

Uchida et al.(2010)に一部加筆

関東地方におけるプレートテクトニクスモデル
(南からの概観)

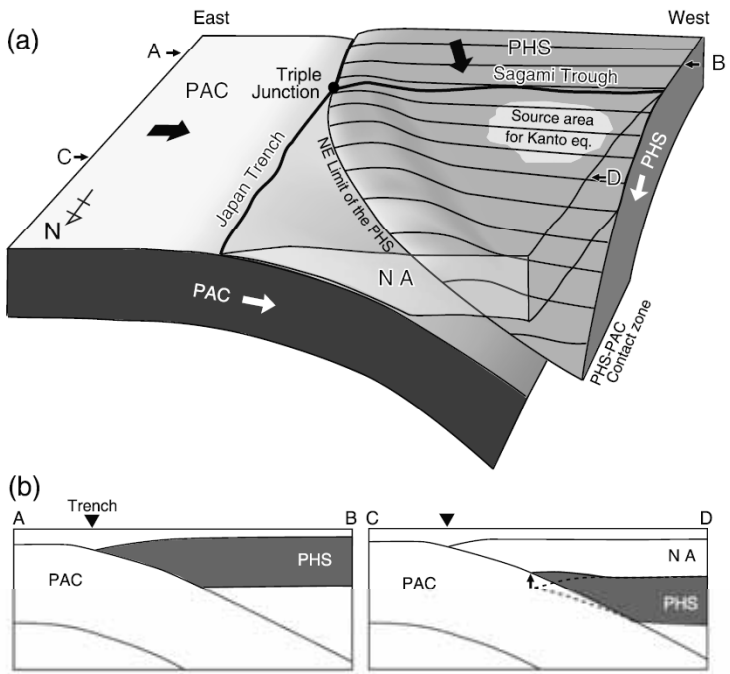


Figure 9. (a) Schematic figure showing the shape of the PHS subducting beneath Kanto. (b) East–west cross sections along A–B and C–D in Figure 9a. The PHS near the NE limit of the PHS is deformed because of the interaction with the PAC and the slab dip near the NE limit of the PHS is relatively gentle.

Uchida et al.(2010)より抜粋

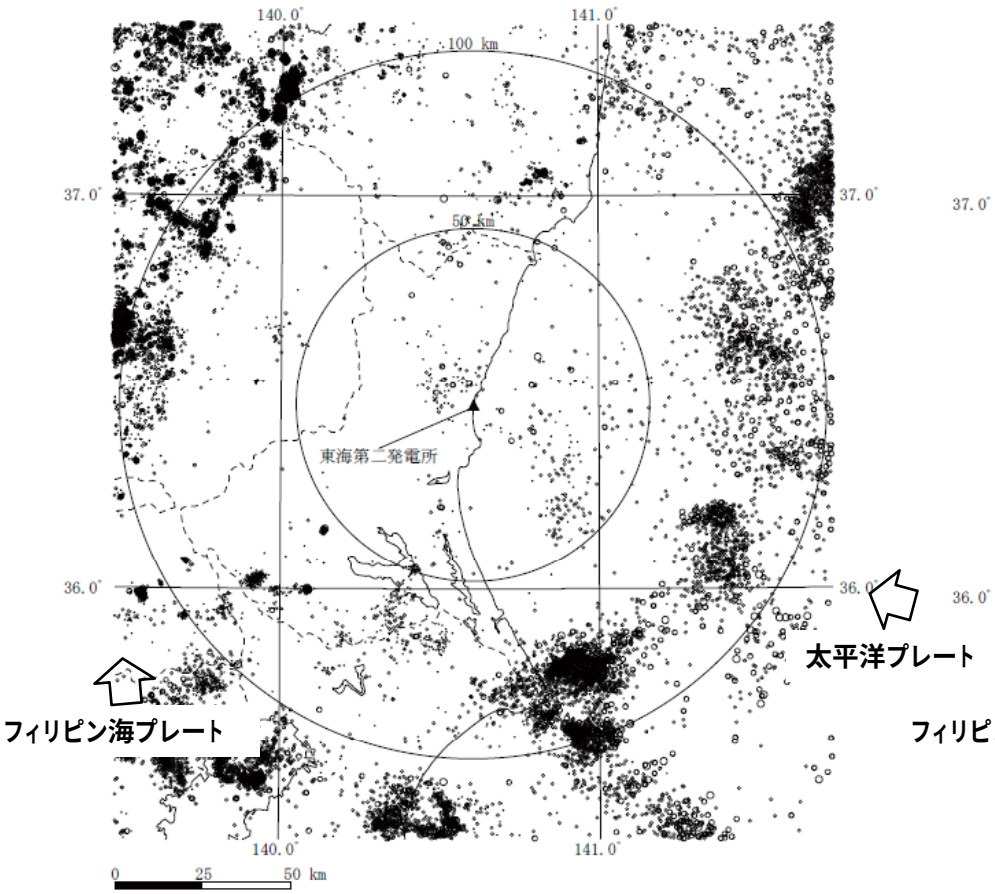
フィリピン海プレートの沈み込み形状
(北からの概観)

- 関東地方においては，南方からフィリピン海プレートが沈み込み，その下に東方から太平洋プレートが沈み込んでいる。
- 茨城県南部付近においては，フィリピン海プレートは北西方向に沈み込んでいる。

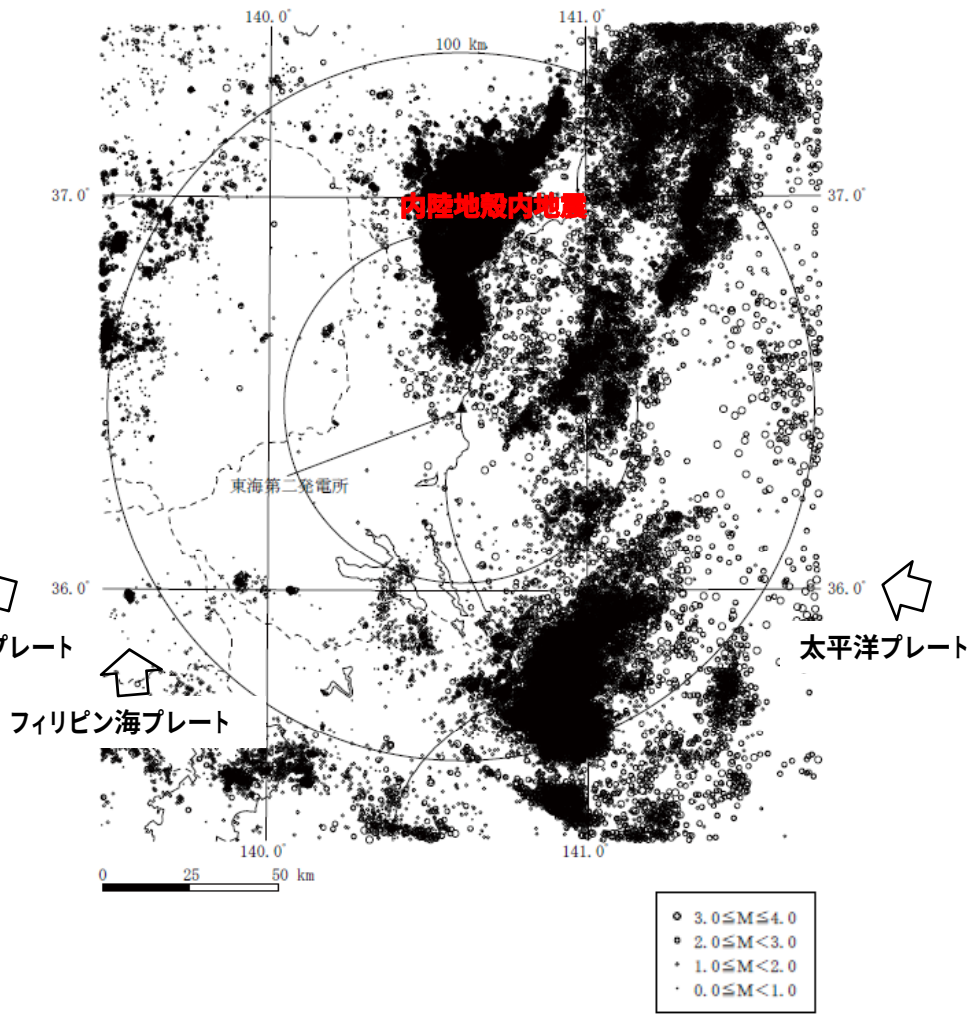
Naoki Uchida, Toru Matsuzawa, Junichi Nakajima, and Akira Hasegawa (2010):
Subduction of a wedge-shaped Philippine Sea plate beneath Kanto,central Japan, estimated from converted waves and small repeating earthquakes,
JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, VOL. 115, B07309, doi:10.1029/2009JB006962, 2010

2.2 敷地周辺の地震活動： M4.0以下，深さ30km以浅，震央分布

第404回審査会合
資料2再掲



（気象庁，1997年10月～2011年2月）



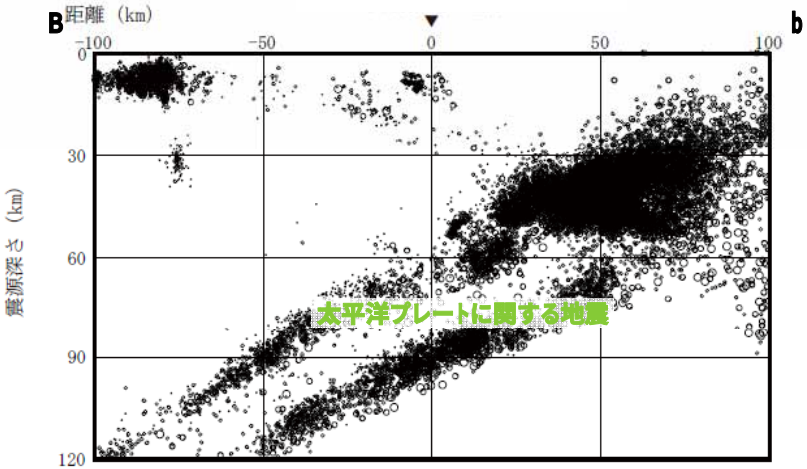
（気象庁，2011年3月～2015年7月）

2011年3月以降は，福島県と茨城県の県境付近で内陸地殻内地震が集中して発生している。

2.2 敷地周辺の地震活動： M4.0以下，敷地北方，震源鉛直分布

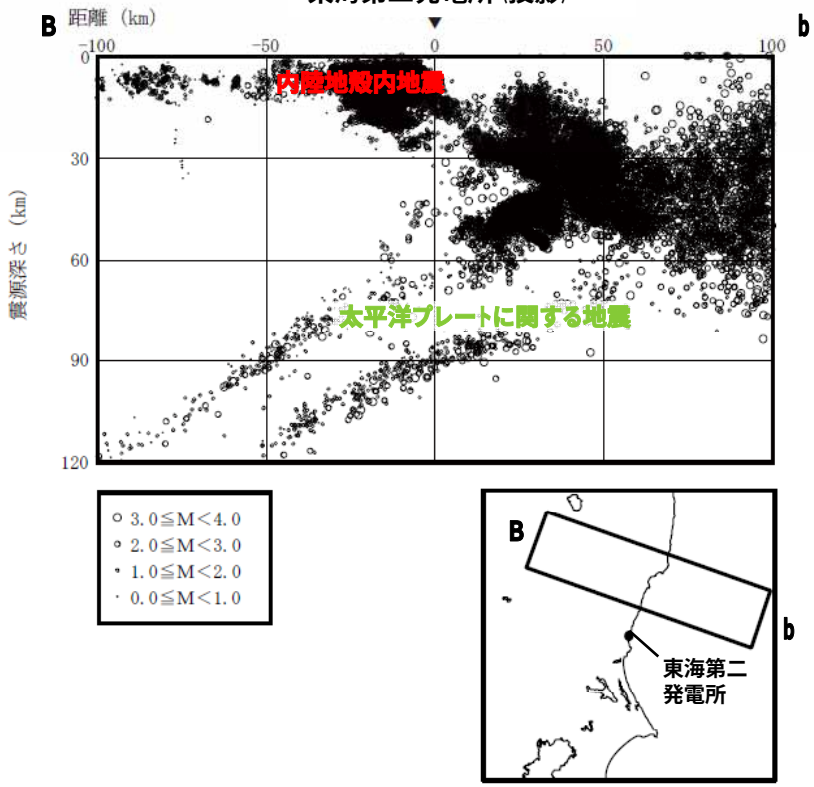
第404回審査会合
資料2再掲

東海第二発電所（投影）



（気象庁，1997年10月～2011年2月）

東海第二発電所（投影）

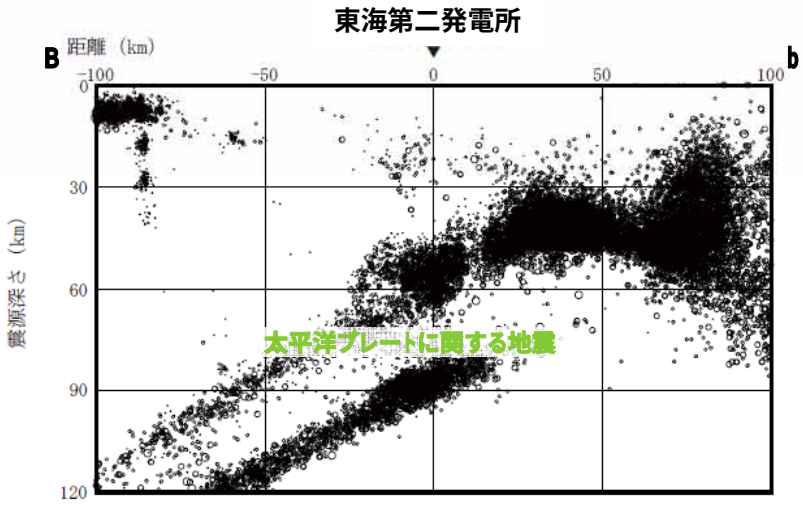


（気象庁，2011年3月～2015年7月）

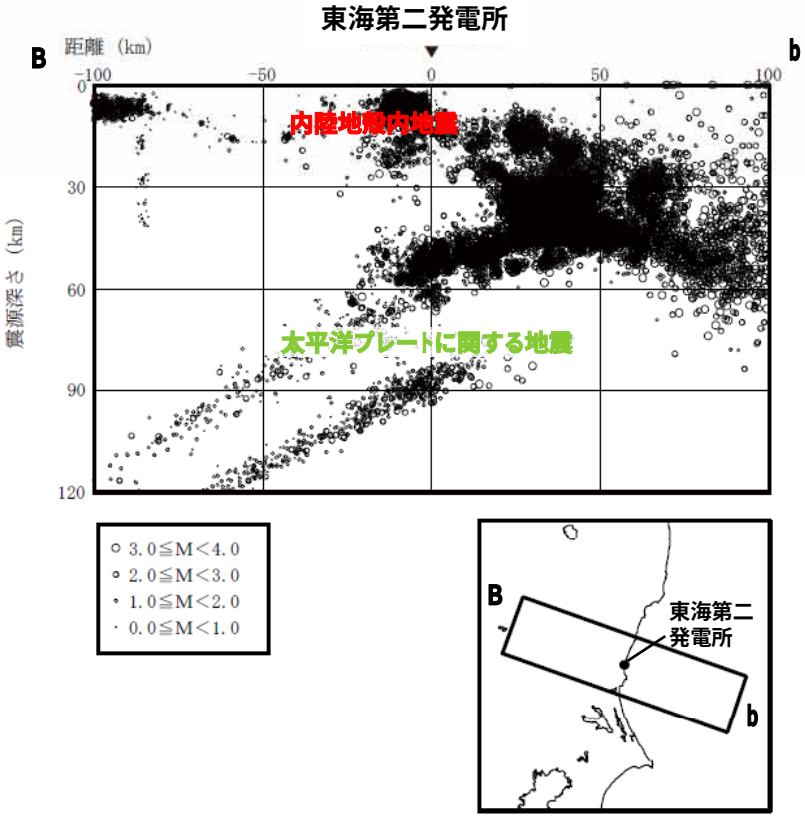
- 2011年3月以降は，福島県と茨城県の県境付近の深さ10km程度において内陸地殻内地震が発生している。
- 深さ80km程度以深では，太平洋プレートの二重深発地震面が見られる。

2.2 敷地周辺の地震活動： M4.0以下，敷地周辺，震源鉛直分布

第404回審査会合
資料2再掲



（気象庁，1997年10月～2011年2月）



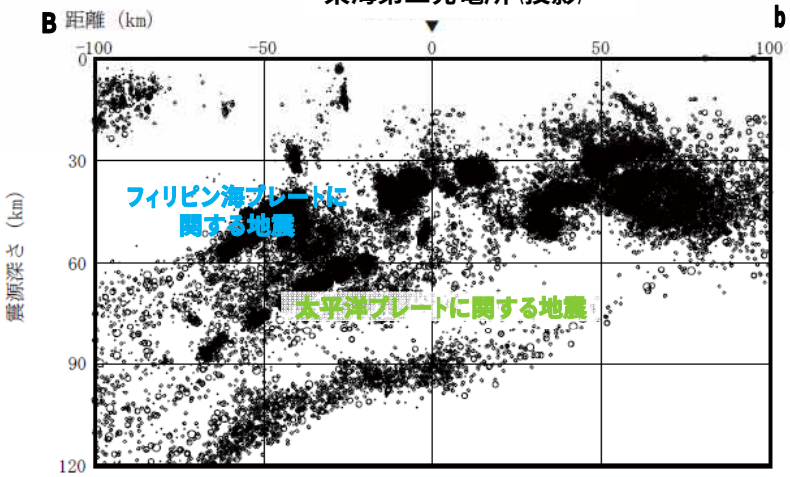
（気象庁，2011年3月～2015年7月）

- 2011年3月以降は，深さ10km程度において内陸地殻内地震が発生している。
- 深さ80km程度以深では，太平洋プレートの二重深発地震面が見られる。

2.2 敷地周辺の地震活動： M4.0以下，敷地南方，震源鉛直分布

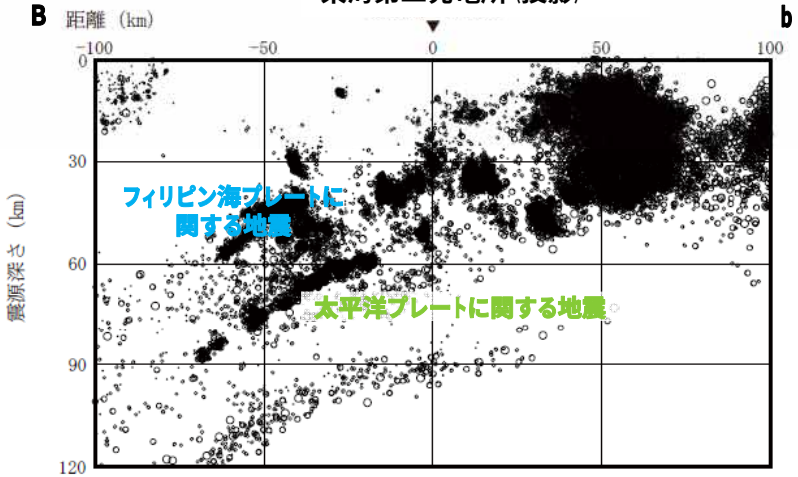
第404回審査会合
資料2再掲

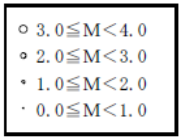
東海第二発電所（投影）

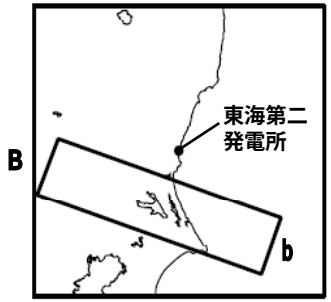


（気象庁，1997年10月～2011年2月）

東海第二発電所（投影）





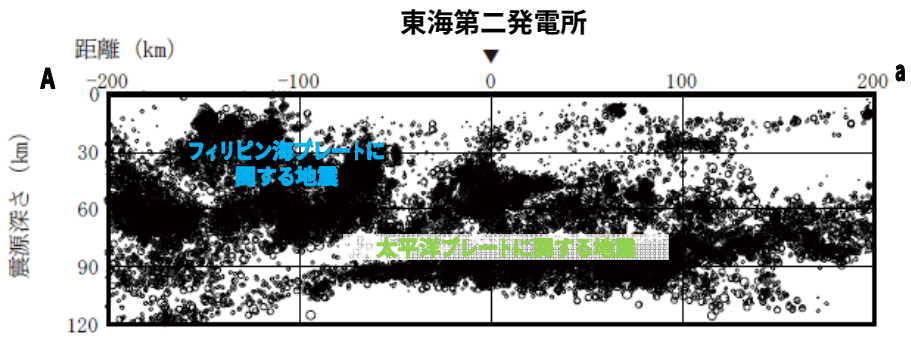


（気象庁，2011年3月～2015年7月）

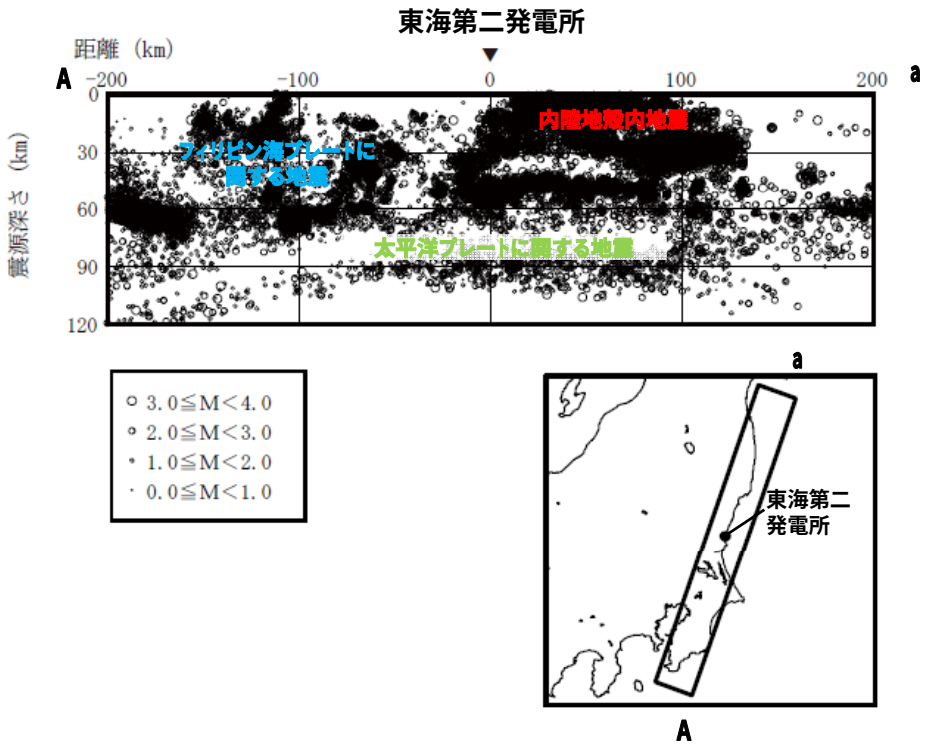
- 深さ40km程度以深では，フィリピン海プレートに関する地震が見られる。
- 深さ80km程度以深では，太平洋プレートの二重深発地震面が見られる。
- 2011年3月以降，地震発生頻度は増加したものの，地震の発生する位置に大きな変化はない。

2.2 敷地周辺の地震活動： M4.0以下，敷地周辺（広域），震源鉛直分布

第404回審査会合
資料2再掲



（気象庁，1997年10月～2011年2月）

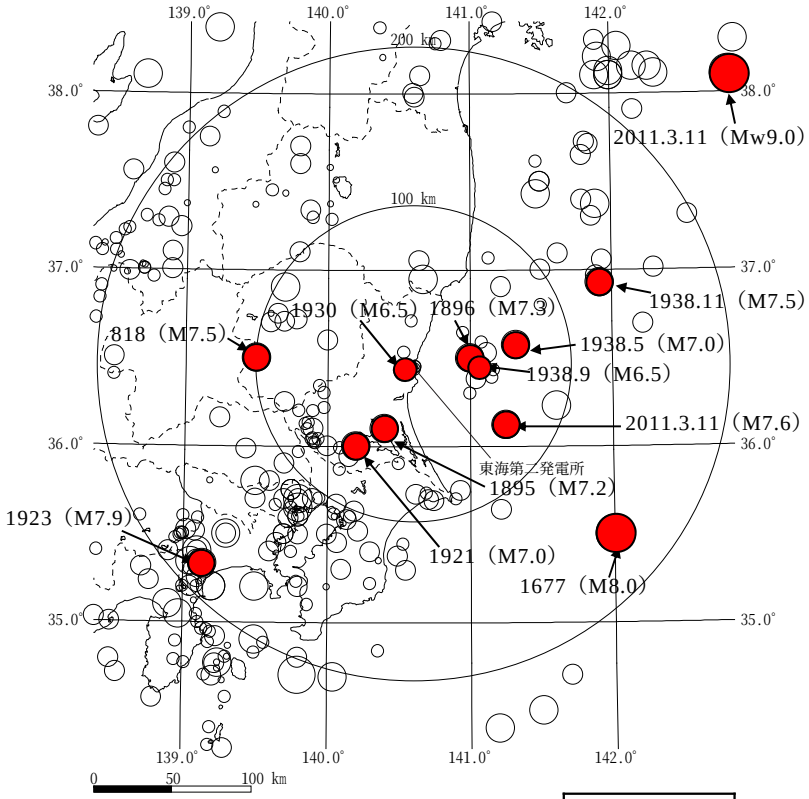


（気象庁，2011年3月～2015年7月）

- 2011年3月以降は，深さ10km程度において内陸地殻内地震が発生している。
- 深さ30km程度では，フィリピン海プレートに関する地震が見られる。
- 深さ60km程度以深では，太平洋プレートに関する地震が見られる。

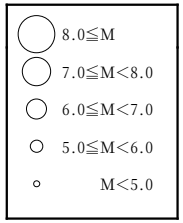
2.3 被害地震分布

■「日本被害地震総覧」及び「気象庁地震カタログ」に記載されている被害地震のうち，敷地周辺で震度5弱程度以上であったと推定される被害地震を抽出し，その震央分布を下図に示す。



● 敷地周辺で震度5弱程度以上と推定される地震

敷地周辺の被害地震の震央分布図



敷地周辺で震度5弱程度以上の被害地震

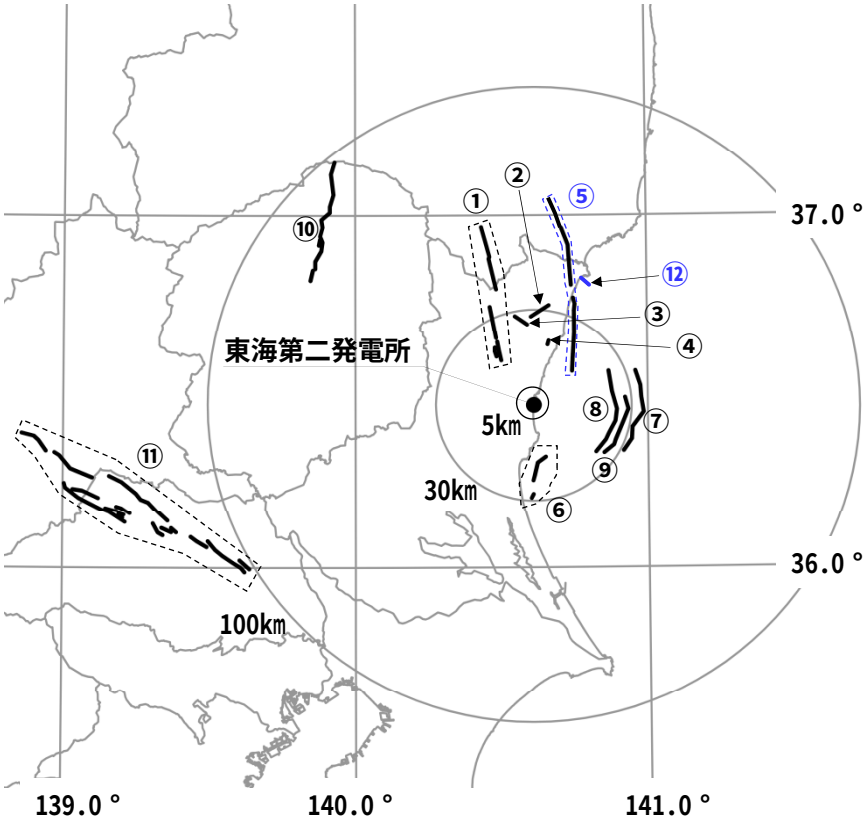
年月日	地震規模 M	地震	震央距離 (km)	深さ (km)
818.－.－	7.5	関東諸国の地震	99	－
1677.11. 4	8.0	磐城･常陸･安房･上総･下総の地震	165	－
1895. 1.18	7.2	霞ヶ浦付近の地震	45	－
1896. 1. 9	7.3	鹿島灘の地震	35	－
1921.12. 8	7.0	茨城県龍ヶ崎付近の地震	64	－
1923. 9. 1	7.9	関東大地震	183	23
1930. 6. 1	6.5	那珂川下流域の地震	8	54
1938. 5.23	7.0	塩屋崎沖の地震	65	35
1938. 9.22	6.5	鹿島灘の地震	40	48
1938.11. 5	7.5	福島県東方沖地震	128	43
2011. 3.11	Mw9.0	2011年東北地方太平洋沖地震の本震	270	23.7
2011. 3.11	7.6	2011年東北地方太平洋沖地震の最大余震	69	42.7

- 敷地から100km以内ではM7クラスの被害地震が発生している。
- 2011年には東北地方太平洋沖地震が発生し，敷地周辺で被害が生じている。

2.4 敷地周辺の活断層分布

第404回審査会合
資料2再掲

■「敷地周辺及び近傍の地質・地質構造」の審議を踏まえた震源として考慮する活断層分布を示す。



凡　例

- ：連動を考慮する断層
- ：震源として考慮する活断層
- ：連動を考慮する断層（申請時（H26.5.20）の評価から見直したもの）
- ：震源として考慮する活断層（申請時（H26.5.20）の評価から見直したもの）

震源として考慮する活断層のリスト

	断　層　名	長さ (km)	地震規模M※1
①	棚倉破砕帯東縁断層，同西縁断層の連動	42	7.5
②	関口－米平リニアメント	6	6.8※2
③	竪破山リニアメント	4	6.8※2
④	宮田町リニアメント	1	6.8※2
⑤	F１断層，北方陸域の断層，塩ノ平地震断層の連動	58	7.8
⑥	F３断層，F４断層の連動	16	6.8
⑦	F８断層	26	7.2
⑧	F１６断層	26	7.2
⑨	A－１背斜	20	7.0
⑩	関谷断層	40	7.5
⑪	関東平野北西縁断層帯	82	8.0
⑫	F１１断層	5	6.8※2

※1　地震規模は松田(1975)により算定
※2　長さの短い断層については地震規模をM6.8として評価

- 敷地周辺の地質・地質構造に関する調査の結果，上記の断層を震源として考慮する活断層として評価する。
- 敷地近傍（敷地を中心とする半径約5kmの範囲）において，震源として考慮する活断層は認められない。

3章　プレート間地震

1. 概要 ･････････････････････････････ 3
2. 敷地周辺の地震発生状況及び活断層分布 ･････････････････････････････ 5
   2.1 敷地周辺のプレートテクトニクス ･････････････････････････････ 6
   2.2 敷地周辺の地震活動 ･････････････････････････････ 8
   2.3 被害地震分布 ･････････････････････････････ 13
   2.4 敷地周辺の活断層分布 ･････････････････････････････ 14
3. プレート間地震 ･････････････････････････････ 15
   3.1 検討用地震の選定 ･････････････････････････････ 16
   3.2 震源モデルの設定 ･････････････････････････････ 25
   3.3 地震動評価 ･････････････････････････････ 54
4. 海洋プレート内地震 ･････････････････････････････ 71
   4.1 検討用地震の選定 ･････････････････････････････ 72
   4.2 震源モデルの設定 ･････････････････････････････ 83
   4.3 地震動評価 ･････････････････････････････ 133
5. 内陸地殻内地震 ･････････････････････････････ 149
   5.1 地震発生層の設定 ･････････････････････････････ 150
   5.2 検討用地震の選定 ･････････････････････････････ 164
   5.3 震源モデルの設定 ･････････････････････････････ 174
   5.4 地震動評価 ･････････････････････････････ 216

第358回審査会合
資料1再掲

3.1 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

- 磐城・常陸・安房・上総・下総の地震
- 1896年鹿島灘の地震
- 関東大地震
- 那珂川下流域の地震
- 塩屋崎沖の地震
- 1938年鹿島灘の地震
- 福島県東方沖地震
- 2011年東北地方太平洋沖地震の本震
- 2011年東北地方太平洋沖地震の最大余震

各機関が想定した震源による地震

- 茨城県南部の地震 （中央防災会議）
- 茨城県沖の地震 （地震調査研究推進本部）

評価手法

検討用地震の候補について応答スペクトル手法により評価を行う。手法はNoda et al.(2002) を用いる。評価にあたり，地震観測記録から算出した補正係数を考慮する。なお，敷地での観測記録が存在する地震については，その解放基盤波を採用する。

↓

補正係数の算出

鹿島灘付近で発生した地震の応答スペクトル比を検討し，当該地域で発生した地震について短周期側で4倍の補正係数を考慮する。

⇩

敷地に対して最も影響の大きい地震をプレート間地震の検討用地震として選定する。

補正係数の算定に用いた地震観測点位置

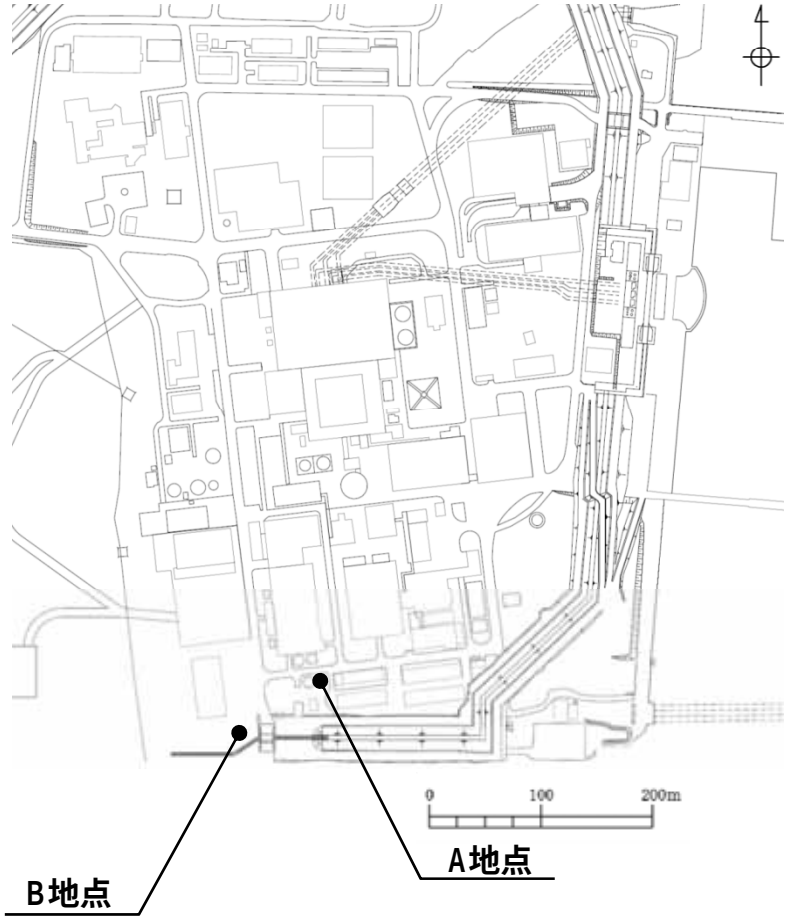
第358回審査会合
資料1再掲

■東海第二発電所では，敷地地盤において以下のとおり地震観測を実施している。補正係数の算出に際しては，解放基盤表面相当であるE.L.-372mの地震観測記録を用いた。

地震観測点位置（深さ方向）

●：地震計設置位置

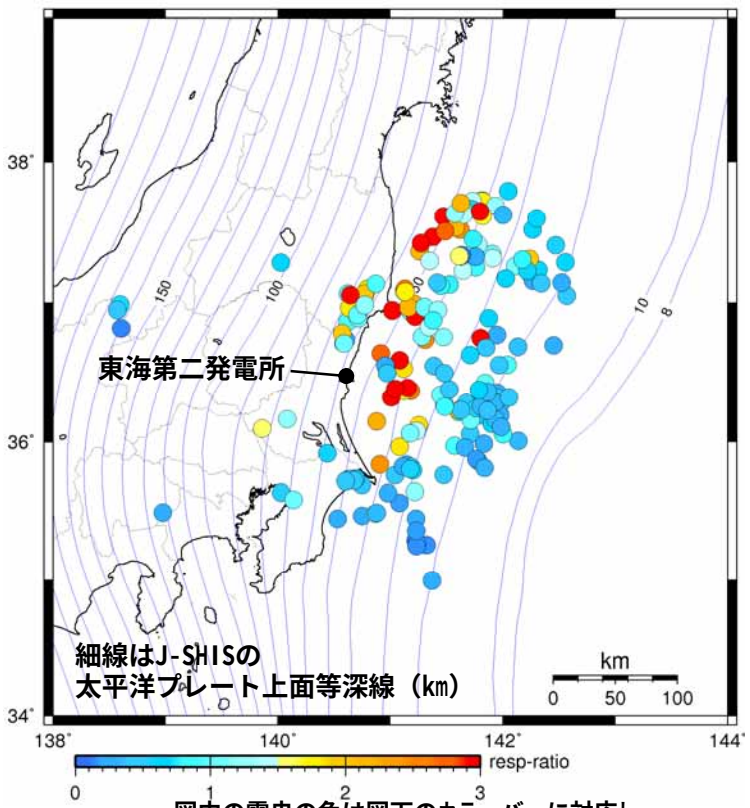
	標高	地震観測点位置		
	E.L.	A地点	B地点	地　層
地　表	+8m (G.L.)	●		
				第四系
	-15m			新第三系
原子炉建屋人工岩盤下端相当	-17m	●		
	-192m	●		
解放基盤表面相当（解放基盤表面E.L.-370m）	-372m	●		
地震基盤相当	約-700m			先新第三系
	-992m		●	
	観測開始	1996年3月	2012年8月	



地震観測点位置（平面）

応答スペクトル手法による地震動評価に用いる補正係数：　プレート間地震記録の収集

■応答スペクトル手法による地震動評価は，Noda et al.(2002)による手法（耐専スペクトル）で行う。
■評価に際しては，地震発生様式ごとに分類した地震観測記録の分析に基づく補正係数を考慮する。



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）。

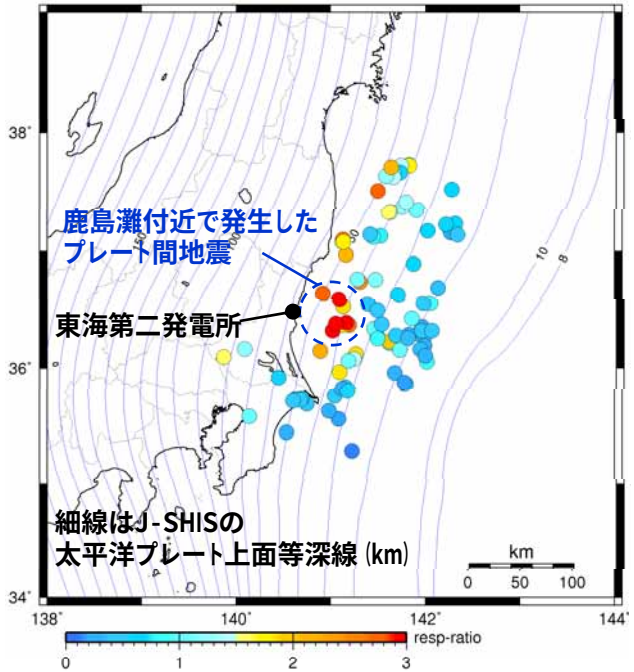
応答スペクトル比の算出に用いた
M5.3以上の地震の震央分布
（水平成分）

・東海第二発電所の地震観測記録のうちM5.3以上で震央距離200km以内の地震を対象に，解放基盤波の応答スペクトルを耐専スペクトルで除した「応答スペクトル比」を算出する。
・プレート間地震，海洋プレート内地震，内陸地殻内地震の地震発生様式ごとに各地震の「応答スペクトル比」を算出し，地域性の観点からグルーピングを行う。

$$\text{応答スペクトル比} = \frac{\text{敷地の観測記録（解放基盤表面）}}{\text{Noda et al.(2002)による値}}$$

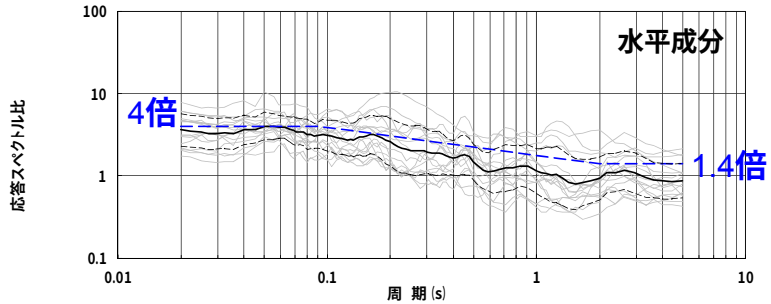
応答スペクトル手法による地震動評価に用いる補正係数：　鹿島灘付近

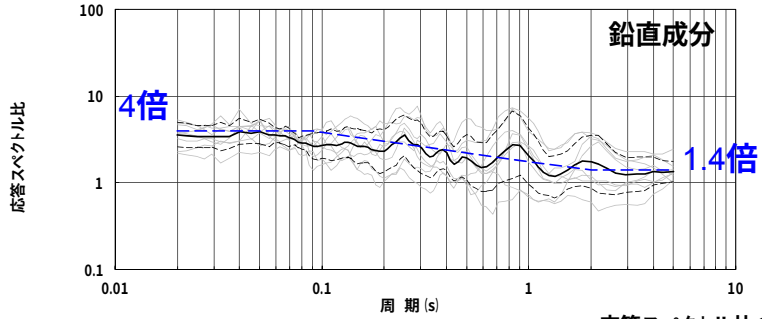
■補正係数（鹿島灘付近の地震）



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）。

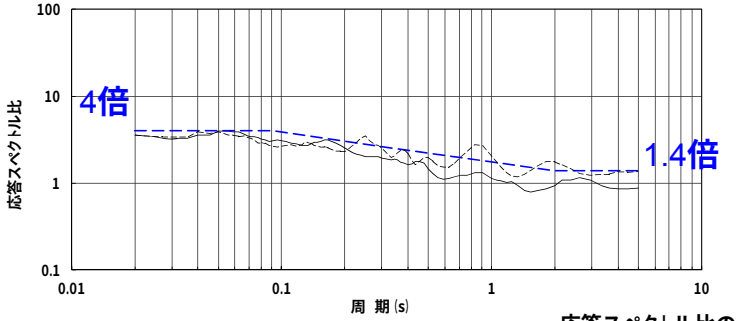
検討対象地震の震央分布図
（水平成分）





応答スペクトル比の平均
±σ

応答スペクトル比



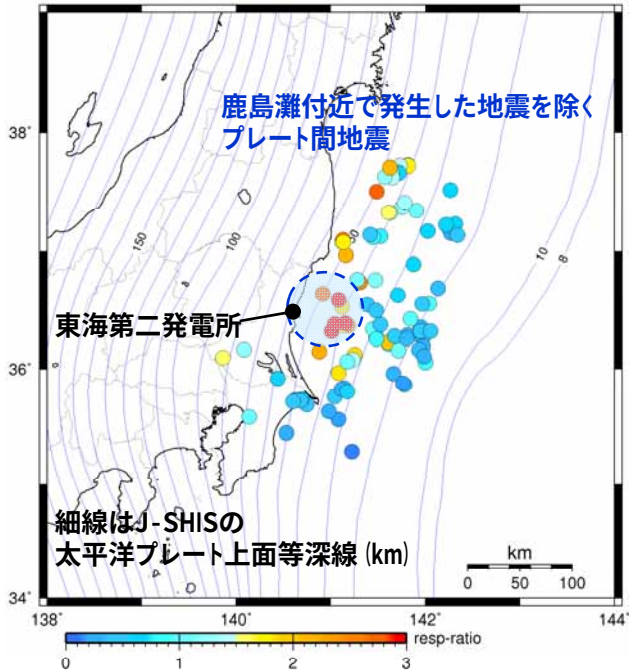
応答スペクトル比の平均（水平）
応答スペクトル比の平均（鉛直）
補正係数

補正係数

鹿島灘付近で発生した地震の応答スペクトル比には，短周期側で4倍程度となる傾向が見られるため，短周期側で4倍の補正係数を考慮する。

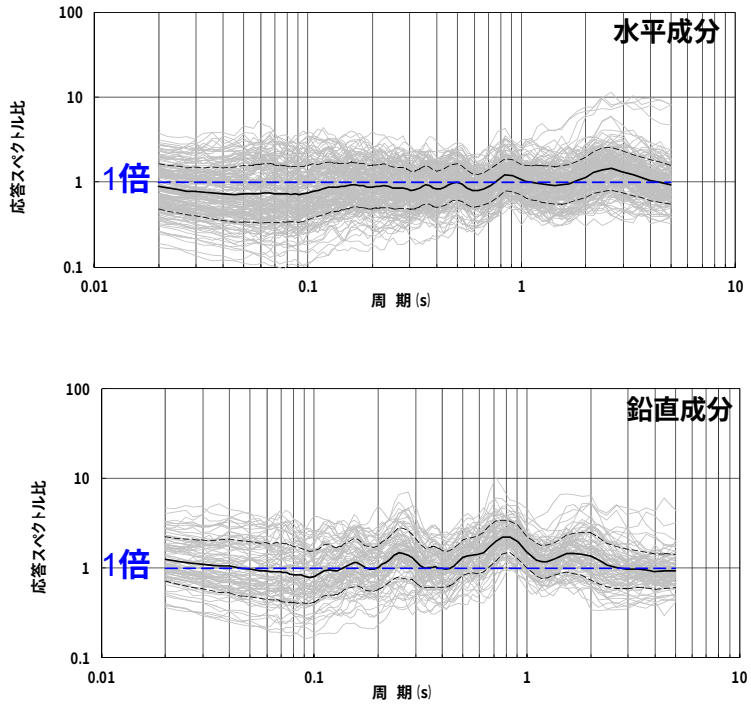
応答スペクトル手法による地震動評価に用いる補正係数：　鹿島灘を除く領域

■補正係数（鹿島灘付近を除く領域の地震）



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）。

検討対象地震の震央分布図
（水平成分）



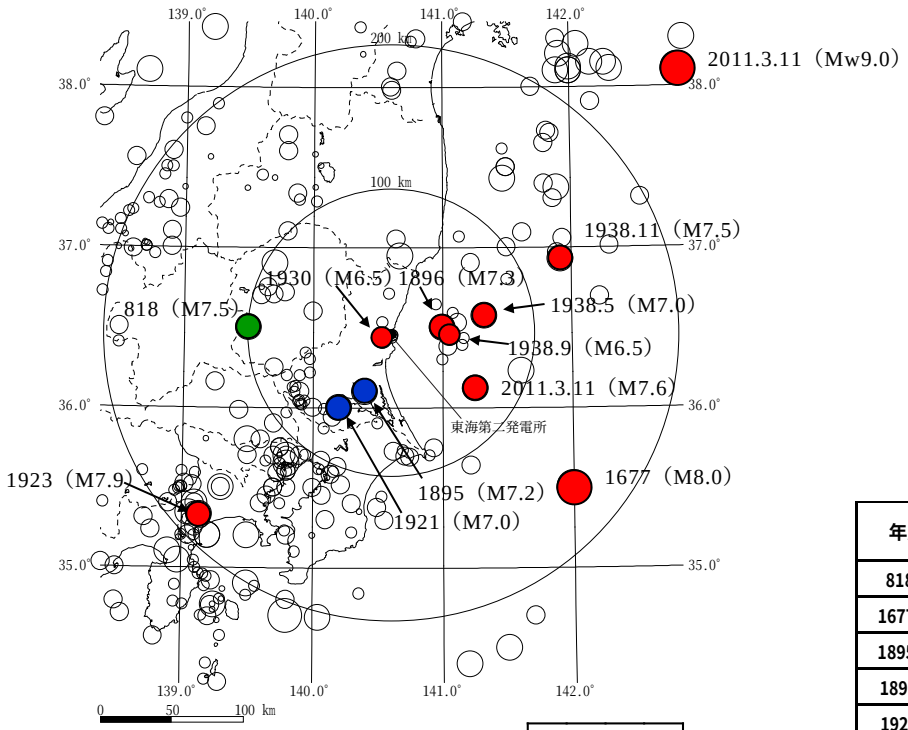
応答スペクトル比の平均
±σ

応答スペクトル比

鹿島灘付近を除く領域で発生した地震については，応答スペクトル比がほぼ1倍であるため補正は行わない。

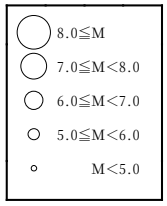
過去の被害地震

■敷地で震度5程度以上となる過去の被害地震を抽出する。

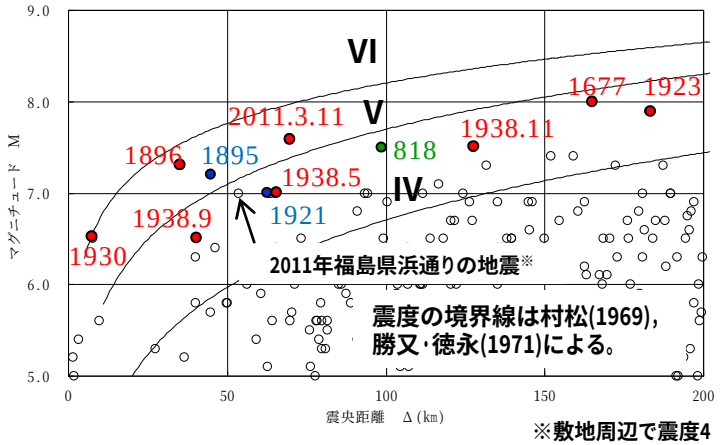


敷地周辺で震度5弱程度以上と推定される地震

- 内陸地殻内地震
- プレート間地震
- 海洋プレート内地震



敷地周辺の被害地震の震央分布図
（日本被害地震総覧及び気象庁カタログ）



※敷地周辺で震度4

敷地周辺の被害地震から想定されるMとΔの関係

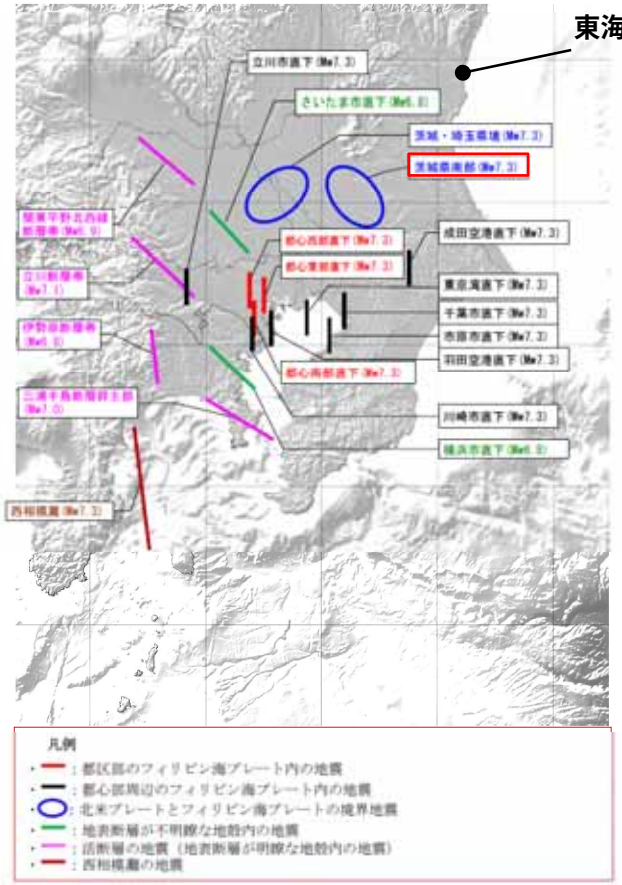
敷地での震度5程度以上となる被害地震リスト

年月日	地震	地震規模 M	震央距離 (km)	深さ (km)	地震発生様式
818.－.－	関東諸国の地震	7.5	99	－	内陸地殻内地震
1677.11. 4	磐城・常陸・安房・上総・下総の地震	8.0	165	－	プレート間地震
1895. 1.18	霞ヶ浦付近の地震	7.2	45	－	海洋プレート内地震
1896. 1. 9	鹿島灘の地震	7.3	35	－	プレート間地震
1921.12. 8	茨城県龍ヶ崎付近の地震	7.0	64	－	海洋プレート内地震
1923. 9. 1	関東大地震	7.9	183	23	プレート間地震
1930. 6. 1	那珂川下流域の地震	6.5	8	54	プレート間地震
1938. 5.23	塩屋崎沖の地震	7.0	65	35	プレート間地震
1938. 9.22	鹿島灘の地震	6.5	40	48	プレート間地震
1938.11. 5	福島県東方沖地震	7.5	128	43	プレート間地震
2011. 3.11	2011年東北地方太平洋沖地震の本震	Mw9.0	270	23.7	プレート間地震
2011. 3.11	2011年東北地方太平洋沖地震の最大余震	7.6	69	42.7	プレート間地震

- 敷地で震度5程度以上となる被害地震について，気象庁カタログや文献から震源位置を求め地震発生様式毎に分類した。
- 敷地で震度5程度以上となる被害地震は，その多くがプレート間地震または海洋プレート内地震である。
- 内陸地殻内地震としては，818年関東諸国の地震が敷地で震度5程度以上となる。

各機関の想定した震源：　中央防災会議（2013）

■各機関の想定したプレート間地震のうち，敷地への影響が大きいと考えられる地震を選定する。



中央防災会議（2013）による北米プレートとフィリピン海プレートとの境界の地震

中央防災会議(2013)に一部加筆

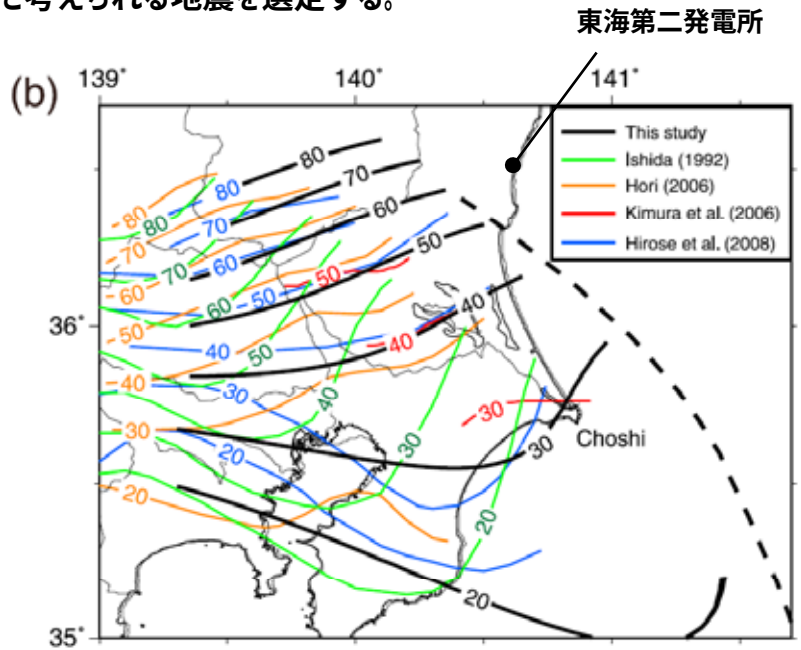


Figure 7. (a) Depth to the upper boundary of the PHS (contours). Blue dashed contours represent a result without the data from earthquakes on the UBPHS. Red dashed contours represent a result with equal weight (10 times more than the *SP-P*/*S-PS* data of the highest grade) for the data from earthquakes on the UBPHS. The conversion points for *SP* converted wave (circle), *PS* converted waves (diamonds), locations of REs at the UBPHS (stars), and low-angle thrust-fault-type earthquakes (squares [*Hirose et al.*, 2008]) are shown with color indicating residuals of travel times. (b) Comparison of the upper boundaries of the PHS estimated by several studies. Black contours are the same in Figure 7a. Green, orange, red, and blue colors show the results from *Ishida* [1992], *Hori* [2006], *Kimura et al.* [2006], and *Hirose et al.* [2008], respectively. Dashed line is the NE limit of the PHS.

Uchida et al.(2010)に一部加筆

フィリピン海プレート上面の深さ分布

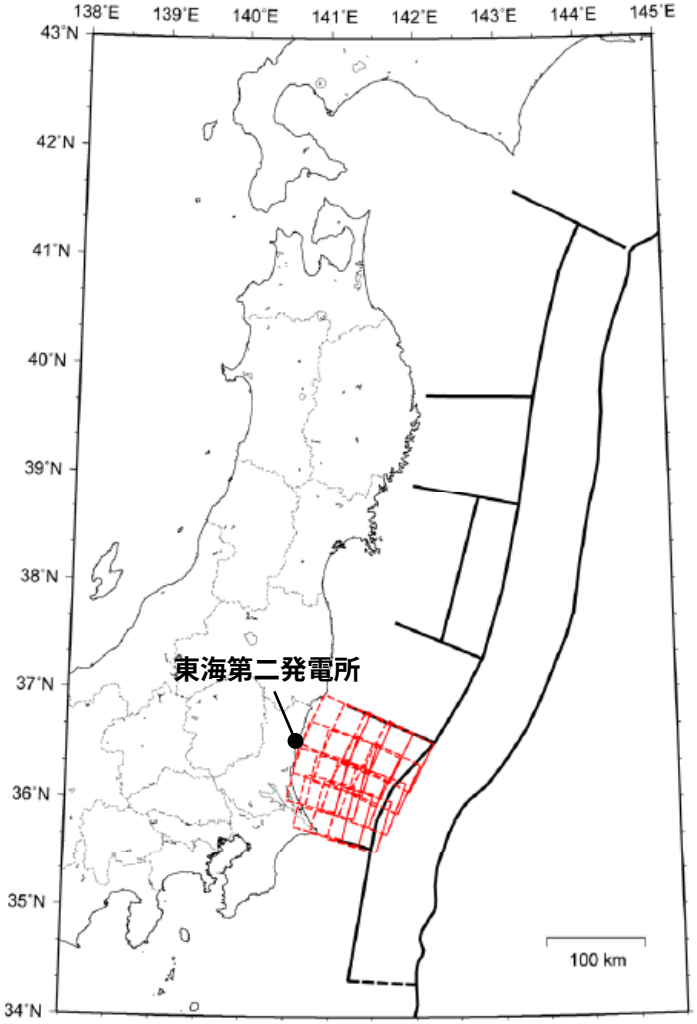
中央防災会議（2013）では，茨城県南部においてフィリピン海プレートと北米プレートとの境界の地震としてM7.3が想定されている。フィリピン海プレートの形状を考慮すると，当該震源の敷地からの距離は，フィリピン海プレート上面のほかの震源である茨城・埼玉県境（M7.3）と比較し近くなる。よって，フィリピン海プレートと北米プレートの境界の地震としてM7.3の地震を茨城県南部に設定する。

（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）

第358回審査会合
資料1再掲

各機関の想定した震源：　地震調査研究推進本部（2012）

■各機関の想定したプレート間地震のうち，敷地への影響が大きいと考えられる地震を選定する。



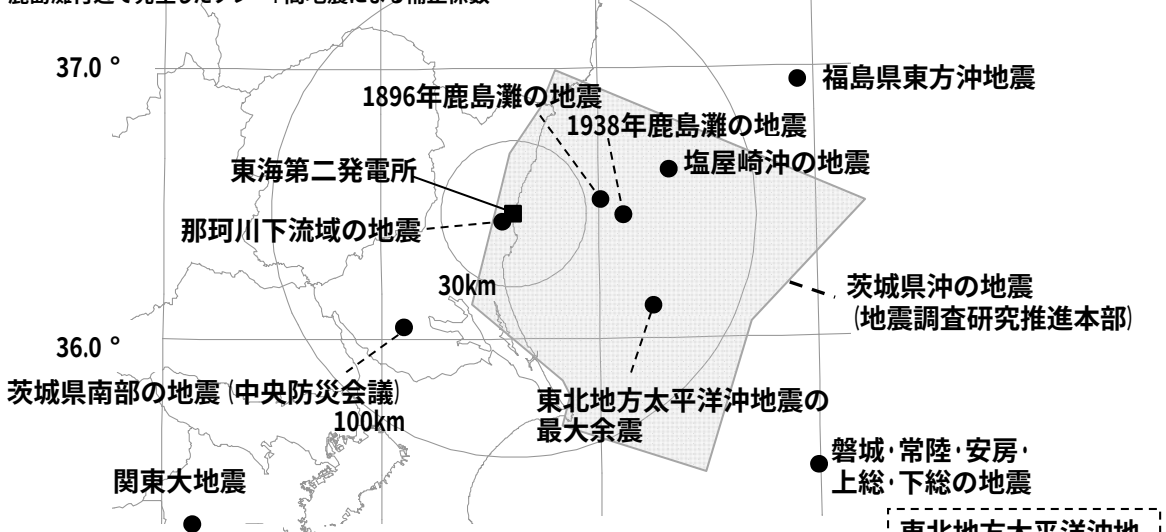
地震調査研究推進本部（2012）では，「茨城県沖の繰り返し発生する地震以外の地震」としてM7.3～7.6（断層数15）が想定されている。よって，太平洋プレートと北米プレートの境界の地震としてM7.6の地震を茨城県沖に設定する。

地震調査研究推進本部（2012）による茨城県沖の地震の震源域（一部加筆）

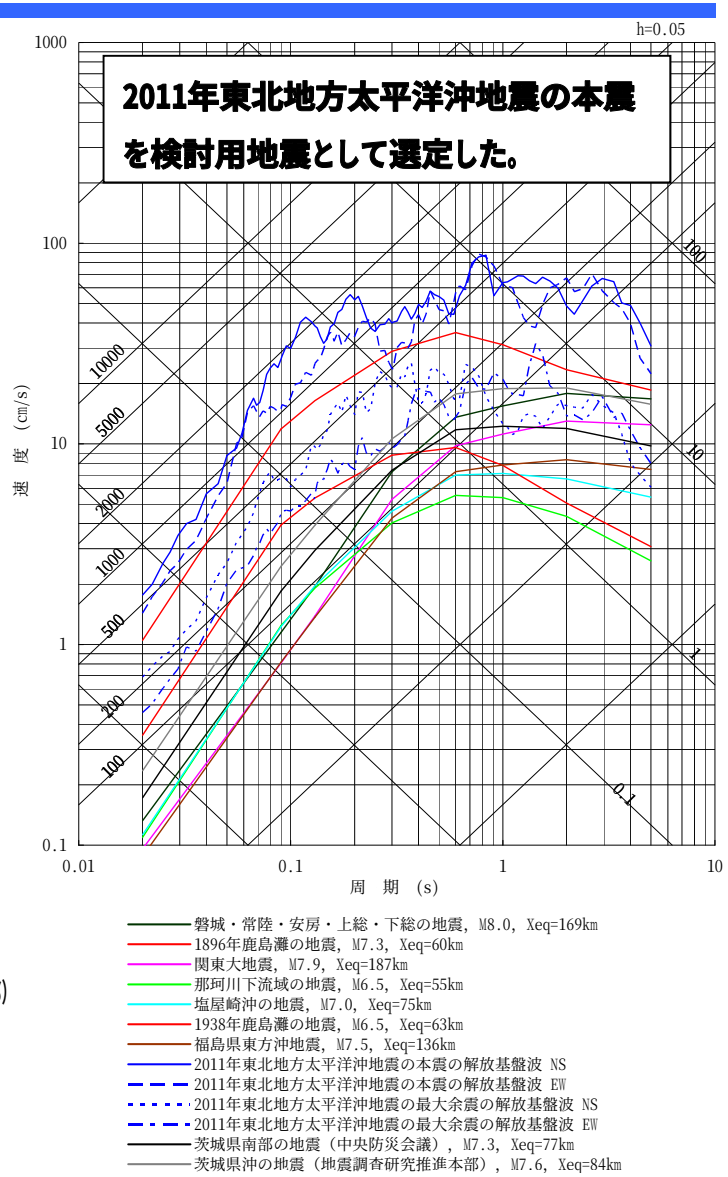
検討用地震の選定

年月日	地名（地震名）	地震規模 M	等価震源距離 (km) ※2	補正係数※3
1677.11. 4	磐城・常陸・安房・上総・下総の地震	8.0	169	
1896. 1. 9	鹿島灘の地震	7.3	60	考慮
1923. 9. 1	関東大地震	7.9	187	
1930. 6. 1	那珂川下流域の地震	6.5	55	
1938. 5.23	塩屋崎沖の地震	7.0	75	
1938. 9.22	鹿島灘の地震	6.5	63	考慮
1938.11. 5	福島県東方沖地震	7.5	136	
2011. 3.11	2011年東北地方太平洋沖地震の本震※1	Mw9.0	－	
2011. 3.11	2011年東北地方太平洋沖地震の最大余震※1	7.6	－	
－	茨城県南部の地震（中央防災会議）	7.3	77	
－	茨城県沖の地震（地震調査研究推進本部）	7.6	84	

※1　解放基盤波を用いる。　※2　地震カタログによる位置情報やプレート境界等深線等に基づいて算出
※3　鹿島灘付近で発生したプレート間地震による補正係数



対象震源位置図



プレート間地震の地震動の応答スペクトル
（Noda et al.(2002) の手法に補正係数を考慮）

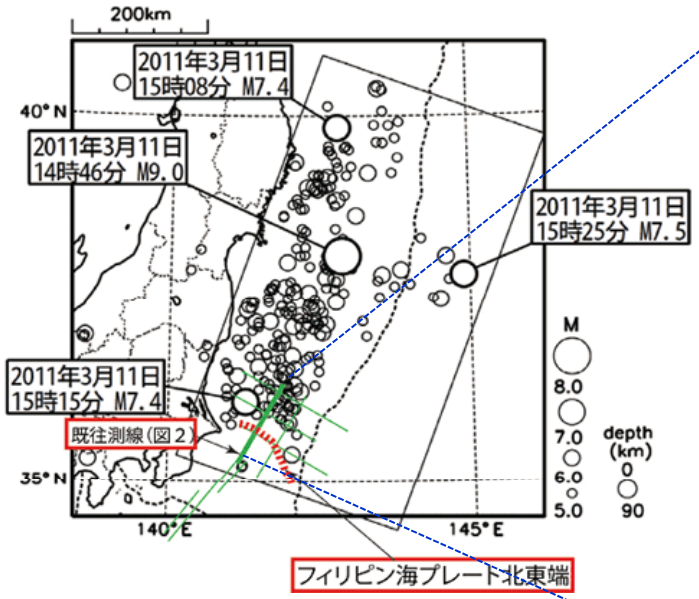
3.2 震源モデルの設定

3.2.1 基本震源モデルの設定

3.2.2 不確かさを考慮した震源モデルの設定

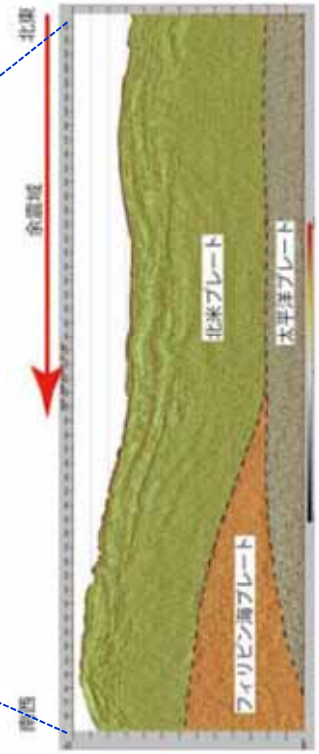
震源の規模，震源域

■東北地方太平洋沖地震に関する破壊領域の検討結果を踏まえ，震源の規模，震源域を改めて検討する。



気象庁による震央分布（2011 年3月11 日12 時00 分～13 日07 時00 分，深さ90km 以浅，M≧5.0）と
フィリピン海プレート北東端の位置関係

海洋研究開発機構(2012)に一部加筆



反射法地震探査に基づく解釈図
房総沖では，銚子付近から南東方向に向って，
フィリピン海プレート北東端が太平洋プレート
と接している。

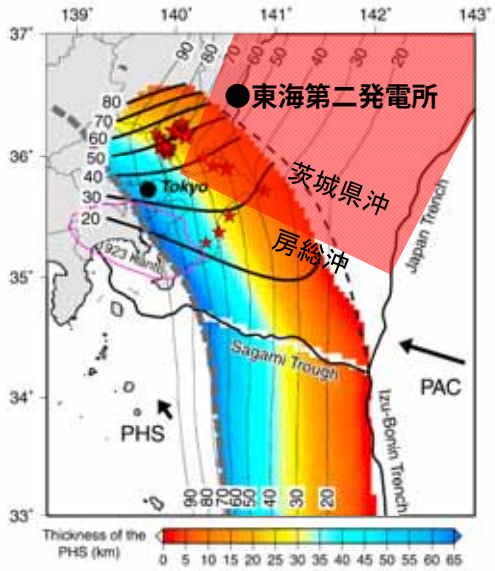


Figure 8. Thickness distribution of the PHS. Black and shaded dashed lines denote the NE and SW limits of the PHS-PAC contact zone, respectively [*Nakajima et al.*, 2009b; *Uchida et al.*, 2009]. For the SW limits beneath Boso peninsula and further south, which is not well constrained in *Nakajima et al.* [2009b], we adjusted it to the position of ~60 km thickness according to the thickness in the land area. The source area of the 1923 Kanto earthquake estimated by *Wald and Somerville* [1995] is delineated by a pink line. Red stars are small repeating earthquakes on the PHS. Bold and thin contours are the same as those in Figures 7 and 4a, respectively.

赤網掛け：　Mw９クラスの震源（部分）

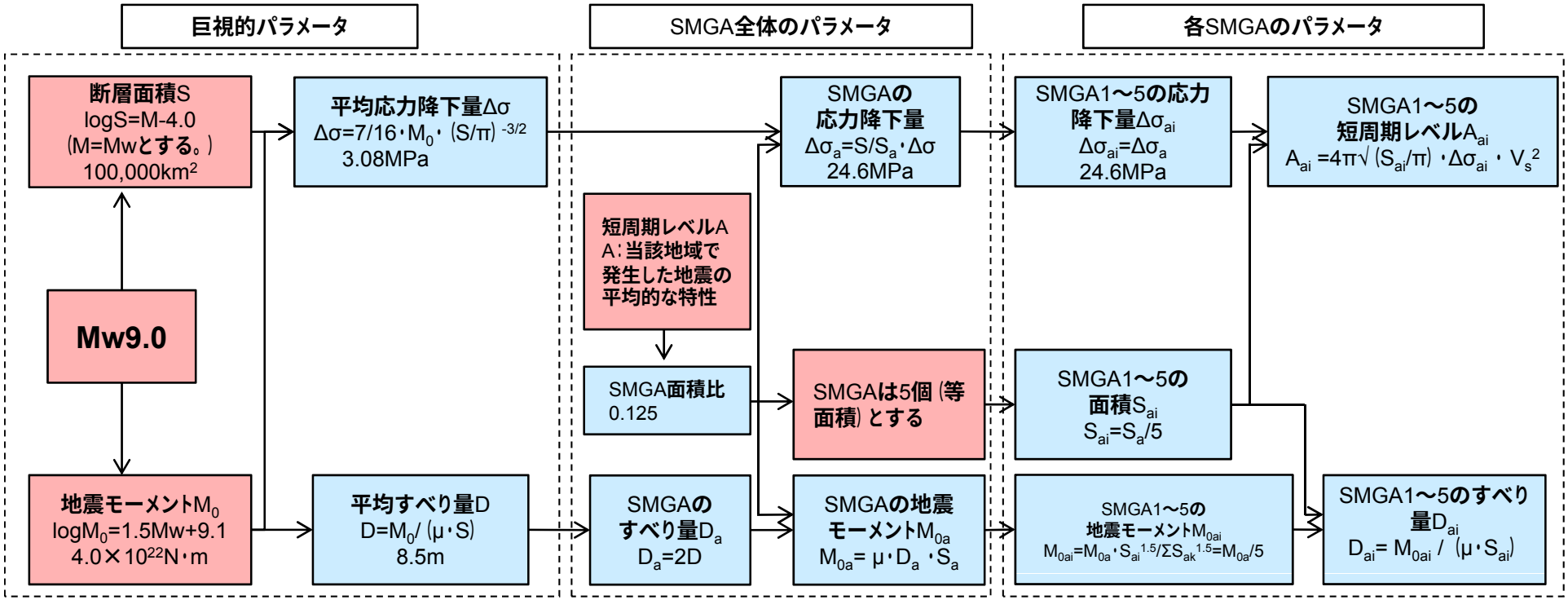
Uchida et al.(2010)に一部加筆

フィリピン海プレートの分布

- 東北地方太平洋沖地震の破壊領域に関する検討では，海洋研究開発機構（2012）等複数の文献で，フィリピン海プレートの存在がこの地震による破壊伝播のバリアとして作用した可能性を指摘している。
- フィリピン海プレートの北東限は茨城県沖と房総沖の領域の境界付近に位置している。
- 従って，フィリピン海プレートの北東限より北側（三陸沖中部から茨城県沖の領域まで）で，地震調査研究推進本部の領域区分も参考に震源を想定する。規模は既往最大である東北地方太平洋沖地震同様のMw9.0とする。

基本震源モデルの設定フロー

■巨大プレート間地震に対し強震動予測レシピが適用できることは諸井ほか（2013）で示されている。よって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。



与条件とした項目　　強震動予測レシピを用いて設定

（SMGA： 強震動生成域）

基本震源モデルの設定（1／2）

■主要なパラメータの設定

主要な6個の断層パラメータ（断層面積S(km^2)，地震モーメントM_0(N･m)，応力降下量Δσ (MPa)，SMGA面積S_a(km^2)，短周期レベルA(N･m/s^2)，SMGAの応力降下量Δσ_a (MPa)）のうち，下記3つのパラメータの値を与条件とし，残りのパラメータを関係式を用いて算定する。

【断層面積　S】

想定する地震規模Mw9.0より，佐藤(1989)による logS=M-4.0を用いて100,000km^{2}と算出する。
（Mw=Mとする。）

【地震モーメント　M_0】

Hanks and Kanamori(1979)による$\log M_0$ =1.5Mw+9.1より M_0= 4.0×10^{22} (N･m)と算出する。

【短周期レベル】

宮城県沖，福島県沖，茨城県沖で発生した地震の平均的な短周期レベルの励起特性を有するように設定する。

■パラメータ間の関係式

・SMGAの応力降下量Δσ_a (Madariaga,1979)

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

ここで，Δσ：応力降下量，S：断層面積，S_a：SMGA面積

・応力降下量Δσ (Eshelby,1957)

$\Delta\sigma = (7 / 16) \times M_0 / R^3$

ここで，M_0：地震モーメント，R：断層の等価半径

・短周期レベルA (Brune, 1970)

$A = 4\pi r \Delta\sigma_a \beta^2$

ここで，r：SMGAの総面積の等価半径(km)，β：せん断波速度(km/s)

基本震源モデルの設定（2／2）

■断層形状，SMGA位置等については下記の通り設定する。

【断層形状】

・長さ，幅は，東北地方太平洋沖地震の震源域を参考にそれぞれ500km，200kmとする。

・走向は，東北地方太平洋沖地震に関する防災科学技術研究所F-netのCMT解を用いる。深さは，太平洋プレートの上面に沿ってモデル化する。

【SMGAの位置】

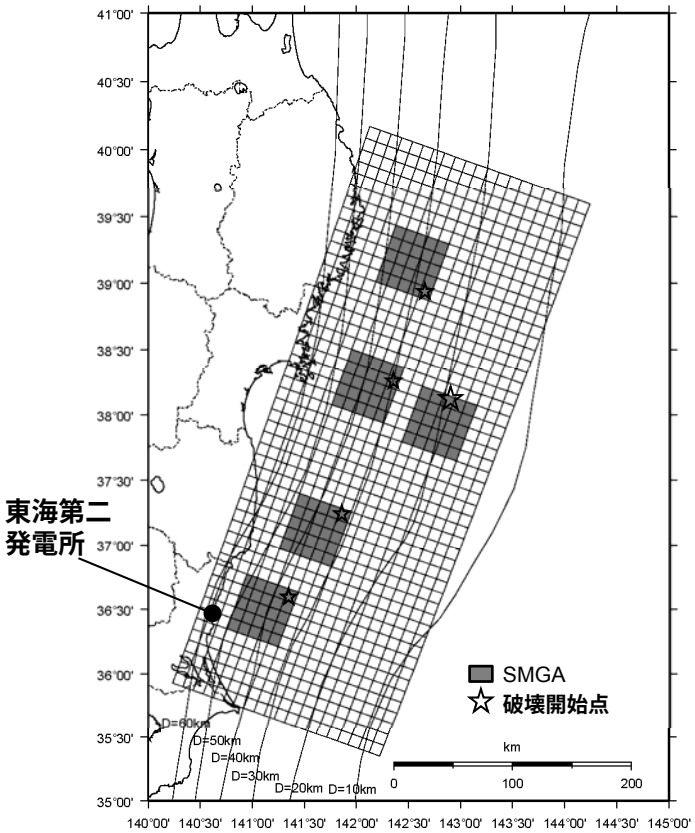
・地震調査研究推進本部の領域区分に基づき5個のSMGAを設定し，東北地方太平洋沖地震のSMGAや，それぞれの領域で過去に発生したM7～M8クラスの地震の震源域を参考に配置する。

・茨城県沖のSMGA位置は，東北地方太平洋沖地震の敷地での観測記録を再現できる位置としており，各文献で示された東北地方太平洋沖地震のSMGAの中では敷地に最も近い位置である。

・この位置は，過去に発生したM7クラスの地震の中では最も敷地に近い1938年塩屋崎沖の地震（M7.0）や1896年鹿島灘の地震（M7.3）の震央位置と対応していることを確認している。

【破壊開始点】

東北地方太平洋沖地震の震源位置に設定する。



基本震源モデル

パラメータの検証：　検証方針

■検証の方針

・田島ほか (2013) では，「加速度震源スペクトルのコーナー周波数より短周期領域で一定となる短周期レベル (A)は，短周期地震動評価において重要なパラメータである」と述べられているように，短周期レベルは震源スペクトルの大きさを直接規定するパラメータの一つである。

・従って，基本震源モデルの短周期レベルの妥当性を示すことで，個々の微視的パラメータの妥当性を総合的に示すことができると考えられる。

・次に，その他の主要パラメータである断層面積，応力降下量，断層位置，SMGA位置等について，東北地方太平洋沖地震に関する各種知見との比較を行い妥当性を確認する。

・なお，短周期レベルは，Brune(1970)より下式のとおり強震動生成域の応力降下量とその等価半径の積で表現される。

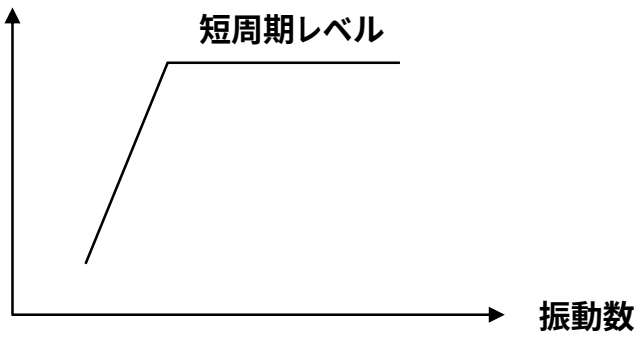
$$A = 4\pi \times \beta^2 \times \Delta\sigma_a \times r_a$$

ここで，

β　：せん断波速度

$\Delta\sigma_a$　：強震動生成域の応力降下量

r_a　：強震動生成域の等価半径



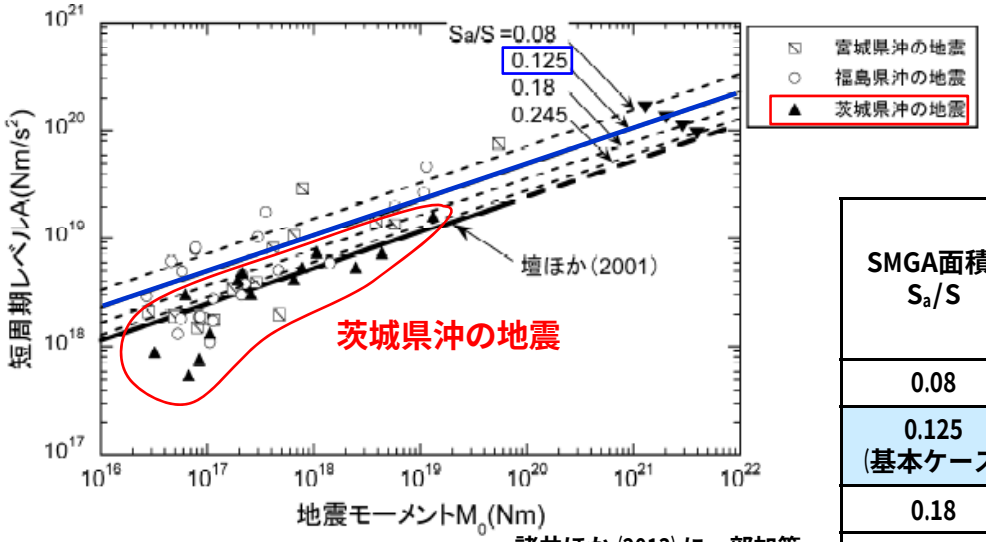
加速度震源スペクトルのイメージ

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

パラメータの検証：　短周期レベル（1／3）

■基本震源モデルの短周期レベルの設定

宮城県沖，福島県沖，茨城県沖で発生した中小地震の短周期レベルと，基本震源モデルの短周期レベルと地震モーメントの関係（SMGA面積比0.125に基づく直線）を示す。



諸井ほか（2013）に一部加筆

宮城県沖，福島県沖，茨城県沖の中小地震と
基本震源モデルのAとM_0の関係

断層パラメータの比較

SMGA面積比 S_a/S	SMGA1個あたりのパラメータ			
	面積 S_a(km²)	地震モーメント M_{0a}(N･m)	応力降下量 $\Delta\sigma_a$(MPa)	短周期レベル A_a (N･m/s²)
0.08	1600	1.28E+21	38.5	1.66E+20
0.125（基本ケース）	2500	2.00E+21	24.6	1.33E+20
0.18	3600	2.88E+21	17.1	1.11E+20
0.245	4900	3.92E+21	12.6	9.49E+19

- 諸井ほか（2013）で示されているSMGAの各面積比に応じた断層パラメータを示す。基本震源モデルの短周期レベルは，宮城県沖，福島県沖，茨城県沖で発生した地震の平均的な短周期レベルの特性を有するようSMGA面積比0.125として設定している。
- 茨城県沖に着目すると，茨城県沖で発生した地震の短周期レベルの特性は，他の地域で発生する地震に比べて小さい傾向があるため，基本震源モデルで設定した短周期レベルの特性を基本ケースとして用いることは妥当と考えられる。

パラメータの検証：　短周期レベル（2／3）

■田島ほか（2013）について

田島ほか（2013）では，震源モデルに関する既往文献を整理し，データの周期帯により以下の2種類に震源モデルを分類したうえで，内陸地殻内地震や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について検討が行われている。

・10～100秒程度の比較的長周期の地震波形を用いた震源インバージョンから求められた不均質すべり分布（長周期震源モデル）

・0.1～10秒程度の比較的短周期の地震波形データを対象とした経験的グリーン関数法を用いたフォワードモデリングによって推定された特性化震源モデル（短周期震源モデル）

プレート境界地震の長周期震源モデルパラメータ

(b) Plate-boundary Earthquakes

Earthquake	Reference	Data**	M_0(Nm)	M_w	S (km^2)	W(km)	S_{sk} (km^2)	S_{sk}/S	D (m)	D_{sk} (m)	D_{max}(m)
2001 Peru †	Shao and Ji (2001)	T	5.22E+21	8.4	45084	177	10404	0.23	2.1	5.2	7.9
2003 Tokachi-oki, Japan ††	Honda et al. (2004)	T	2.90E+21	8.3	22400	94 ‡	4800	0.14	2.4	4.6	-
2003 Tokachi-oki, Japan ††	Koketsu *et al.* (2004)	S	2.20E+21	8.2	12000	150 ‡	1700	0.13	3.1	5.5	-
2003 Tokachi-oki, Japan ††	Yagi (2004)	S, G	1.70E+21	8.1	22100	110 ‡	4900	0.26	1.5	3.4	-
2003 Tokachi-oki, Japan ††	Yamanaka and Kikuchi (2003)	S, T	1.00E+21	8.0	8800	149 ‡	3200	0.35	2.1	3.8	-
2003 Tokachi-oki, Japan †	average	-	1.81E+21	8.1	15121	123	3363	0.22	2.2	4.3	-
2004 Sumatra, Indonesia	Chlieh *et al.* (2007)	G	6.85E+22	9.2	240640	208	56640	0.24	5.3	11.4	17.0
2004 Sumatra, Indonesia	Ji (2004)	T	3.57E+22	9.0	78300	180	15840	0.20	6.9	14.0	19.8
2004 Sumatra, Indonesia †	average	-	4.95E+22	9.1	137267	194	29953	0.22	6.0	12.6	18.4
2005 Sumatra, Indonesia	Konca *et al.* (2007)	T, G	1.00E+22	8.6	122880	320	43680	0.36	1.3	4.3	15.2
2005 Sumatra, Indonesia	Shao and Ji (2005a)	T	1.35E+22	8.7	81600	156	18800	0.23	3.0	7.3	12.5
2005 Sumatra, Indonesia †	average	-	1.16E+22	8.6	100135	223	28656	0.29	1.9	5.6	13.8
2007 Sumatra, Indonesia	Ji (2007a)	T	5.44E+21	8.4	73370	160	22620	0.31	1.1	2.2	3.6
2007 Sumatra, Indonesia	Ji (2007b)	T	5.05E+21	8.4	63800	145	17690	0.28	1.1	2.6	4.4
2007 Sumatra, Indonesia	Konca *et al.* (2008)	T, G	5.13E+21	8.4	101376	352	23808	0.23	0.8	3.0	9.6
2007 Sumatra, Indonesia †	average	-	5.20E+21	8.4	77999	201	21199	0.27	1.0	2.6	5.3
2010 Chile	Hayes (2010)	T	2.39E+22	8.9	86400	180	24600	0.28	4.8	9.7	14.6
2010 Chile	Shao *et al.* (2010)	T, G	2.60E+22	8.9	84150	187	15300	0.18	5.1	9.8	12.9
2010 Chile	Sladen (2010)	T	1.61E+22	8.7	102600	180	22050	0.21	2.3	4.7	8.3
2010 Chile †	average	-	2.15E+22	8.8	90693	182	20246	0.22	3.8	7.6	11.6
2011 Tohoku, Japan	Hayes (2011)	T	4.90E+22	9.1	143000	260	32000	0.22	6.2	17.2	33.5
2011 Tohoku, Japan	Koketsu *et al.*(2011)	S, T, G, Tu	3.80E+22	9.0	72000	150	16200	0.23	10.0	22.5	35.5
2011 Tohoku, Japan	Shao *et al.* (2011)	T	5.75E+22	9.1	67500	180	16500	0.24	16.8	41.3	59.8
2011 Tohoku, Japan	Yagi and Fukahata (2011)	T	5.70E+22	9.1	79200	180	16800	0.21	15.2	35.1	51.2
2011 Tohoku, Japan	Yokota *et al.*(2011)	S, T, G, Tu	4.20E+22	9.0	81000	180	18000	0.22	10.0	24.6	35.3
2011 Tohoku, Japan †	average	-	4.81E+22	9.1	85082	187	19167	0.23	11.0	26.8	41.9

* M_0: seismic moment, M_w: moment magnitude, S: rupture area, W: width of rupture area, S_{sk}: combined area of large-slip areas, D: average slip in S, D_{sk}: average slip in S_{sk}, D_{max}: maximum slip in S.
** T: teleseismic data, S: strong motion data, G: geodetic data, Tu: tsunami data.
† used in Fig. 1 or 2.
†† after Murotani *et al.* (2008).
‡ assume that $W=\sqrt{S}$, where S is the estimated in Murotani *et al.* (2008).

田島ほか（2013）に一部加筆

プレート境界地震の短周期震源モデルパラメータ

(b) Plate-boundary Earthquakes

No.	Earthquake	Reference	M_0 (Nm)	M_w	M_{wa} (Nm)	S_{sk} (km^2)	A (Nm/s^2)
6	2003 Tokachi-oki, Japan	Kamae and Kawabe (2004)	1.81E+21	8.1	3.51E+20	1392	8.57E+19
7	2003 Tokachi-oki, Japan	Koketsu *et al.* (2004)	1.81E+21	8.1	3.95E+20	1536	1.15E+20
8	2003 Tokachi-oki, Japan	Morikawa *et al.* (2006)	1.81E+21	8.1	2.06E+20	800	6.83E+19
9	2003 Tokachi-oki, Japan	average	—	—	3.06E+20	1196	8.62E+19
10	2011 Tohoku, Japan	Kurahashi and Irikura (2013)	4.81E+22	9.1	1.78E+21	3628	1.74E+20
11	2011 Tohoku, Japan	Asano and Iwata (2012)	4.81E+22	9.1	1.41E+21	5042	1.67E+20
12	2011 Tohoku, Japan	Satoh (2012)	4.81E+22	9.1	9.62E+21	11475	3.51E+20
13	2011 Tohoku, Japan	Kawabe and Kamae (2013)	4.81E+22	9.1	2.06E+21	6300	1.74E+20
14	2011 Tohoku, Japan	average	—	-	2.65E+21	6730	2.05E+20

* M_0: average seismic moment on Table 1, M_w: moment magnitude, M_{wa}: moment magnitude of S_{sk}, S_{sk}: combined area of strong motion generation areas, A: short-period source spectral level.

東北地方太平洋沖地震

短周期レベルの平均

東北地方太平洋沖地震の整理では，短周期震源モデルから推定された強震動生成域の短周期レベルは，各文献で示された値の平均として，2.05E+20N・m/s²としている。

パラメータの検証：　短周期レベル（3／3）

■田島ほか（2013）による東北地方太平洋沖地震の整理結果に示された強震動生成域全体の短周期レベルと，基本震源モデルの短周期レベルとを比較する。また，敷地に最も近い強震動生成域に対しても比較を行う。

震源パラメータの比較（強震動生成域）

		田島ほか（2013）で引用されている文献における東北地方太平洋沖地震の震源パラメータ					基本震源モデル
		Kurahashi and Irikura (2013)	Asano and Iwata (2012)	佐藤 (2012)	川辺・釜江 (2013)	平均値	
SMGA全体の地震モーメント M_{0a}(N・m)		1.76E+21	1.41E+21	9.62E+21	2.06E+21	2.65E+21	1.0E+22
SMGA全体の面積 S_a(km^2)		5628	5042	11475	6300	6730	12500
応力降下量 $\Delta\sigma_a$(MPa)	SMGA全体	21.44※	18.95※	28.82※	18.26※	－	24.6
	敷地に最も近いSMGA	26.0	6.6	20.6	23.1	－	24.6
短周期レベルA_a (N・m/s^2)	SMGA全体	1.74E+20	1.67E+20	3.51E+20	1.74E+20	2.05E+20	2.97E+20
	敷地に最も近いSMGA	9.37E+19	3.26E+19	4.95E+19	7.47E+19	－	1.33E+20

※　各SMGAの値を平均し算出した。

敷地に最も近い強震動生成域の短周期レベルにおける比較では，基本震源モデルの短周期レベルは各文献による値を上回る。また，強震動生成域全体の短周期レベルにおける比較を見ても，基本震源モデルの短周期レベルは，各文献による値を概ね上回る。

パラメータの検証：　強震動生成域の応力降下量

■基本震源モデルの応力降下量

宮城県沖，福島県沖，茨城県沖で発生する中小地震の平均的な短周期レベルの特性を有するようにSMGA面積比を0.125と求め，その面積比から応力降下量を24.6MPaと設定している。

■中央防災会議（2012）南海トラフの巨大地震モデル検討会

中央防災会議（2012）では，東北地方太平洋沖地震の強震動生成域を直接解析した研究事例を整理している。そこで，その整理結果と基本震源モデルの設定結果を比較する。

- **東北地方太平洋沖地震の強震動生成域の応力降下量については，6.6～41.3MPaで，その平均は約24MPaとされている。標準偏差を考慮すると30MPa前後となっている。**
- **地域により応力降下量の値が異なるが，その値が大きい強震動生成域はいずれも宮城県沖に想定されており，茨城県沖の強震動生成域（SMGA④または⑤）の応力降下量は6.6～26.0MPaである。**
- **基本震源モデルの応力降下量は24.6MPaであり，東海第二発電所における基本ケースの設定値として妥当と考えられる。**

東北地方太平洋沖地震の強震動生成域の面積と応力降下量

	面積(km²)	応力降下量(MPa)	モーメント(N･m)	モーメントマグニチュード Mw	すべり量(m)
Asano & Iwata(2012)					
SMGA①　1296	1296	23.9	4.57E+20	7.7	5.2
SMGA②　1296	1296	27.8	5.33E+20	7.8	6.1
SMGA③　1225	1225	17.5	3.07E+20	7.6	3.7
SMGA④　1225	1225	6.6	1.16E+20	7.3	1.4
合計	5042	-	1.41E+21	8.0	-
割合※1	5.6%	-	4.2%	-	-
割合※2	4.2%		3.4%		
Kurahashi・Irikura(2011)					
SMGA①　2596	2596	41.3	2.31E+21	8.2	-
SMGA②　1731	1731	23.6	7.05E+20	7.8	-
SMGA③　4867	4867	29.5	4.34E+21	8.4	-
SMGA④　1482	1482	16.4	3.83E+20	7.7	-
SMGA⑤　1129	1129	26.0	3.99E+20	7.7	-
合計	11805	-	8.14E+21	8.5	-
割合※1	13.1%	-	23.8%	-	-
割合※2	9.8%		19.3%		
釜江・川辺(2011)					
SMGA①　1600	1600	18.9	4.93E+20	7.7	-
SMGA②　2500	2500	21.6	1.10E+21	8.0	-
SMGA③　400	400	27.0	8.80E+19	7.2	-
SMGA④　900	900	10.8	1.19E+20	7.3	-
SMGA⑤　900	900	23.1	2.58E+20	7.5	-
合計	6300	-	2.06E+21	8.1	-
割合※1	7.0%	-	8.1%	-	-
割合※2	5.3%		4.9%		
佐藤(2012)					
SMGA①　2025	2025	39.8	1.49E+21	8.0	15.3
SMGA②　8100	8100	25.9	7.73E+21	8.5	19.9
SMGA③　900	900	29.1	3.23E+20	7.6	7.5
SMGA④　450	450	20.6	8.06E+19	7.2	3.7
合計	11475	-	9.624E+21	8.6	-
割合※1	12.8%	-	28.3%	-	-
割合※2	9.6%		22.9%		

	SMGA合計面積平均(km²)	合計モーメントの平均(N･m)	Mw
平均	8655	5.31E+21	8.4
割合1:※1	9.6%	15.6%	
割合2:※2	7.2%	12.6%	

※1　Y.Yoshida et al.の断層面積全体、モーメント全体に対する割合

Y.Yoshida et al.	断層面積全体S(km²)	モーメント全体M_0(N･m)	Mw	Δσ[MPa]※3
	90000	3.40E+22	9.0	3.1

※2　津波データ、GPSデータによる解析（内閣府2012）の断層面積、全体、モーメント全体に対する割合

内閣府(2012)	断層面積全体S(km²)	モーメント全体M_0(N･m)	Mw	Δσ[MPa]※3
	120000	4.21E+22	9.0	2.5

※3　M_0= 16/(7π^(3/2)) * Δσ * S^(3/2)から算出

津波断層モデル（ケース1からケース11の平均）

	面積(km²)	モーメント(N･m)	Mw
	140000	6.19E+22	9.1

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

応力降下量（全データ）	応力降下量の内最大及び最小から1個のデータを省いたもの	応力降下量の内最大及び最小から2個のデータを省いたもの
平均　23.9MPa	平均　23.8MPa	平均　23.6 MPa
標準偏差　8.6MPa	標準偏差　6.6MPa	標準偏差　4.2MPa

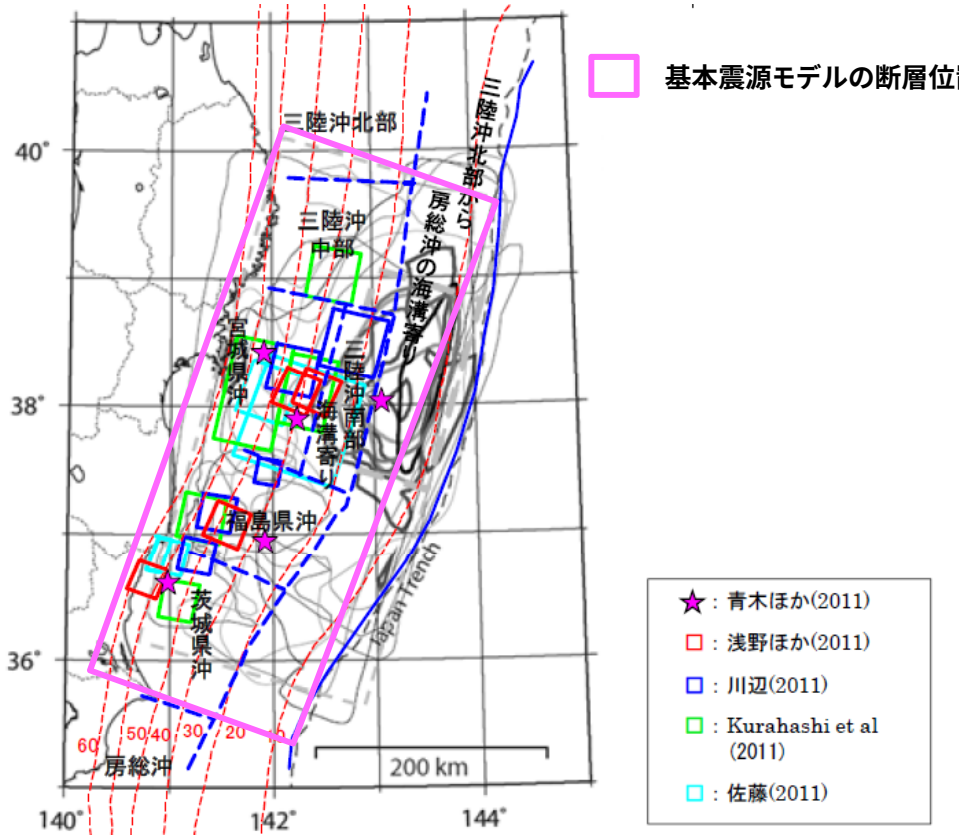
中央防災会議（2012）より抜粋

第358回審査会合
資料1再掲

パラメータの検証：　断層面積（1／3）

■基本震源モデルの断層面積の設定

想定する地震規模Mw9.0より，佐藤(1989)によるlogS=M-4.0を用いて100,000km²と算出する。（Mw=Mとする。）



東北地方太平洋沖地震の地震波形及び地殻変動による震源過程解析結果と強震動生成域

中央防災会議(2012)より抜粋

設定した断層面は，東北地方太平洋沖地震における各強震動生成域及び大すべり領域を概ね包含したものに相当する。

第358回審査会合
資料1再掲

パラメータの検証：　断層面積（2／3）

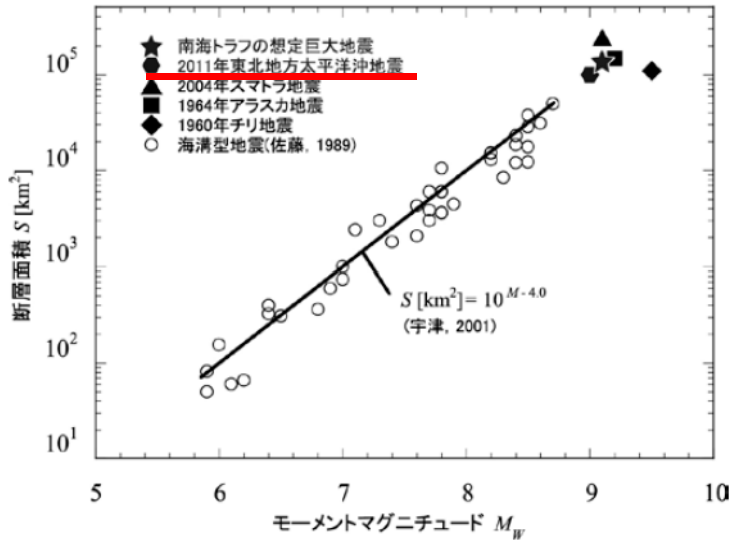
■壇ほか(2014)の知見

・東北地方太平洋沖地震の震源断層の大きさについて，GPSデータや遠地波形などを用いて検討した文献を整理し，「研究者により少しずつ異なるが，南北方向の長さLは約500 km，東西方向の幅Wは約200 kmである。」としている。

・東北地方太平洋沖地震の断層面積Sとモーメントマグニチュード Mwとの関係は，宇津（2001）（佐藤（1989））の相似則の式の延長上にあるとしている。

壇ほか（2014）で引用されている文献における
東北地方太平洋沖地震の断層長さ，断層幅

	久保・筧（2011）	横田・纐纈（2011）	吉田ほか（2011）	坪井・中村（2011）
使用データ	測地データ	遠地実体波	遠地実体波 余震分布	遠地実体波
断層長さ（km）	480	480	480	460
断層幅（km）	210	150	240	240



壇ほか（2014）に一部加筆

断層面積とモーメントマグニチュードとの関係

壇ほか（2014）で引用されている文献による東北地方太平洋沖地震の震源断層は長さ約500km，幅約200kmとされており，基本震源モデルの100,000km²と整合している。

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）

パラメータの検証：　断層面積（3／3）

■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）で整理された東北地方太平洋沖地震の断層面積の評価事例と基本震源モデルで設定した値とを比較する。

Earthquake	Reference	data	M0 (N m)	Mw	S (km2)	σ (MPa)	log10(⊿σ)	地震別中央値	地震別平均値MPa	地震毎残差	地震毎分散	残差
2003 Tokachi-oki	Yamanaka and Kikuchi (2003)	T	1.00E+21	8	8800	3	0.48	0.40	2.51	0.01	0.035	0.017
	Honda et al. (2004)	S	2.90E+21	8.3	22400	2.1	0.32			0.01		
	Koketsu et al. (2004)	S, G	2.20E+21	8.2	12000	4.1	0.61			0.05		
	Yagi (2004)	S, T	1.70E+21	8.1	22100	1.3	0.11			0.08		
1968 Tokachi-oki	Nagai et al. (2001)	S, T	3.50E+21	8.3	31200	1.5	0.18	0.18	1.51	0.18		0.008
1946 Nankai	Murotani(2007)		5.50E+21	8.4	57900	1	0.00	0.00	1.00	0.00	0.000	0.073
1944 Tonankai	Ichinose et al. (2003)	S, T	2.40E+21	8.2	30800	1.1	0.04	0.04	1.10	0.00	0.017	0.052
	Kikuchi et al. (2003)	S	1.00E+21	7.9	11200	2.1	0.32			0.08		
	Yamanaka (2008)	S	2.00E+21	8.3	32000	0.9	−0.05			0.01		
1923 Kanto	Wald and Somerville (1995)	T, G	7.60E+20	7.9	9100	2.1	0.32	0.41	2.55	0.01		0.019
	Kobayashi and Koketsu (2005)	S, T, G	1.10E+21	8	9100	3.1	0.49			0.01		
東北地方太平洋沖地震	Koketsu et al.	Teleseis+Strong+InlandGPS	3.80E+22	9.0	72000	4.9	0.69	0.60	3.98	0.01	0.013	0.109
	Lay et al	Teleseis	4.00E+22	9.0	78000	4.8	0.68			0.01		
	Lee at al	Teleseis	3.67E+22	9.0	80000	4.1	0.61			0.00		
	Yagi and Fukahata	Teleseis	5.70E+22	9.1	79200	6.4	0.81			0.04		
	Y.Yoshida et al.	Teleseis	4.30E+22	9.0	90000	4.0	0.60			0.00		
	Y.Yoshida et al.	Strong	3.40E+22	9.0	90000	3.1	0.50			0.01		
	Ammon et al	Teleseis+Strong+InlandGPS	3.60E+22	9.0	100000	2.8	0.45			0.02		
	K.Yoshida et al.	Strong	4.30E+22	9.0	109704	3.1	0.49			0.01		
	Suzuki et al	Strong	4.42E+22	9.0	107100	3.2	0.50					
2010年チリ地震	Pilido et al.(2011)	Teleseis	1.48E+22	8.7	56000	2.8	0.45	0.45	2.79	0.00	0.001	0.031
	Delouis et al.(2010)	Teleseis+GPS+InSAR	1.80E+22	8.8	60000	3.1	0.49			0.00		
	Lay et al.(2010)	Teleseis	2.60E+22	8.9	81500	2.8	0.45			0.00		
2004年スマトラ地震	Ammon et al.(2005)	Teleseis	6.50E+22	9.14	260000	1.2	0.09	0.09	1.23	0.00	0.000	0.033

	中央値の平均値		分散
log(⊿σ)	0.27		0.049
⊿σ	1.9	MPa	標準偏差
			0.22
+標準偏差	3.1	MPa	
−標準偏差	1.1		

中央防災会議（2012）より抜粋

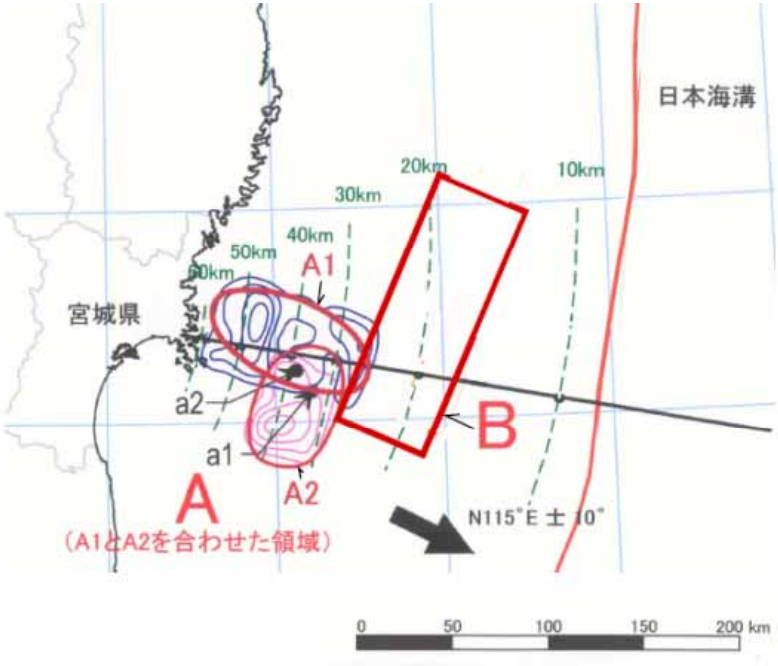
中央防災会議（2012）南海トラフの巨大地震モデル検討会の整理によると，東北地方太平洋沖地震の断層面積は72,000～107,100km²とされており，基本震源モデルで設定した100,000km²と整合している。

第358回審査会合
資料1再掲

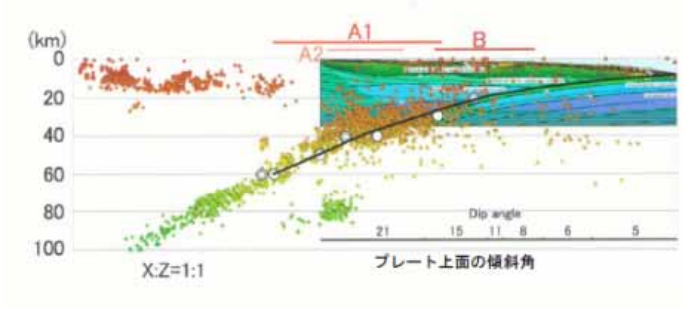
パラメータの検証：　断層形状（1／2）

■基本震源モデルによる断層面の傾斜角，深さ方向の位置の設定

基本震源モデルの断層傾斜角は，壇ほか（2005）が太平洋プレートの形状を考慮して設定した連動型想定宮城県沖地震の傾斜角を参照し，海溝側の断層面東半分を12度，陸側の西半分を21度に設定している。



平面図（「形状評価」による震源域A1、A2およびBの位置形状を示す）



地震調査研究推進本部（2005）
より抜粋

断面図（実線は太平洋プレートの上面を示している。
本報告の断層モデルの深さは、これを基に設定した。）

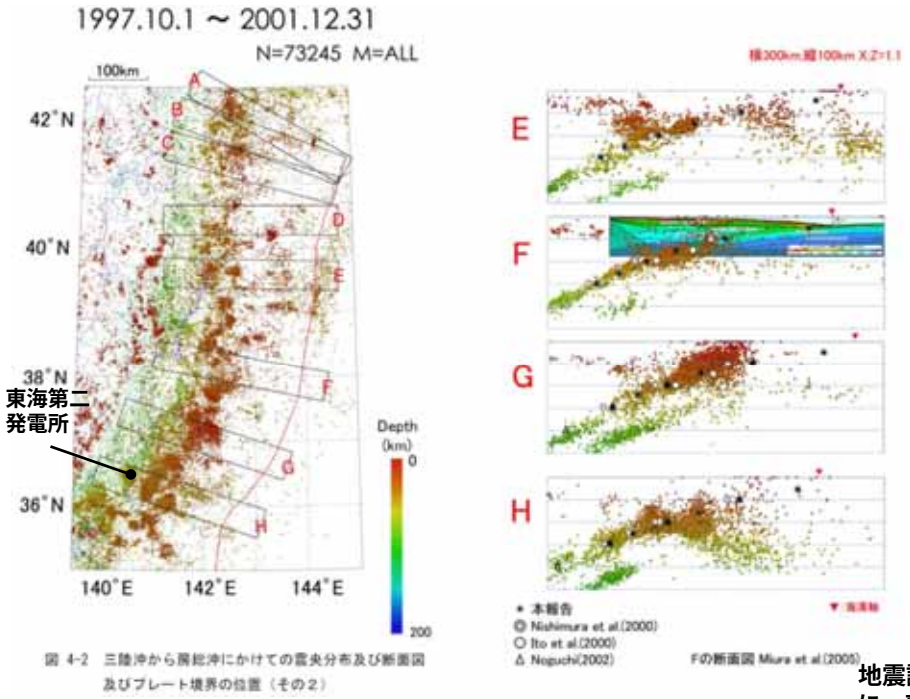
地震調査研究推進本部（2005）の宮城県沖地震の震源域
（壇ほか（2005）は上記に基づき設定している。）

パラメータの検証：　断層形状（2／2）

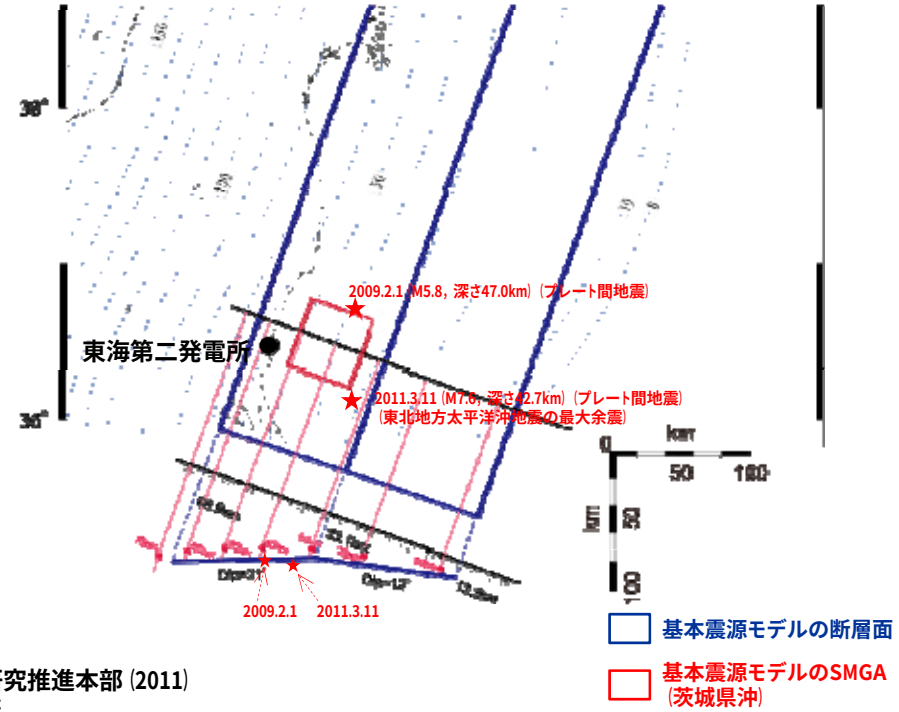
■地震調査研究推進本部によるプレート境界等深線

・地震調査研究推進本部によるプレート境界等深線は，「宮城県沖付近については，Miura et al.(2005)の海底下構造調査の解析結果，茨城県沖から南側については，Ishida(1992)，Noguchi（2002）を参照し，気象庁震源の断面図も参考にして」作成されている。

・基本震源モデルと地震調査研究推進本部で示されているプレート境界等深線について，茨城県沖での比較を示す。



地震調査研究推進本部（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），2011）によるプレート境界位置



地震調査研究推進本部（2011）に一部加筆

断層面のSMGA位置での直交断面と防災科学技術研究所J-SHISの太平洋プレート上面深度との関係

基本震源モデルは，地震調査研究推進本部のプレート境界等深線に比べ，茨城県沖では深めの設定となっているものの，規模の大きな東北地方太平洋沖地震の最大余震（2011年3月11日，M7.6（プレート間地震））と比べるとほぼ同じ深さであり，基本震源モデルで設定した断層深さは妥当と考えられる。なお，プレート間地震である要素地震（2009年2月1日，M5.8）の震源深さともよく対応している。

第358回審査会合
資料1修正

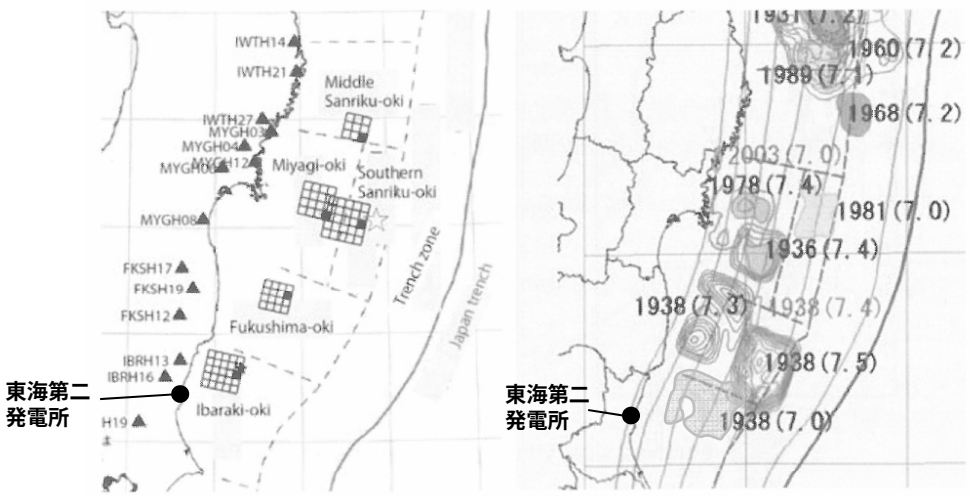
パラメータの検証：　SMGA配置（1／4）

■基本震源モデルのSMGA配置

・中央防災会議（2012）等の知見によれば，東北地方太平洋沖地震の強震動生成域と過去に発生したプレート間地震の震源域は対応すると考えることができる。

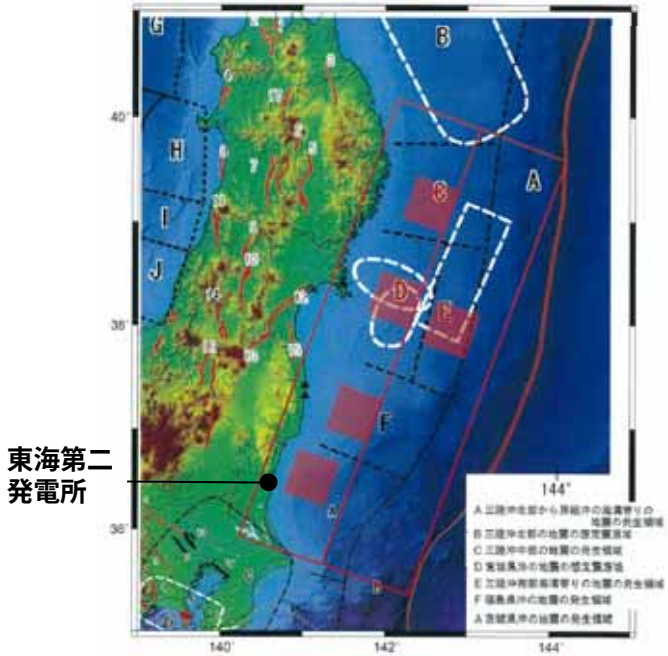
・入倉（2012）では，東北地方太平洋沖地震における強震動生成域が過去のマグニチュード8以下の震源域に対応しており，地震調査研究推進本部の領域区分に関係づけられるとしている。

・そこで基本震源モデルのSMGA位置については，地震調査研究推進本部の領域区分に基づき5個のSMGAを設定し，東北地方太平洋沖地震のSMGAや，それぞれの領域で過去に発生したM7～M8クラスの地震の震源域を参考に配置する。



入倉（2012）に一部加筆

左：東北地方太平洋沖地震の強震動生成域
右：過去の地震（1938年以降）の断層すべり分布



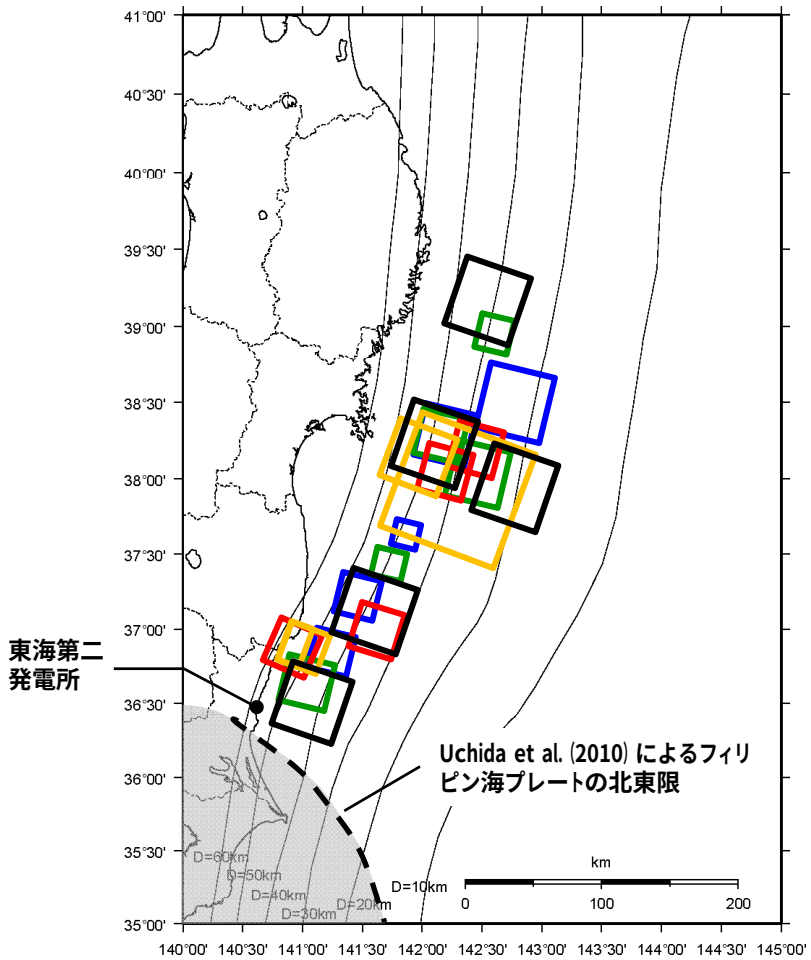
地震調査研究推進本部（2012）に一部加筆

地震調査研究推進本部（2012）の海溝型地震の発生領域と基本震源モデル

第358回審査会合
資料1再掲

パラメータの検証：　SMGA配置（2／4）

■東北地方太平洋沖地震に関する各種震源モデルを比較する。



各震源モデルと基本震源モデルの強震動生成域

- Asano and Iwata (2012) によるSMGA
- Kurahashi and Irikura (2013) によるSMGA
- 川辺・釜江 (2013) によるSMGA
- 佐藤 (2012) によるSMGA
- 基本震源モデルのSMGA

- 東北地方太平洋沖地震のSMGAを推定したAsano and Iwata(2012), Kurahashi and Irikura(2013), 川辺・釜江(2013), 佐藤 (2012) によるモデルを比較すると，それらの位置は個々のモデル間でばらつきはあるものの，沈み込んだプレートの深い位置における宮城県沖，福島県沖，茨城県沖にそれぞれ存在するという共通点がある。
- 基本震源モデルのSMGA位置とこれらのSMGA位置とは概ね整合している。

第358回審査会合
資料1再掲

パラメータの検証：　SMGA配置（3／4）

■基本震源モデルにおける茨城県沖のSMGA位置

基本震源モデルにおける茨城県沖のSMGA位置は，東北地方太平洋沖地震の敷地での観測記録を再現できるSMGA位置とし，茨城県沖で発生した過去の地震の震源域を考慮して設定した。

［茨城県沖の地震発生状況］

・各文献で示された東北地方太平洋沖地震の敷地近傍のSMGAは，モデルによってばらつきはあるものの茨城県沖北部に位置している。

・茨城県沖で発生した東北地方太平洋沖地震以外の過去の地震については，特定の領域でM7程度の地震が繰り返し発生することが知られている（地震調査研究推進本部（2012））。しかしながら，この繰り返し発生する地震の想定震源域よりも敷地に近い領域では，1896年鹿島灘の地震（M7.3）や1938年塩屋崎沖の地震（M7.0）のようにM7クラスの地震が発生している。（いずれも敷地周辺で震度5弱程度以上と推定される被害地震である。鹿島灘の地震の震源位置の精度は高くない可能性がある。）

⇩

【基本震源モデルにおけるSMGA配置】（次頁の配置図参照）

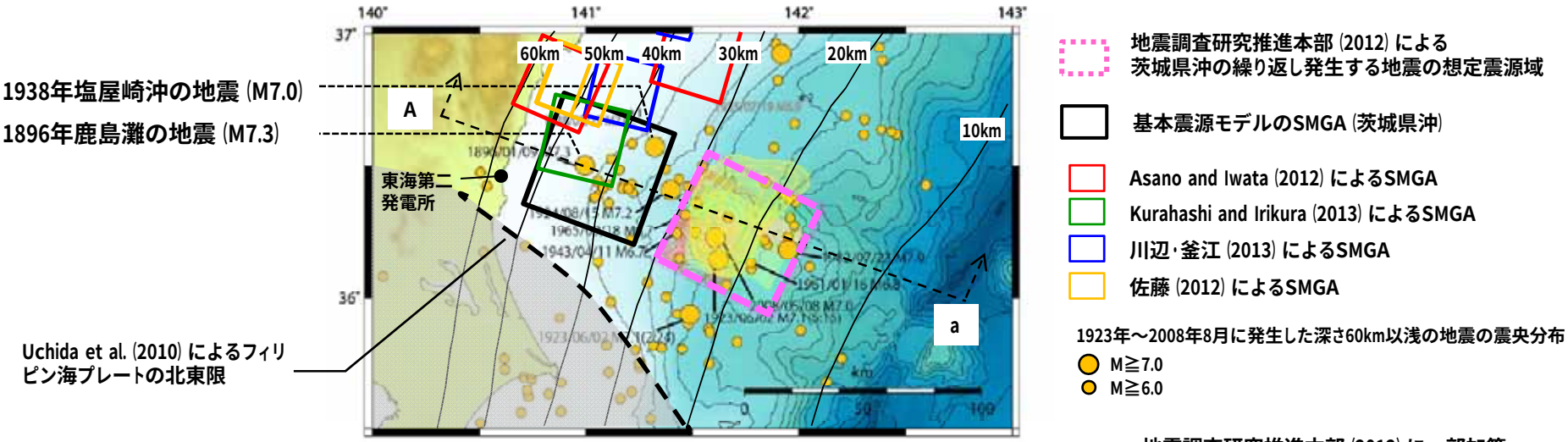
・茨城県沖のSMGAは，敷地における東北地方太平洋沖地震の観測記録を再現できる位置とした。

・この位置は，過去に発生したM7クラスの地震の中では最も敷地に近い1938年塩屋崎沖の地震（M7.0）や1896年鹿島灘の地震（M7.3）の震央位置と対応しており，前述の入倉(2012)の知見とも整合していることを確認した。

・また，茨城県沖のSMGAは，フィリピン海プレートの北東限近くに位置しており，フィリピン海プレートが破壊進展のバリアになることを考慮すれば，基本震源モデルのSMGA配置としては妥当であると考えられる。

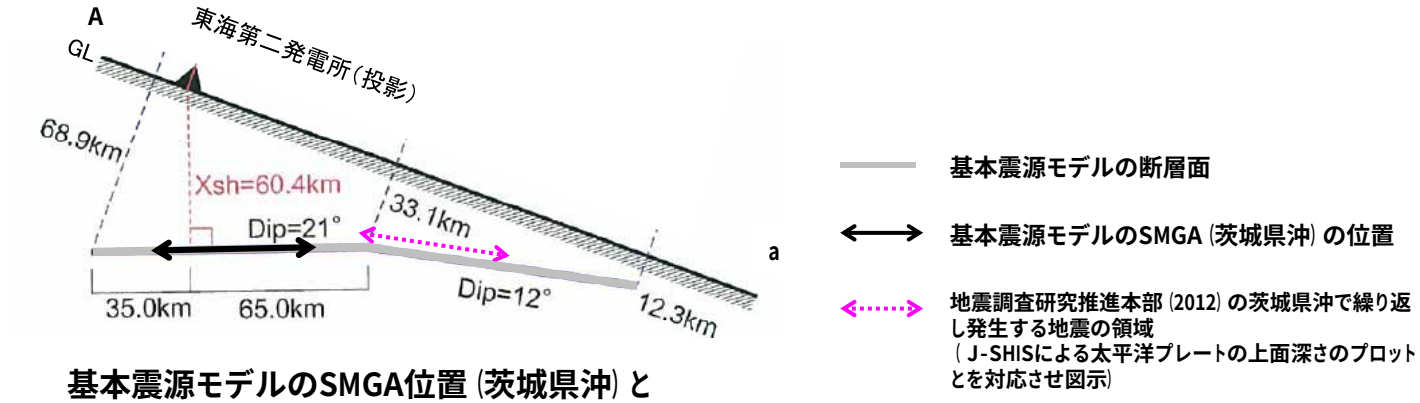
パラメータの検証：　SMGA配置（4／4）

■基本震源モデルにおける茨城県沖のSMGA位置



東北地方太平洋沖地震のSMGAと過去に発生した地震の分布（茨城県沖）

地震調査研究推進本部（2012）に一部加筆



基本震源モデルのSMGA位置（茨城県沖）と
地震調査研究推進本部（2012）による茨城県沖で繰り返し発生する地震の領域との比較

基本震源モデルにおけるSMGA位置（茨城県沖）は，地震調査研究推進本部（2012）による茨城県沖で繰り返し発生する地震の領域よりも敷地に近い位置となっている。

パラメータの検証：　SMGA面積比

■基本震源モデルのSMGA面積比

宮城県沖，福島県沖，茨城県沖で発生する中小地震の平均的な短周期レベルの特性を有するよう，面積比を0.125としている。

■田島ほか (2013) について

田島ほか (2013) では，東北地方太平洋沖地震について長周期震源モデルから求めた断層面積と，短周期震源モデルから求めた強震動生成域の面積を比較し，その比は0.079であることが示されている。

プレート境界地震の長周期震源モデルパラメータ

(b) Plate-boundary Earthquakes

Earthquake	Reference	Data**	M_0(Nm)	M_w	S(km^2)	W(km)	S_{aL}(km^2)	S_{aL}/S	D (m)	D_{aL} (m)	D_{max}(m)
2001 Peru †	Shao and Ji (2001)	T	5.22E+21	8.4	45084	177	10404	0.23	2.1	5.2	7.9
2003 Tokachi-oki, Japan ††	Honda et al. (2004)	T	2.90E+21	8.3	22400	94 ‡	4800	0.14	2.4	4.6	-
2003 Tokachi-oki, Japan ††	Koketsu *et al.* (2004)	S	2.20E+21	8.2	12000	150 ‡	1700	0.13	3.1	5.5	-
2003 Tokachi-oki, Japan ††	Yagi (2004)	S, G	1.70E+21	8.1	22100	110 ‡	4900	0.26	1.5	3.4	-
2003 Tokachi-oki, Japan ††	Yamanaka and Kikuchi (2003)	S, T	1.00E+21	8.0	8800	149 ‡	3200	0.35	2.1	3.8	-
2003 Tokachi-oki, Japan †	average	-	1.81E+21	8.1	15121	123	3363	0.22	2.2	4.3	-
2004 Sumatra, Indonesia	Chlieh *et al.* (2007)	G	6.85E+22	9.2	240640	208	56640	0.24	5.3	11.4	17.0
2004 Sumatra, Indonesia	Ji (2004)	T	3.57E+22	9.0	78300	180	15840	0.20	6.9	14.0	19.8
2004 Sumatra, Indonesia †	average	-	4.95E+22	9.1	137267	194	29953	0.22	6.0	12.6	18.4
2005 Sumatra, Indonesia	Konca *et al.* (2007)	T, G	1.00E+22	8.6	122880	320	43680	0.36	1.3	4.3	15.2
2005 Sumatra, Indonesia	Shao and Ji (2005a)	T	1.35E+22	8.7	81600	156	18800	0.23	3.0	7.3	12.5
2005 Sumatra, Indonesia †	average	-	1.16E+22	8.6	100135	223	28656	0.29	1.9	5.6	13.8
2007 Sumatra, Indonesia	Ji (2007a)	T	5.44E+21	8.4	73370	160	22620	0.31	1.1	2.2	3.6
2007 Sumatra, Indonesia	Ji (2007b)	T	5.05E+21	8.4	63800	145	17690	0.28	1.1	2.6	4.4
2007 Sumatra, Indonesia	Konca *et al.* (2008)	T, G	5.13E+21	8.4	101376	352	23808	0.23	0.8	3.0	9.6
2007 Sumatra, Indonesia †	average	-	5.20E+21	8.4	77999	201	21199	0.27	1.0	2.6	5.3
2010 Chile	Hayes (2010)	T	2.39E+22	8.9	86400	180	24600	0.28	4.8	9.7	14.6
2010 Chile	Shao *et al.* (2010)	T, G	2.60E+22	8.9	84150	187	15300	0.18	5.1	9.8	12.9
2010 Chile	Sladen (2010)	T	1.61E+22	8.7	102600	180	22050	0.21	2.3	4.7	8.3
2010 Chile †	average	-	2.15E+22	8.8	90693	182	20246	0.22	3.8	7.6	11.6
2011 Tohoku, Japan	Hayes (2011)	T	4.90E+22	9.1	143000	260	32000	0.22	6.2	17.2	33.5
2011 Tohoku, Japan	Koketsu *et al.*(2011)	S, T, G, Tu	3.80E+22	9.0	72000	150	16200	0.23	10.0	22.5	35.5
2011 Tohoku, Japan	Shao *et al.* (2011)	T	5.75E+22	9.1	67500	180	16500	0.24	16.8	41.3	59.8
2011 Tohoku, Japan	Yagi and Fukahata (2011)	T	5.70E+22	9.1	79200	180	16800	0.21	15.2	35.1	51.2
2011 Tohoku, Japan	Yokota *et al.*(2011)	S, T, G, Tu	4.20E+22	9.0	81000	180	18000	0.22	10.0	24.6	35.3
2011 Tohoku, Japan †	average	-	4.81E+22	9.1	85082	187	19167	0.23	11.0	26.8	41.9

* M_0: seismic moment, M_w: moment magnitude, S: rupture area, W: width of rupture area, S_{aL}: combined area of large-slip areas, D: average slip in S, D_{aL}: average slip in S_{aL}, D_{max}: maximum slip in S.
** T: teleseismic data, S: strong motion data, G: geodetic data, Tu: tsunami data.
† used in Fig. 1 or 2.
†† after Murotani *et al.* (2008).
‡ assume that $W = \sqrt{S}$, where S is the estimated in Murotani *et al.* (2008).

断層面積の平均：S

プレート境界地震の短周期震源モデルパラメータ

(b) Plate-boundary Earthquakes

No.	Earthquake	Reference	M_0 (Nm)	M_w	M_{0a} (Nm)	S_{aS} (km^2)	A (Nm/s^2)
6	2003 Tokachi-oki, Japan	Kamae and Kawabe (2004)	1.81E+21	8.1	3.51E+20	1202	8.57E+19
7	2003 Tokachi-oki, Japan	Koketsu *et al.* (2006)	1.81E+21	8.1	3.95E+20	1536	1.15E+20
8	2003 Tokachi-oki, Japan	Morikawa *et al.* (2006)	1.81E+21	8.1	2.06E+20	800	6.50E+19
9	2003 Tokachi-oki, Japan	average	—	—	3.06E+20	1196	8.62E+19
10	2011 Tohoku, Japan	Kurahashi and Irikura (2013)	4.81E+22	9.1	1.78E+21	5628	1.74E+20
11	2011 Tohoku, Japan	Asano and Iwata (2012)	4.81E+22	9.1	1.41E+21	5042	1.67E+20
12	2011 Tohoku, Japan	Satoh (2012)	4.81E+22	9.1	9.62E+21	11475	3.51E+20
13	2011 Tohoku, Japan	Kawabe and Kamae (2013)	4.81E+22	9.1	2.06E+21	6300	1.74E+20
14	2011 Tohoku, Japan	average	—	-	2.65E+21	6730	2.05E+20

* M_0: average seismic moment on Table 1, M_w: moment magnitude, M_{0a}: moment magnitude of S_{aS}, S_{aS}: combined area of strong motion generation areas, A: short-period source spectral level.

東北地方太平洋沖地震

強震動生成域の面積の平均：S_{as}

大すべり域，強震動生成域の比率

Earthquake	S_{aS}/S_{aL}	S_{aL}/S	S_{aS}/S
2003 Tokachi-oki, Japan	0.36	0.22	0.079
2011 Tohoku, Japan	0.35	0.23	0.079

田島ほか (2013) に一部加筆

- 基本震源モデルのSMGAは強震動評価を念頭に設定しているため，田島ほか (2013) における短周期震源モデルに相当する。
- 田島ほか (2013) で示された短周期震源モデルと長周期震源モデルとの面積比は0.079であり，基本震源モデルで設定している0.125とは若干差がある結果となっている。
- しかしながら，強震動生成域の諸元に直接関わる短周期レベルや応力降下量については，これまでに述べたように基本震源モデルの設定値と他知見による値はほぼ同等であるため，基本震源モデルの設定値で問題ないと考えられる。

パラメータ設定根拠の整理

■断層パラメータの設定根拠について下表のとおり整理する。

項目	設定根拠	備考
断層面積	地震規模Mw9.0を基本条件とし，佐藤（1989）の式より，S=100,000km^{2}と設定する（Mw=M）。東北地方太平洋沖地震の震源域の長さ約500km×幅約200km=100,000km^{2}と整合している。また，中央防災会議（2012）での東北地方太平洋沖地震の断層モデルの整理では，72,000～107,100km^{2}とされており整合している。	
断層長さ	断層面積／断層幅=断層長さ500kmであり，三陸沖中部から茨城県沖の領域に対応する。	
断層幅	海溝軸から陸までのプレート境界地震の発生域の幅に対応する200kmに設定した。	
断層傾斜角	太平洋プレートの形状を考慮して設定している壇ほか（2005）による。	壇ほか（2005）では地震調査研究推進本部（2005）に基づき設定されている。
断層の走向，すべり角，破壊開始点	断層の走向とすべり角は防災科学技術研究所F-netによる。破壊開始点は，気象庁による東北地方太平洋沖地震の震源情報を参照し設定した。	
平均応力降下量	断層面積及び地震モーメントより3.08MPaと設定した。	
短周期レベル	宮城県沖，福島県沖，茨城県沖で発生した地震の平均的な短周期レベルの励起特性を有するように設定した。	
応力降下量	宮城県沖，福島県沖，茨城県沖で発生した地震の平均的な短周期レベルに基づき24.6MPaと設定した。	
剛性率	地震調査研究推進本部（2002），（2005）による。1978年宮城県沖地震の観測記録を踏まえて断層パラメータが設定されている。	地震調査研究推進本部（2002）は地震調査研究推進本部（2005）に改訂されている。
S波速度		
破壊伝播速度		

第358回審査会合
資料1再掲

基本震源モデルの断層パラメータ

■断層モデルのパラメータ

項目		設定値	設定方法
走向	θ(度)	200	F-net
傾斜角1(東側)	δ_1(度)	12	壇ほか(2005)
傾斜角2(西側)	δ_2(度)	21	壇ほか(2005)
すべり角	λ(度)	88	F-net
長さ	L(km)	500	断層面積に基づき算定
幅	W(km)	200	断層面積に基づき算定
基準点北緯	N(度)	38.1035	本震の震源位置(気象庁)
基準点東経	E(度)	142.8610	本震の震源位置(気象庁)
基準点深さ	H(km)	23.7	本震の震源位置(気象庁)
上端深さ	h_u(km)	12.3	$h_u=H-w_1\sin\delta_1$
下端深さ	h_l(km)	68.9	$h_l=H+(100-w_1)\sin\delta_1+100\sin\delta_2$
断層面積	S(km^2)	100000	S=L×W
平均応力降下量	Δσ(MPa)	3.08	$M_0=16/7\times(S/\pi)^{3/2}\Delta\sigma$
地震モーメント	M_0(N・m)	4.00E+22	$\log M_0=1.5M_w+9.1$
ﾓｰﾒﾝﾄﾏｸﾞﾆﾁｭｰﾄﾞ	M_W	9.0	2011年東北地方太平洋沖地震
平均すべり量	D(cm)	854.3	$D=M_0/(\mu S)$
剛性率	μ(N/m^2)	4.68E+10	$\mu=\rho V_s^2$, $\rho=3.08$g/cm^3 地震調査研究推進本部(2002),(2005)
せん断波速度	V_s(km/s)	3.9	地震調査研究推進本部(2002),(2005)
破壊伝播速度	V_r(km/s)	3.0	地震調査研究推進本部(2002),(2005)

項目			設定値	設定方法
SMGA全体	面積	S_a(km^2)	12500	$S_a=cS$, c=0.125
	地震モーメント	M_{0a}(N・m)	1.00E+22	$M_{0a}=\mu D_a S_a$
	すべり量	D_a(cm)	1708.6	$D_a=2\times D$
	応力降下量	$\Delta\sigma_a$(MPa)	24.6	$\Delta\sigma_a=S/S_a\times\Delta\sigma$
	短周期レベル	A_a(N・m/s^2)	2.97E+20	$A_a=(\Sigma A_{ai}^2)^{1/2}=5^{1/2}A_{a1}$
各SMGA	面積	S_{a1}(km^2)	2500	$S_{a1}=S_a/5$
	地震モーメント	M_{0a1}(N・m)	2.00E+21	$M_{0a1}=M_{0a}S_{a1}^{1.5}/\Sigma S_{ai}^{1.5}=M_{0a}/5$
	すべり量	D_{a1}(cm)	1708.6	$D_{a1}=M_{0a1}/(\mu S_{a1})$
	応力降下量	$\Delta\sigma_{a1}$(MPa)	24.6	$\Delta\sigma_{a1}=\Delta\sigma_a$
	短周期レベル	A_{a1}(N・m/s^2)	1.33E+20	$A_{a1}=4\pi r_1\Delta\sigma_{a1}V_s^2$, $r_1=(S_{a1}/\pi)^{1/2}$
	ライズタイム	τ_{a1}(s)	8.33	$\tau_{a1}=0.5W_{ai}/V_r$, W_{ai}:SMGA幅
背景領域	面積	S_b(km^2)	87500	$S_b=S-S_a$
	地震モーメント	M_{0b}(N・m)	3.00E+22	$M_{0b}=M_0-M_{0a}$
	すべり量	D_b(cm)	732.2	$D_b=M_{0b}/\mu S_b$
	応力降下量	$\Delta\sigma_b$(MPa)	4.9	$\Delta\sigma_b=0.2\Delta\sigma_a$
	ライズタイム	τ_b(s)	33.33	$\tau_b=0.5W/V_r$, W:断層幅
Q値		Q	$110f^{0.69}$	佐藤ほか(1994)

3.2 震源モデルの設定

3.2.1 基本震源モデルの設定

3.2.2 不確かさを考慮した震源モデルの設定

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，敷地周辺のプレート間地震に関する知見等を踏まえ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ことを基本とする。

【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。

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	断層設定位置	フィリピン海プレートの北東限を考慮し，三陸沖中部～茨城県沖に設定	震源の南限については，フィリピン海プレートがバリアとなることから，断層設定位置は基本ケースで固定でき，不確かさとして考慮しない。
	地震規模	Mw9.0	地震規模（巨視的断層の面積）の不確かさについては，フィリピン海プレートが破壊進展のバリアとなり，巨視的断層面の拡大は南方ではなく，三陸沖以北への拡大が考えられるが，仮にそこからの地震動が付加されたとしても敷地に及ぼす影響は小さいと考えられることから，地震規模の不確かさは考慮しない。
	短周期レベル	宮城県沖，福島県沖，茨城県沖で発生する地震の平均	・震源モデルに含まれる宮城県沖や福島県沖の領域では，基本ケースよりも短周期レベルが大きい地震が発生しているものの，基本ケースにおける短周期レベルの設定は，茨城県沖で発生する地震に対しては安全側の設定となっている。 ・しかしながら，東北地方太平洋沖地震のシミュレーション解析結果より，敷地での地震動に影響を与えるのは敷地近傍のSMGAであることを踏まえ，宮城県沖や福島県沖で発生する地震の短周期レベルを概ねカバーできるよう，基本ケースの短周期レベルの1.5倍を不確かさとして考慮する。
	SMGA位置	東北地方太平洋沖地震のSMGAや，当該地域で過去に発生したM7～8の地震への対応を考慮し設定	・東北地方太平洋沖地震のSMGAを推定した文献では，モデル間で多少ばらつきがあるものの，どのモデルでも沈みこんだ深い位置にSMGAが推定され，過去に発生したM7～8クラスの地震に対応しているという共通点があるので，それらの情報に基づきSMGAの位置は，ある程度特定することができる。 ・しかしながら，宮城県沖などに比べ，近年における規模の大きな地震発生の少ない茨城県沖でSMGA位置を確定的に設定することは難しいことから，安全側に敷地最短距離にSMGAを配置したケースを不確かさとして考慮する。
偶然的不確かさ	破壊開始点	2011年東北地方太平洋沖地震の気象庁震源位置	破壊開始点については，複数のパラメータスタディを行い，設定位置の違いによる影響が小さいことを確認していることから，不確かさとして考慮しない。

不確かさの組み合わせ

■前頁の選定結果を踏まえ，下記のとおり不確かさを組み合わせて地震動評価を行う。SMGA位置の不確かさについては，前頁のとおり，事前の調査に基づきSMGAの位置をある程度特定することができるが，宮城県沖などに比べ，近年における規模の大きな地震発生の少ない茨城県沖では確定的に設定することは難しいことから，安全側に短周期レベルの不確かさと重畳させたケースも考慮する。

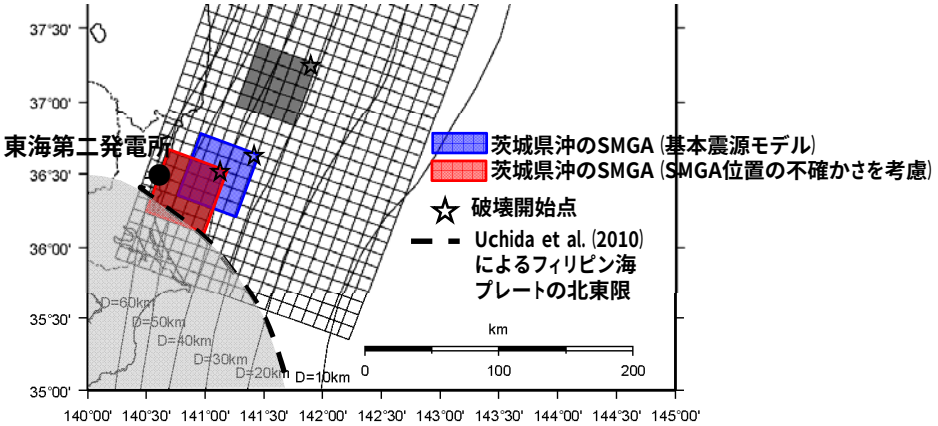
評価ケース	認識論的不確かさ				偶然的不確かさ
	断層設定位置	地震規模	短周期レベル	SMGA位置	破壊開始点
基本ケース	フィリピン海プレートの北東限を考慮し，三陸沖中部～茨城県沖に設定	Mw9.0	宮城県沖，福島県沖，茨城県沖で発生する地震の平均※1	東北地方太平洋沖地震のSMGAや，それぞれの領域で過去に発生したM7～M8クラスの地震の震源域を参考に配置	2011年東北地方太平洋沖地震の気象庁震源位置※3
SMGA位置の不確かさ	フィリピン海プレートの北東限を考慮し，三陸沖中部～茨城県沖に設定	Mw9.0	宮城県沖，福島県沖，茨城県沖で発生する地震の平均※1	基本震源モデルのSMGA位置に対し，茨城県沖のSMGAを敷地に最も近い位置に移動	2011年東北地方太平洋沖地震の気象庁震源位置※3
短周期レベルの不確かさ	フィリピン海プレートの北東限を考慮し，三陸沖中部～茨城県沖に設定	Mw9.0	基本震源モデルの1.5倍※2	東北地方太平洋沖地震のSMGAや，それぞれの領域で過去に発生したM7～M8クラスの地震の震源域を参考に配置	2011年東北地方太平洋沖地震の気象庁震源位置※3
SMGA位置の不確かさと短周期レベルの不確かさの重畳	フィリピン海プレートの北東限を考慮し，三陸沖中部～茨城県沖に設定	Mw9.0	基本震源モデルの1.5倍※2	基本震源モデルのSMGA位置に対し，茨城県沖のSMGAを敷地に最も近い位置に移動	2011年東北地方太平洋沖地震の気象庁震源位置※3

不確かさを考慮して設定するパラメータ

※1　茨城県沖で発生する地震に対しては大きめの設定となっている。
※2　すべてのSMGAの短周期レベルを1.5倍している。
※3　破壊が敷地に向かう位置に設定されている。

SMGA位置の不確かさ

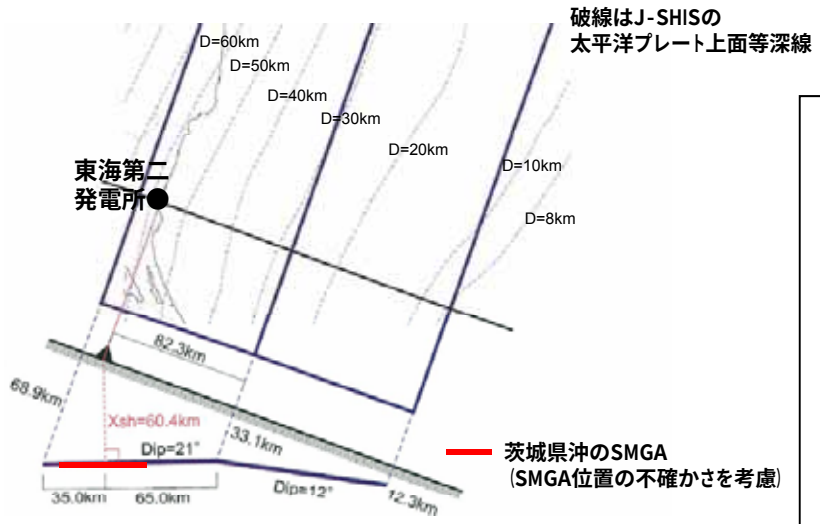
■茨城県沖のSMGAを敷地に最も近い位置に移動させたケースを考慮する。



基本震源モデルとの比較

等価震源距離の比較

評価ケース	茨城県沖のSMGAの等価震源距離（km）
基本震源モデル	68.4
SMGA位置の不確かさ	63.5



SMGA位置（断面図）

- 茨城県沖のSMGAを敷地に最も近づけた位置は，SMGAの一部がフィリピン海プレートの北東限よりも南に位置しており，発生する可能性は低いと考えられるものの，敷地での地震動へ影響の観点から不確かさとして考慮する。
- SMGAの位置については，断層面上で敷地からの距離が最短となる点がSMGAの中心となるように配置する。
- 茨城県沖のSMGAの等価震源距離は，基本震源モデルと比較し5km程度近くなる。

短周期レベルの不確かさ

■不確かさとして考慮する短周期レベルは，宮城県沖で発生する地震の短周期レベルを概ねカバーするレベルとして基本ケースの1.5倍を考慮する。このレベルは，佐藤(2012)における太平洋プレート間地震の短周期レベルと地震モーメント平均＋標準偏差とほぼ同レベルである。

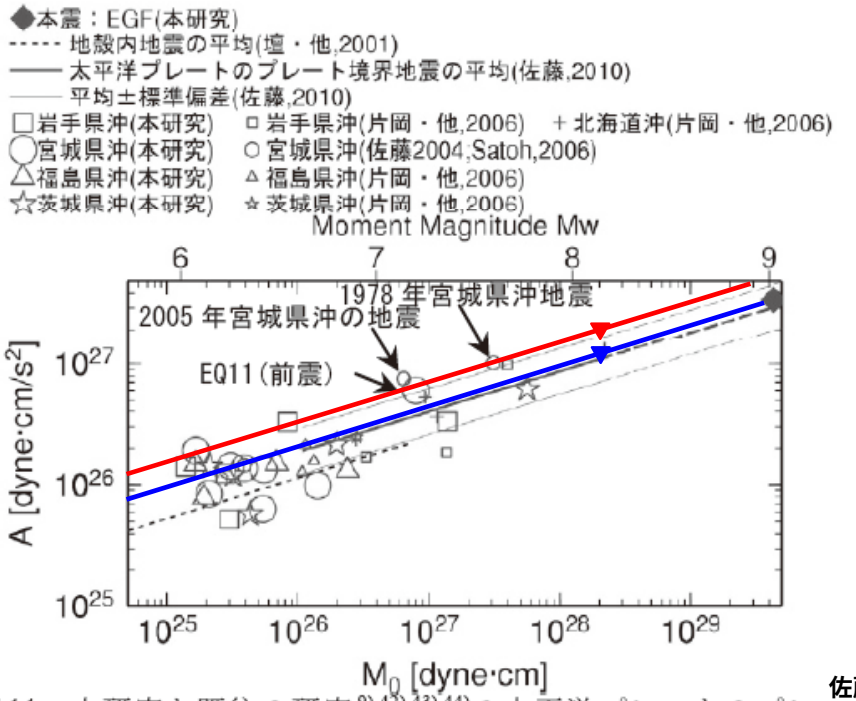


図11　本研究と既往の研究[9),42),43),44)]の太平洋プレートのプレート境界地震の M_0-A 関係と地殻内地震の M_0-A 関係[8)]の比較

佐藤 (2012) に一部加筆

- 基本ケースのA-M_0関係
- ▼ 基本ケースのSMGA単体のAとM_0
- 短周期レベルの不確かさケースのA-M_0関係
- ▼ 短周期レベルの不確かさケースのSMGA単体のAとM_0

佐藤 (2012) における太平洋プレートのプレート間地震のAとM_0の関係

佐藤智美(2012)：経験的グリーン関数法に基づく2011年東北地方太平洋沖地震の震源モデル－プレート境界地震の短周期レベルに着目して－ 日本建築学会構造系論文集 第77巻 第675号，695-704

パラメータの検証：　短周期レベル

■田島ほか (2013) による東北地方太平洋沖地震の整理結果に示された強震動生成域の全体の短周期レベルと，基本震源モデル，短周期レベルの不確かさケースの短周期レベルとを比較する。また，敷地に最も近い強震動生成域に対しても比較を行う。なお，SMGA面積比0.08とした場合のパラメータも参考として示す。

震源パラメータの比較 (強震動生成域)

		田島ほか (2013) で引用されている文献における東北地方太平洋沖地震の震源パラメータ					基本震源モデル	短周期レベルの不確かさケース	(参考) SMGA面積比0.08の場合のパラメータ
		Kurahashi and Irikura (2013)	Asano and Iwata (2012)	佐藤 (2012)	川辺・釜江 (2013)	平均値			
SMGA全体の地震モーメント M_{0a}(N・m)		1.76E+21	1.41E+21	9.62E+21	2.06E+21	2.65E+21	1.00E+22	1.00E+22	6.40E+21
SMGA全体の面積 S_a(km^2)		5628	5042	11475	6300	6730	12500	12500	8000
応力降下量 $\Delta\sigma_a$(MPa)	SMGA全体	21.44※	18.95※	28.82※	18.26※	―	24.6	37.0	38.5
	敷地に最も近いSMGA	26.0	6.6	20.6	23.1	―	24.6	37.0	38.5
短周期レベル A_a (N・m/s^2)	SMGA全体	1.74E+20	1.67E+20	3.51E+20	1.74E+20	2.05E+20	2.97E+20	4.46E+20	3.71E+20
	敷地に最も近いSMGA	9.37E+19	3.26E+19	4.95E+19	7.47E+19	―	1.33E+20	1.99E+20	1.66E+20

※　各SMGAの値を平均し算出した。

- 短周期レベルの不確かさケースにおける短周期レベル (敷地に最も近い強震動生成域及び強震動生成域全体) は，各文献で示された東北地方太平洋沖地震の強震動生成域の短周期レベルを上回る。
- なお，上記不確かさケースでの短周期レベルの値は，SMGA面積比0.08とした場合の値を上回っていることを確認した。

不確かさを考慮した震源モデルの断層パラメータ

■短周期レベルの不確かさケース及びSMGA位置と短周期レベルの不確かさの重畳ケースの断層パラメータ
（SMGA位置の不確かさの断層パラメータは基本ケースと同様）

項目		設定値	設定方法
走向	θ(度)	200	F-net
傾斜角1（東側）	δ_1(度)	12	壇ほか(2005)
傾斜角2（西側）	δ_2(度)	21	壇ほか(2005)
すべり角	λ(度)	88	F-net
長さ	L(km)	500	断層面積に基づき算定
幅	W(km)	200	断層面積に基づき算定
基準点北緯	N(度)	38.1035	本震の震源位置（気象庁）
基準点東経	E(度)	142.8610	本震の震源位置（気象庁）
基準点深さ	H(km)	23.7	本震の震源位置（気象庁）
上端深さ	h_u(km)	12.3	$h_u=H-w_1\sin\delta_1$
下端深さ	h_l(km)	68.9	$h_l=H+(100-w_1)\sin\delta_1+100\sin\delta_2$
断層面積	S(km^2)	100000	S=L×W
平均応力降下量	Δσ(MPa)	3.08	$M_0=16/7\times(S/\pi)^{3/2}\Delta\sigma$
地震モーメント	M_0(N･m)	4.00E+22	$\log M_0=1.5M_w+9.1$
ﾓｰﾒﾝﾄﾏｸﾞﾆﾁｭｰﾄﾞ	M_W	9.0	2011年東北地方太平洋沖地震
平均すべり量	D(cm)	854.3	$D=M_0/(\mu S)$
剛性率	μ(N/m^2)	4.68E+10	$\mu=\rho V_s^2$, $\rho=3.08$g/cm^3 地震調査研究推進本部（2002），（2005）
せん断波速度	V_s(km/s)	3.9	地震調査研究推進本部（2002），（2005）
破壊伝播速度	V_r(km/s)	3.0	地震調査研究推進本部（2002），（2005）

項目			設定値	設定方法
SMGA全体	面積	S_a(km^2)	12500	$S_a=cS$, c=0.125
	地震モーメント	M_{0a}(N･m)	1.00E+22	$M_{0a}=\mu D_a S_a$
	すべり量	D_a(cm)	1708.6	$D_a=2\times D$
	応力降下量	$\Delta\sigma_a$(MPa)	37.0	$\Delta\sigma_a=S/S_a\times\Delta\sigma\times1.5$
	短周期レベル	A_a(N･m/s^2)	4.46E+20	$A_a=(\Sigma A_{ai}^2)^{1/2}=5^{1/2}A_{a1}$
各SMGA	面積	S_{a1}(km^2)	2500	$S_{a1}=S_a/5$
	地震モーメント	M_{0a1}(N･m)	2.00E+21	$M_{0a1}=M_{0a}S_{a1}^{1.5}/\Sigma S_{ai}^{1.5}=M_{0a}/5$
	すべり量	D_{a1}(cm)	1708.6	$D_{a1}=M_{0a1}/(\mu S_{a1})$
	応力降下量	$\Delta\sigma_{a1}$(MPa)	37.0	$\Delta\sigma_{a1}=\Delta\sigma_a$
	短周期レベル	A_{a1}(N･m/s^2)	1.99E+20	$A_{a1}=4\pi r_1\Delta\sigma_{a1}V_s^2$, $r_1=(S_{a1}/\pi)^{1/2}$
	ライズタイム	τ_{a1}(s)	8.33	$\tau_{a1}=0.5W_{ai}/V_r$, W_{ai}:SMGA幅
背景領域	面積	S_b(km^2)	87500	$S_b=S-S_a$
	地震モーメント	M_{0b}(N･m)	3.00E+22	$M_{0b}=M_0-M_{0a}$
	すべり量	D_b(cm)	732.2	$D_b=M_{0b}/\mu S_b$
	応力降下量	$\Delta\sigma_b$(MPa)	7.4	$\Delta\sigma_b=0.2\Delta\sigma_a$
	ライズタイム	τ_b(s)	33.33	$\tau_b=0.5W/V_r$, W:断層幅
Q値		Q	$110f^{0.69}$	佐藤ほか（1994）

3.3 地震動評価

3.3.1 地震動評価手法

3.3.2 応答スペクトル手法による評価結果

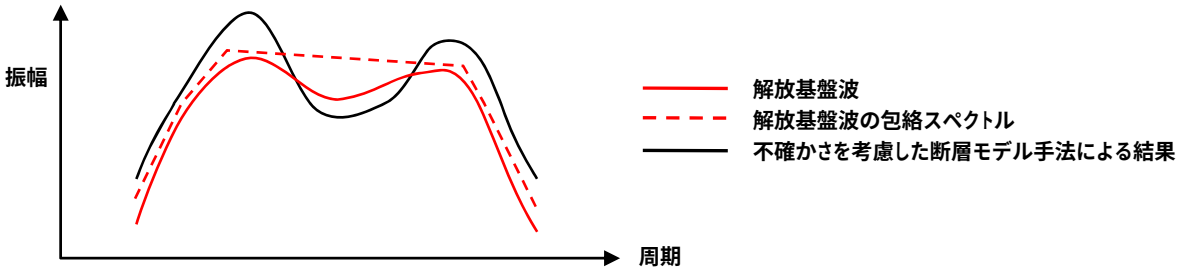
3.3.3 断層モデル手法による評価結果

3.3.1 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

・東北地方太平洋沖地震のような巨大地震では，複数の強震動生成域が時間的にも空間的にも離れて連動し，敷地での揺れは，特に短周期域において敷地近傍の強震動生成域の影響が支配的となる特徴がある。このような複雑な震源過程から生成される強震動を短周期から長周期にわたり精度よく評価でき，実務に活用されている実績のある距離減衰式はないと考えられる。

・一方，東海第二発電所においては，東北地方太平洋沖地震における岩盤上の観測記録が得られていることから，距離減衰式による評価の代わりに，この地震の解放基盤波を基に地震動を設定する。設定に際しては，解放基盤波と断層モデル手法による結果を比較した際に，解放基盤波が不確かさを考慮した断層モデル手法による結果を上回る周期帯がでてくる場合が考えられるので，そのような周期帯に余裕を持たせるよう解放基盤波を包絡した応答スペクトルを設定する。この包絡した応答スペクトルを応答スペクトルに基づく手法による地震動評価とする。



解放基盤波の包絡スペクトルのイメージ

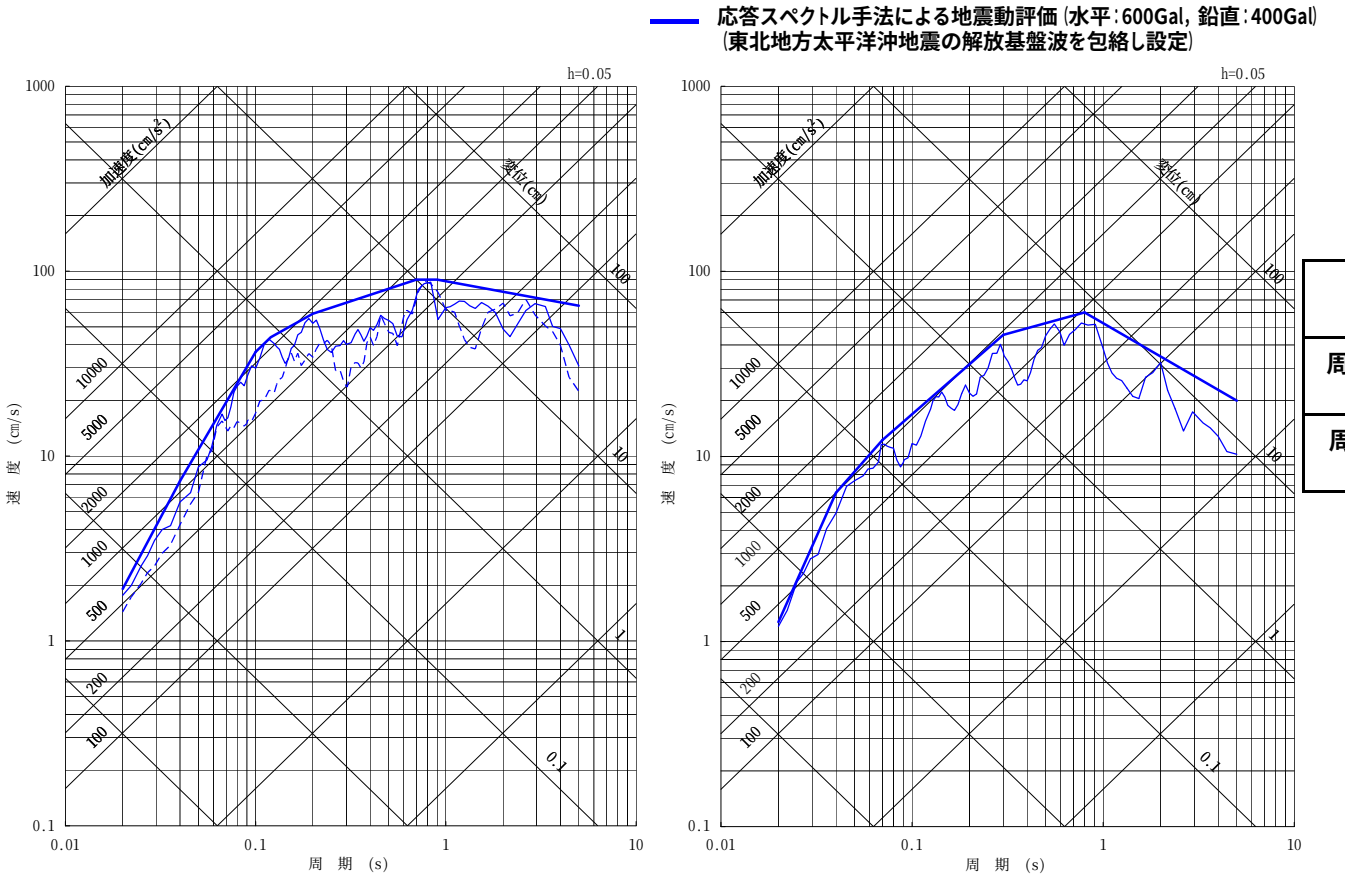
・なお，余裕の考慮については，解放基盤波を一律係数倍する方法も考えられるが，解放基盤波が不確かさを考慮した断層モデル手法による結果を上回る周期帯に対してより多くの余裕を持たせるためには，スペクトルの山谷が一律に係数倍されるよりも，振幅レベルの小さい谷の部分がより効果的に包絡される包絡スペクトルの方が適していると考えられる。

■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。また，敷地への影響の観点から，震源の不確かさを考慮する。

第358回審査会合
資料1再掲

3.3.2 応答スペクトル手法による評価結果



水平成分　　鉛直成分

解放基盤波に対する包絡スペクトルの強度値※の比（SI比）

対象とする周期帯	水平/NS	水平/EW	鉛直/UD
周期0.1～2.5秒（SI比）	1.38	1.44	1.50
周期0.02～5秒（参考）	1.42	1.57	1.88

※　Housner(1961)で提案されている地震動強さに関する指標で以下のとおり定義される。

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

ここで，
Sv　：擬似速度応答スペクトル
T　：周期
h　：減衰定数（5%）

- 東北地方太平洋沖地震の敷地における解放基盤波に対し，これを包絡して余裕を持たせた応答スペクトルを設定した。解放基盤波に対する包絡スペクトルのSI比は，およそ1.4以上となっている。
- 解放基盤波の応答スペクトルで谷となる周期帯に対して十分に余裕が確保されている。

第358回審査会合
資料1再掲

3.3.3 断層モデル手法による評価結果： 要素地震の選定フロー

■要素地震は下記のフローで選定する。

発生位置

想定断層面付近で発生しており，震源から到来する伝播経路特性が反映されている地震 → 宮城県沖，茨城県沖のSMGA付近から選定する。

⇩

規模

要素地震として適切な規模の地震 → クラック破壊を想定したω^{-2}モデルが適用できるM5～M6程度を目安とする。

⇩

震源メカニズム

震源メカニズムが明らかである地震のうち，放射特性が同様であり，想定地震と同様の震源メカニズムを有する地震 → 低角逆断層（プレート間地震）を選定する。

⇩

2011年3月10日の地震（M6.8），2009年2月1日の地震（M5.8）を用いることとする。

各種文献で示された要素地震の震源パラメータについて，東海第二発電所及び敷地周辺の観測記録により妥当性を確認する。

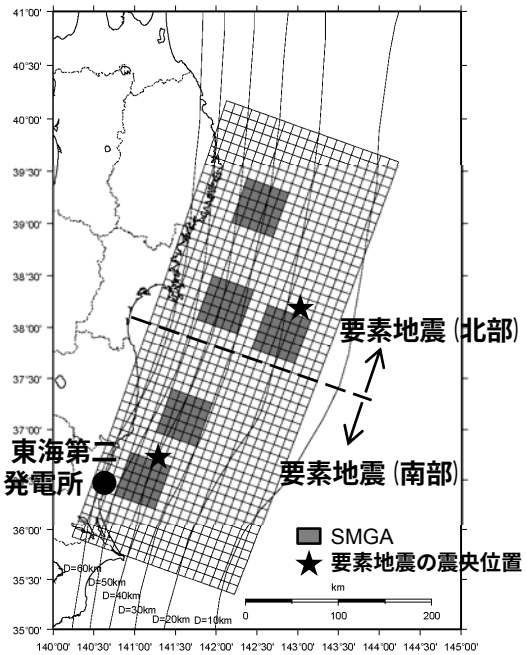
要素地震の選定結果

■要素地震の選定方法

・要素地震の選定においては，設定した断層モデルと同じ震源メカニズムを有する地震とした。

・震源断層が広域になることから，北部の領域と南部の領域からそれぞれ要素地震を選定した。

・断層面の北半分については要素地震（北部）を，断層面の南半分については要素地震（南部）をそれぞれ用いた。



要素地震の震央位置

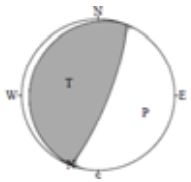
要素地震（北部）

発生日　2011年3月10日

地震規模※1　M6.8

震源深さ※1　9.3km

地震モーメント※2 5.51E+18(N･m)



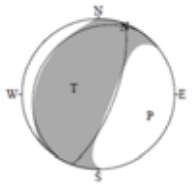
要素地震（南部）

発生日　2009年2月1日

地震規模※1　M5.8

震源深さ※1　47.0km

地震モーメント※2 4.65E+17(N･m)



要素地震のメカニズム解（下半球）

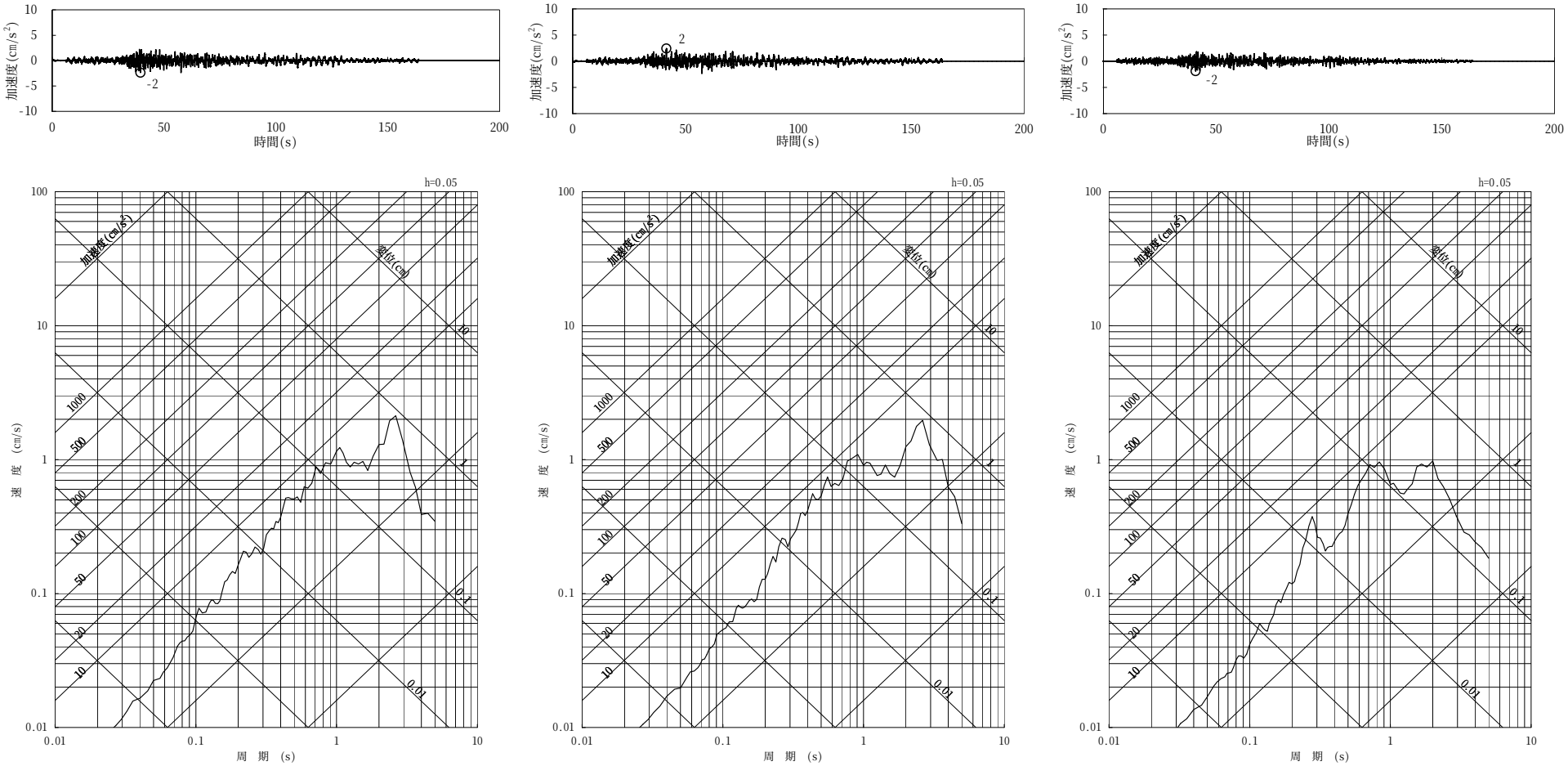
※1　気象庁による。
※2　F-netによる。

第358回審査会合
資料1再掲

要素地震（北部）の時刻歴波形，応答スペクトル

■要素地震（北部）の解放基盤波

E.L.-372mの地震観測記録の解放基盤波を示す。



NS成分　　EW成分　　UD成分

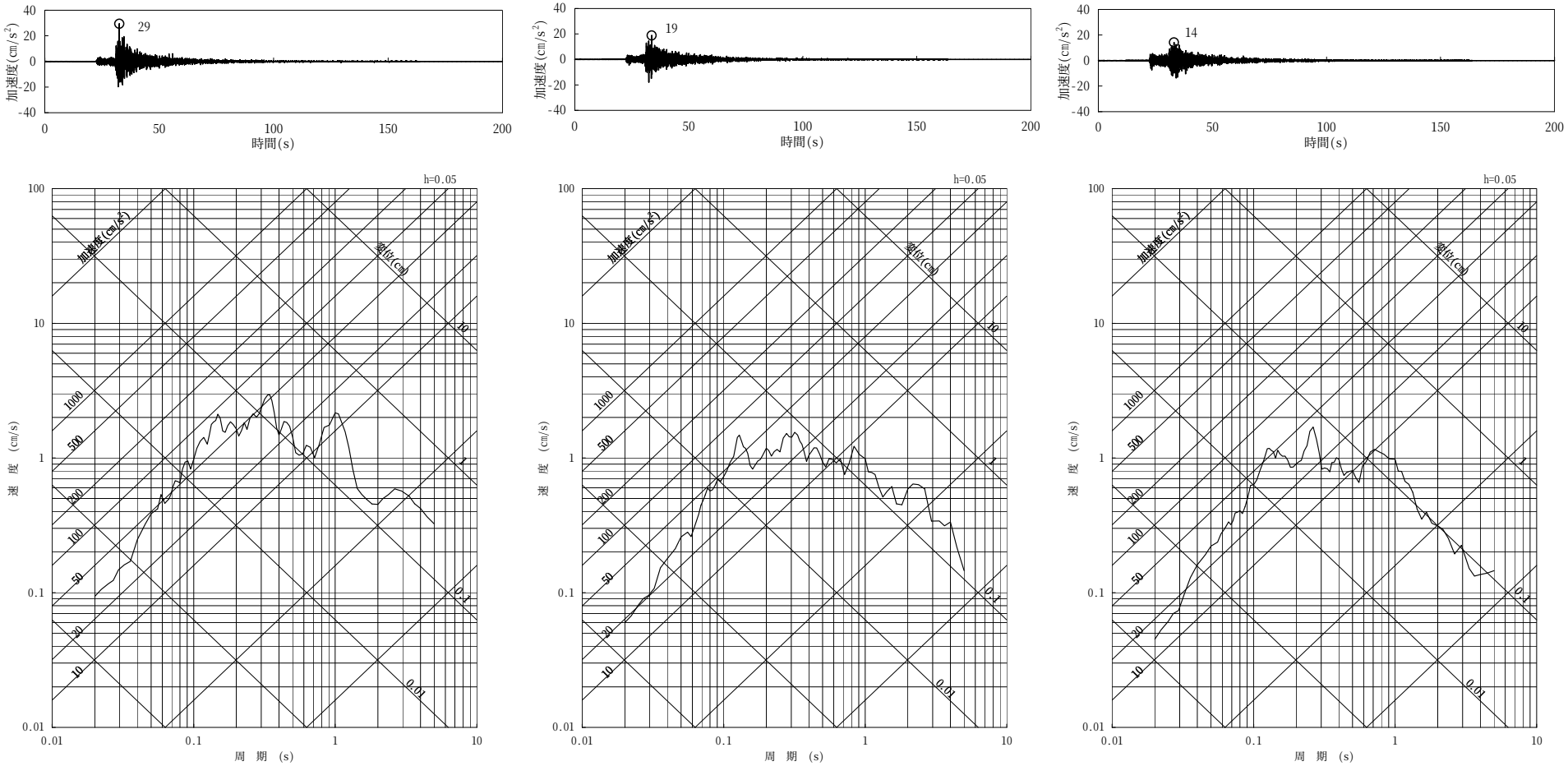
要素地震（北部）の解放基盤波

第358回審査会合
資料1再掲

要素地震（南部）の時刻歴波形，応答スペクトル

■要素地震（南部）の解放基盤波

E.L.-372mの地震観測記録の解放基盤波を示す。



NS成分　　EW成分　　UD成分

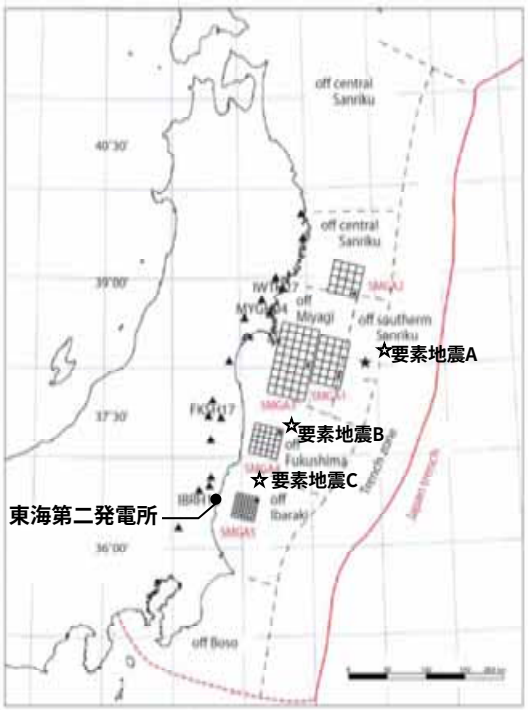
要素地震（南部）の解放基盤波

第358回審査会合
資料1再掲

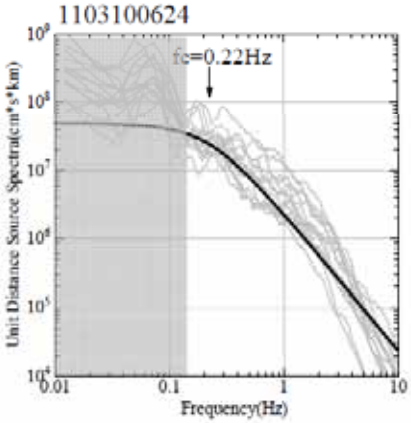
要素地震の震源パラメータに関する評価事例

■入倉・倉橋 (2011) による検討

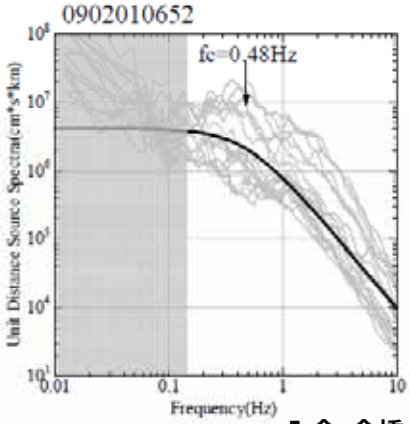
入倉・倉橋 (2011) で用いられている要素地震のうち，要素地震A及び要素地震Cについて，震源スペクトルや震源情報を整理する。



入倉・倉橋 (2011) の震源モデル
(一部加筆)



2011年3月10日 (M6.8) の地震
(要素地震A)



2009年2月1日 (M5.8) の地震
(要素地震C)

入倉・倉橋 (2011) より抜粋

震源スペクトル (灰色：各観測点，黒：理論スペクトル)

入倉・倉橋 (2011) における要素地震の震源情報

発生日時	震央位置		Mw	地震モーメント (N・m)	コーナー周波数 (Hz)	応力降下量 (MPa)
	緯度 (度)	経度 (度)				
2011年3月10日 6:24 (要素地震A)	38.271	142.879	6.5	5.51E+18	0.22	11.8
2009年2月1日 6.52 (要素地震C)	36.717	141.279	5.7	4.65E+17	0.48	10.4

(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のための震源モデル)

敷地及び敷地周辺の地震観測記録を用いた検証

■要素地震の震源パラメータは，入倉・倉橋（2011）の値を用いる。ただし，敷地に近く，振幅レベルが大きい2009年2月1日の地震については，敷地の観測記録や敷地周辺のKiK-net観測記録を用い震源パラメータの妥当性を確認する。

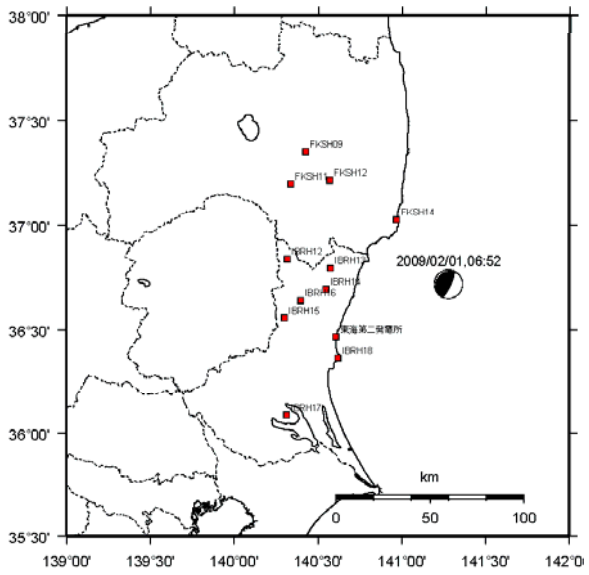
Boore（1983）等を参考に，敷地の基盤における変位フーリエスペクトルを下式でモデル化する。

$$U(f)=\frac{R_{\theta\phi}\cdot FS}{4\pi\rho\beta^3}\cdot\frac{M_0}{1+(f/fc)^2}\cdot\frac{1}{R}\cdot\exp\left(-\pi fR\Big/Q(f)\beta\right)\cdot\sqrt{\frac{\rho\beta}{\rho_s\beta_s}}$$

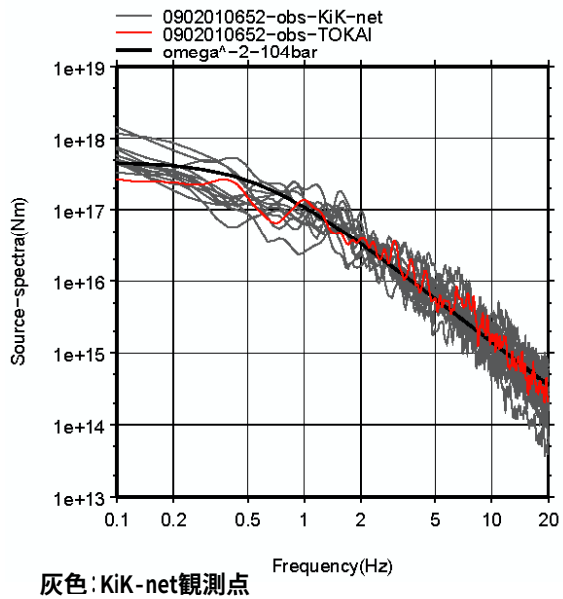
ここで
- U(f)　：観測記録の変位フーリエスペクトル
- M_0　：地震モーメント
- f_c　：コーナー周波数
- $R_{\theta\phi}$　：放射係数（等方の場合の二乗和平均値0.63と仮定）
- FS　：地表面における増幅率（地中では1とする）
- ρ　：震源の地盤密度（海洋性地殻の値として3.0g/cm³）
- β　：震源の地盤せん断波速度（海洋性地殻の値として4.0km/s）
- ρ_s，β_s　：サイト基盤（観測点）における地盤密度とせん断波速度
- R　：震源距離
- Q(f)　：Q値で，$Q=110f^{0.69}$により与える。

地震モーメントについては，F-netを用いると，変位震源スペクトルS（f）は以下のように求められる。

$$S(f)=\frac{M_0}{1+(f/fc)^2}$$
$$=U(f)\Big/\left\{\frac{R_{\theta\phi}\cdot FS}{4\pi\rho\beta^3}\cdot\frac{1}{R}\cdot\exp\left(-\pi fR\Big/Q(f)\beta\right)\cdot\sqrt{\frac{\rho\beta}{\rho_s\beta_s}}\right\}$$



検討に用いたKiK-net観測点の位置



灰色：KiK-net観測点
赤　：東海第二発電所の観測記録
黒　：理論スペクトル（入倉・倉橋（2011）により算定）

震源スペクトル
（2009年2月1日，M5.8）

2009年2月1日の地震について，入倉・倉橋（2011）による理論スペクトルと，敷地周辺の観測記録から求めた震源スペクトルは対応していることを確認した。

要素地震の応力降下量等の見積もり

■前頁の検証を行ったうえで，経験的グリーン関数として用いた要素地震の震源情報については入倉･倉橋（2011）による値を用いた。

地震名	震央位置		M	震源深さ（km）	地震モーメント M_0（N･m）	コーナー周波数※ f_c（Hz）	応力降下量※ Δσ（MPa）
	緯度（度）	経度（度）					
要素地震（北部）（2011年3月10日）	38.172	143.045	6.8	9.3	5.51×10^{18}	0.22	11.8
要素地震（南部）（2009年2月1日）	36.717	141.279	5.8	47.0	4.65×10^{17}	0.48	10.4

※　入倉･倉橋（2011）による。

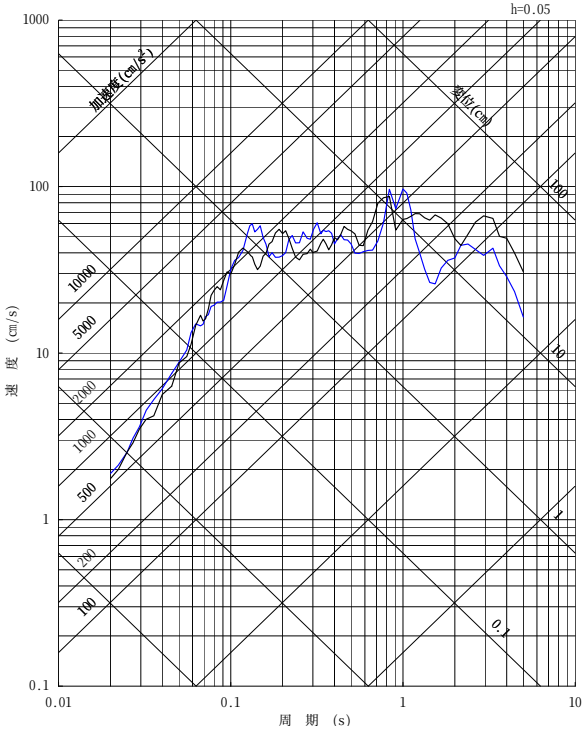
第358回審査会合
資料1再掲

基本ケースの応答スペクトル

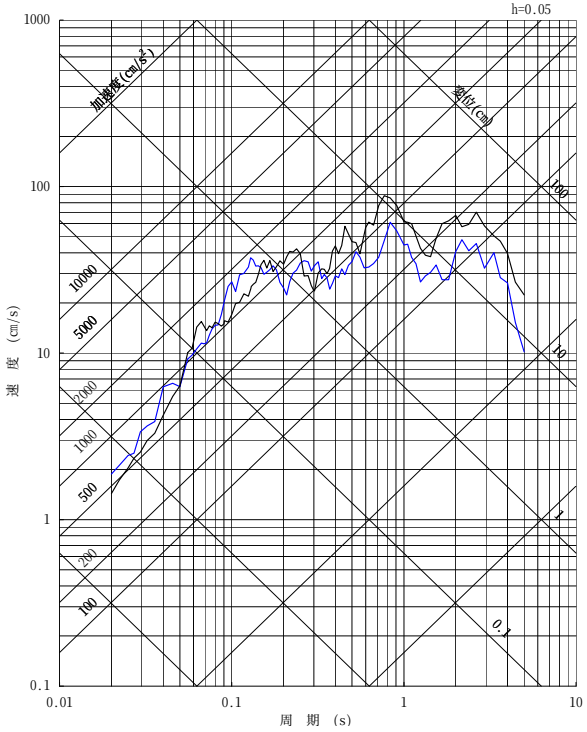
■地震動評価は入倉ほか（1997）に基づき行う。

■地震動評価結果（経験的グリーン関数法）と東北地方太平洋沖地震の解放基盤波とを比較する。

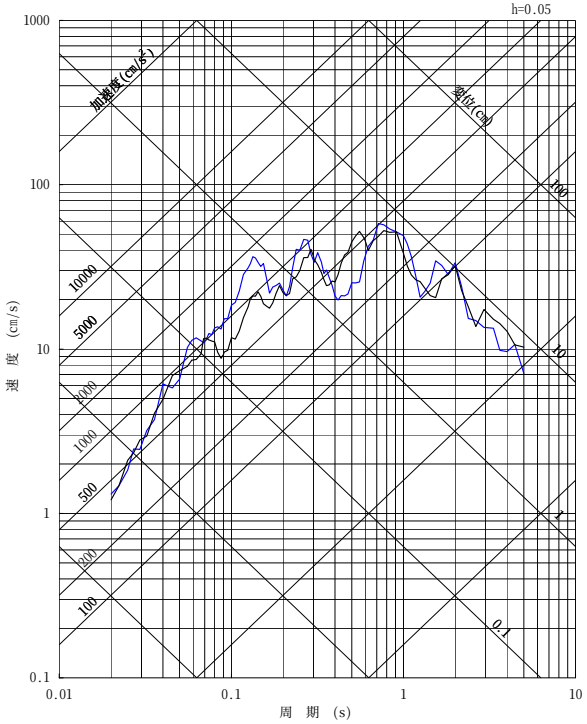
— 断層モデルを用いた手法による地震動評価結果
— 東北地方太平洋沖地震の解放基盤波



NS成分



EW成分



UD成分

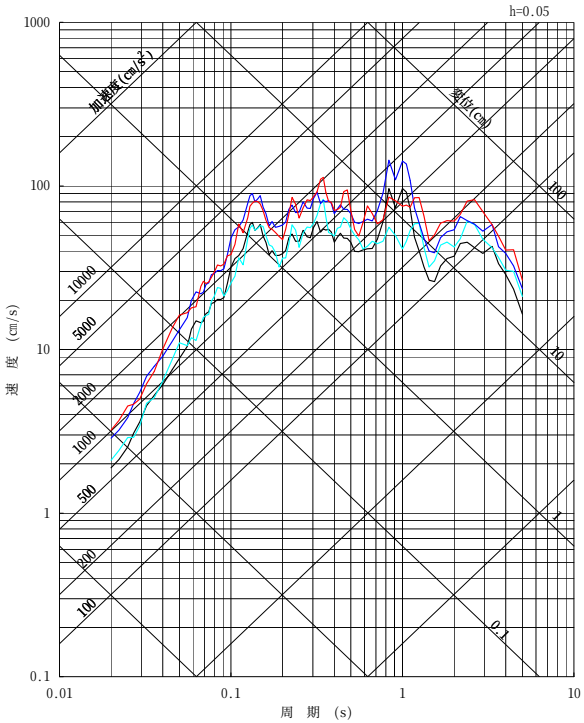
断層モデルを用いた手法による地震動評価結果（経験的グリーン関数法）は，東北地方太平洋沖地震の解放基盤波と対応していることを確認した。

第358回審査会合
資料1再掲

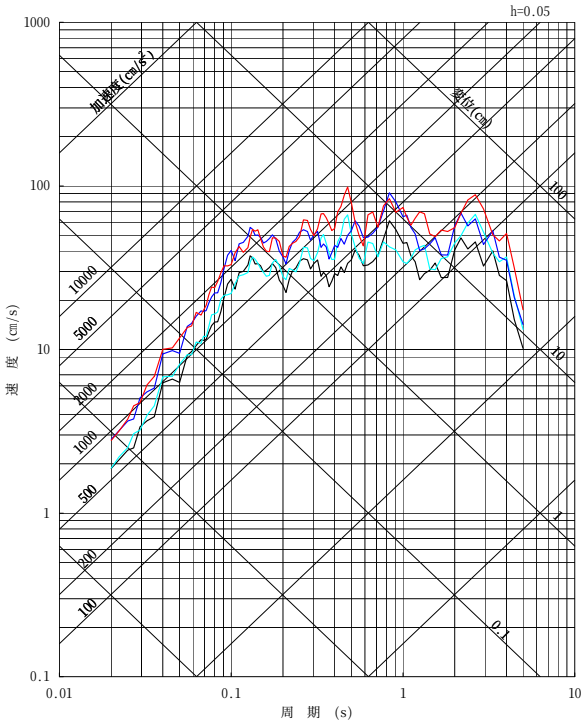
不確かさケースの応答スペクトル

■断層モデルを用いた手法による地震動評価結果（経験的グリーン関数法）

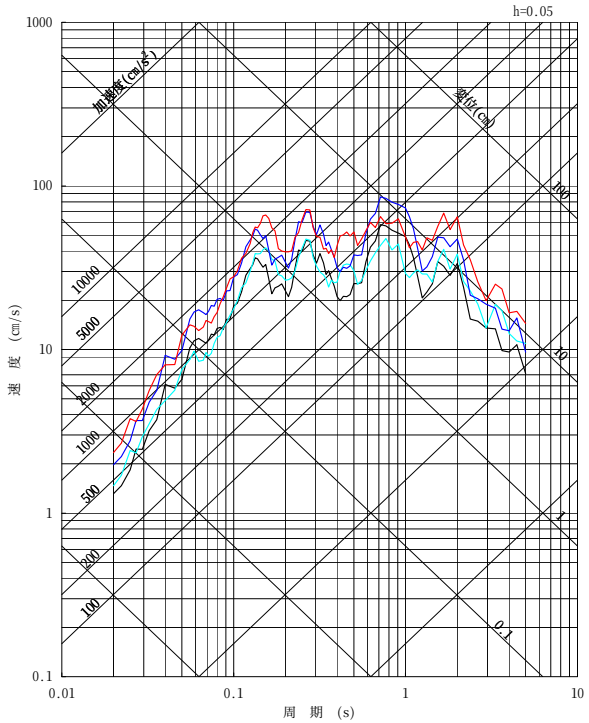
- 基本震源モデル（NS：594Gal，EW：590Gal，UD：412Gal）
- SMGA位置の不確かさを考慮（NS：662Gal，EW：591Gal，UD：461Gal）
- 短周期レベルの不確かさを考慮（NS：901Gal，EW：887Gal，UD：620Gal）【設置変更許可申請時　Ss-2】
- SMGA位置と短周期レベルの不確かさを重畳（NS：1009Gal，EW：874Gal，UD：736Gal）



NS成分



EW成分



UD成分

断層モデルを用いた手法による各地震動評価結果を示す。SMGA位置と短周期レベルの不確かさを重畳させたケースは，NS成分で1009Galの地震動評価結果となり，短周期レベルの不確かさを考慮したケース（Ss-2，NS成分で901Gal）を上回る。

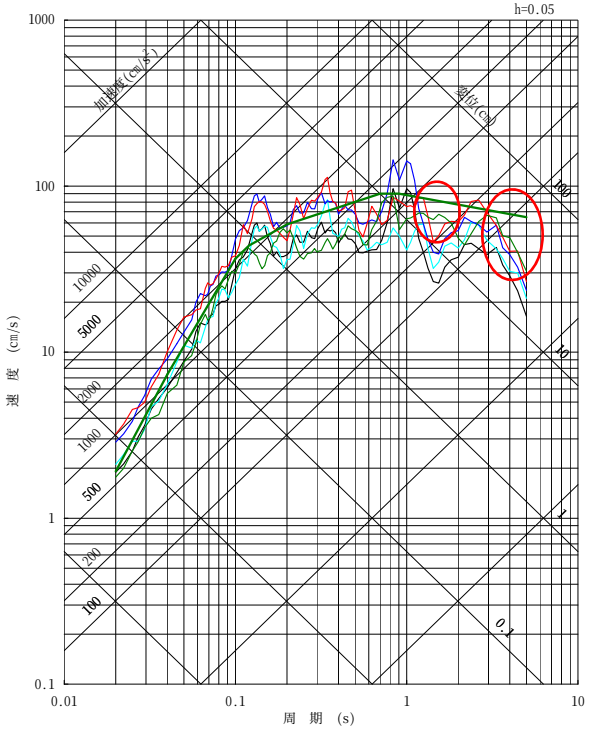
応答スペクトル手法と断層モデル手法の評価結果

■応答スペクトル手法と断層モデル手法による各評価結果を示す。

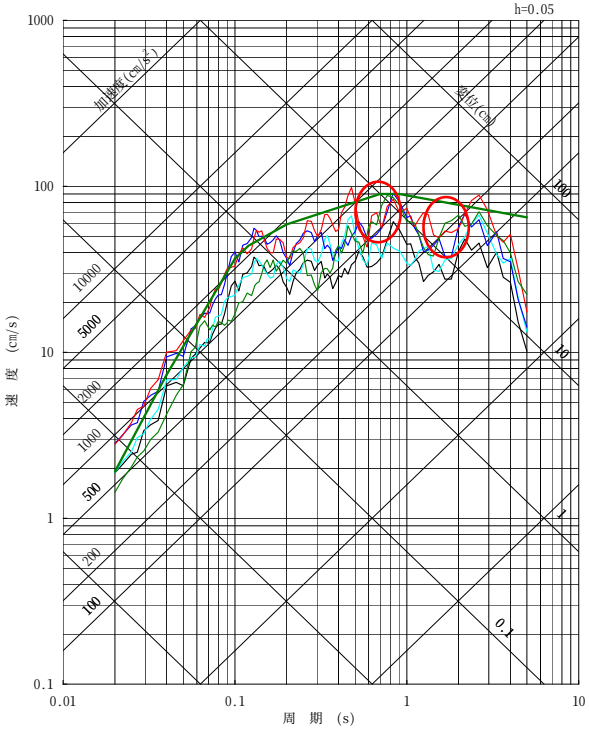
— 東北地方太平洋沖地震の解放基盤波
(NS：555Gal，EW：450Gal，UD：379Gal)

【応答スペクトル手法】
— 解放基盤波の包絡スペクトル
(水平：600Gal，鉛直：400Gal)

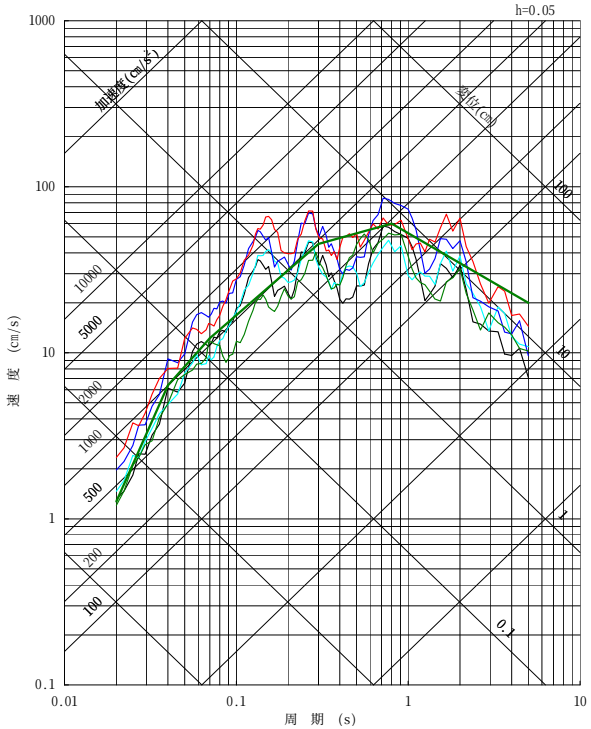
【断層モデル手法】
— 基本震源モデル (NS：594Gal，EW：590Gal，UD：412Gal)
— SMGA位置の不確かさを考慮 (NS：662Gal，EW：591Gal，UD：461Gal)
— 短周期レベルの不確かさを考慮 (NS：901Gal，EW：887Gal，UD：620Gal)【設置変更許可申請時　Ss-2】
— SMGA位置と短周期レベルの不確かさを重畳 (NS：1009Gal，EW：874Gal，UD：736Gal)



NS成分



EW成分



UD成分

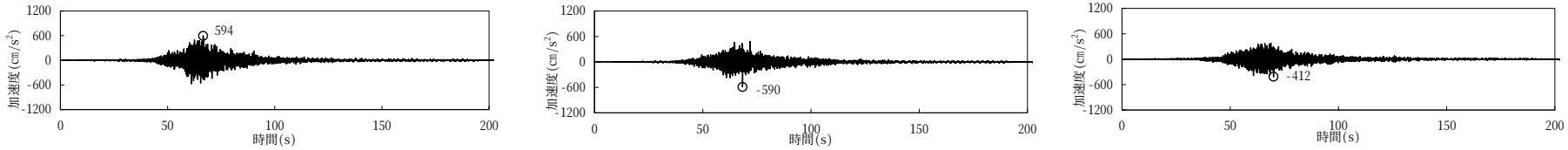
解放基盤波の包絡スペクトルは，断層モデル手法よりも解放基盤波が大きくなる周期帯 (赤丸部分) において十分に余裕があり，断層モデル手法の結果と補完的であることを確認した。

第358回審査会合
資料1修正

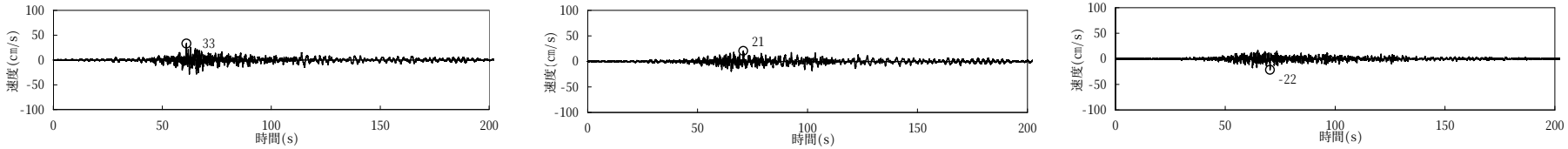
時刻歴波形（1／2）

■基本震源モデル

加速度時刻歴波形

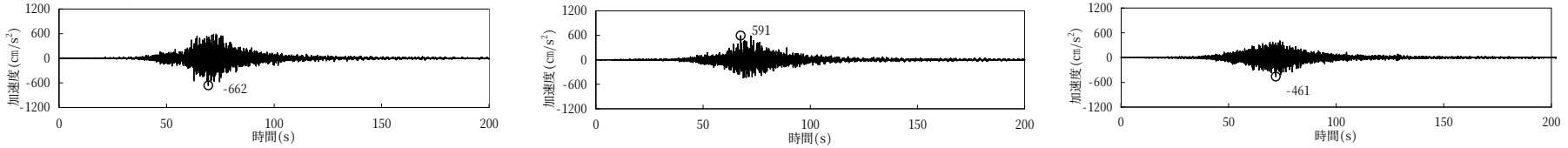


速度時刻歴波形

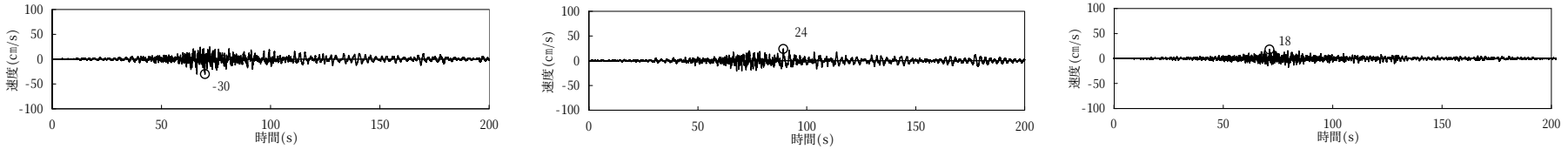


■SMGA位置の不確かさ

加速度時刻歴波形



速度時刻歴波形



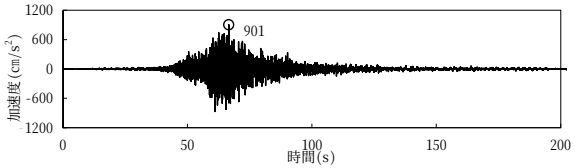
NS成分　　EW成分　　UD成分

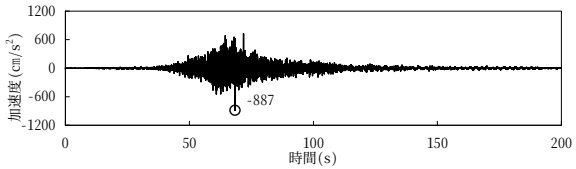
第358回審査会合
資料1修正

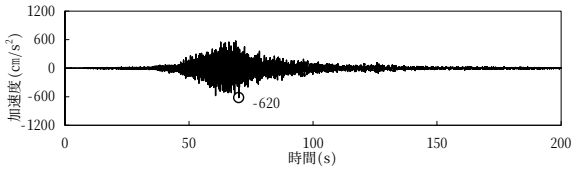
時刻歴波形（2／2）

■短周期レベルの不確かさ

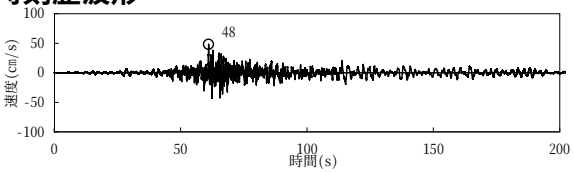
加速度時刻歴波形

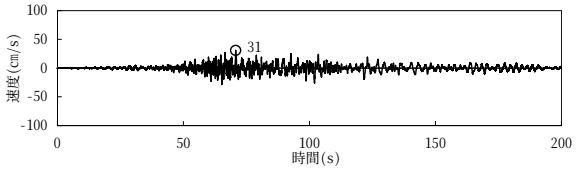


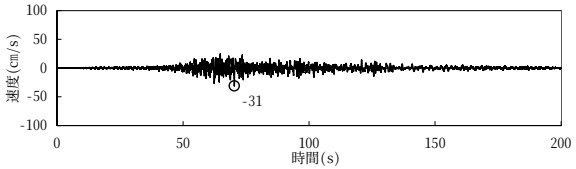




速度時刻歴波形

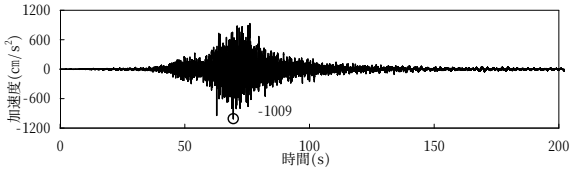


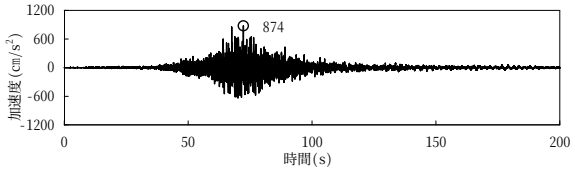


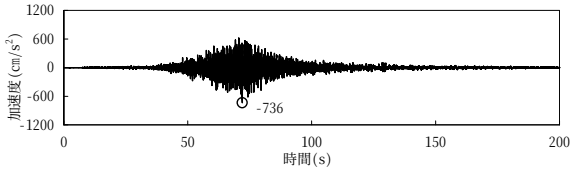


■SMGA位置と短周期レベルの不確かさの重畳

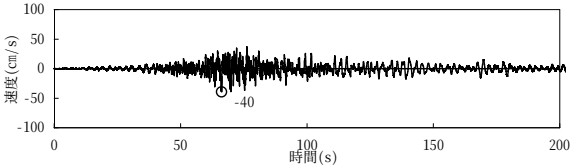
加速度時刻歴波形

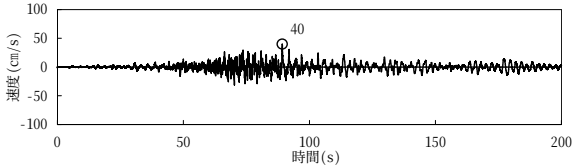


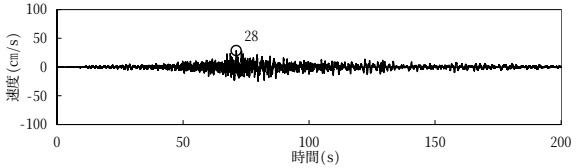




速度時刻歴波形







NS成分　　EW成分　　UD成分

参考文献（1／2）

- 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
- 宇津徳治（1982）：日本付近のM6.0以上の地震および被害地震の表，1885年～1980年，東京大学地震研究所彙報，Vol.57
- 気象庁・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地震調査委員会（2012）：「三陸沖から房総沖にかけての地震活動の長期評価（第二版）について」，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.
- 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－ 日本建築学会構造系論文集 第77巻 第675号，695-704

参考文献（2／2）

- 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　－強震断層モデルと震度分布について－，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）

4章　海洋プレート内地震

1. 概要 ･････････････････････････････ 3
2. 敷地周辺の地震発生状況及び活断層分布 ･････････････････････････････ 5
   2.1 敷地周辺のプレートテクトニクス ･････････････････････････････ 6
   2.2 敷地周辺の地震活動 ･････････････････････････････ 8
   2.3 被害地震分布 ･････････････････････････････ 13
   2.4 敷地周辺の活断層分布 ･････････････････････････････ 14
3. プレート間地震 ･････････････････････････････ 15
   3.1 検討用地震の選定 ･････････････････････････････ 16
   3.2 震源モデルの設定 ･････････････････････････････ 25
   3.3 地震動評価 ･････････････････････････････ 54
4. 海洋プレート内地震 ･････････････････････････････ 71
   4.1 検討用地震の選定 ･････････････････････････････ 72
   4.2 震源モデルの設定 ･････････････････････････････ 83
   4.3 地震動評価 ･････････････････････････････ 133
5. 内陸地殻内地震 ･････････････････････････････ 149
   5.1 地震発生層の設定 ･････････････････････････････ 150
   5.2 検討用地震の選定 ･････････････････････････････ 164
   5.3 震源モデルの設定 ･････････････････････････････ 174
   5.4 地震動評価 ･････････････････････････････ 216

第360回審査会合
資料1再掲

4.1 検討用地震の選定： 選定フロー

検討用地震の候補

過去の被害地震や各機関が想定した震源による地震について，太平洋プレートやフィリピン海プレートの内部で発生した地震を整理した。

【フィリピン海プレートの内部で発生する地震】
（過去の被害地震）
・霞ヶ浦付近の地震※1
・茨城県龍ヶ崎付近の地震
（各機関が想定した震源による地震）
・中央防災会議（2004）による茨城県南部の地震
・中央防災会議（2013）による茨城県南部の地震※2

【太平洋プレートの内部で発生する地震】
（各機関が想定した震源による地震）
・地震調査研究推進本部による震源断層を予め特定しにくい地震（陸域）
・地震調査研究推進本部による震源断層を予め特定しにくい地震（海域）※2
・地震調査研究推進本部による海溝寄りのプレート内地震※2

※1 首都直下地震防災・減災特別プロジェクトによると太平洋プレート内地震の可能性が指摘されているが，信頼性は中程度とされていることから敷地への影響を考慮しフィリピン海プレートとして扱う。
※2 設置変更許可申請時からの追加検討による。

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。評価にあたり，地震観測記録から算出した補正係数を考慮した。

補正係数の算出

陸域寄りで発生した海洋プレート内地震の補正係数を当該場所で発生した太平洋プレート及びフィリピン海プレートの両方の地震に考慮した。

← 敷地周辺で発生したフィリピン海プレート内地震が限られる。

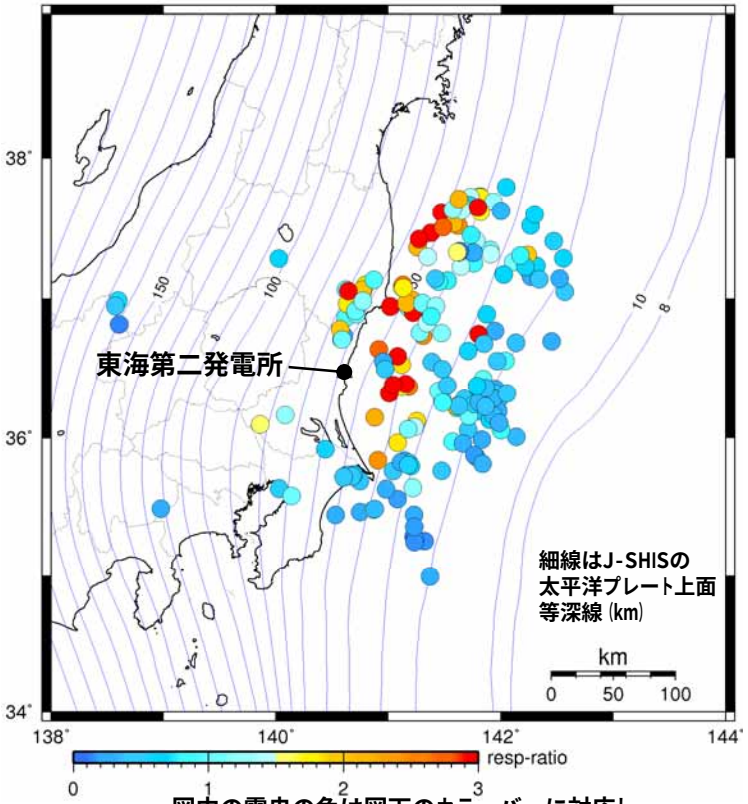
検討用地震の選定結果

敷地においては，太平洋プレートよりもフィリピン海プレートの方が相対的に近いため，同じ地震規模である「地震調査研究推進本部による震源断層を予め特定しにくい地震」に対して，全周期帯にわたり「中央防災会議（2004）及び中央防災会議（2013）による茨城県南部の地震」が最も影響の大きい評価結果となっている。以上のことから，検討用地震はフィリピン海プレート内地震である「茨城県南部の地震（M7.3）」で代表させる。

補正係数の算定に用いた地震の震央位置

第360回審査会合
資料1再掲

■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)による手法（耐専スペクトル）で行う。
■評価に際しては，地震発生様式ごとに分類した地震観測記録の分析に基づく補正係数を考慮する。



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）。

応答スペクトル比の算出に用いた
M5.3以上の地震の震央分布（すべての地震発生様式）
（水平成分）

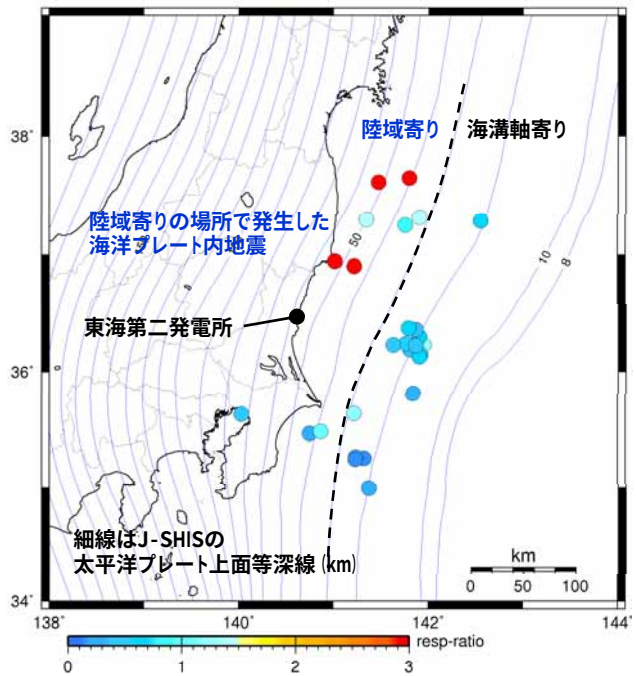
・東海第二発電所の地震観測記録のうちM5.3以上で震央距離200km以内の地震を対象に，解放基盤波の応答スペクトルをNoda et al.(2002)による手法（耐専スペクトル）で除した「応答スペクトル比」を算出する。
・プレート間地震，海洋プレート内地震，内陸地殻内地震の地震発生様式ごとに各地震の「応答スペクトル比」を算出し，地域性の観点からグルーピングを行う。

$$\text{応答スペクトル比} = \frac{\text{敷地の観測記録（解放基盤波の応答スペクトル）}}{\text{Noda et al.(2002)による応答スペクトル}}$$

海洋プレート内地震の地震動評価に用いる補正係数（1／2）

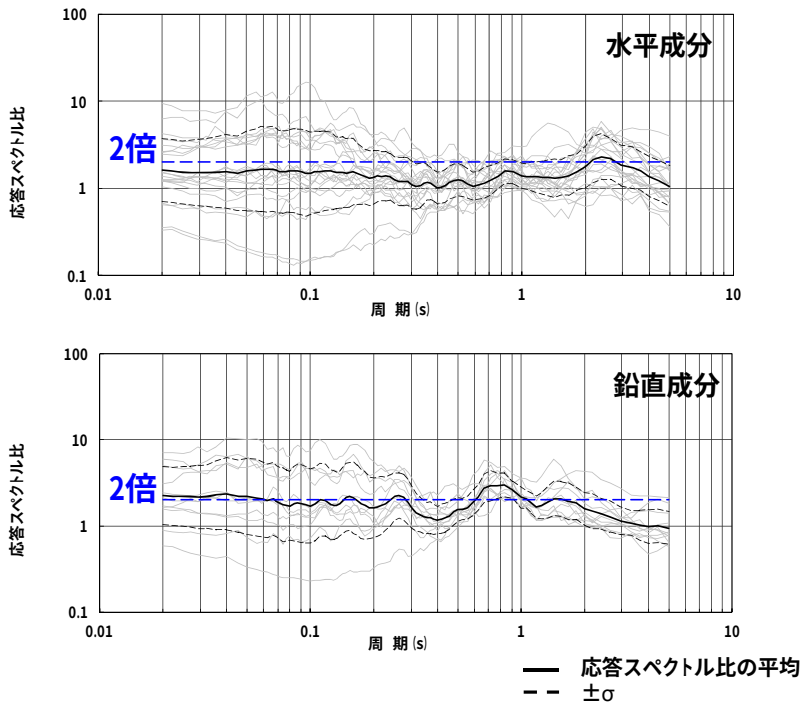
第360回審査会合
資料1再掲

■陸域寄りの場所で発生した地震

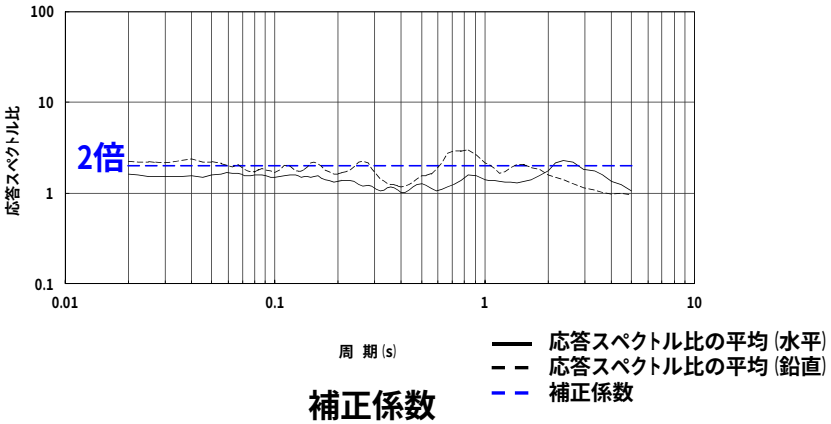


図中の震央の色は図下のカラーバーに対応し，
応答スペクトル比を示している（周期0.02秒～0.1秒の平均）。

検討対象地震の震央分布（海洋プレート内地震）
（水平成分）



応答スペクトル比



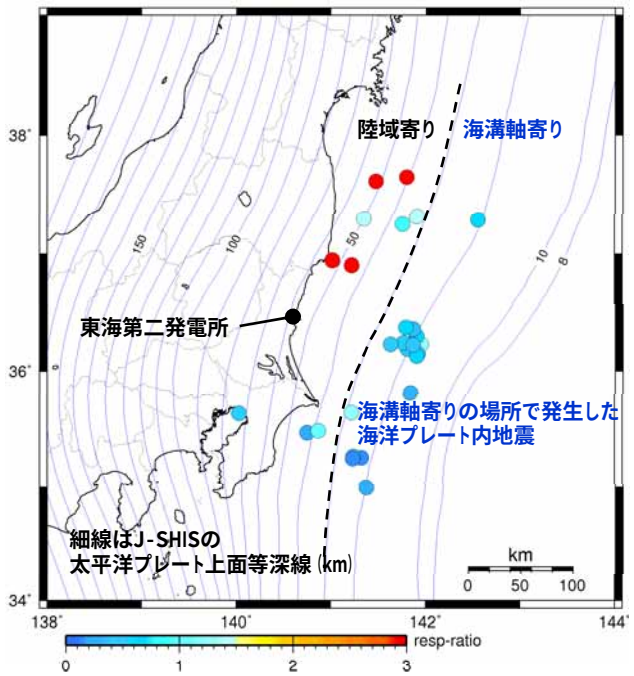
補正係数

陸域寄りの場所で発生した地震の応答スペクトル比は，全周期帯域で2倍程度となる。全周期帯で2倍の補正係数を太平洋プレートの地震及びフィリピン海プレートの地震に考慮する。

海洋プレート内地震の地震動評価に用いる補正係数（2／2）

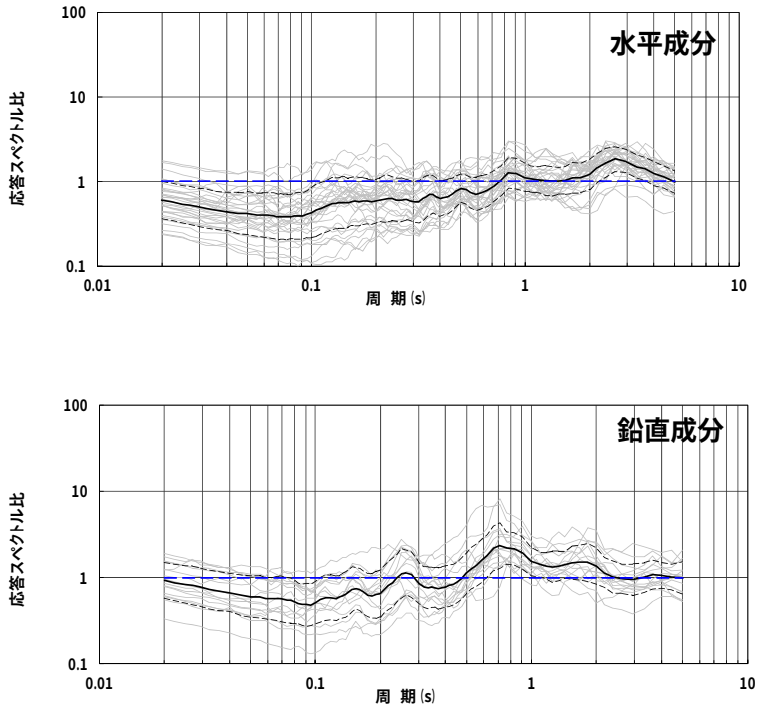
第360回審査会合
資料1再掲

■海溝軸寄りの場所で発生した地震



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）。

検討対象地震の震央分布（海洋プレート内地震）
（水平成分）



— 応答スペクトル比の平均
- - ±σ

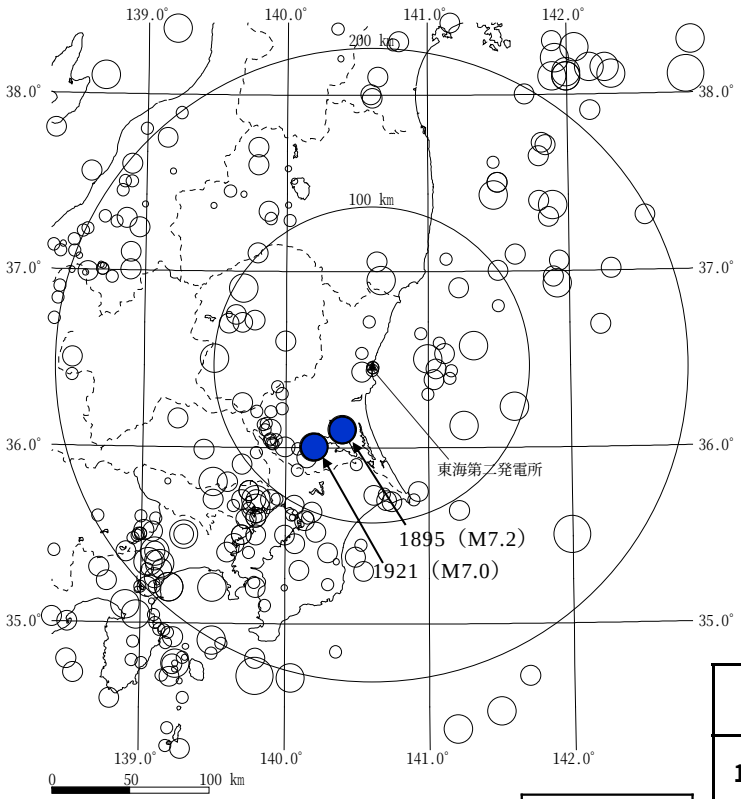
応答スペクトル比

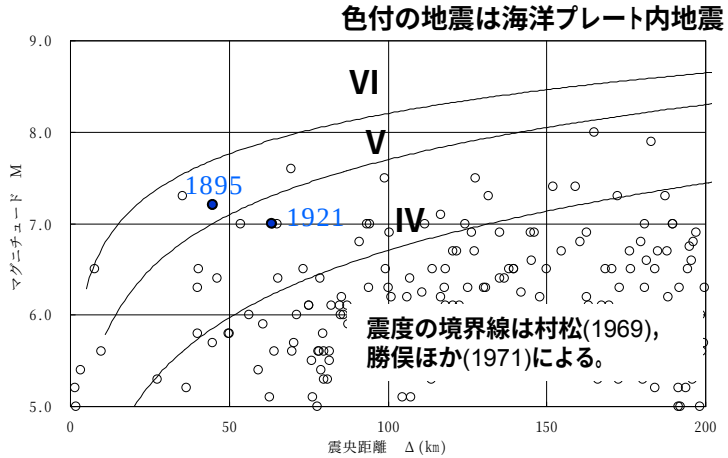
海溝軸寄りの場所で発生した地震については，応答スペクトル比がほぼ1倍であるため補正は行わない。

第360回審査会合
資料1再掲

過去の被害地震の分類(太平洋プレート及びフィリピン海プレート)

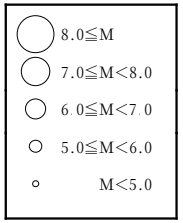
■敷地で震度5弱程度以上となる過去の被害地震（海洋プレート内地震）を抽出する。





敷地周辺の被害地震から想定されるMとΔの関係

● 敷地周辺で震度５弱程度以上と推定される海洋プレート内地震



敷地周辺の被害地震の震央分布図
（日本被害地震総覧及び気象庁カタログ）

敷地で震度５弱程度以上となる海洋プレート内地震

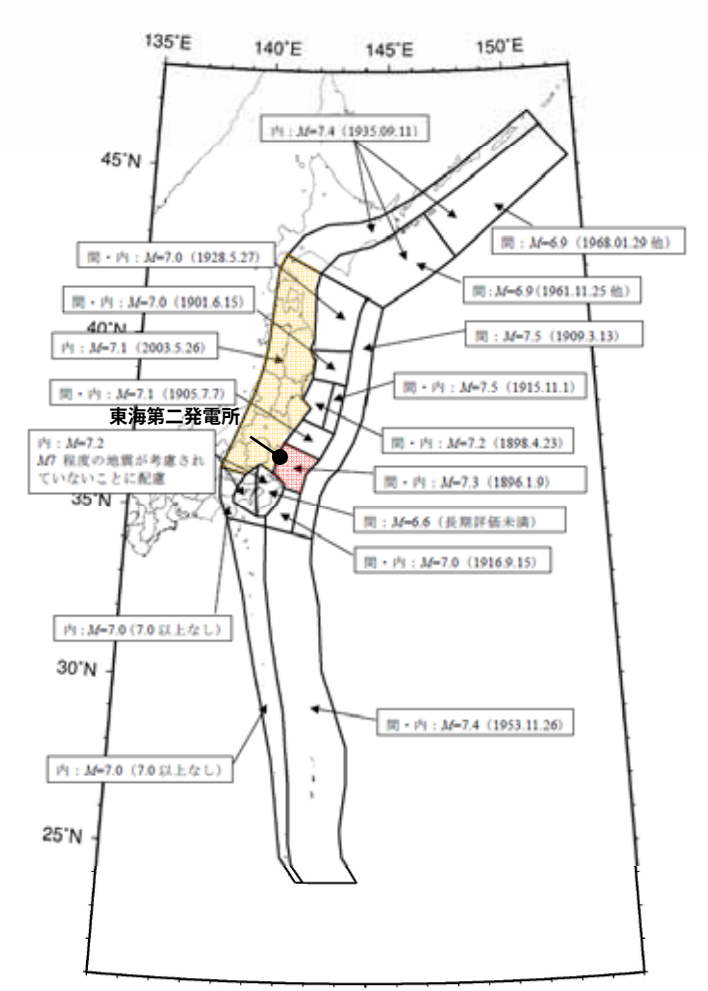
年月日	地震	地震規模 M	震央距離 (km)	深さ (km)	地震発生様式
1895. 1.18	霞ヶ浦付近の地震	7.2	45	－	海洋プレート内地震 (フィリピン海プレート)
1921.12. 8	茨城県龍ヶ崎付近の地震	7.0	64	－	海洋プレート内地震 (フィリピン海プレート)

- 気象庁カタログや文献から過去の被害地震の震源位置を求め，敷地での震度が5弱程度以上となる海洋プレート内地震を抽出した。
- これらの被害地震は，いずれもフィリピン海プレートの地震として扱う。

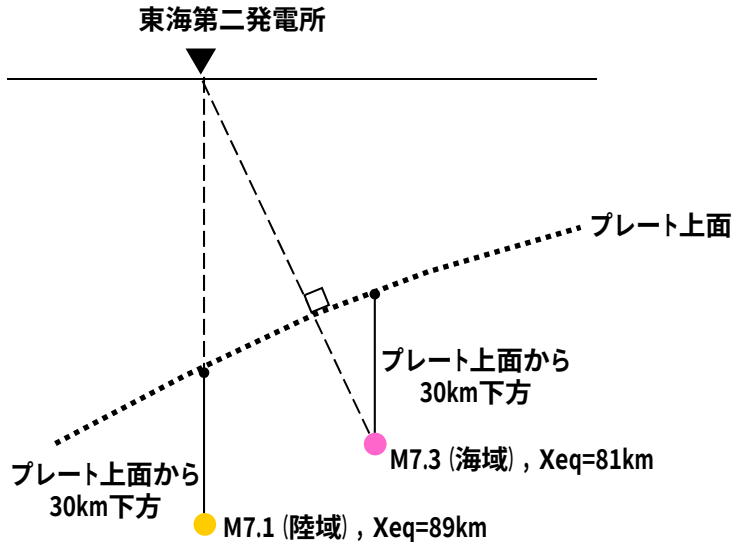
各機関の想定した震源による地震(太平洋プレート)（1／2）

第360回審査会合
資料1再掲

■各機関の想定した海洋プレート内地震のうち，敷地への影響が大きいと考えられる太平洋プレート内の地震を抽出する。



地震調査研究推進本部（2009）による
震源断層を予め特定しにくい地震の領域（一部加筆）



震源断層を予め特定しにくい地震の設定位置（模式図）

- 地震調査研究推進本部（2009）では，「震源断層を予め特定しにくい地震」として考慮する地震の最大規模が設定され，敷地が位置する陸域の領域においては，海洋プレート内地震の最大規模をプレート内地震である2003年5月26日の宮城県沖の地震に基づきM7.1と設定されている。
- また，敷地前面の海域の領域における海洋プレート内地震の最大規模については，プレート間地震の想定と同様，1896年1月9日の鹿島灘の地震に基づきM7.3と設定されている。
- これらの知見を地震動評価に反映する。設定位置についても地震調査研究推進本部に基づき，プレート上面から30km下方に設定する。

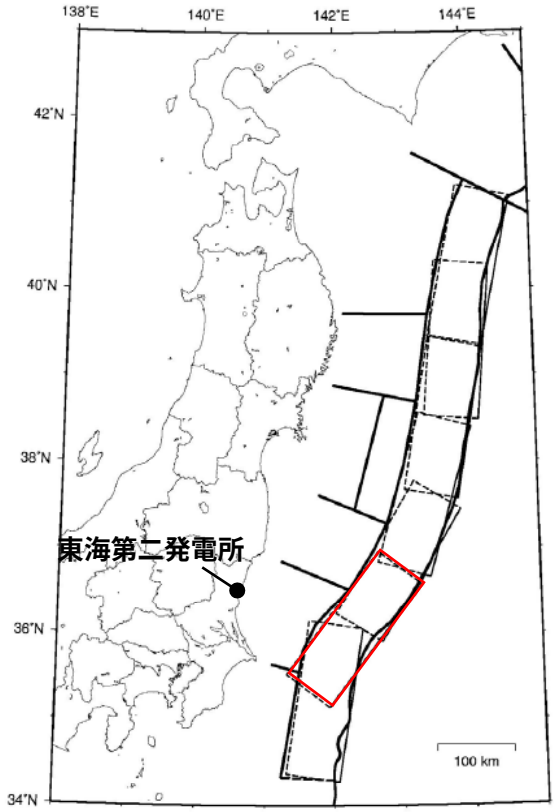
各機関の想定した震源による地震(太平洋プレート)（2／2）

第360回審査会合
資料1再掲

■海溝寄りのプレート内地震の検討

地震調査研究推進本部（2009）の確率論的評価では，正断層型の地震（M8.2）として三陸沖北部から房総沖の海溝寄りに震源が想定されている。

地震調査研究推進本部に基づき，海溝寄りのプレート内地震を茨城県沖の海溝寄りに想定する。

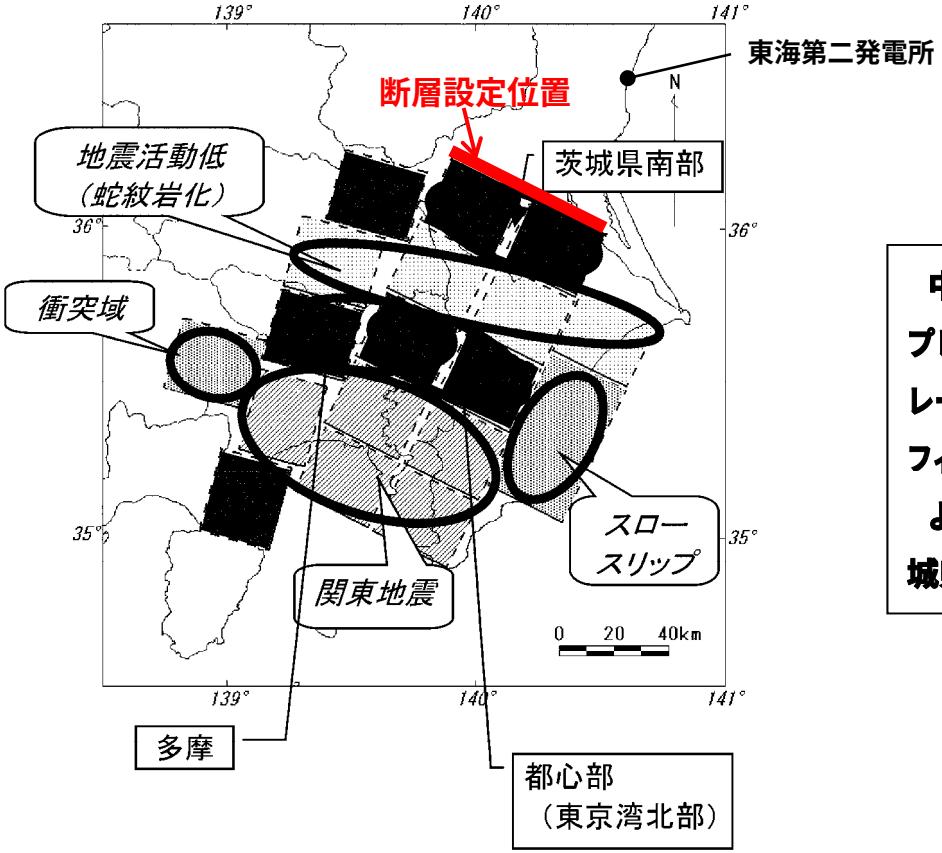


海溝寄りのプレート内地震の断層面
（地震調査研究推進本部（2009）に一部加筆）

各機関の想定した震源による地震(フィリピン海プレート)

第360回審査会合
資料1再掲

■各機関の想定した敷地への影響が大きいと考えられるフィリピン海プレート内の地震のうち，中央防災会議（2004）による震源を想定する。



中央防災会議（2004）によるフィリピン海プレート
上面付近の19枚の断層（一部加筆）

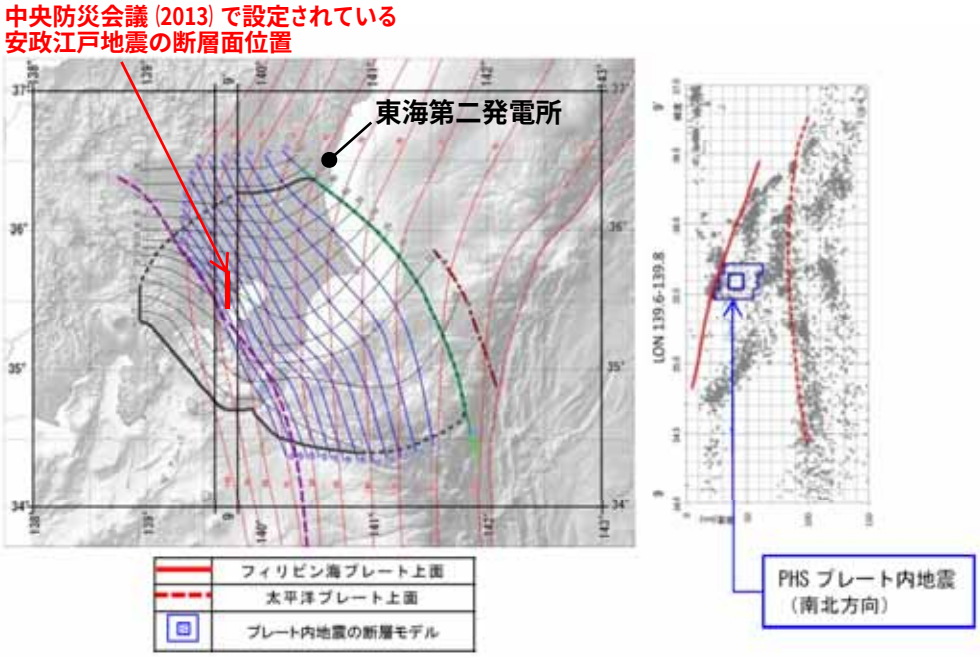
中央防災会議（2004）では，茨城県南部においてフィリピン海プレート内の地震としてM7.3が想定されている。フィリピン海プレートの形状を考慮すると，当該断層面の敷地からの距離は，フィリピン海プレート上面のほかの断層面と比較し近くなる。

よって，フィリピン海プレート内の地震としてM7.3の地震を茨城県南部に設定する。

各機関の想定した震源による地震(フィリピン海プレート)

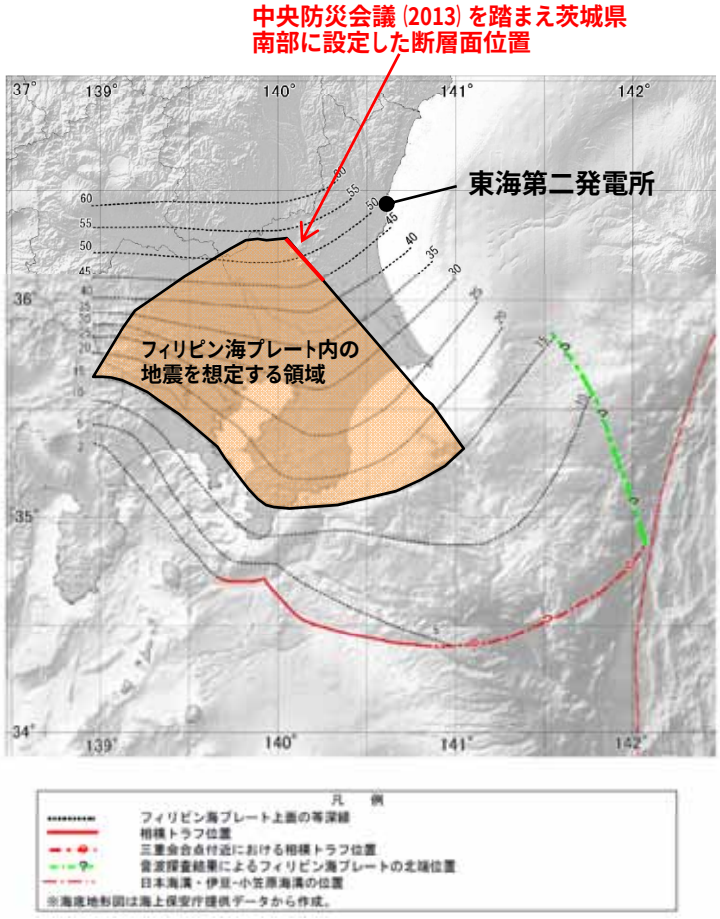
第360回審査会合
資料1再掲

■各機関の想定した敷地への影響が大きいと考えられるフィリピン海プレート内の地震のうち，中央防災会議（2013）による震源を想定する。



中央防災会議（2013）より抜粋

1855年安政江戸地震の最大震度を再現するプレート内地震の断層位置



中央防災会議（2013）に加筆

中央防災会議（2013）による
フィリピン海プレート内の地震を想定する領域

中央防災会議（2013）では，フィリピン海プレート内地震を想定する領域を示し，元禄関東地震及び大正関東地震の前に発生したM7クラスの地震の中で，首都で最大の震度であった地震は1855年安政江戸地震としたうえで，この地震による被害分布の再現解析から推定されたM7.2に対して余裕を見込んだM7.3の地震がその領域内でどこでも起こりうるとしている。この知見を踏まえ茨城県南部において同規模の地震を想定する。

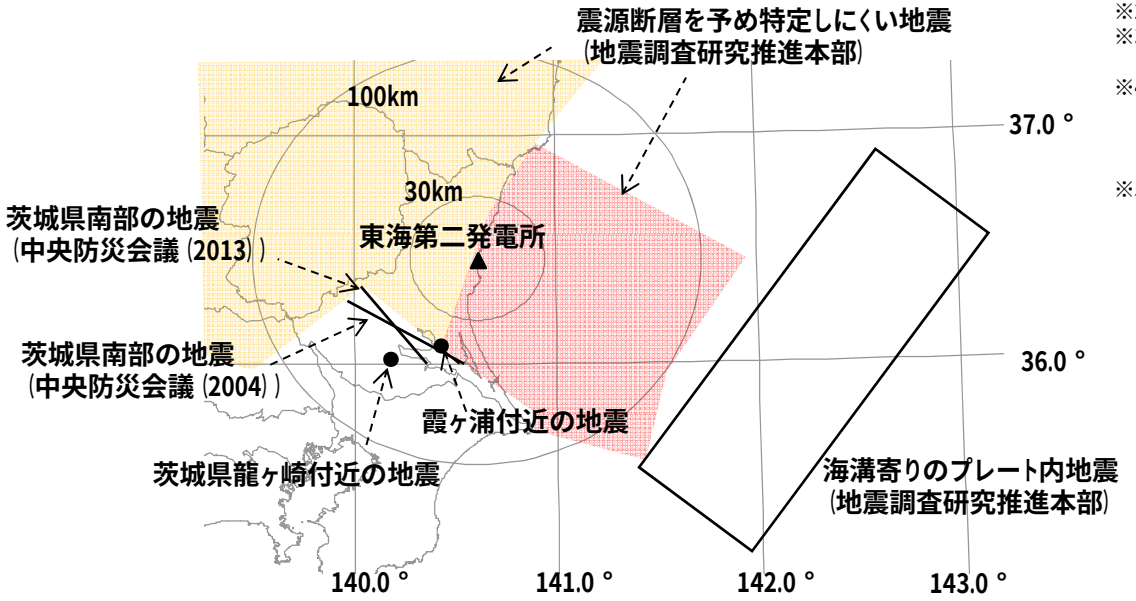
第360回審査会合
資料1再掲

検討用地震の選定（1／2）

■検討用地震の候補として抽出した震源について，諸元及び位置を示す。

年月日	地震名	地震規模 M	等価震源距離 (km) ※1	プレート	補正係数※5
1895. 1.18	霞ヶ浦付近の地震	7.2	69	フィリピン海※4	考慮
1921.12. 8	茨城県龍ヶ崎付近の地震	7.0	74	フィリピン海	考慮
－	茨城県南部の地震（中央防災会議（2004））	7.3	64	フィリピン海	考慮
－	茨城県南部の地震（中央防災会議（2013））	7.3	70	フィリピン海	考慮
－	震源断層を予め特定しにくい地震（陸域）（地震調査研究推進本部）	7.1	89※2	太平洋	考慮
－	震源断層を予め特定しにくい地震（海域）（地震調査研究推進本部）	7.3	81※3	太平洋	考慮
－	海溝寄りのプレート内地震（地震調査研究推進本部）	8.2	164	太平洋	－

※1 地震カタログによる位置情報やプレート境界等深線等に基づいて算出
※2 敷地直下のプレート境界から30km下方に震源を想定して算出
※3 敷地からプレート境界最短となる線上でプレート境界から30km下方に震源を想定して算出
※4 首都直下地震防災・減災特別プロジェクトによると太平洋プレート内地震の可能性が指摘されているが，「信頼性は中程度で，今後のデータ追加により発生場所が変わる可能性を否定できない」とされていることから，敷地への影響の観点からフィリピン海プレートとして扱う。
※5 陸域寄りの場所で発生した海洋プレート内地震による補正係数

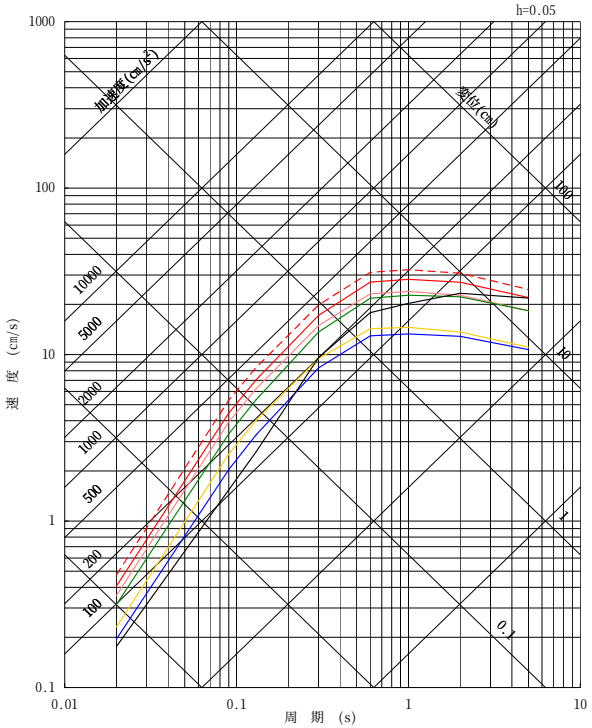


対象震源位置図

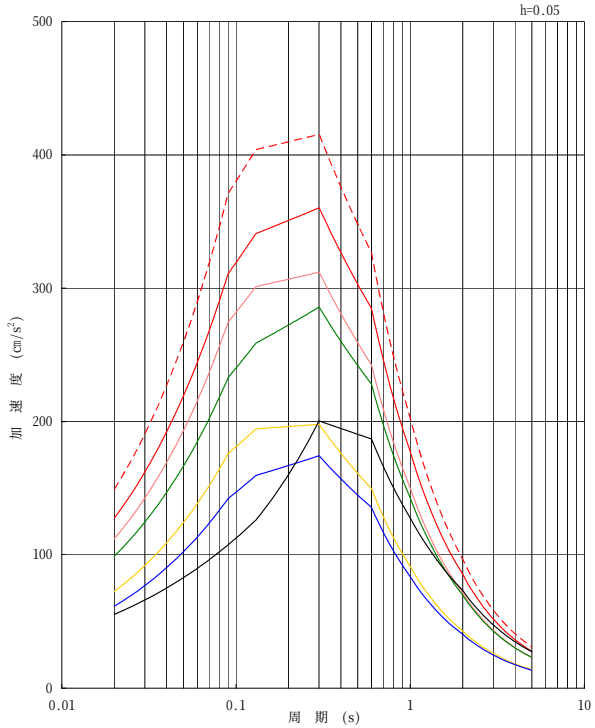
第360回審査会合
資料1再掲

検討用地震の選定（2／2）

■検討用地震の選定



（擬似速度応答スペクトル）



（加速度応答スペクトル）

海洋プレート内地震の地震動の応答スペクトル
（Noda et al.(2002) の手法に補正係数を考慮）

- 霞ヶ浦付近の地震，M7.2，Xeq=69km
- 茨城県龍ヶ崎付近の地震，M7.0，Xeq=74km
- 茨城県南部の地震（中央防災会議（2004）），M7.3，Xeq=64km
- 茨城県南部の地震（中央防災会議（2013）），M7.3，Xeq=70km

フィリピン海プレート

- 震源断層を予め特定しにくい地震（地震調査研究推進本部，陸域），M7.1，Xeq=89km
- 震源断層を予め特定しにくい地震（地震調査研究推進本部，海域），M7.3，Xeq=81km
- 海溝寄りのプレート内地震（地震調査研究推進本部），M8.2，Xeq=164km

太平洋プレート

- **フィリピン海プレート内地震，太平洋プレート内地震とも想定する地震の最大規模は，敷地100km圏内ではM7.3である。敷地への影響は，より敷地に近い位置で想定しているフィリピン海プレート内地震が大きい。**
- **以上のことから，検討用地震をフィリピン海プレート内地震である茨城県南部の地震（M7.3，中央防災会議）で代表させる。**

4.2 震源モデルの設定

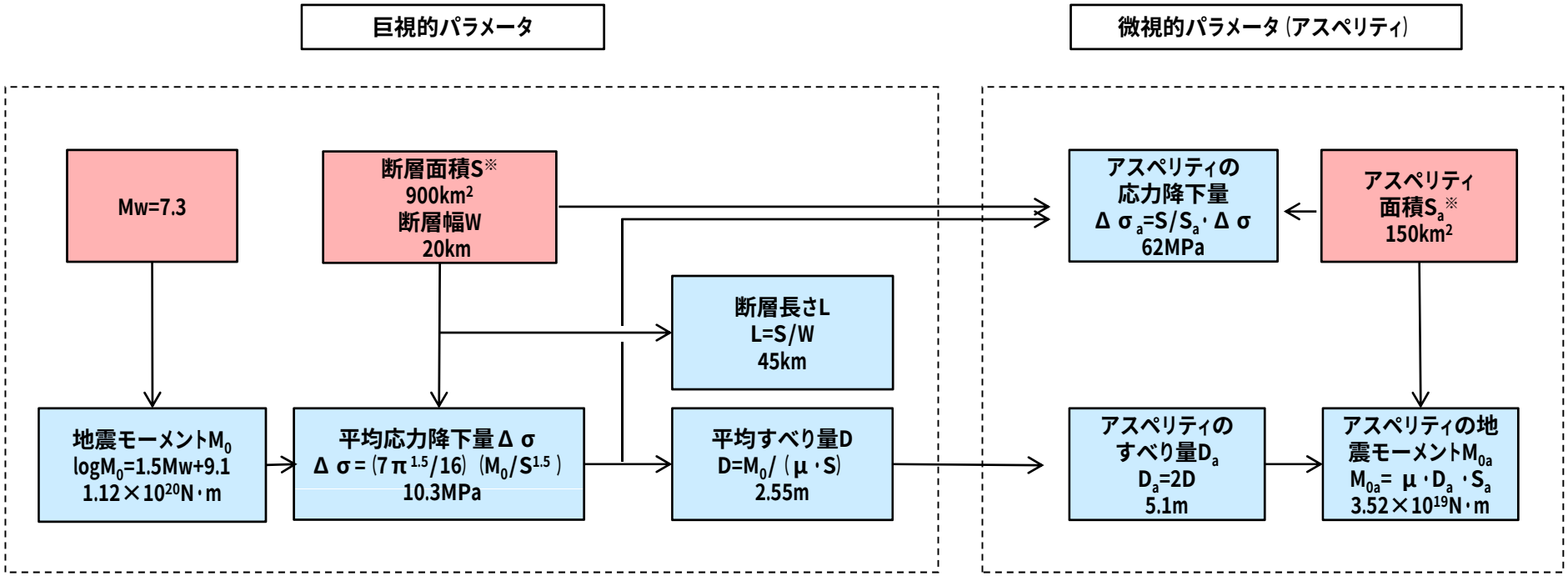
4.2.1 基本震源モデルの設定

4.2.2 不確かさを考慮した震源モデルの設定

第360回審査会合
資料1再掲

基本震源モデルの設定フロー

■茨城県南部の地震の断層パラメータの設定フローを下記に示す。



※ 断層面積及びアスペリティ面積について，1855年安政江戸地震を再現するための初期モデル（Mw=7.07）を岩田・浅野（2010）のスケーリング則に基づき算出しそれを与条件としている。

中央防災会議（2013）に基づき，与条件とした項目

与条件から設定

基本震源モデルの設定

■茨城県南部の地震の基本震源モデルについて，中央防災会議（2013）の「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」で設定されている「プレート内地震の断層パラメータ（共通）」を参考に設定する。

【震源モデルの位置，形状等】

・地震規模

相模トラフ以北の領域において，プレート内で発生したと推定される地震の中で最も規模の大きい地震は1895年霞ヶ浦付近の地震のM7.2である。想定する地震の規模はこれを上回るよう中央防災会議（2013）の設定も踏まえMw7.3とする（Mw=Mj=7.3）。

・断層面の位置・形状

断層位置や傾斜角は，同報告書の「フィリピン海プレート内の地震を想定する領域」や長谷川ほか（2013）を参考に，敷地に近い位置となる霞ヶ浦付近において，断層上端深さを38km～54km，断層傾斜角を90度に設定する。

・アスペリティ位置

断層面の中央に設定し，海洋性マントルの最上部とする。

・ずれの種類

長谷川ほか（2013）や首都直下地震防災・減災特別プロジェクト等の知見を踏まえ，横ずれと設定する。

【主要なパラメータ】

・地震モーメント M_0

$\log M_0=1.5Mw+9.1$ より
1.12E+20N・m とする（Mw=7.3）。

・断層面積S

900km^2 とする。（中央防災会議（2013））

・アスペリティ面積S_a

150km^2 とする。（中央防災会議（2013））

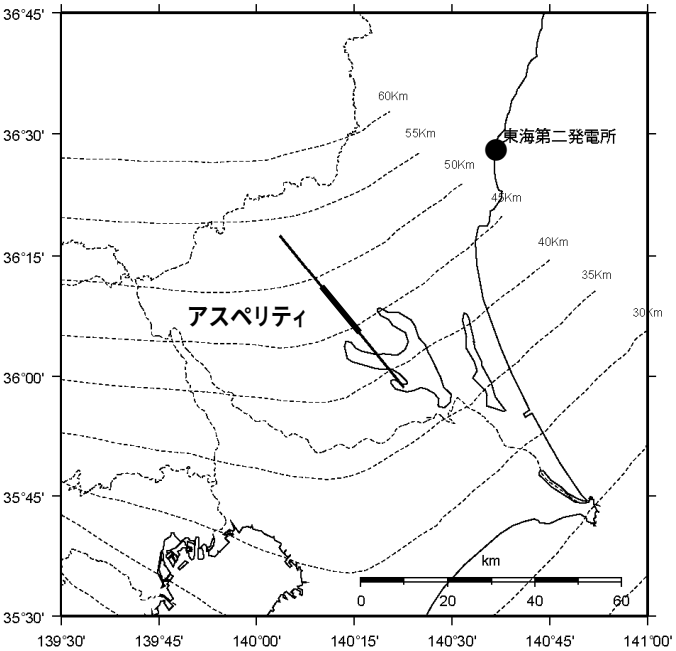
・アスペリティの応力降下量$\Delta\sigma_a$

$\Delta\sigma_a=S/S_a\cdot\Delta\sigma$ より 62MPa とする。
ここで，
$\Delta\sigma=(7\pi^{1.5}/16)(M_0/S^{1.5})$ より 10.3MPa

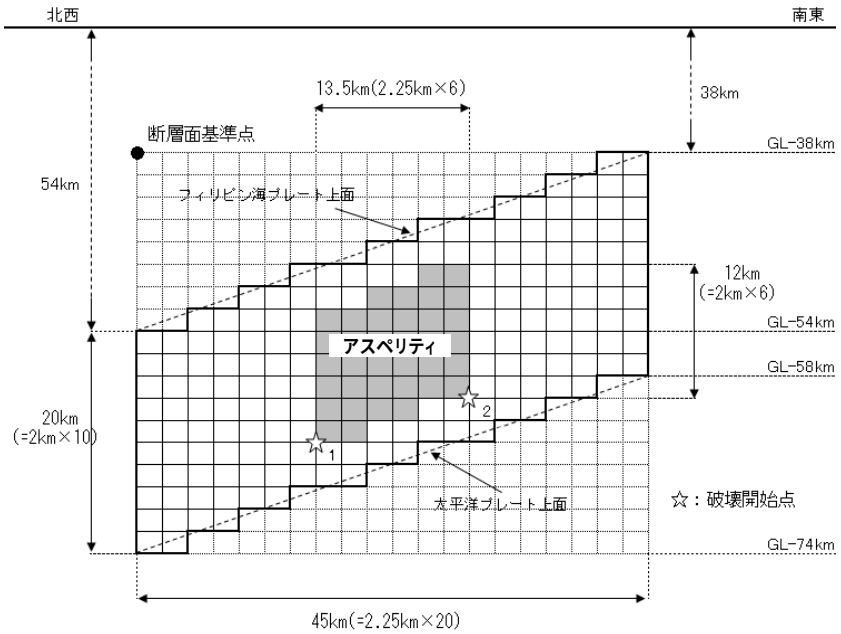
第360回審査会合
資料1再掲

基本震源モデルの設定結果

■茨城県南部の地震の基本震源モデルの設定位置，震源モデルを以下に示す。なお，中央防災会議（2013）で示されているモデルは強震動生成域のみのモデルであるが，基本震源モデルの設定にあたっては，背景領域を考慮しモデル化を行った。



断層設定位置



震源モデル

第360回審査会合
資料1修正

基本震源モデルの設定に関する詳細説明

■中央防災会議（2013）による各種知見や主な断層パラメータについて，詳細に説明する。

① 中央防災会議（2013）による各種知見

② 地震規模

③ 断層面の位置・形状（走向，傾斜角を含む。）

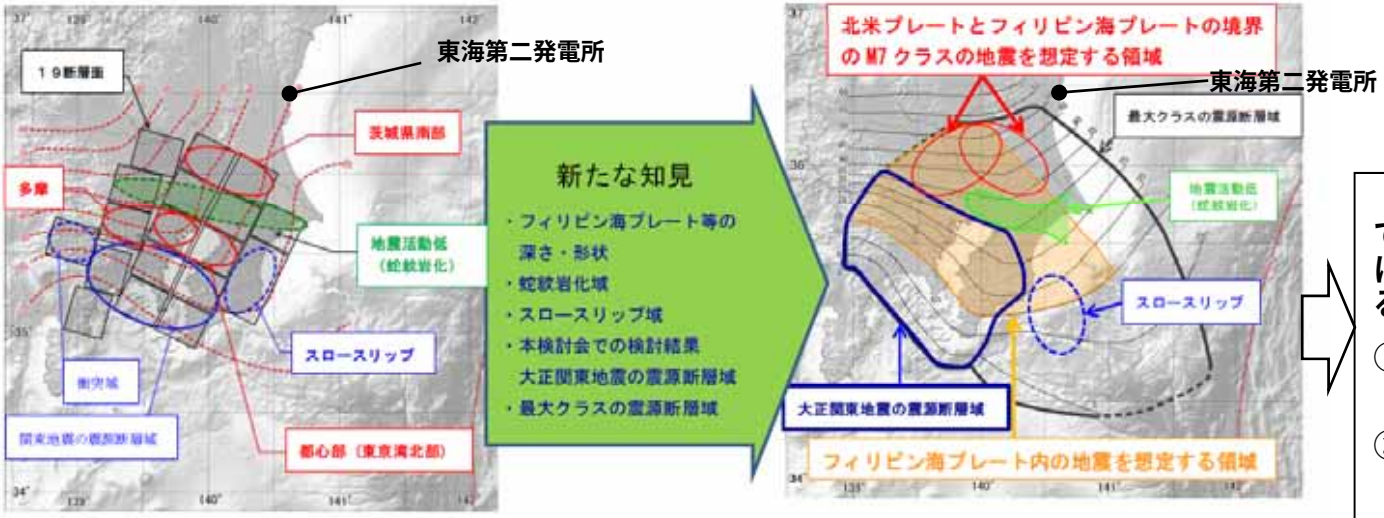
④ ずれの種類

⑤ アスペリティ位置

第360回審査会合
資料1再掲

① 中央防災会議（2013）による各種知見：概要

■中央防災会議（2013）「首都直下のM7クラスの地震及び相模トラフ沿いのM8クラスの地震等の震源断層モデルと震度分布・津波高等に関する報告書」では，中央防災会議（2004）以降の新たな知見を考慮し，フィリピン海プレートの深さ・形状の見直しや各震源の見直しがされている。



次頁以降で，中央防災会議（2013）で示された知見のうち，地震動評価に重要な下記の項目について説明する。

①フィリピン海プレートの厚さ，上面深さ

②フィリピン海プレート内地震の震源を想定する領域

③フィリピン海プレート内地震の規模，応力降下量

大正関東地震の震源断層域の拡大 ⇒ プレート境界地震の東京湾北部地震、多摩地震を対象外

⇒ 首都直下のＭ７クラスの地震としてフィリピン海プレート内地震を想定※

※前回検討では、フィリピン海プレート内の地震は、その震度分布はプレート境界の地震に震度分布が包含されるとして検討対象外としていた）。

蛇紋岩化の領域の縮小 ⇒ プレート境界型の地震として茨城・埼玉県境地震を追加

中央防災会議（2013）で新たに考慮された知見　　中央防災会議（2013）に一部加筆

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

第360回審査会合
資料1再掲

① 中央防災会議（2013）による各種知見：フィリピン海プレートの厚さの分布

■Uchida et al.(2010)について

中央防災会議（2013）では，フィリピン海プレートの形状に関する知見の一つとして，Uchida et al.(2010)が取り入れられている。

フィリピン海プレートと太平洋プレートが接触する関東地方の直下においては，フィリピン海プレートは南西から北東にかけて徐々に薄くなる傾向が見られる。東京付近の直下では，フィリピン海プレートの厚さは約60kmであるが，フィリピン海プレートの北東限付近での厚さは20km以下となっている。

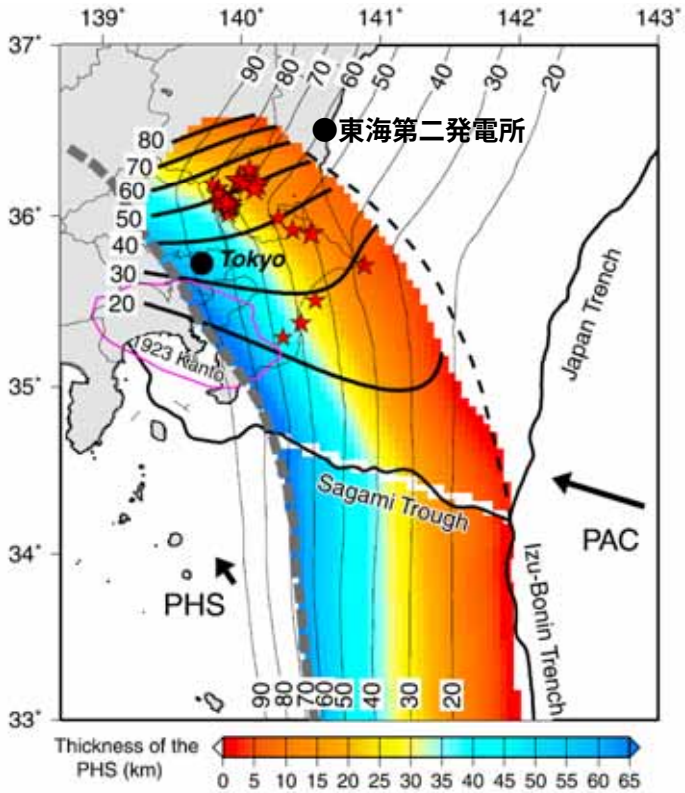


Figure 8. Thickness distribution of the PHS. Black and shaded dashed lines denote the NE and SW limits of the PHS-PAC contact zone, respectively [*Nakajima et al.*, 2009b; *Uchida et al.*, 2009]. For the SW limits beneath Boso peninsula and further south, which is not well constrained in *Nakajima et al.* [2009b], we adjusted it to the position of ~60 km thickness according to the thickness in the land area. The source area of the 1923 Kanto earthquake estimated by *Wald and Somerville* [1995] is delineated by a pink line. Red stars are small repeating earthquakes on the PHS. Bold and thin contours are the same as those in Figures 7 and 4a, respectively.

Uchida et al.(2010)に一部加筆

フィリピン海プレートの厚さの分布

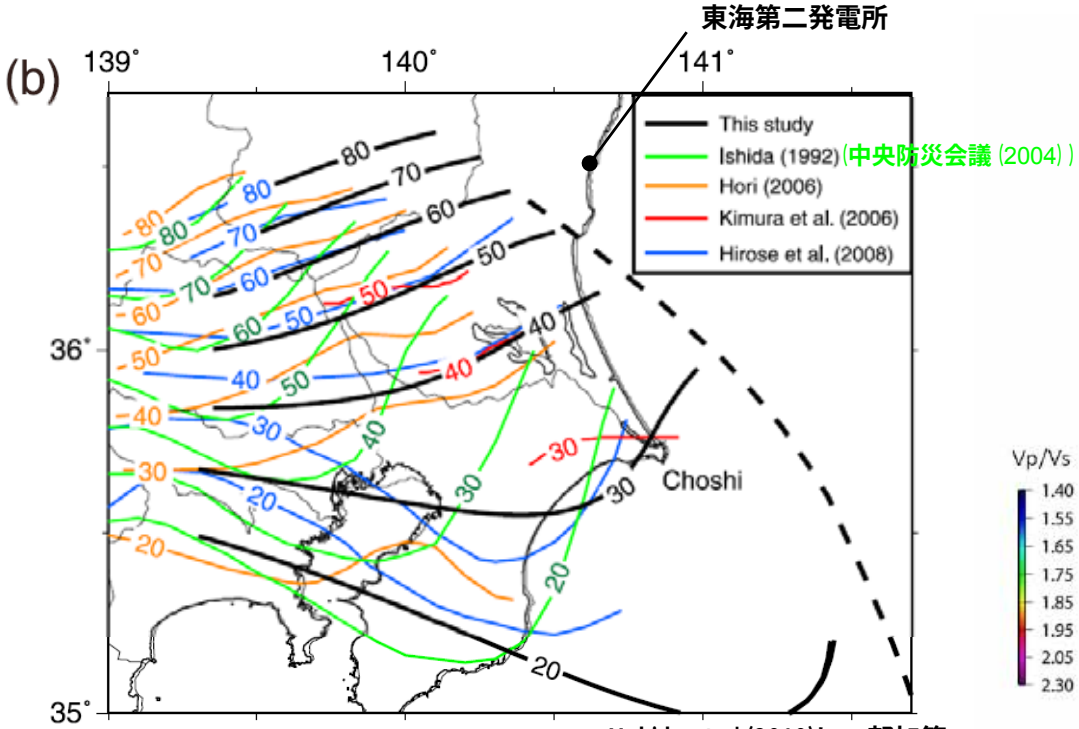
Naoki Uchida, Toru Matsuzawa, Junichi Nakajima, and Akira Hasegawa (2010) : Subduction of a wedge-shaped Philippine Sea plate beneath Kanto,central Japan, estimated from converted waves and small repeating earthquakes,
JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, VOL. 115, B07309, doi:10.1029/2009JB006962, 2010

第360回審査会合
資料1再掲

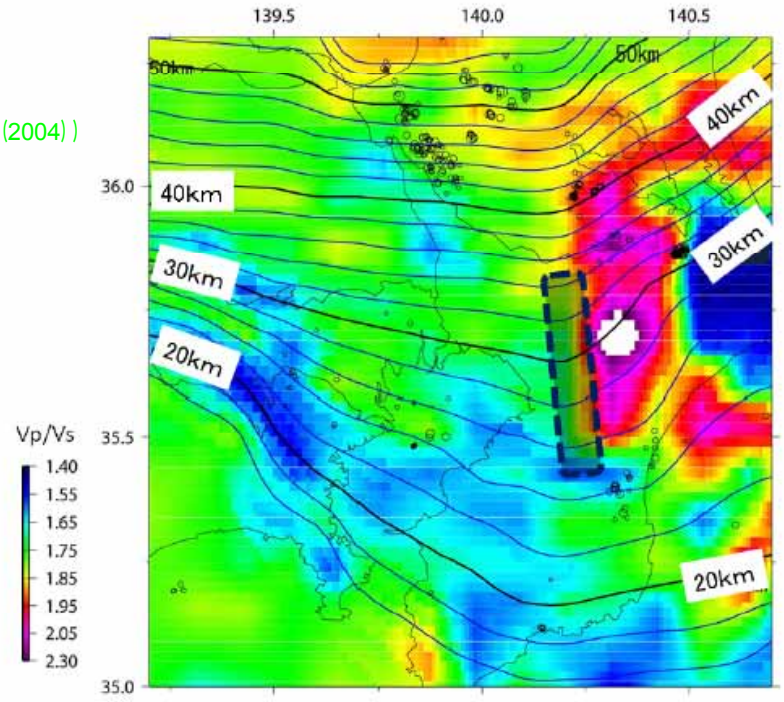
① 中央防災会議（2013）による各種知見：フィリピン海プレート上面深さ（1／2）

■中央防災会議（2004）以降の知見について

中央防災会議（2004）が参照しているIshida（1992）のフィリピン海プレート上面深さに対し，それ以降の知見として，Uchida et al.（2010）に示されている複数のプレート上面深さや首都直下地震防災・減災特別プロジェクト（東京大学ほか（2012））におけるプレート上面深さを示す。



Uchida et al.(2010)に一部加筆



東京大学ほか(2012)より抜粋

フィリピン海プレート上面の深さ分布

Ishida（1992）の以降の知見として，Uchida et al.（2010）に示されている複数のフィリピン海プレート上面の深さ分布及び首都直下地震防災・減災特別プロジェクトで検討されたフィリピン海プレート上面の深さ分布は，従来（Ishida（1992））と比較し，東京湾付近では浅く想定されている。一方，霞ヶ浦付近では従来と比較し，より深い位置に想定されている。

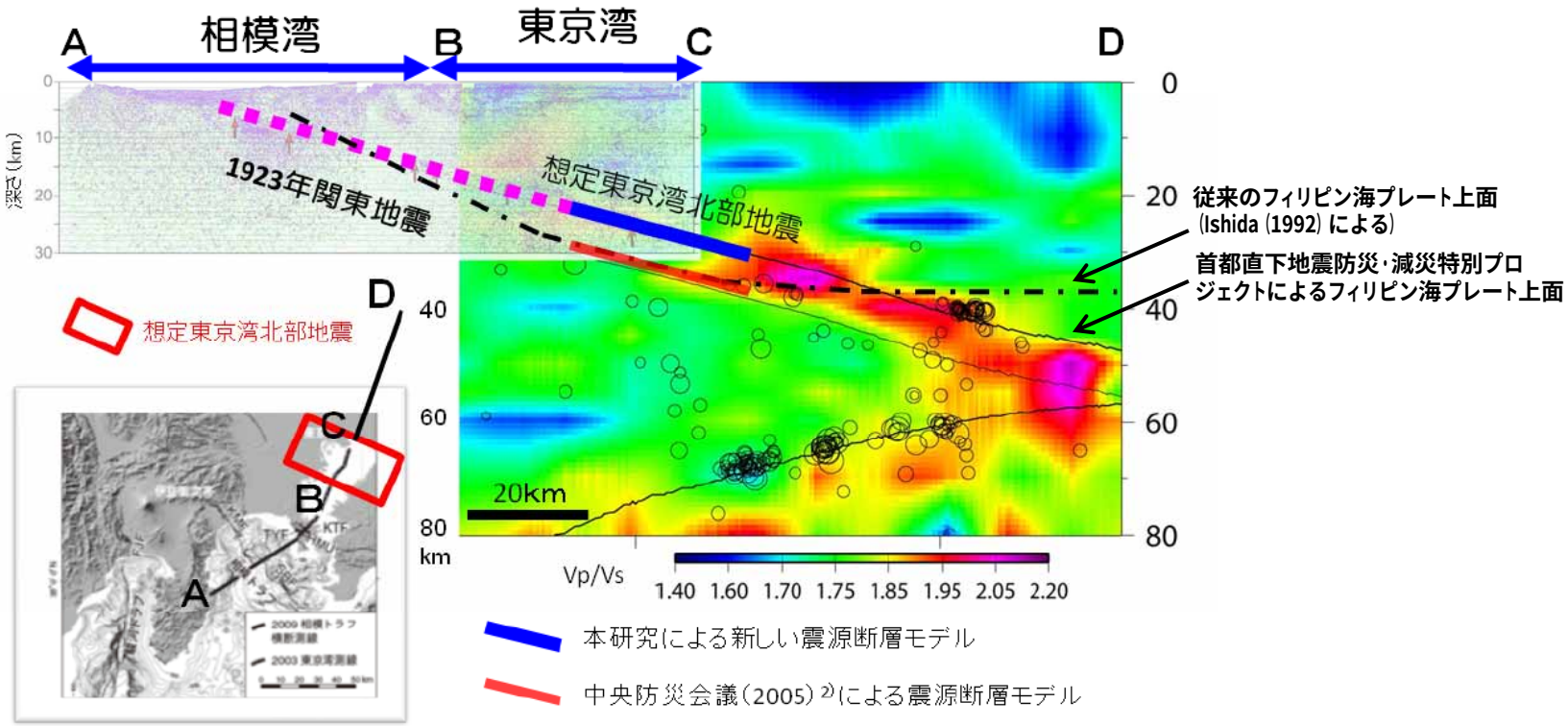
東京大学地震研究所，（独）防災科学技術研究所，京都大学防災研究所（2012）：文部科学省委託研究 首都直下地震防災・減災特別プロジェクト 総括成果報告書，平成24年3月

第360回審査会合
資料1再掲

① 中央防災会議（2013）による各種知見：フィリピン海プレート上面深さ（2／2）

■首都直下地震防災・減災特別プロジェクトについて

中央防災会議（2013）では，フィリピン海プレート上面に関する知見の一つとして，首都直下地震防災・減災特別プロジェクトの成果が取り入れられている。首都直下地震防災・減災特別プロジェクトにおいては，地震観測及び地殻構造探査などの最新の調査結果などをもとに，フィリピン海プレートの形状が求められている。検討されたフィリピン海プレート上面の深さは，想定東京湾北部地震の震源付近（図のBからCにかけて）では従来よりも10km程度浅くなっている。一方，茨城県南部（図のCからDにかけて）におけるフィリピン海プレートの上面は従来よりも深くなっている。



東京大学ほか(2012)に一部加筆

フィリピン海プレート上面深さ

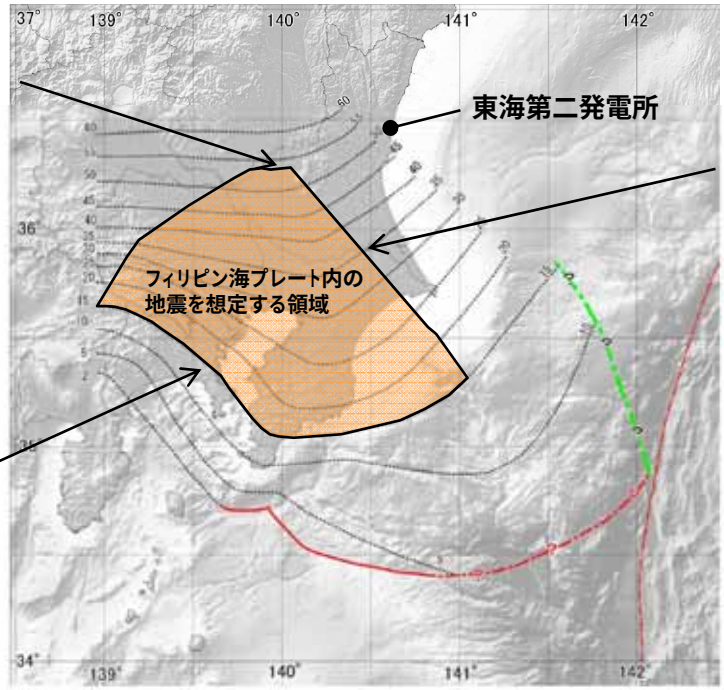
第360回審査会合
資料1再掲

① 中央防災会議（2013）による各種知見：震源を想定する領域

■フィリピン海プレート内地震の想定位置について

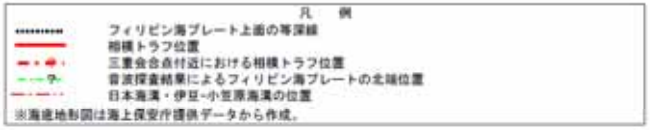
中央防災会議（2013）に基づき，フィリピン海プレート内の地震を想定する領域について検討する。

北端はフィリピン海プレート面上で発生している微小繰り返し地震とプレート境界型の地震分布の最深部（約53km）



北東端は，フィリピン海プレートの厚さが断層モデルを設定できる20km以上となる位置

南端は，フィリピン海プレートの上面深さ15kmとなる位置



中央防災会議（2013）に加筆

中央防災会議（2013）による
フィリピン海プレート内の地震を想定する領域

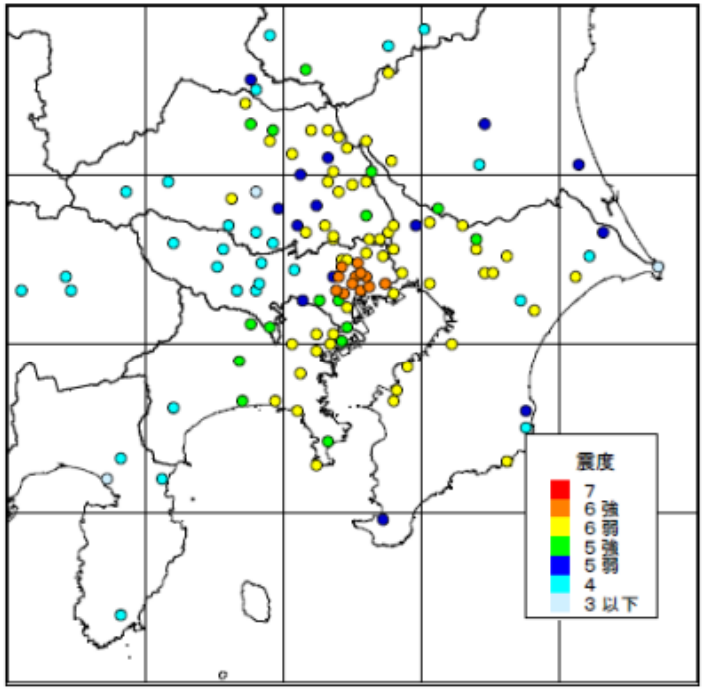
中央防災会議（2013）では，「首都地域の中核都市等の直下の地震」のうち，「どの場所の直下でも発生する可能性のあるフィリピン海プレート内の地震」として図のような茨城県南部を含む領域を設定している。

① 中央防災会議（2013）による各種知見：フィリピン海プレート内地震の地震規模，応力降下量（1／3）

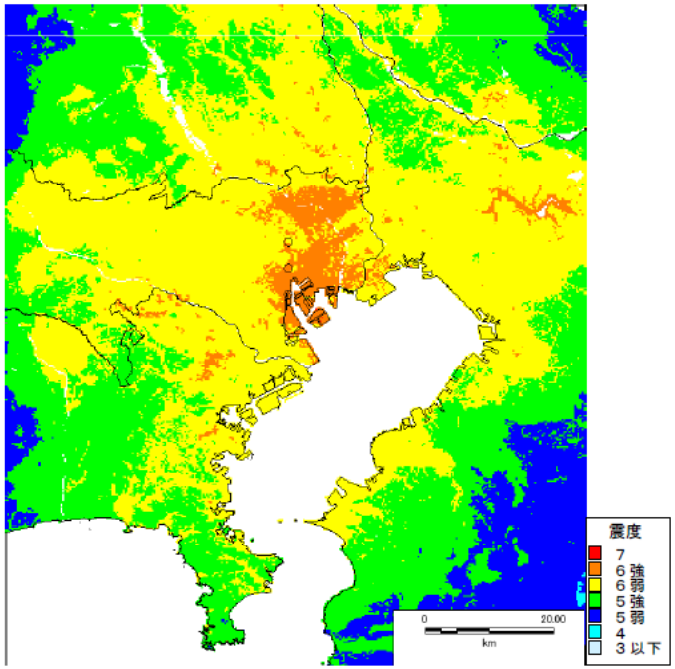
第360回審査会合
資料1再掲

■1855年安政江戸地震の震度分布の再現

中央防災会議（2013）では，1855年安政江戸地震が東京駅直下のフィリピン海プレート内で発生したと仮定し，震度分布を再現することにより地震規模や応力降下量等の断層パラメータを推定している。



宇佐美（1994）による
1855年安政江戸地震の震度分布



中央防災会議（2013）より抜粋

1855年安政江戸地震における
都心部の最大震度を再現するプレート内地震の
断層位置図と震度の再現結果

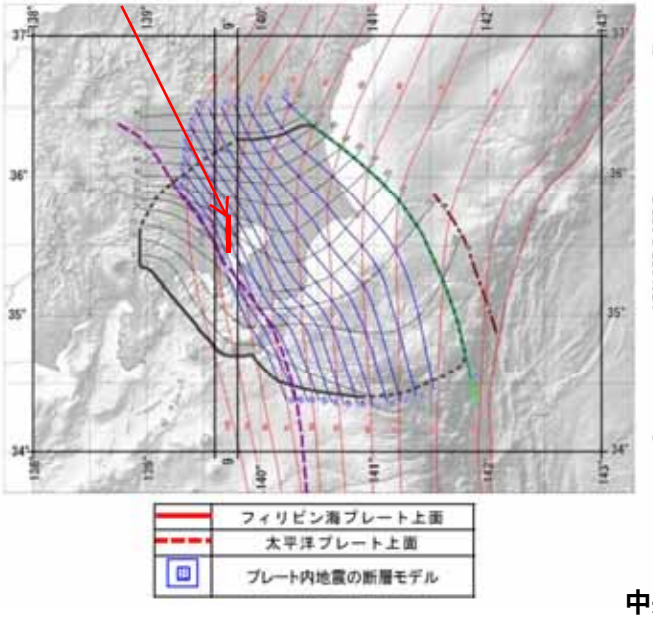
① 中央防災会議（2013）による各種知見：フィリピン海プレート内地震の地震規模，応力降下量（2／3）

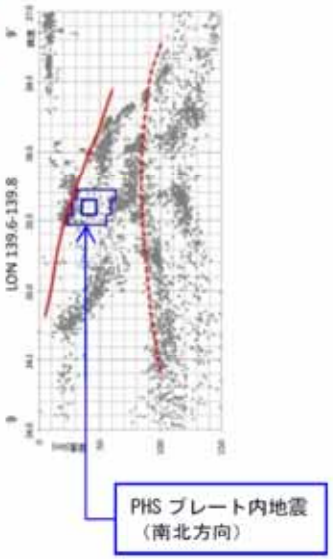
第360回審査会合
資料1再掲

■1855年安政江戸地震の断層パラメータ

中央防災会議（2013）において，震度分布の再現から推定した安政江戸地震の断層パラメータを示す。

中央防災会議（2013）で設定されている
安政江戸地震の断層面位置





中央防災会議（2013）に一部加筆

1855年安政江戸地震の最大震度を再現する
プレート内地震の断層位置

1855年安政江戸地震の最大震度を再現する
プレート内地震の断層パラメータ（応力降下量52MPa）

	セグメント	初期モデル	52MPa	備考
断層全体	面積(km²)	900	900	岩田・浅野(2010)
	平均応力降下量(MPa)	5	8.3	面積と地震モーメントの関係より
	平均すべり量(m)	1.2	2.0	
	地震モーメント(Nm)	5.1E+19	8.5E+19	岩田・浅野(2010)
	Mw	7.1	7.2	
	長さ(km)	28.1	28.1	
	幅(km)	32.1	32.1	
	走向	0°	0°	南北走向
	傾斜	90°	90°	
	すべり角	0°	0°	横ずれ
SMGA	応力パラメータ	30	52	岩田・浅野(2010)
	面積(km²)	150	150	
	面積比	16.7%	16.7%	
	平均すべり量(m)	2.4	4.3	平均すべり量×2
	地震モーメント(Nm)	1.7E+19	3.0E+19	Mos=μ DS
	Mw	6.8	6.9	⊿σ ×S/Ss
そのほか	破壊伝播速度(km/s)	2.9	2.9	
	fmax(Hz)	6	6	
	剛性率(Nm²)	4.6E+10	4.6E+10	

中央防災会議（2013）に一部加筆

中央防災会議（2013）では，岩田・浅野（2010）のスケーリング則を用いて初期モデルを設定し，そこからSMGAの応力降下量を52MPaにすることで1855年安政江戸地震の最大震度を再現することができたとしている。また，その地震規模はMw7.2であるとしている。

また，その再現モデルの断層傾斜角については90度とし，すべり角については0度（横ずれ）と設定している。

① 中央防災会議（2013）による各種知見：フィリピン海プレート内地震の地震規模，応力降下量（3／3）

第360回審査会合
資料1再掲

■フィリピン海プレート内地震の断層パラメータ

中央防災会議（2013）で想定されているフィリピン海プレート内地震の断層パラメータを示す。

中央防災会議（2013）の断層パラメータ（各震源共通）
（応力降下量62MPa）

	セグメント	初期モデル	62MPa	備考
断層全体	面積(km^2)	900	900	岩田・浅野(2010)
	平均応力降下量(MPa)	5	10.3	面積と地震モーメントの関係より
	平均すべり量(m)	1.2	2.5	
	地震モーメント(Nm)	5.1E+19	1.1E+20	岩田・浅野(2010)
	Mw	7.1	7.3	
	長さ(km)	28.1	28.1	
	幅(km)	32.1	32.1	
	走向	0°	0°	南北走向
	傾斜	90°	90°	
	すべり角	0°	0°	横ずれ
SMGA	応力パラメータ	30	62	岩田・浅野(2010)
	面積(km^2)	150	150	
	面積比	16.7%	16.7%	
	平均すべり量(m)	2.4	5.1	平均すべり量×2
	地震モーメント(Nm)	1.7E+19	3.5E+19	Mos=μ DS
	Mw	6.8	7.0	⊿σ ×S/Ss
そのほか	破壊伝播速度(km/s)	2.9	2.9	
	fmax(Hz)	6	6	
	剛性率(Nm^2)	4.6E+10	4.6E+10	

中央防災会議（2013）に一部加筆

（参考）　中央防災会議（2004）の断層パラメータ
（東京湾北部直下のプレート内地震）（応力降下量21.5MPa）

断層等	プレート内	
緯度(°)	35.546	
経度(°)	140.017	
上端深さd(km)	45	
長さL(km)	54.53	logL=0.5Mjma-1.88
幅W(km)	26.41	
走向θ	300	
傾斜δ(°)	90	
すべり角λ(°)	-90	
マグニチュードMjma	7.2	logMo=1.5Mjma+16.2
地震モーメントMo(Nm)	1.12E+20	logMo=1.5Mw+16.1(金森)
モーメントマグニチュードMw	7.3	
マクロ的に見たパラメータ		
断層面積S(km^2)	1440	$\Delta\sigma=7\pi^{1.5}/16\times Mo/S^{1.5}$
S波速度Vs(km/s)	3.5	地殻内の平均的値
平均密度ρ(g/cm^3)	2.8	地殻内の平均的値
剛性率μ(N/m^2)	3.4E+10	$\mu=\rho Vs^2$
平均的な応力パラメータ⊿σ(MPa)	5	
平均すべり量D(m)	2.27	Mo=μDS
破壊伝播速度Vr(km/s)	2.5	Vr=0.72Vs
要素断層の大きさ(km)	2.0X2.0	
要素断層の数(アスペリティ)	77	
要素断層の数(背景領域)	274	
C0(km)	2.8	
Fmax(Hz)	6	兵庫県南部地震の観測記録から推定された値
fc(Hz)	0.061	$fc=4.9\times10^6Vs(\Delta\sigma/Mo)^{1/3}$
短周期レベルA(Nm/s^2)	1.64E+19	$A=Mo\times(4.9\times10^6Vs(\Delta\sigma/Mo)^{1/3}\times2\pi)^2$
アスペリティ等内部パラメータ		
アスペリティの総面積Sa(km^2)	316	Sa=S×0.22
アスペリティ内の平均すべり量Da(m)	4.56	Da=D×2.01
アスペリティでの総モーメントMoa(Nm)	4.95E+19	Moa=μDaSa
要素断層の平均モーメント	6.26E+17	
アスペリティの総応力パラメータ⊿σa(MPa)	21.5	$\Delta\sigma=2.436Mo/S^{1.5}$
fc(Hz)	0.130	$fc=4.9\times10^6Vs(\Delta\sigma a/Moa)^{1/3}$
短周期レベル(Nm/s^2)	3.29E+19	$A=Moa\times(4.9\times10^6Vs(\Delta\sigma a/Moa)^{1/3}\times2\pi)^2$
背景領域		
面積Sb(km^2)	1124	Sb=S-Sa
地震モーメントMob(Nm)	6.27E+19	Mob=Mo-Moa
要素断層の平均モーメント	2.23E+17	
すべり量Db(m)	1.63	Mob=μDbSb
応力パラメータ⊿σb(MPa)	4.1	$\Delta\sigma=2.436Mo/S^{1.5}$
fc(Hz)	0.069	$fc=4.9\times10^6Vs(\Delta\sigma b/Mob)^{1/3}$
短周期レベル(Nm/s^2)	1.17E+19	$A=Mob\times(4.9\times10^6Vs(\Delta\sigma b/Mob)^{1/3}\times2\pi)^2$

中央防災会議（2004）に一部加筆

中央防災会議（2013）では，フィリピン海プレート内地震の地震動評価に用いるSMGAの応力降下量を，1855年安政江戸地震の震度分布を再現するのに必要な52MPaに対して，さらに2割程度の余裕を見込んだ62MPaとしており，中央防災会議（2004）による値よりも大きく想定されている。地震規模については，ともにMw7.3であるとしている。

中央防災会議（2013）では，断層傾斜角については90度とし，すべり角については0度（横ずれ）と設定している。一方，中央防災会議（2004）では，断層傾斜角については90度とし，すべり角を-90度（縦ずれ）としている。

第360回審査会合
資料1再掲

① 中央防災会議（2013）による各種知見：まとめ

■中央防災会議等による知見の整理

項目	中央防災会議（2004）の知見	中央防災会議（2013）の知見	その他の知見
フィリピン海プレートの形状	Ishida（1992）のプレート上面深さの知見を取り入れている。	首都直下地震防災・減災特別プロジェクトやUchida et al.(2010)による知見を反映している。同プロジェクトでは，地震観測及び地殻構造探査により，中央防災会議（2004）が基づいていたIshida（1992）のフィリピン海プレートの形状をあらためて想定し直している。	－
プレート内地震の震源の想定位置	茨城県南部や都心部に想定	プレート厚さ20km以上の領域を想定	－
断層モデルの巨視的なパラメータ	東京湾北部直下のプレート内地震の断層パラメータについて，断層面積を1440km^2，アスペリティ面積を316km^{2}と算出している。	1855年安政江戸地震の再現における初期モデルの設定において岩田・浅野（2010）のスケーリング則に基づき断層面積900km^2，アスペリティ面積を150km^{2}と設定するとともにアスペリティ面積比も小さく設定されている。	－
地震規模，応力降下量などのパラメータ	プレート境界地震と同程度の地震規模としてM7.3を茨城県南部に想定している。また，東京湾北部直下のプレート内地震の断層パラメータについて，応力降下量21.5MPaと設定されている。	1855年安政江戸地震の再現モデルを基に応力降下量を52MPa，地震規模をMw7.2と算出し，そこから保守性を加え，応力降下量を62MPa，地震規模をMw7.3と設定している。	－
ずれの種類	東京湾北部直下のプレート内地震は縦ずれで想定されている。	1855年安政江戸地震を横ずれのプレート内地震としてモデル化し，江戸の震度分布の再現を実施している。	・長谷川ほか（2013）では，フィリピン海プレートの蛇紋岩域の西縁を境界に横ずれ型の地震が発生することを説明。 ・首都直下地震防災・減災特別プロジェクトでは，茨城県南部を含む関東地方で明治以降発生したフィリピン海プレート内の地震の震源メカニズムについて，観測記録の分析により横ずれであるとの整理をしている。

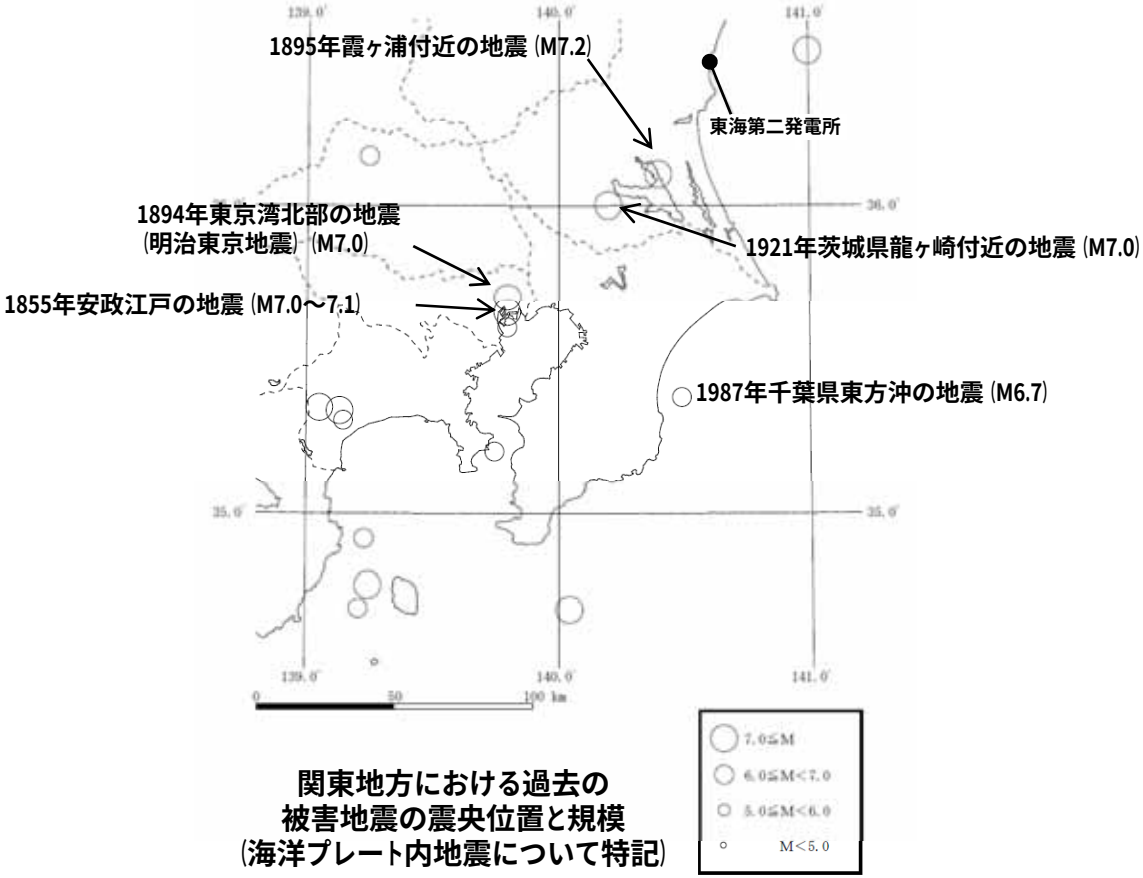
- **中央防災会議（2013）で示されている知見は，地震動評価にとって重要なフィリピン海プレートの上面深さや応力降下量，想定マグニチュードについて，最新の地殻構造探査や過去の地震による被害分布の再現解析に基づいて設定されており，信頼性が高いものと考えられる。よってこれらを基本震源モデルの設定に取り入れることとする。**
- **中央防災会議（2013）における横ずれの知見を茨城県南部において適用することの妥当性については，長谷川ほか（2013）の知見等も踏まえて後段で詳述する。**

第360回審査会合
資料1再掲

② 地震規模の妥当性： 太平洋プレート及びフィリピン海プレート内地震の規模

■歴史地震の抽出（関東地方）

1800年以降2014年3月までの期間に，関東地方で発生したM6.7以上の被害地震を抽出する。



関東地方における過去の
被害地震の震央位置と規模
（海洋プレート内地震について特記）

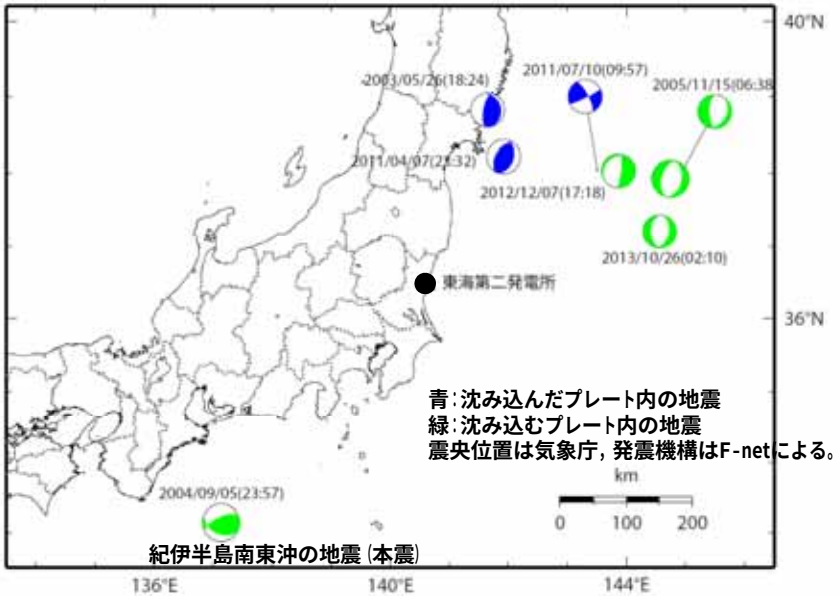
- 関東地方における歴史地震のうち，海洋プレート内で発生した地震の最大規模は，1895年霞ヶ浦付近の地震（M7.2）とされている。ただしこの地震は太平洋プレート内地震の可能性が示唆されている。
- 上記の地震を除くフィリピン海プレート内で発生した地震の最大規模は，1921年茨城県龍ヶ崎付近の地震（M7.0）である。

第360回審査会合
資料1再掲

② 地震規模の妥当性： 太平洋プレート及びフィリピン海プレート内地震の規模

■1997年以降（気象庁による一元化震源以降）に発生した海洋プレート内地震の抽出（東北地方から紀伊半島まで）

気象庁地震カタログを用い，1997年から2014年3月までの期間に東北地方から紀伊半島までの範囲で発生したM7.0以上の海洋プレート内地震と推定される地震を抽出した。青色は沈み込んだプレート内の上面の地震，緑色は沈み込むプレート内の地震に分類できる。



※2001年芸予地震の規模はM6.7（図の範囲外）

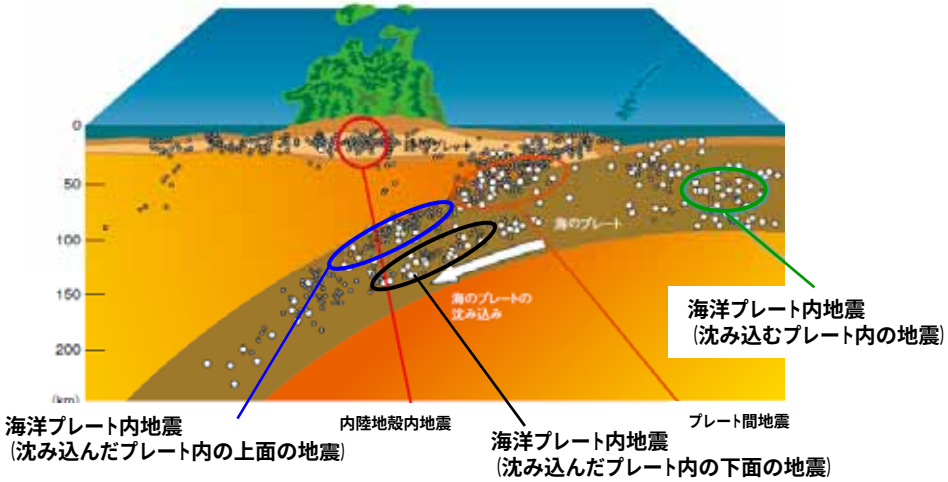
M7.0以上の海洋プレート内地震の震央位置及び震源メカニズム

M7.0以上の海洋プレート内地震の諸元

発生日	時刻	M	緯度（度）	経度（度）	深さ（km）	分　類
2003.5.26	18:24	7.1	38.821	141.6507	72	沈み込んだ太平洋プレート内の上面
2004.9.5	23:57	7.4	33.1375	137.1413	44	沈み込むフィリピン海プレート内
2005.11.15	06:38	7.2	38.0272	144.9447	45	沈み込む太平洋プレート内
2011.3.11	15:25	7.5	37.9143	144.751	11	沈み込む太平洋プレート内
2011.4.7	23:32	7.2	38.2042	141.9202	66	沈み込んだ太平洋プレート内の上面
2011.7.10	09:57	7.3	38.0318	143.5067	34	沈み込んだ太平洋プレート内の上面
2012.12.7	17:18	7.3	38.0198	143.867	49	沈み込む太平洋プレート内
2013.10.26	02:10	7.1	37.1963	144.5687	56	沈み込む太平洋プレート内

※気象庁地震カタログや震源メカニズムなどを参考に海洋プレート内地震を抽出した。

1997年以降に東北地方で発生した沈み込んだ太平洋プレート内の地震の最大規模はM7.3である。また，フィリピン海プレート内で発生した最大規模としては，2004年紀伊半島南東沖の地震（M7.4）が発生している。ただし，この地震は沈み込むプレート内地震である。



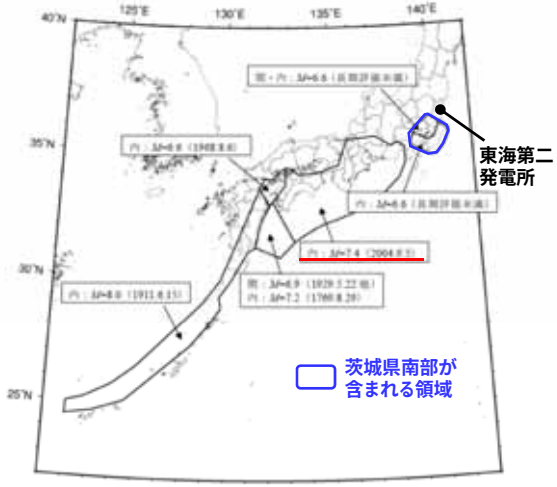
地震の発生様式の模式図（東北地方での例）
（地震調査研究推進本部に一部加筆）

第360回審査会合
資料1再掲

② 地震規模の妥当性： まとめ

■前頁までの検討結果や，地震調査研究推進本部を参考に区分した南海トラフ以北，相模トラフ以北のそれぞれの領域内で発生した主なプレート内地震の発生状況を踏まえ，基本震源モデルの規模の妥当性について検討する。

領域	過去に発生した主なプレート内地震	検討内容	考慮の要否
南海トラフ以北	2004年紀伊半島南東沖の地震（M7.4）	フィリピン海プレートの内部で近年発生した地震としては最大規模である。この地震は海溝軸付近の浅い場所で発生した地震であり，茨城県南部のように沈み込んだ深い位置で発生する地震とはテクトニクス的環境などが大きく異なる。また，南海トラフと相模トラフでは，地震調査研究推進本部における領域区分が異なることからも，茨城県南部に適用することは不要と判断。	不要
相模トラフ以北	【国内の地震観測開始以前（マグニチュードは日本被害地震総覧を参照した。）】		
	1855年安政江戸の地震（M7.0～7.1）	1855年安政江戸の地震（日本被害地震総覧ではM7.0～7.1とされている）の震度を再現する地震規模として，中央防災会議（2013）ではMw7.2と評価されている。中央防災会議（2013）では，そこから保守性を加え地震規模をMw7.3と設定している。	考慮
	【国内での地震観測開始以降の地震（マグニチュードは宇津カタログを参照した。）】		
	1895年霞ヶ浦付近の地震（M7.2）	太平洋プレート内地震の可能性があるとも指摘されているが，敷地近くで発生したプレート内地震であることから，考慮することが必要と考えられる。	考慮
	1921年茨城県龍ヶ崎付近の地震（M7.0）	フィリピン海プレート内地震であることがほぼ確実であり，敷地近くで発生していることから，考慮することが必要と考えられる。	考慮



地震調査研究推進本部（2009）より抜粋

地震調査研究推進本部（2009）によるフィリピン海プレートの震源断層を予め特定しにくい地震の最大マグニチュード

⇩ ← フィリピン海プレートの厚さが約20kmの位置（プレートの端部）に断層を設定することを踏まえるとこれ以上の規模が発生する可能性は低い。

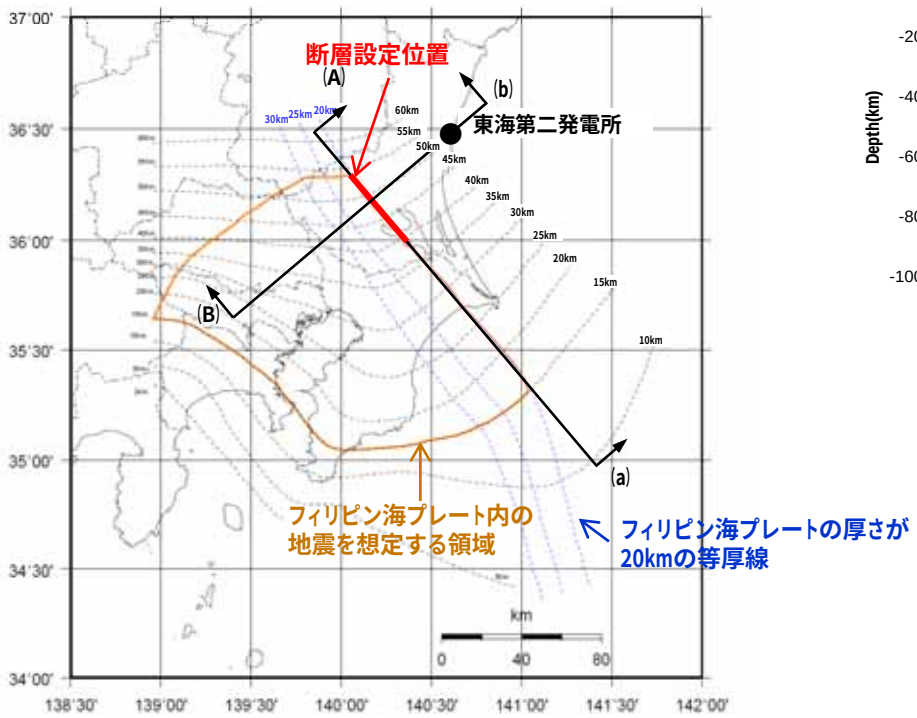
茨城県南部において設定する沈み込んだ海洋プレート内地震の規模として，相模トラフ以北で発生した過去の地震の規模を上回る値である中央防災会議（2013）によるM7.3に基づくことは妥当である。

第360回審査会合
資料1再掲

③ 断層面の位置･形状

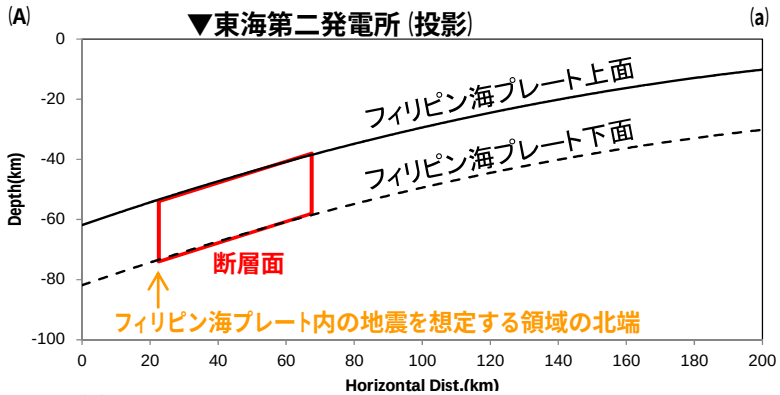
■基本震源モデルの断層面位置･形状

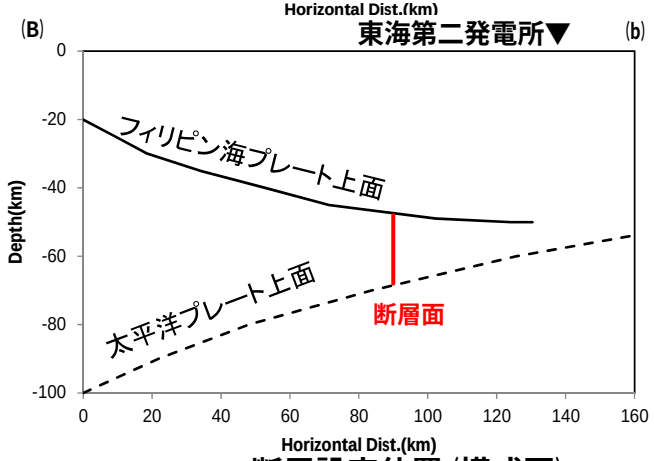
･海洋プレート内地震の発生位置については事前情報が乏しいので，断層中心と敷地の投影位置が概ね一致するように配置することを基本とする。
･中央防災会議（2013）では，フィリピン海プレート内の地震はプレートの厚さが20km以上となる左図の「フィリピン海プレート内の地震を想定する領域」で発生するとしているため，その範囲に断層面を設定する。
･上記に従い，プレートの厚さが20kmの等厚線に沿って断層幅と断層長さの比を概ね1：2とし，傾斜角90度として設定する。
･断層位置･形状の設定に際しては，次頁以降に示す長谷川ほか（2013）の知見も参考とする。



断層設定位置

※フィリピン海プレートの等深線は
中央防災会議（2013）を基に作成





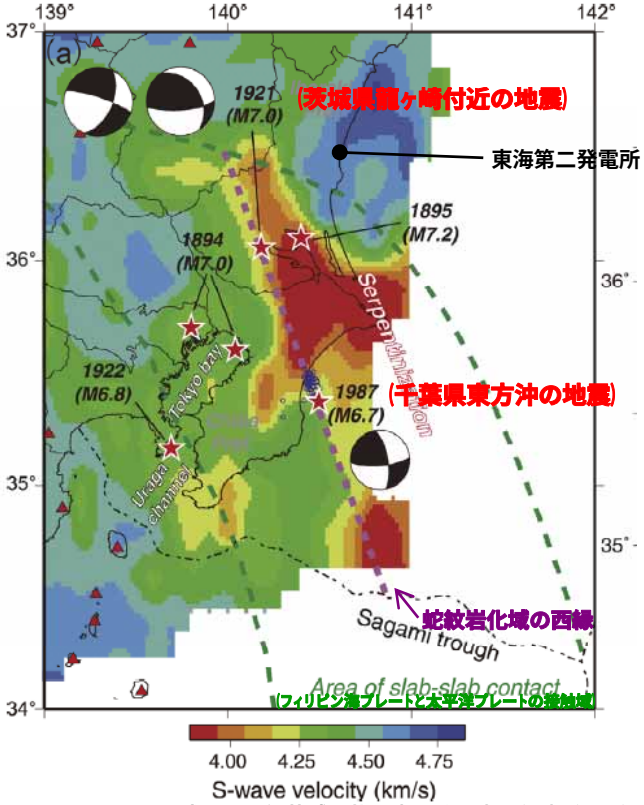
断層設定位置（模式図）

第360回審査会合
資料1再掲

③，④断層面の走向，傾斜角，ずれ：茨城県南部から千葉県東方沖にかけて発生する地震の特徴

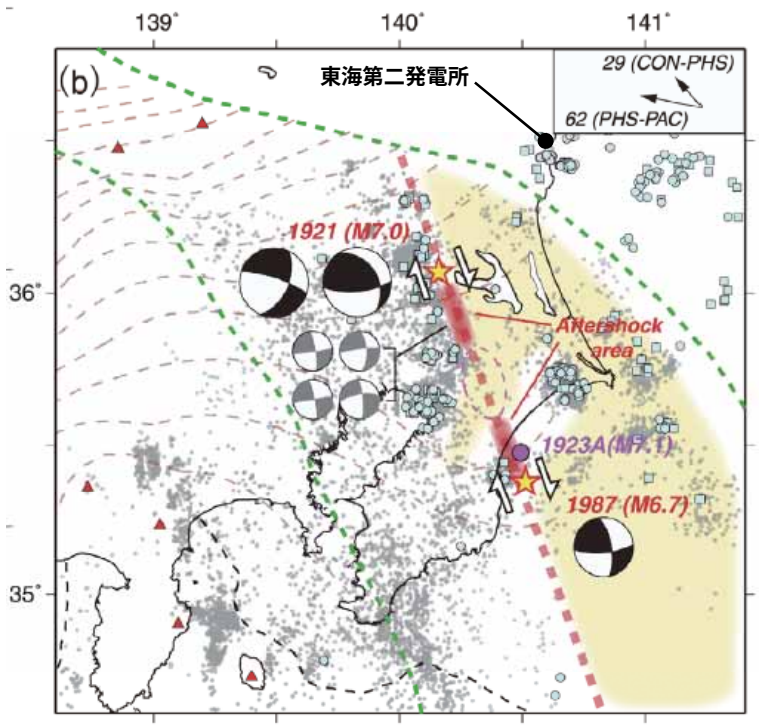
■長谷川ほか（2013）について

長谷川ほか（2013）は，茨城県南部から房総沖にかけて存在するフィリピン海プレートの蛇紋岩化域と地震発生メカニズムとの関連について検討している。



※震源球は1921年茨城県龍ヶ崎付近の地震（石橋（1975），勝間田ほか（1999））と1987年千葉県東方沖の地震（Okada and Kasahara（1990））

太平洋プレート上部境界面から上方に10km離れた面に沿うS波速度分布



蛇紋岩化域（黄色網掛け）と蛇紋岩化域西縁で発生したフィリピン海プレート内地震の震源メカニズム

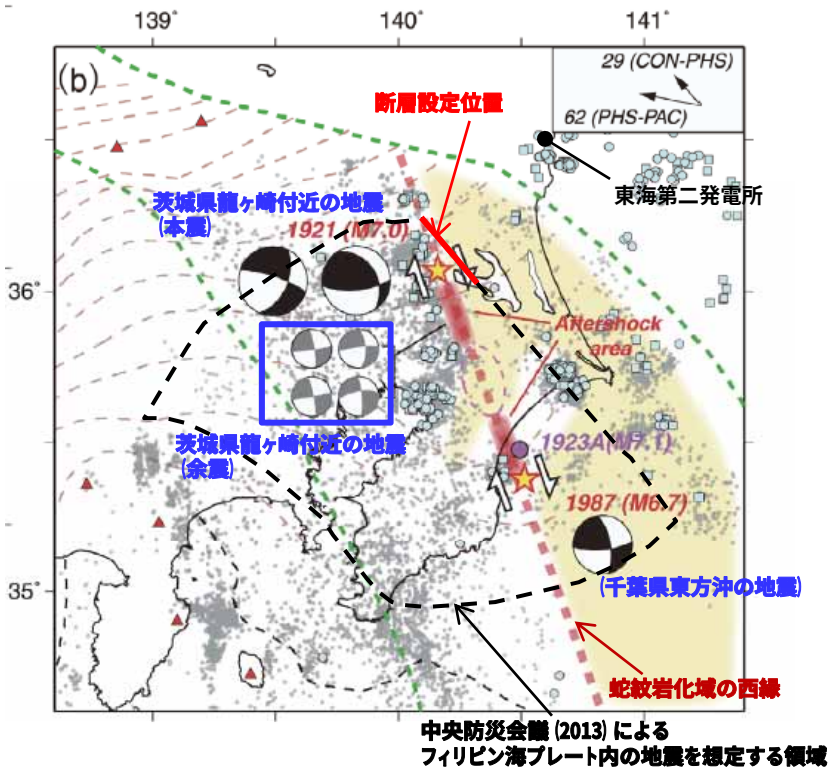
長谷川ほか（2013）に一部加筆

- 長谷川ほか（2013）によると，「フィリピン海プレート内の蛇紋岩化域とその西側の領域との境界で，その東側の領域が西側の領域の沈み込みに取り残されるように，境界に沿う横ずれ断層運動としてスラブ内大地震の発生がみられる。」とされている。
- そして，上記のスラブ内地震の例として1921年茨城県龍ヶ崎付近の地震や，1987年千葉県東方沖の地震を挙げている。

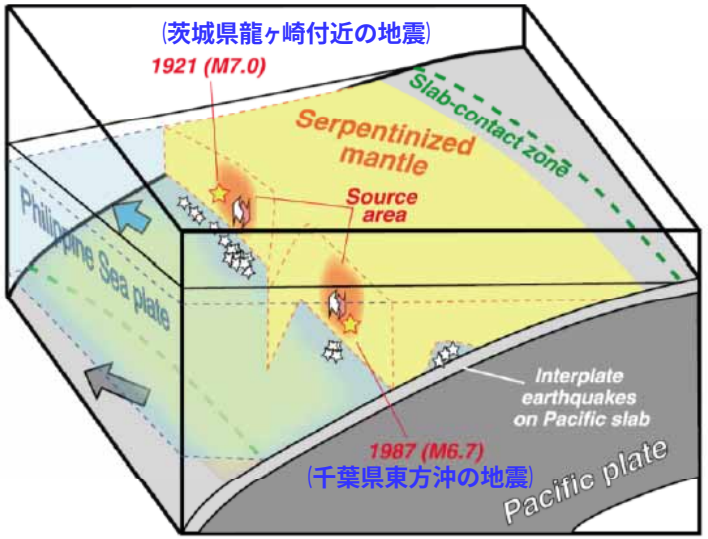
第360回審査会合
資料1修正

③，④ 断層傾斜角，ずれの妥当性

■中央防災会議（2013）に基づき設定した基本震源モデルの傾斜角，ずれについて，長谷川ほか（2013）による知見と比較し確認する。



基本震源モデルと蛇紋岩化域（黄色網掛け）との対応



フィリピン海プレート東端の蛇紋岩化域（黄色網掛け）と
1987年千葉県東方沖の地震，1921年茨城県龍ヶ崎付近の地震の発生位置

長谷川ほか（2013）に一部加筆

- 断層傾斜角やずれについて，長谷川ほか（2013）で示された震源メカニズム（左図）や次頁以降で示す各種知見との比較から，中央防災会議（2013）による設定に基づき，基本震源モデルとしてそれぞれ90度の横ずれとすることが妥当であると考えられる。ただし，ずれ方向は長谷川ほか（2013）に基づき右横ずれとする。
- なお，断層位置，走向について，中央防災会議（2013）による領域に基づき設定したものと，長谷川ほか（2013）による蛇紋岩化域の西縁を比較したところ両者は概ね対応していることがわかる。蛇紋岩化域西縁に沿って断層を設定する場合には敷地からやや離れることから，中央防災会議（2013）による領域に基本震源モデルを設定している。

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

第360回審査会合
資料1再掲

④ 断層のずれ（1／3）

■近年関東地方で発生したフィリピン海プレート内地震のずれの方向について

基本震源モデルのずれの方向については，関東地方の海洋プレート内地震の発震機構等について検討した首都直下地震防災･減災特別プロジェクトの知見も参考に設定する。

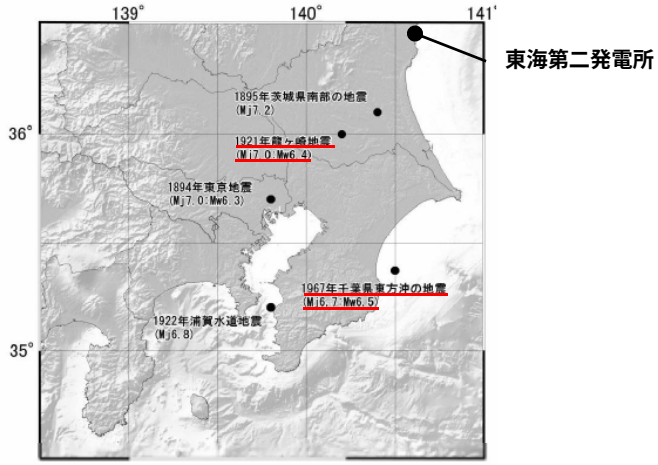


図 39　首都直下 PJ が検討した 5 地震（首都直下 PJ、2012）

地震名	明治東京地震	茨城県南部の地震（霞ヶ浦）	茨城県南部の地震（龍ヶ崎）	浦賀水道付近の地震	千葉県東方沖の地震
発生日時	1894年6月20日	1895年1月18日	1921年12月8日	1922年4月26日	1987年12月17日
Mj	7.0（宇津，1979）	7.2（宇津，1979）	7.0(宇津，1979)	6.8（宇津，1979）	6.7
Mw	6.0-6.3（勝間田ほか，1999）		6.4(勝間田，2000)		6.5(川勝，1988)
最大震度	Ⅵ	Ⅳ	Ⅳ	Ⅳ	Ⅴ
震央	東京湾北部	霞ヶ浦北部	霞ヶ浦西方 研究者により異なる	浦賀水道付近 研究者により異なる	房総半島沖
深度	S-P時間の読取り差から研究者で相違	80km程度と推定	53km程度と推定	53km程度と決定	50km程度
発震機構	—	—	横ずれ型	横ずれ型又は正断層型	垂直な断層面の右横ずれ型
震度分布	同心円状	東北太平洋岸の「異常震域」	同心円状	異常震域は認められない	
余震分布					PHSプレート内
地震の発生場所	PHS内又はPAC上面	PAC内	PHS内	PHS内	PHS内
	③ or④	⑤	③	③	③
結果の信頼性	C	B	A	B	A
発生場所の根拠	・震度分布からPAC内ではない	・深度 ・異常震域を示す震度分布	・震度分布 ・メカニズム	・深度 ・メカニズム ・震度分布	・余震分布 ・メカニズム

地震名　地震の名称は地下年表（平成25年）による
信頼性　A:信頼性が高く、ほぼ間違いないと考えられる。
B：信頼性は中程度で、今後のデータ追加により発生場所が変わる可能性を否定できない。
C:信頼性は低く、類型化の精度向上にさらなるデータ解析を要する。

中央防災会議（2013）に一部加筆

首都直下地震防災･減災特別プロジェクトで検討されたM7クラスの地震の諸元

- 首都直下地震防災･減災特別プロジェクトによると，1921年茨城県龍ヶ崎付近の地震（M7.0），1987年千葉県東方沖の地震（M6.7）については，「その発震機構が横ずれ型であることが明らかであり，沈み込むフィリピン海プレート内部で発生した地震であることが明らか」とされている。また，1987年千葉県東方沖の地震については垂直な断層面であることも示されている。この2つの地震の評価結果の信頼性はA（「信頼性が高く，ほぼ間違いないと考えられる」）としている。
- 基本震源モデルのずれを横ずれと設定することは，信頼性の高い上記2地震と整合している。
- なお，同プロジェクトでは，1895年霞ヶ浦付近の地震（M7.2）は太平洋プレート内部の地震の可能性が指摘されているが，信頼性はB（「信頼性は中程度で，今後のデータ追加により発生場所が変わる可能性を否定できない」）とされていることから，地震動評価上は安全側に，敷地に近いフィリピン海プレート内地震として扱う。

第360回審査会合
資料1再掲

④ 断層のずれ（2／3）

■1987年千葉県東方沖の地震の震源メカニズムについて

基本震源モデルのずれの方向については，石辺ほか（2009）で整理されている近年発生したフィリピン海プレート内地震のうち，観測記録が充実しており，また長谷川ほか（2013）で示されている蛇紋岩化域で発生した一連の地震である1987年千葉県東方沖の地震（M6.7）の震源メカニズムも参考とする。

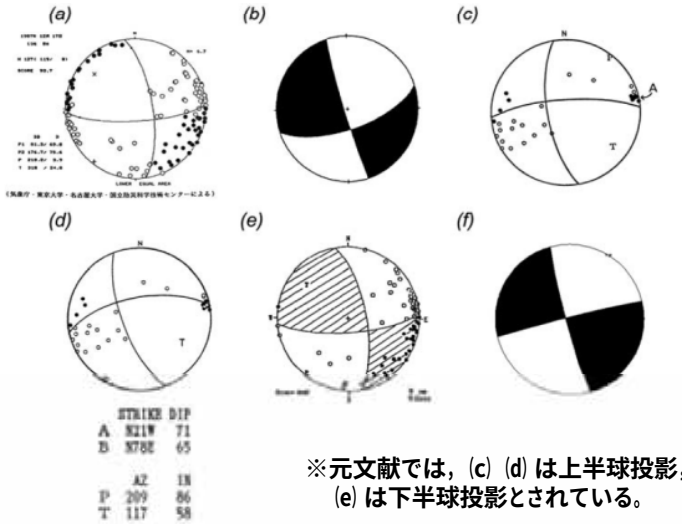


Fig. 9. Focal mechanisms of the 1987 Chiba-ken Toho-Oki earthquake from (a) Japan Meteorological Agency (1988a), (b) Kawakatsu (1988), (c) Yamada (1988), (d) Yamada and Sato (1988), (e) Okada and Kasahara (1990) and (f) Ishibe and Tsuruoka (2009).

※元文献では，(c) (d) は上半球投影，(e) は下半球投影とされている。

石辺ほか（2009）に一部加筆

石辺ほか（2009）で整理されている1987年千葉県東方沖の地震の震源メカニズム

文献	メカニズム解		
	走向（度）	傾斜（度）	すべり（度）
(b) 川勝（1988）	72	67	-4
(c) 山田（1988）	351.3	69.8	164.0
(e) Okada and Kasahara（1990）	349	69	163
(f) 石辺・鶴岡（2009）	166	87	178

石辺ほか（2009）を基に作成

※表中の記号は左図の震源メカニズムに対応している。
川勝（1988）には示されていないが，震源メカニズムの共役解を求めると，走向163.6度，傾斜86.3度，すべり-156.9度となる。

- 石辺ほか（2009）による1987年千葉県東方沖の地震（M6.7）の震源メカニズムの整理によると，すべり角については-4度及び164度～178度程度とされており，概ね横ずれ断層であることがわかる。
- 同文献は，近年発生した微小地震の発震機構が1987年千葉県東方沖の地震とほぼ一致することからも，蛇紋岩化域の西縁では現在も右横ずれの運動が進行している可能性を示唆している。

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級地震の既往研究とデータの整理－1921年茨城県南部の地震，1922年浦賀水道付近の地震ならびに1987年千葉県東方沖地震，地震研究所彙報，No.84，pp.183-212，2009

④ 断層のずれ（3／3）

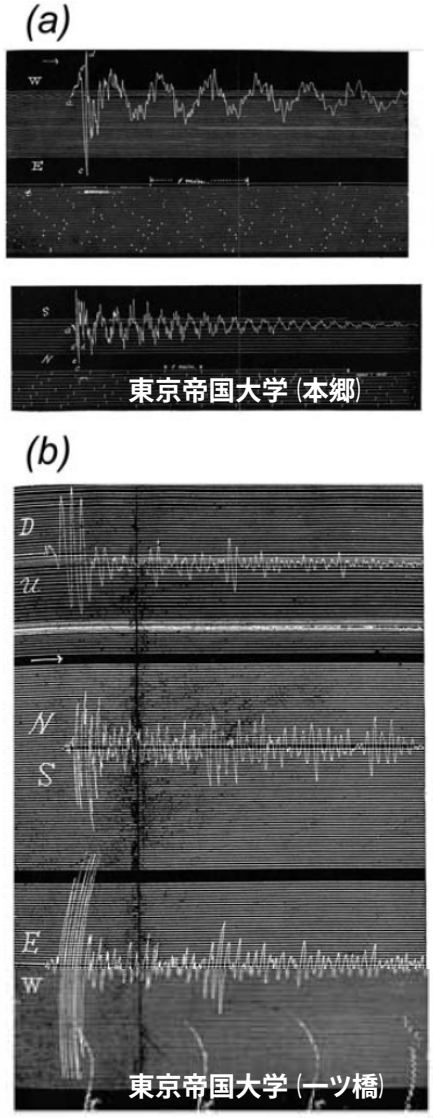


Fig. 3. Seismograms of the 1921 Ibaraki-ken Nanbu earthquake recorded by the strong motion seismograph at (a) Hongo, and (b) Hitotsubashi (from Omori, 1922g).

石辺ほか（2009）に一部加筆

■1921年茨城県龍ヶ崎付近の地震の震源メカニズムについて（参考）

参考に石辺ほか（2009）による1921年茨城県龍ヶ崎付近の地震の震央位置ならびに発震機構に関する既往研究の整理結果を示す。

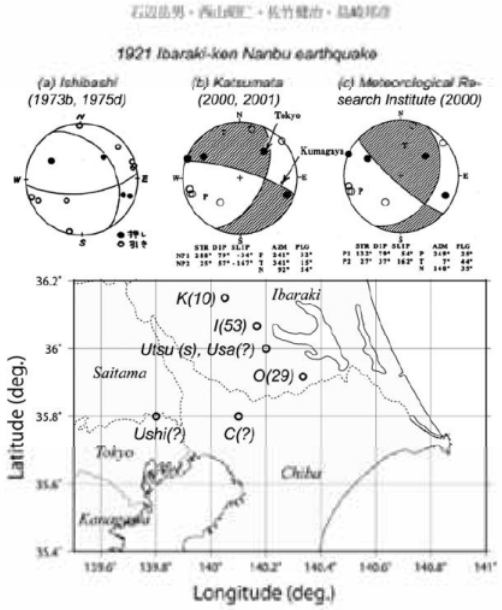


Fig. 2. Hypocenter and focal mechanism of the 1921 Ibaraki-ken Nanbu earthquake [C: Central Meteorological Observatory (1921), O: Omori (1922a, 1922g), Ushi: Ushiyama (1922c), K: Katsumata (1975a, 1975b), I: Ishibashi (1973a, 1973b, 1975b), Utsu: Utsu (1979), Usa: Usami (2003)]. Parenthetic number (in km) or character (s: shallow; ?: unknown) indicates hypocentral depth.

文献	メカニズム解		
	走向（度）	傾斜（度）	すべり（度）
(a) 石橋（1973b，1975d）	88	67	57
(b) 勝間田（2000）	288	79	-34
	25	57	-167
(c) 気象研究所 地震火山研究部（2000）	132	79	54
	27	37	162

※表中の(a)，(b)，(c)は左図の震源メカニズムに対応している。
石橋（1973b，1975d）には示されていないが，震源メカニズムの共役解を求めると，走向327度，傾斜39.5度，すべり142.1度となる。

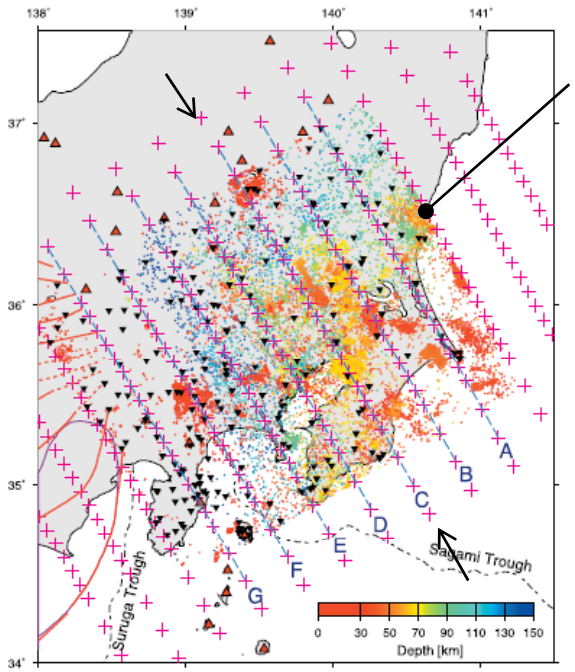
石辺ほか（2009）で整理されている1921年茨城県龍ヶ崎付近の地震の震源メカニズム

1921年茨城県龍ヶ崎付近の地震の震源メカニズムは，当時の地震観測記録（一例を左図に示す。）を読み取る等して推定したもので，文献によってやや異なる結果となっているものの，横ずれ成分を認めることができる。

⑤ アスペリティ位置（1／2）

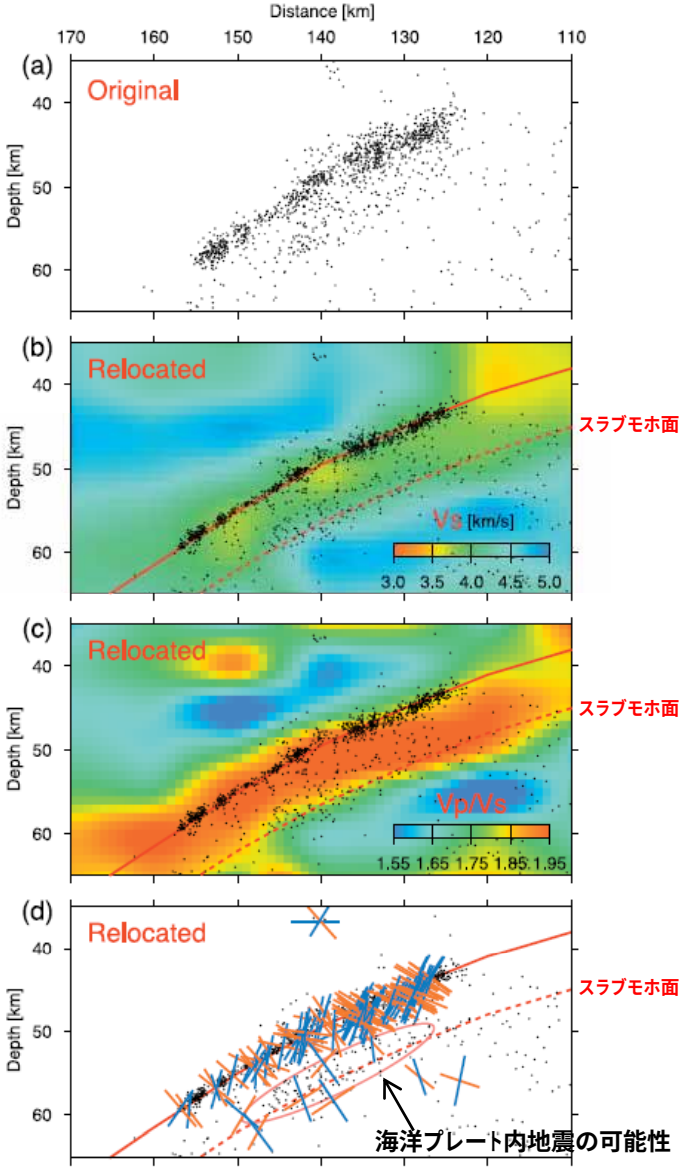
■フィリピン海プレートの海洋性地殻について（1／2）

一般的に，海洋プレート内の地殻とマントルでは地震波速度等に違いがある。弘瀬ほか（2008）では，左図のLINE-Cに対し，「プレート境界地震の地震面の下に厚さ約7kmの低Vs・高Vp/Vs層が存在しており，フィリピン海スラブの地殻に相当すると考えられる。」と報告されている（図の赤破線が地殻厚さ7kmと仮定した場合のスラブモホ面を示している）。なお，右図（d）の楕円に示す地震は海洋プレート内地震であることから，地殻の厚さは7kmよりも少し薄い可能性もあるとされている。



東海第二発電所

弘瀬ほか（2008）に一部加筆



茨城県南西部を含む速度構造（Cに沿う断面）

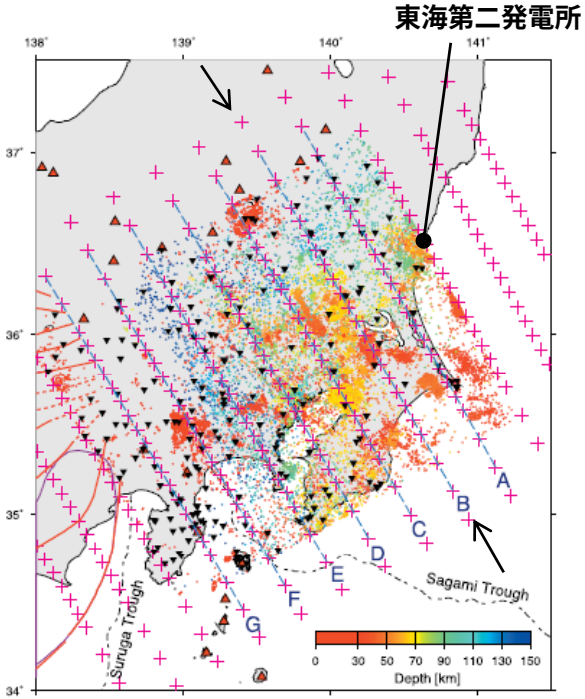
弘瀬冬樹・中島淳一・長谷川昭（2008）：Double-Difference Tomography法による関東地方の3次元地震波速度構造およびフィリピン海プレートの形状の推定，地震第2輯，第60巻（2008）123-138頁

第360回審査会合
資料1再掲

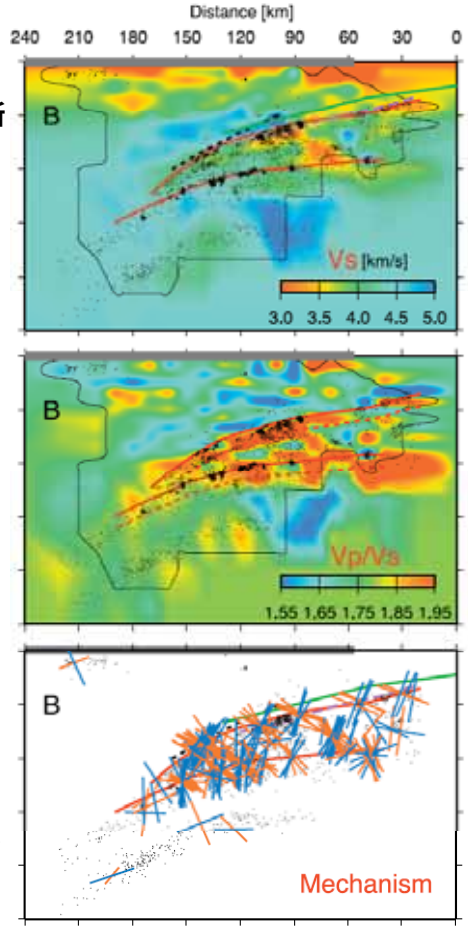
⑤ アスペリティ位置（2／2）

■フィリピン海プレートの海洋性地殻について（2／2）

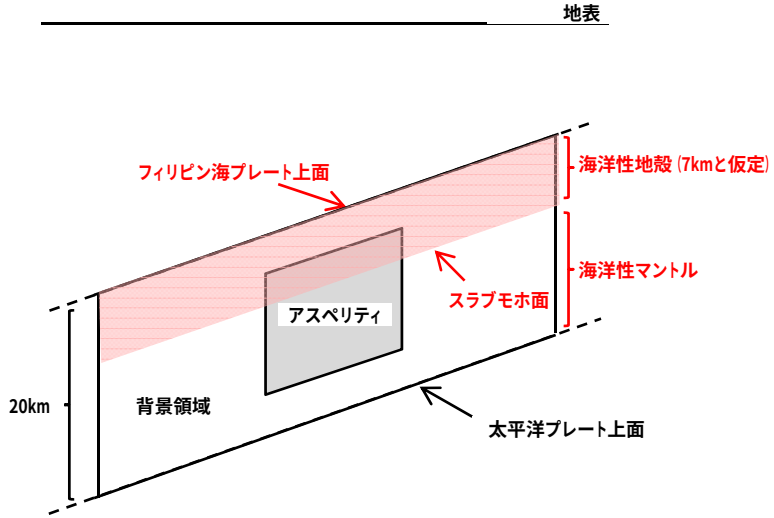
弘瀬ほか（2008）では，左図のLINE-B（茨城県南部の地震の断層設定位置付近）に対しても，フィリピン海プレートの地殻に相当する低Vs・高Vp/Vs層が顕著に確認されるとして，厚さ約7kmのフィリピン海プレートの地殻を仮定している。



弘瀬ほか（2008）に一部加筆



茨城県南西部を含む速度構造
（Bに沿う断面）



基本震源モデル（模式図）

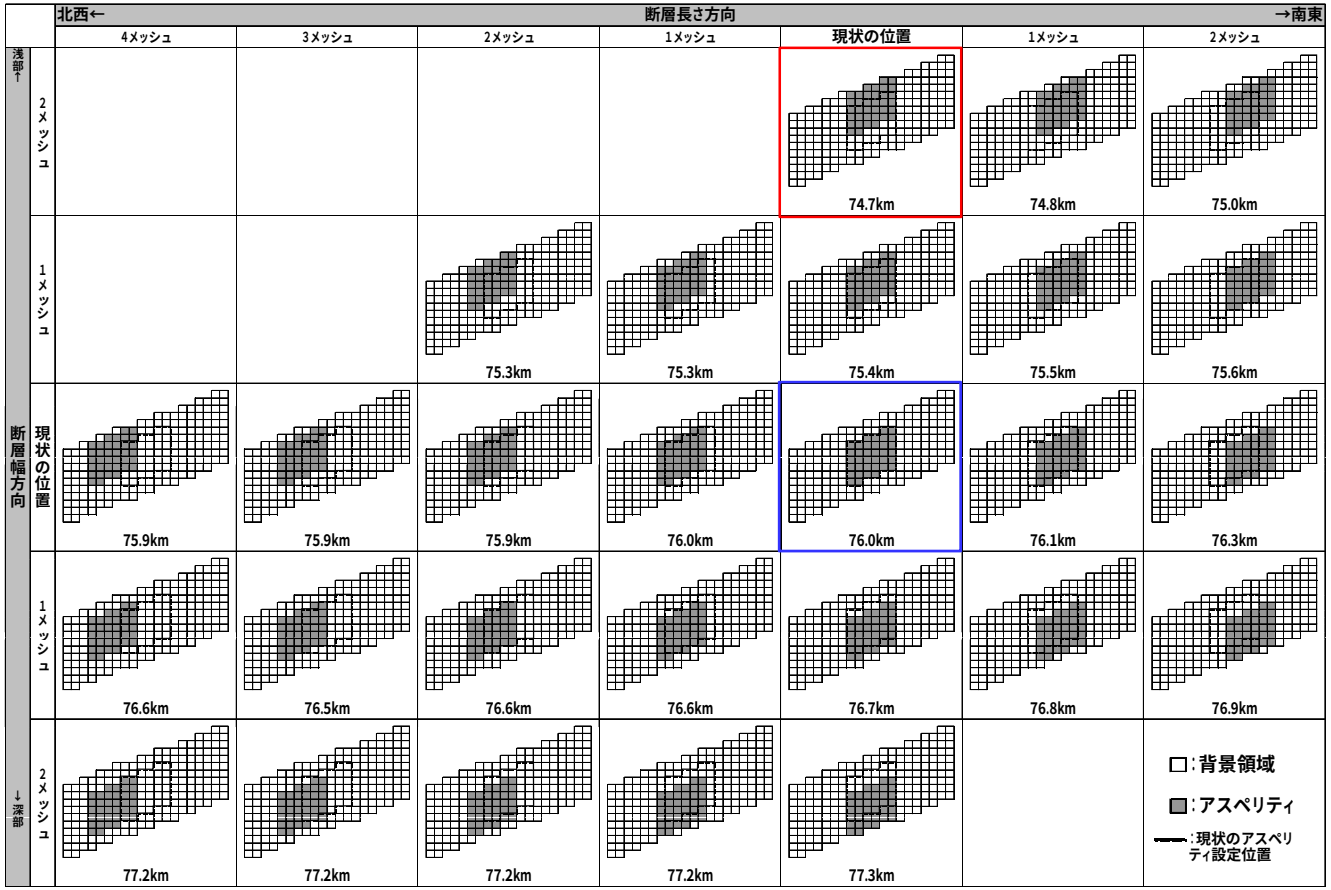
基本震源モデルの断層面は，フィリピン海プレートの厚さが20kmとなる位置で設定している。その際に，アスペリティ位置は海洋性地殻を避け海洋性マントルの最上部に設定する。ただし，断層の中央に設定することで安全側の配置とする。

第360回審査会合
資料1再掲

⑤ 断層設定位置の妥当性に関する検討（1／2）

■アスペリティ位置を変更させた場合の影響

基本震源モデルのアスペリティ位置を断層長さ方向及び断層幅方向にずらした場合の等価震源距離を示す。



基本震源モデル

アスペリティ位置の不確かさ（参考）

基本震源モデルのアスペリティを移動させた際の各等価震源距離についてはそれぞれ大きな差異はなく，断層設定位置が適切となっていることを確認した。

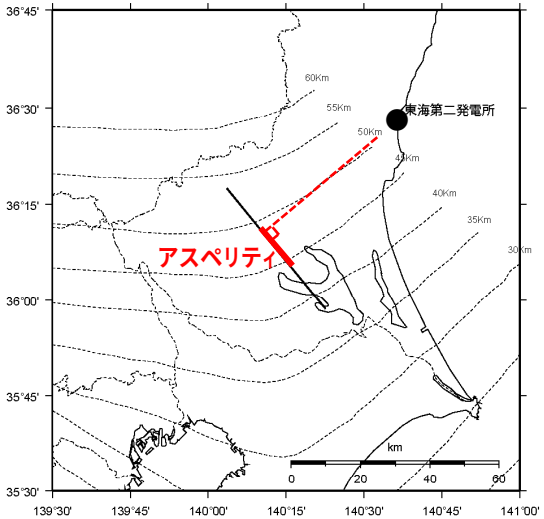
第360回審査会合
資料1再掲

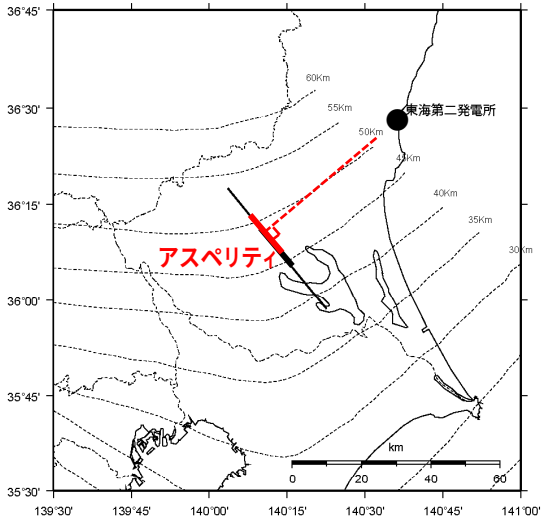
⑤ 断層設定位置の妥当性に関する検討（2／2）

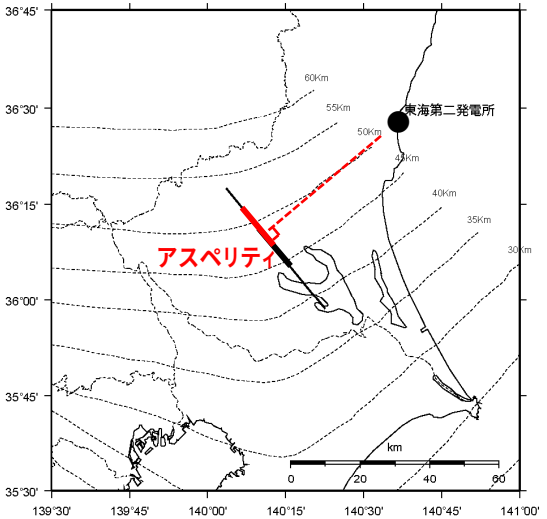
■アスペリティ位置を変更させた場合の影響

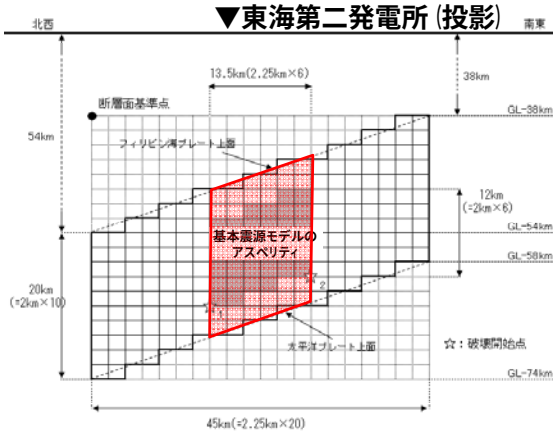
基本震源モデルについて，アスペリティ位置を断層長さ方向及び断層幅方向にずらした場合の，敷地との位置関係を示す。

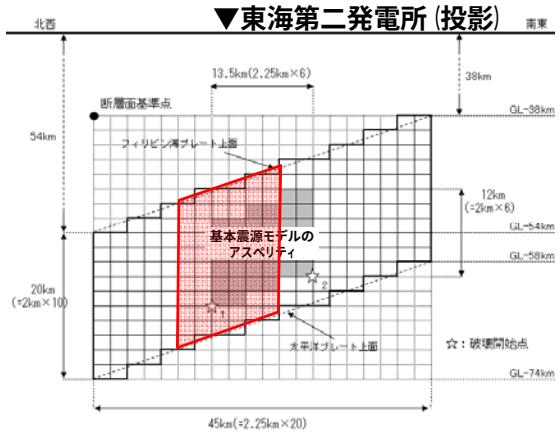
------- 敷地から断層線への垂線

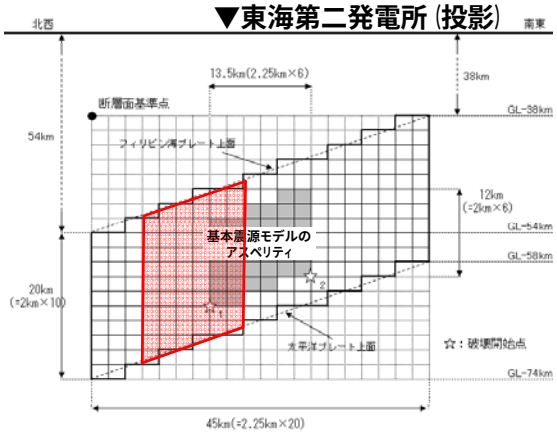












アスペリティを
ずらす範囲

基本震源モデルのパラメータ設定根拠の整理

項目	設定根拠
規模，断層位置	地震規模は，相模トラフ以北での過去の地震の発生状況や中央防災会議（2013）を参考にMw7.3と設定した。 断層位置は，中央防災会議（2013）による「フィリピン海プレート内の地震を想定する領域」において敷地に近い位置とした。
断層面積 断層長さ，幅	断層面積は中央防災会議（2013）に基づき設定した。中央防災会議（2013）では，初期モデルの設定において岩田・浅野（2010）に基づき設定がされている。 断層幅は震源域付近のフィリピン海プレートの厚さから20kmと設定した。 断層長さは，断層面積と断層幅から算出した。
断層上端深さ	中央防災会議（2013）のフィリピン海プレート上面深さと対応させ，深さ38～54kmに設定した。
断層傾斜角	中央防災会議（2013）に基づき，90度と設定した。
ずれの種類	長谷川ほか（2013）等の知見に基づき右横ずれと設定した。
断層の走向，すべり角， 破壊開始点	断層の走向は，「フィリピン海プレート内の地震を想定する領域」を参考に140.7度とした。 すべり角は長谷川ほか（2013）に基づき180度と設定した。 破壊開始点は，アスペリティの下端2か所に設定した。
S波速度	佐藤（2003）による海溝型地震の設定値に基づき4.0km/sと設定した。
剛性率	中央防災会議（2013）に基づき4.6E+10N/m^2と設定した。
密度	S波速度と剛性率から2.875g/cm^3と算出した。
破壊伝播速度	中央防災会議（2013）に基づき2.9km/sと設定した。

第360回審査会合
資料1修正

基本震源モデルの断層パラメータ

■断層パラメータ

項目		設定値	設定方法
基準点 (断層北西端)	N (度)	36.291	中央防災会議(2013)のフィリピン海プレート内の地震を想定する領域の北端
	E (度)	140.06	
上端深さ	h(km)	38～54	フィリピン海プレートの上面位置
気象庁ﾏｸﾞﾆﾁｭｰﾄﾞ	Mj	7.3	Mj=Mw
ﾓｰﾒﾝﾄﾏｸﾞﾆﾁｭｰﾄﾞ	M_W	7.3	中央防災会議(2013)
地震モーメント	M_0(N･m)	1.12E+20	$\log M_0=1.5M_w+9.1$
走向	θ (度)	140.7	中央防災会議(2013)のフィリピン海プレート内の地震を想定する領域
傾斜角	δ (度)	90	中央防災会議(2013)
ずれの種類	―	右横ずれ	長谷川ほか(2013)
すべり角	λ (度)	180	長谷川ほか(2013)
平均応力降下量	Δσ (MPa)	10.3	中央防災会議(2013)
断層面積	S(km^2)	900	中央防災会議(2013)
長さ	L(km)	45	L=S/W
幅	W(km)	20	中央防災会議(2013)のフィリピン海プレートの厚さ
密度	ρ (g/cm^3)	2.875	$\mu=\rho V_s^2$
せん断波速度	V_s(km/s)	4.0	佐藤(2003)
剛性率	μ (N/m^2)	4.6E+10	中央防災会議(2013)
平均すべり量	D(m)	2.55	$D=M_0/(\mu S)$
破壊伝播速度	V_r(km/s)	2.9	中央防災会議(2013)

項目			設定値	設定方法
アスペリティ	面積	S_a(km^2)	150	中央防災会議(2013)
	すべり量	D_a(m)	5.1	$D_a=2D$
	地震モーメント	M_{0a}(N･m)	3.52E+19	$M_{0a}=\mu D_a S_a$
	応力降下量	$\Delta\sigma_a$(MPa)	62	中央防災会議(2013)
	短周期レベル (参考)	A($N\cdot m/s^2$)	8.61E+19	$A_a=4\pi r_a \Delta\sigma_a V_s^2$
背景領域	面積	S_b(km^2)	750	$S_b=S-S_a$
	すべり量	D_b(m)	2.23	$D_b=M_{0b}/(\mu S_b)$
	地震モーメント	M_{0b}(N･m)	7.7E+19	$M_{0b}=M_0-M_{0a}$
	実効応力	$\Delta\sigma_b$(MPa)	12.4	$\Delta\sigma_b=0.2\Delta\sigma_a$
Q値		Q	$110f^{0.69}$	佐藤 (1994)

4.2 震源モデルの設定

4.2.1 基本震源モデルの設定

4.2.2 不確かさを考慮した震源モデルの設定

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敷地周辺の海洋プレート内地震に関する知見等を踏まえ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。

不確かさの種類	パラメータ	基本ケースでの設定	不確かさ検討の要否
認識論的不確かさ	地震規模	Mw7.3	・基本ケースの段階で，1855年安政江戸地震での震度を再現するモデルの地震規模Mw7.2に対し，さらに余裕をみた設定となっている。また，相模トラフ以北のフィリピン海プレート内で発生した地震規模を上回る設定となっている。 ・しかしながら南海トラフ付近のフィリピン海プレート内で発生した紀伊半島南東沖地震（M7.4）を踏まえた規模を<u>不確かさとして考慮する</u>。
	断層傾斜角	90度	断層面から放出された地震波が時刻歴上で密に重なるように，断層傾斜角を敷地に向けたケースを<u>不確かさとして考慮する</u>。
	ずれの種類	右横ずれ	長谷川ほか（2013）によれば，茨城県南部から千葉県東方沖にかけてのフィリピン海プレート内では，テクトニクス的な背景から右横ずれ断層が発生すると示されている。実際に，1987年千葉県東方沖の地震の震源メカニズムに関する各文献において，横ずれであることが示されていて確度が高いと考えられる。また，経験的グリーン関数法に用いている要素地震の放射特性係数を補正せずに用いているため，ずれの種類による評価結果への影響はないことから，<u>不確かさとして考慮しない。</u>
	応力降下量	62MPa	・基本ケースにおける応力降下量の設定は，1855年安政江戸地震での震度を再現するモデルの応力降下量に対し，さらに余裕をみた設定となっている。 ・しかしながら，応力降下量の設定は敷地での地震動に大きく影響を与えることを踏まえ，笹谷ほか（2006）によるスケーリング則に基づき応力降下量を算出したケースを<u>不確かさとして考慮する</u>。
	アスペリティ位置	海洋性マントルの最上部に配置	・海洋性マントル内ではどこでも想定される可能性があることからアスペリティ位置は偶然的な不確かさとして海洋性マントル内の上端に設定する。 ・しかしながら，発生する可能性は低いものの海洋性地殻内にアスペリティが想定されることも考えられることから，アスペリティを海洋性地殻を含む断層上端に設定したケースを認識論的な<u>不確かさとして考慮する</u>。
偶然的不確かさ	断層設定位置	フィリピン海プレート内地震を想定する領域のうち敷地に十分に近い位置	フィリピン海プレート内の地震を想定する領域（プレート厚さが20km以上）のうち敷地から十分近い位置となっていることから，<u>基本ケースの段階であらかじめ不確かさを考慮した設定となっている。</u>
	破壊開始点	アスペリティ下端に複数設定	破壊開始点については，複数設定し，他の不確かさと重畳させる。

第360回審査会合
資料1再掲

不確かさの考慮について

■不確かさの検討の要否を踏まえ，基本震源モデルに対し，地震動評価の観点から影響が大きいと考えられるパラメータに対し不確かさを考慮する。認識論的不確かさについては単独で考慮し，偶然的不確かさについては重畳させて考慮する。

評価ケース	認識論的不確かさ				偶然的不確かさ	
	地震規模	断層傾斜角	応力降下量	アスペリティ位置	震源位置※2	破壊開始点
基本震源モデル	中央防災会議（2013）で想定されている最大規模であるMw7.3※1	中央防災会議（2013）に基づき90度に設定	中央防災会議（2013）に基づき62MPa※1に設定	海洋性マントルの最上部に配置	フィリピン海プレート内の地震を想定する領域のうち敷地から十分近い位置	アスペリティ下端に複数設定
断層傾斜角の不確かさ	中央防災会議（2013）で想定されている最大規模であるMw7.3※1	敷地へ向く傾斜角37度に設定	中央防災会議（2013）に基づき62MPa※1に設定	海洋性マントルの最上部に配置	フィリピン海プレート内の地震を想定する領域のうち敷地から十分近い位置	アスペリティ下端に複数設定
アスペリティ位置の不確かさ	中央防災会議（2013）で想定されている最大規模であるMw7.3※1	中央防災会議（2013）に基づき90度に設定	中央防災会議（2013）に基づき62MPa※1に設定	断層上端に設定	フィリピン海プレート内の地震を想定する領域のうち敷地から十分近い位置	アスペリティ下端に複数設定
応力降下量の不確かさ（笹谷ほか（2006）に基づく）	中央防災会議（2013）で想定されている最大規模であるMw7.3※1	中央防災会議（2013）に基づき90度に設定	77.59MPaに設定	海洋性マントルの最上部に配置	フィリピン海プレート内の地震を想定する領域のうち敷地から十分近い位置	アスペリティ下端に複数設定
地震規模の不確かさ	2004年紀伊半島南東沖地震を参考にMw7.4	中央防災会議（2013）に基づき90度に設定	中央防災会議（2013）に基づき62MPa※1に設定	海洋性マントルの最上部に配置	フィリピン海プレート内の地震を想定する領域のうち敷地から十分近い位置	アスペリティ下端に複数設定

※1 地震規模，アスペリティの応力降下量については，1855年安政江戸地震の最大震度を再現する強震断層モデル（それぞれMw7.2，52MPa）に2割程度の大きな地震を想定し，それぞれMw7.3，62MPa としている。
※2 震源位置を敷地に十分近く設定することにより，予め不確かさを考慮した。また，震源域付近のフィリピン海プレートの厚さを考慮し，断層上端をプレート上面に合わせて設定した。

基本震源モデルの設定の段階で予め不確かさを考慮するパラメータ

不確かさを考慮して設定するパラメータ

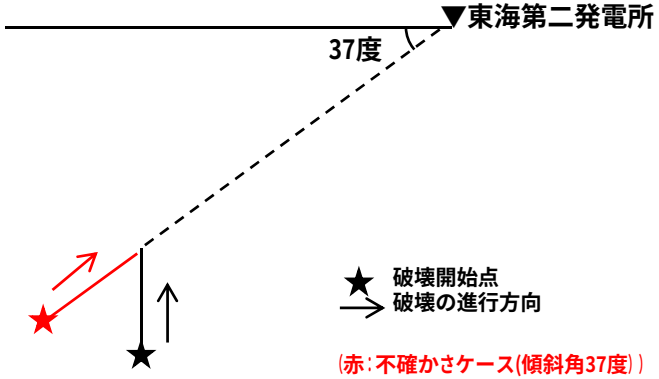
第360回審査会合
資料1再掲

断層傾斜角の不確かさを考慮したモデルの設定

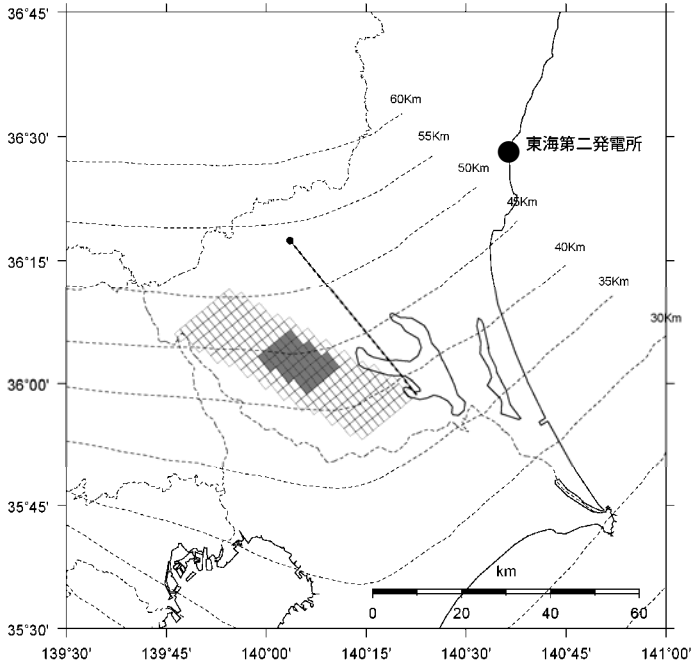
■断層傾斜角の設定について

基本震源モデルで設定している断層傾斜角90度に対し，地震波が重なる効果を考慮するため，断層面を敷地へ向く傾斜角37度に設定する。破壊開始点は断層の下端に設定されており，破壊の進行方向が敷地に向く配置となっている。

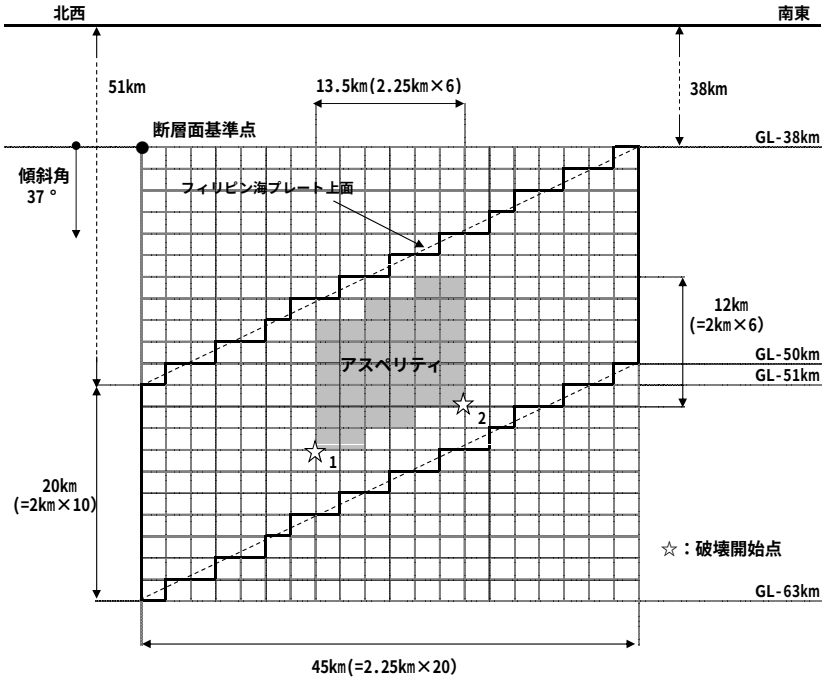
なお，断層傾斜角を変えることによりフィリピン海プレートの上面よりも浅くなるため，断層形状を一部変更している。



断層設定位置（模式図）



断層設定位置（断層傾斜角の不確かさ）



震源モデル（断層傾斜角の不確かさ）

第360回審査会合
資料1修正

断層傾斜角の不確かさを考慮したモデルの設定

■断層パラメータ

項目		設定値	設定方法
基準点 (断層北西端)	N (度)	36.291	中央防災会議(2013)のフィリピン海プレート内の地震を想定する領域の北端
	E (度)	140.06	
上端深さ	h(km)	38～51	フィリピン海プレートの上面位置
気象庁ﾏｸﾞﾆﾁｭｰﾄﾞ	Mj	7.3	Mj=Mw
ﾓｰﾒﾝﾄﾏｸﾞﾆﾁｭｰﾄﾞ	M_W	7.3	中央防災会議(2013)
地震モーメント	M_0(N･m)	1.12E+20	$\log M_0=1.5M_w+9.1$
走向	θ (度)	140.7	中央防災会議(2013)のフィリピン海プレート内の地震を想定する領域
傾斜角	δ (度)	37	敷地へ向く傾斜角
ずれの種類	―	右横ずれ	長谷川ほか(2013)
すべり角	λ (度)	180	長谷川ほか(2013)
平均応力降下量	Δσ (MPa)	10.3	中央防災会議(2013)
断層面積	S(km^2)	900	中央防災会議(2013)
長さ	L(km)	45	L=S/W
幅	W(km)	20	中央防災会議(2013)のフィリピン海プレートの厚さ
密度	ρ (g/cm^3)	2.875	$\mu=\rho V_s^2$
せん断波速度	V_s(km/s)	4.0	佐藤(2003)
剛性率	μ (N/m^2)	4.6E+10	中央防災会議(2013)
平均すべり量	D(m)	2.55	$D=M_0/(\mu S)$
破壊伝播速度	V_r(km/s)	2.9	中央防災会議(2013)

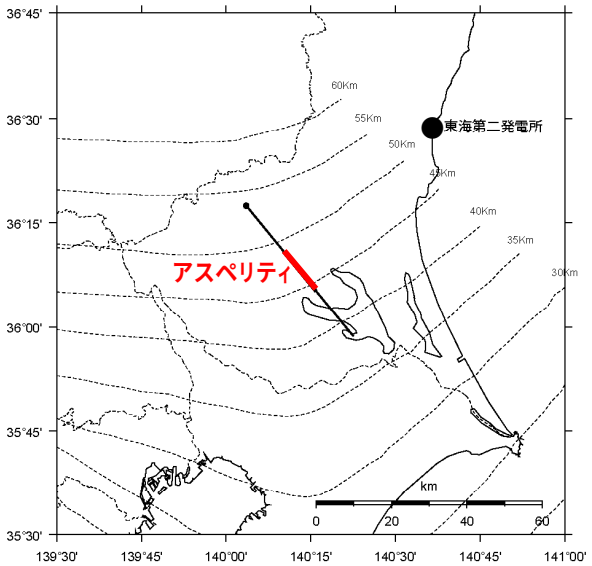
項目			設定値	設定方法
アスペリティ	面積	S_a(km^2)	150	中央防災会議(2013)
	すべり量	D_a(m)	5.1	$D_a=2D$
	地震モーメント	M_{0a}(N･m)	3.52E+19	$M_{0a}=\mu D_a S_a$
	応力降下量	$\Delta\sigma_a$(MPa)	62	中央防災会議(2013)
	短周期レベル (参考)	A(N･m/s^2)	8.61E+19	$A_a=4\pi r_a \Delta\sigma_a V_s^2$
背景領域	面積	S_b(km^2)	750	$S_b=S-S_a$
	すべり量	D_b(m)	2.23	$D_b=M_{0b}/(\mu S_b)$
	地震モーメント	M_{0b}(N･m)	7.7E+19	$M_{0b}=M_0-M_{0a}$
	実効応力	$\Delta\sigma_b$(MPa)	12.4	$\Delta\sigma_b=0.2\Delta\sigma_a$
Q値		Q	$110f^{0.69}$	佐藤 (1994)

第360回審査会合
資料1再掲

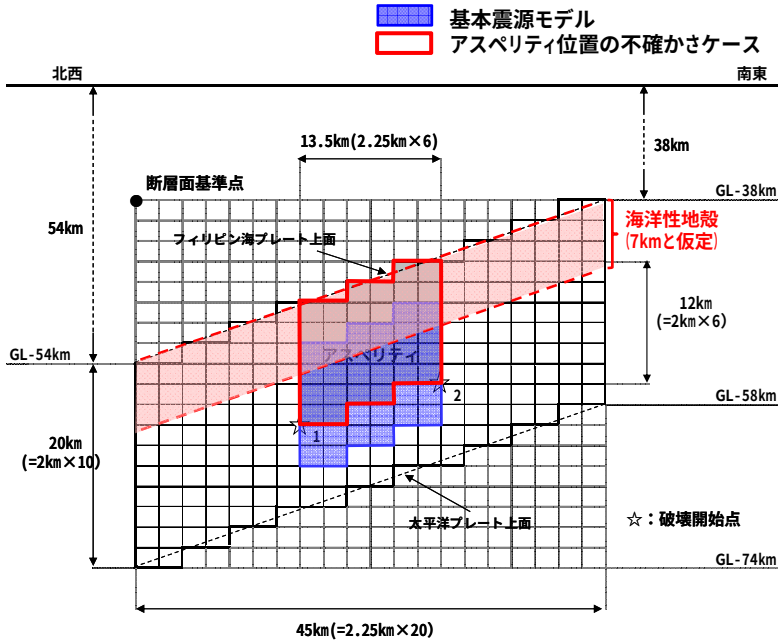
アスペリティ位置の不確かさを考慮したモデルの設定

■震源モデルの設定について

基本震源モデルのアスペリティ位置は断層の中央に設定しているが，アスペリティが海洋性地殻に想定される可能性は否定できないことから，アスペリティを断層上端に設定した場合を考慮する。



断層設定位置（アスペリティ位置の不確かさ）



震源モデル（アスペリティ位置の不確かさ）

等価震源距離の比較

評価ケース	等価震源距離（アスペリティ考慮）(km)
基本震源モデル	76.0
アスペリティ位置の不確かさ	74.7

- アスペリティが海洋性地殻に想定される可能性は低いと考えられるものの，敷地での地震動へ影響の観点から，断層上端に設定したケースを不確かさとして考慮する。
- 等価震源距離は，基本震源モデルと比較し1km程度近くなる。

アスペリティ位置の不確かさを考慮したモデルの設定

■断層パラメータ

項目		設定値	設定方法
基準点 (断層北西端)	N (度)	36.291	中央防災会議(2013)のフィリピン海プレート内の地震を想定する領域の北端
	E (度)	140.06	
上端深さ	h(km)	38～54	フィリピン海プレートの上面位置
気象庁ﾏｸﾞﾆﾁｭｰﾄﾞ	Mj	7.3	Mj=Mw
ﾓｰﾒﾝﾄﾏｸﾞﾆﾁｭｰﾄﾞ	M_W	7.3	中央防災会議(2013)
地震モーメント	M_0(N･m)	1.12E+20	$\log M_0=1.5M_w+9.1$
走向	θ (度)	140.7	中央防災会議(2013)のフィリピン海プレート内の地震を想定する領域
傾斜角	δ (度)	90	中央防災会議(2013)
ずれの種類	―	右横ずれ	長谷川ほか(2013)
すべり角	λ (度)	180	長谷川ほか(2013)
平均応力降下量	Δσ (MPa)	10.3	中央防災会議(2013)
断層面積	S(km^2)	900	中央防災会議(2013)
長さ	L(km)	45	L=S/W
幅	W(km)	20	中央防災会議(2013)のフィリピン海プレートの厚さ
密度	ρ (g/cm^3)	2.875	$\mu=\rho V_s^2$
せん断波速度	V_s(km/s)	4.0	佐藤(2003)
剛性率	μ (N/m^2)	4.6E+10	中央防災会議(2013)
平均すべり量	D(m)	2.55	$D=M_0/(\mu S)$
破壊伝播速度	V_r(km/s)	2.9	中央防災会議(2013)

項目			設定値	設定方法
アスペリティ	面積	S_a(km^2)	150	中央防災会議(2013)
	すべり量	D_a(m)	5.1	$D_a=2D$
	地震モーメント	M_{0a}(N･m)	3.52E+19	$M_{0a}=\mu D_a S_a$
	応力降下量	$\Delta\sigma_a$(MPa)	62	中央防災会議(2013)
	短周期レベル (参考)	A($N\cdot m/s^2$)	8.61E+19	$A_a=4\pi r_a \Delta\sigma_a V_s^2$
背景領域	面積	S_b(km^2)	750	$S_b=S-S_a$
	すべり量	D_b(m)	2.23	$D_b=M_{0b}/(\mu S_b)$
	地震モーメント	M_{0b}(N･m)	7.7E+19	$M_{0b}=M_0-M_{0a}$
	実効応力	$\Delta\sigma_b$(MPa)	12.4	$\Delta\sigma_b=0.2\Delta\sigma_a$
Q値		Q	$110f^{0.69}$	佐藤 (1994)

応力降下量の不確かさについて

■笹谷ほか (2006) について

中央防災会議 (2004) 以降，海洋プレート内地震の震源特性に関する知見として，笹谷ほか (2006) が報告されている。笹谷ほか (2006) では，1993年から2003年までの国内で発生した11個の沈み込んだ海洋プレート内地震の震源特性について検討されている。

同文献では以下のスケーリング則が提案されている。

・短周期レベルAと地震モーメントM_0の関係
・アスペリティ面積S_aと地震モーメントM_0の関係
・断層面積Sと地震モーメントM_0の関係

短周期レベルにおいては，内陸地殻内地震に基づく壇ほか (2001) による経験式に対し4倍となる。

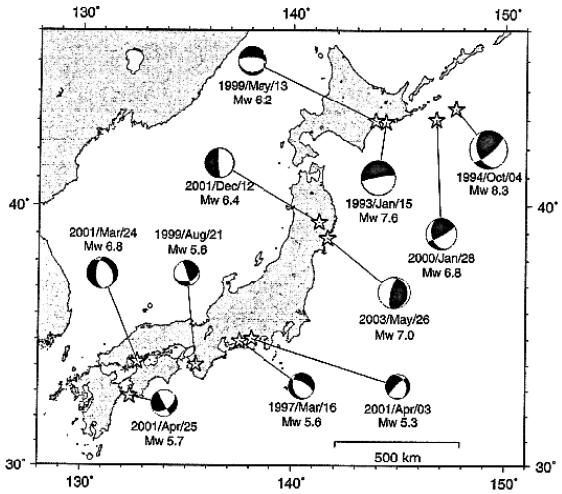


Fig. 2. Eleven intraslab earthquakes whose source models were estimated by the empirical Green's function method. Their focal mechanisms are also shown. The event list is given in Table 1.

Table 1. Fault parameters for eleven intraslab earthquakes.

Event Date	Depth H (km)	Moment Mo (Nm)	Asperity area and stress drop on it Sa (km²) / $\Delta\sigma$ (MPa)		Short-period level A (Nm/s/s)
1) 1993 Jan. 15 Kushiro-oki	101	3.3×10^{20} (T) 2.7×10^{20} (H)	52/109 72/381 35/163 (MS)	92/82 144/190 69/109 (MS)	4.2×10^{20} (MS) 2.0×10^{20} (I1)
2) 1994 Oct. 04 Hokkaido Toho-oki	56 (KK)	2.6×10^{21} (KK) 3.0×10^{21} (H)	400/82 256/82 144/382 144/300 256/137 (MS)		1.7×10^{21} (MS)
3) 1997 March 16 E. of Aichi Pre.	39	3.0×10^{17} (F) 3.3×10^{17} (H)	2.7/32 (A1)		1.2×10^{18} (I2)
4) 1999 May 13 S. of Kushiro	106	2.4×10^{18} (H)	3.2/73 4.9/73 (TS)		2.3×10^{18} (I1) 2.8×10^{18} (TS)
5) 1999 Aug. 21 N. of Wakayama	66	2.8×10^{17} (F) 3.1×10^{17} (H)	1.4/314 (A1)		2.9×10^{18} (I2)
6) 2000 Jan. 28 Hokkaido Toho-oki	59	2.0×10^{19} (H)	24.6/261 (A1)	56.3/62.4 (TS)	5.2×10^{19} (TS)
7) 2001 March 24 Geiyo	46	2.1×10^{19} (KH) 2.0×10^{19} (H)	33.1/47 24.8/41 (A1)	31.7/47.5 42.3/42.8 (M)	6.2×10^{19} (M) 6.0×10^{20} (I2)
8) 2001 Apr. 03 Central Shizuoka	30	8.2×10^{16} (F) 1.2×10^{17} (H)	4.0/23 (A1)	3.2/34 (M)	3.0×10^{18} (I2) 3.3×10^{18} (M)
9) 2001 Apr. 25 Hyuga-nada	39	4.0×10^{17} (F) 4.0×10^{17} (H)	7.5/19 (A1)		6.8×10^{18} (I2)
10) 2001 Dec. 02 S. of Iwate Pre.	122	5.3×10^{18} (F) 5.6×10^{18} (H)	5.8/87 8.6/116 5.8/116 (MF)		3.9×10^{19} (MF)
11) 2003 May 26 Miyagi-ken-oki	72	3.5×10^{19} (F) 3.9×10^{19} (H)	9.0/105 16.0/105 36.0/105 (A2)		1.1×10^{20} (S) 1.4×10^{20} (TS)

References : KK=Kikuchi & Kanamori (1995), T=Takeo et al. (1993), H=Harvard CMT, F=F-net, KH=Kakehi (2004), MS=Morikawa & Sasatani (2004), A1=Asano et al. (2003), TS=This Study, A2=Asano et al. (2004), I1=Ikeda et al. (2002), I2=Ikeda et al. (2004), M=Morikawa et al. (2002), MF=Morikawa and Fujiwara (2002), S=Satoh (2004).

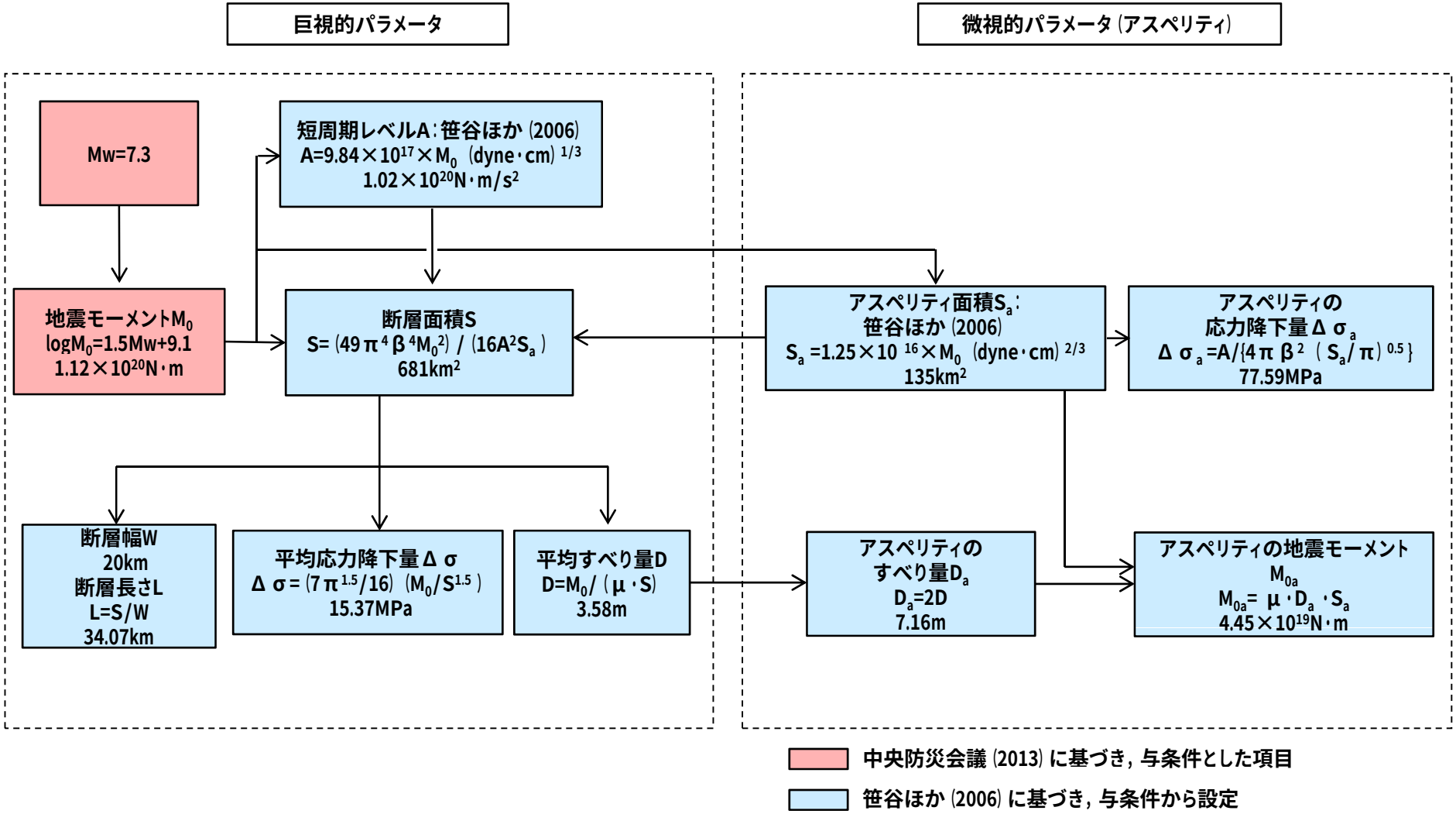
笹谷ほか (2006) より抜粋

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

第360回審査会合
資料1再掲

応力降下量の不確かさを考慮したモデルの設定

■応力降下量の不確かさを考慮した震源モデルのパラメータについて，与条件を中央防災会議（2013）に基づき設定し，残りのパラメータについては笹谷ほか（2006）に基づき設定する。断層パラメータの設定フローを下記に示す。



応力降下量の不確かさを考慮したモデルの設定

■笹谷ほか（2006）に基づき主要なパラメータを設定する。震源モデルの位置等については，中央防災会議（2013）の「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」で設定されている「プレート内地震の断層パラメータ（共通）」を参考に設定する。

【震源モデルの位置，形状等】

・地震規模

相模トラフ以北の領域において，近年プレート内で発生したと推定される地震の中で最も規模の大きい地震は1895年霞ヶ浦付近の地震のM7.2である。想定する地震の規模はこれを上回るよう中央防災会議（2013）の設定も踏まえMw7.3とする（Mw=Mj=7.3）。

・断層面の位置・形状

断層面積については，笹谷ほか（2006）のスケーリング則に基づき算出するため基本震源モデルよりも小さくなる。断層位置は，同報告書の「フィリピン海プレート内の地震を想定する領域」や長谷川ほか（2013）を参考に，敷地に近い位置となる霞ヶ浦付近において，断層上端深さを42km～54km，断層傾斜角を90度に設定する。

・アスペリティ位置

断層面の中央に設定し，海洋性マントルの最上部とする。

・ずれの種類

長谷川ほか（2013）や首都直下地震防災・減災特別プロジェクト等の知見を踏まえ，横ずれと設定する。

【主要なパラメータ】

・地震モーメント M_0

$\log M_0$=1.5Mw+9.1 より
1.12E+20N・m とする（Mw=7.3）。

・断層面積S

笹谷ほか（2006）に基づき，681m^2 とする。

・アスペリティ面積S_a

笹谷ほか（2006）に基づき，135km^2 とする。

・アスペリティの応力降下量$\Delta\sigma_a$

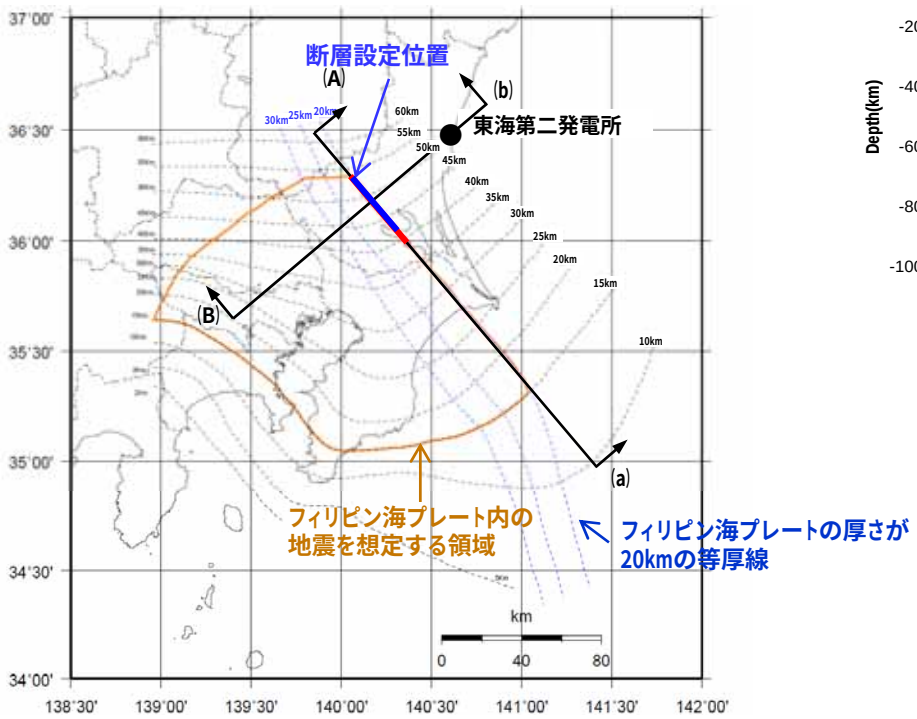
円形クラック式より，77.59MPa とする。

第360回審査会合
資料1再掲

応力降下量の不確かさを考慮したモデルの設定

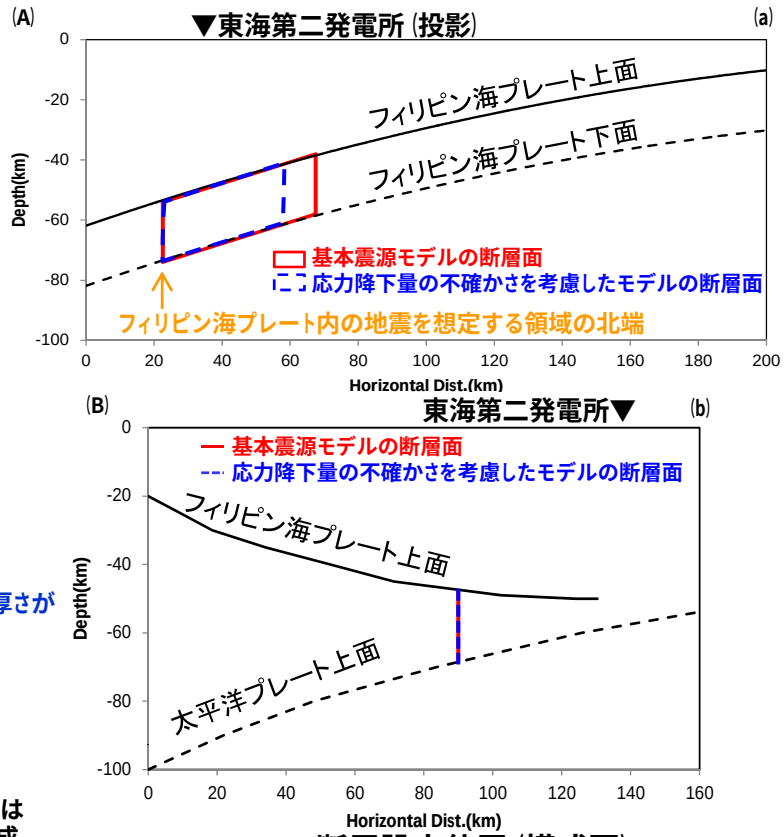
■断層面の位置･形状

･断層設定位置は，基本震源モデルと同様に断層中心と敷地の投影位置が概ね一致するように配置することを基本とし，中央防災会議(2013)による「フィリピン海プレート内の地震を想定する領域」に断層面を設定する。
･上記に従い，プレートの厚さが20kmの等厚線に沿って，傾斜角90度として設定する。



断層設定位置

※フィリピン海プレートの等深線は
中央防災会議(2013)を基に作成



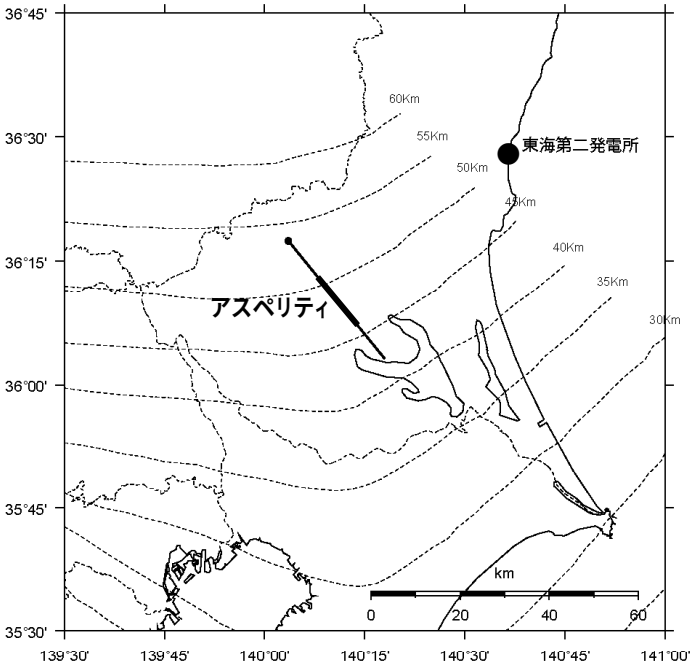
断層設定位置(模式図)

震源モデルの位置は，断層中心と敷地の投影位置が概ね一致するように配置することを基本とし，「フィリピン海プレート内の地震を想定する領域」において，フィリピン海プレート上面と対応させ設定する。

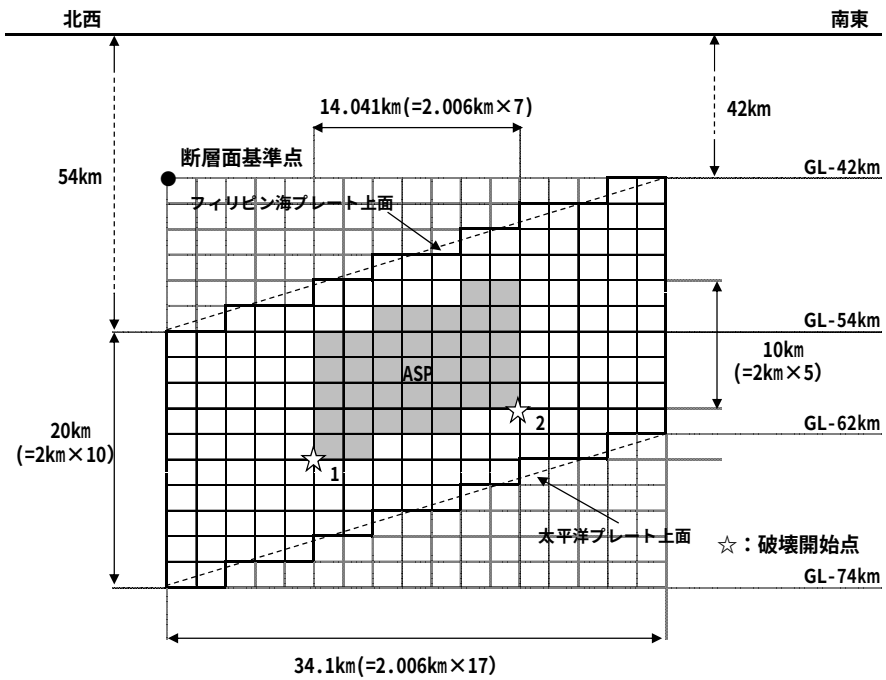
第360回審査会合
資料1再掲

応力降下量の不確かさを考慮したモデルの設定

■基本震源モデルと同様に茨城県南部において震源を設定する。設定にあたっては，フィリピン海プレートの厚さ等を考慮し断層面を配置する。基本震源モデルと同様に背景領域を考慮してモデル化する。



断層設定位置（応力降下量の不確かさを考慮）



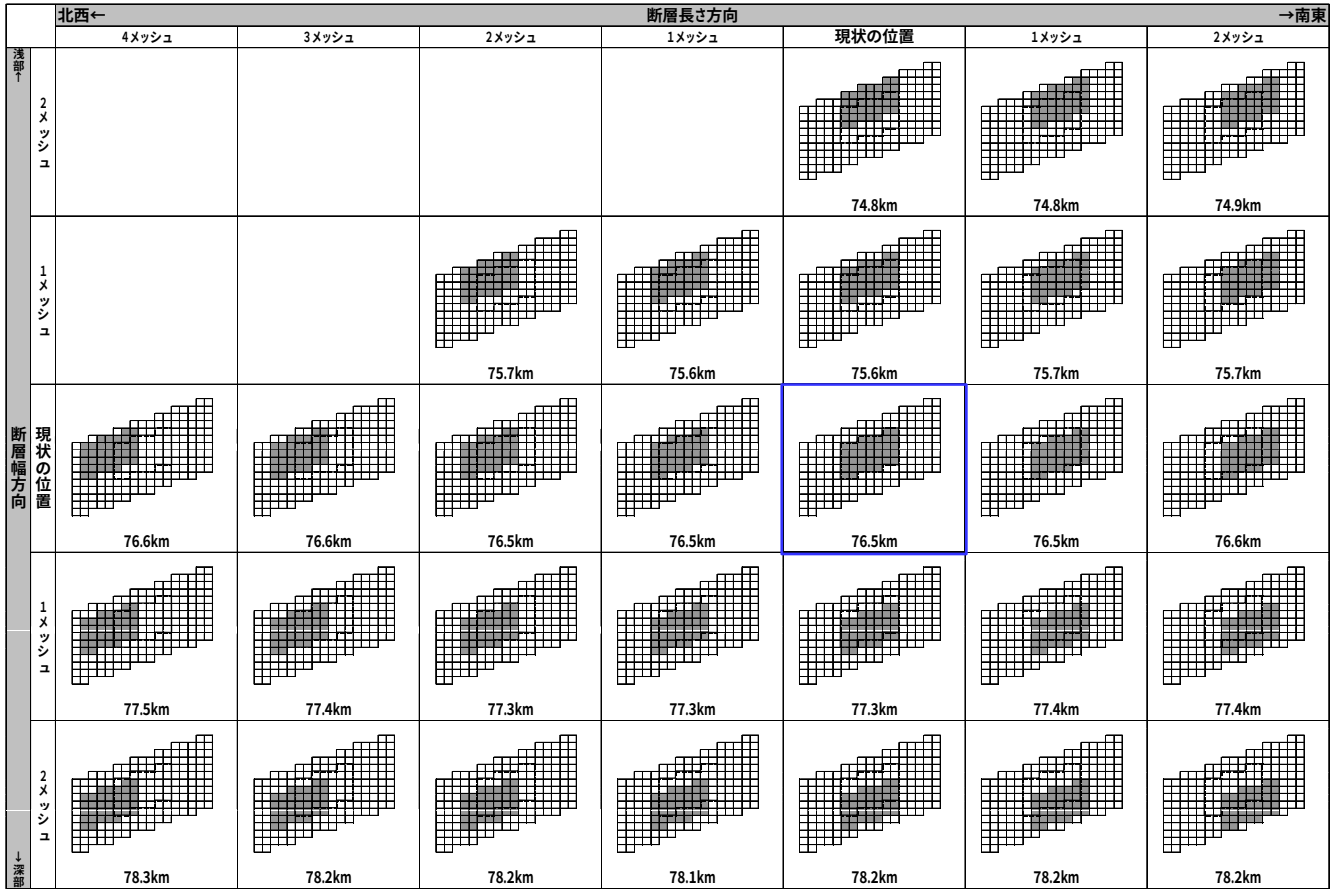
震源モデル（応力降下量の不確かさを考慮）

応力降下量の不確かさを考慮したモデル： 断層設定位置の妥当性に関する検討（1／2）

第360回審査会合
資料1再掲

■アスペリティ位置を変更させた場合の影響

応力降下量の不確かさケースについて，アスペリティ位置を断層長さ方向及び断層幅方向にずらした場合の等価震源距離を示す。



□：背景領域

■：アスペリティ

——：現状のアスペリティ設定位置

□ 応力降下量の不確かさケースの位置

応力降下量の不確かさケースにおけるアスペリティを移動させた際の各等価震源距離は，それぞれ大きな差異はなく，断層設定位置が適切となっていることを確認した。

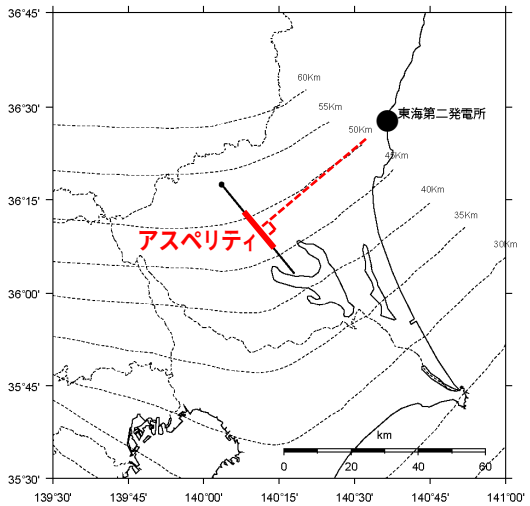
応力降下量の不確かさを考慮したモデル：　断層設定位置の妥当性に関する検討（2／2）

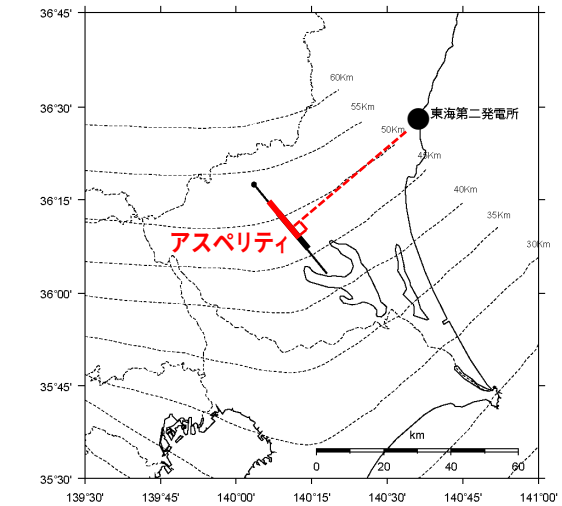
第360回審査会合
資料1再掲

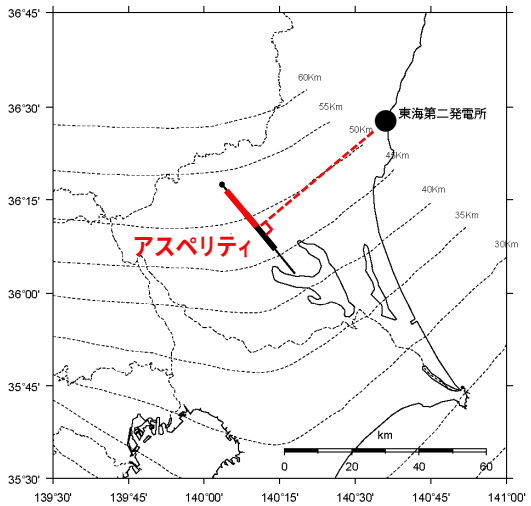
■アスペリティ位置を変更させた場合の影響

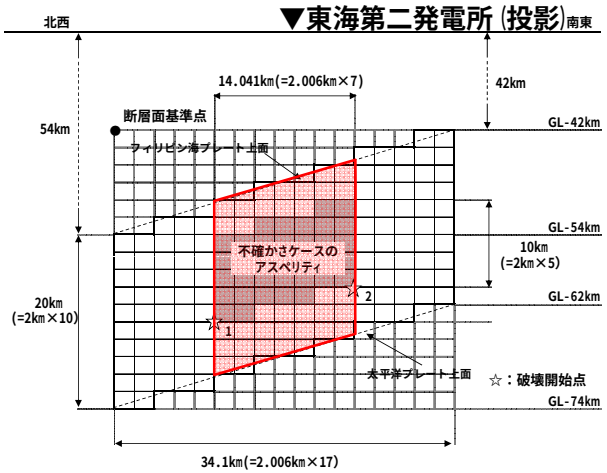
応力降下量の不確かさケースについて，アスペリティ位置を断層長さ方向及び断層幅方向にずらした場合の，敷地との位置関係を示す。

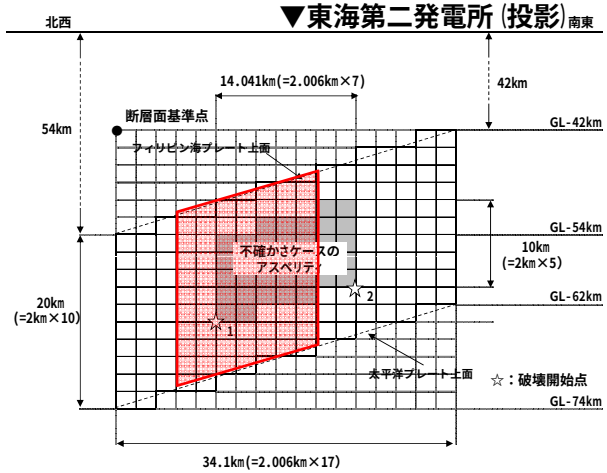
------- 敷地から断層線への垂線

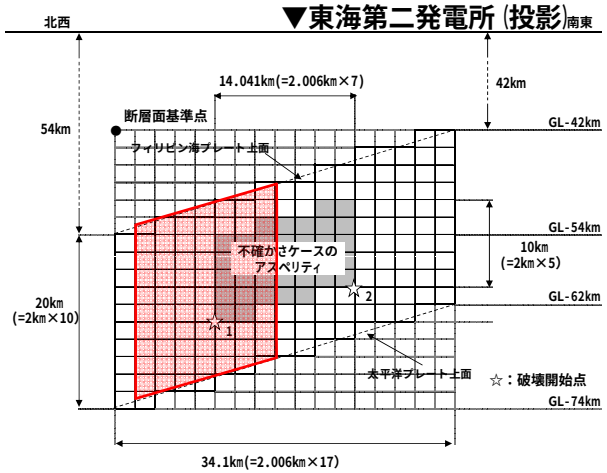












アスペリティを
ずらす範囲

応力降下量の不確かさを考慮したモデルの設定

■断層パラメータ

項目		設定値	設定方法
基準点 (断層北西端)	N (度)	36.291	中央防災会議(2013)のフィリピン海プレート内の地震を想定する領域の北端
	E (度)	140.06	
上端深さ	h(km)	42～54	フィリピン海プレートの上面位置
気象庁ﾏｸﾞﾆﾁｭｰﾄﾞ	Mj	7.3	Mj=Mw
ﾓｰﾒﾝﾄﾏｸﾞﾆﾁｭｰﾄﾞ	M_W	7.3	中央防災会議(2013)
地震モーメント	M_0(N･m)	1.12E+20	$\log M_0=1.5M_w+9.1$
走向	θ (度)	140.7	中央防災会議(2013)のフィリピン海プレート内の地震を想定する領域
傾斜角	δ (度)	90	中央防災会議(2013)
ずれの種類	―	右横ずれ	長谷川ほか(2013)
すべり角	λ (度)	180	長谷川ほか(2013)
平均応力降下量	Δσ (MPa)	15.37	$\Delta\sigma=(7\pi^{1.5}/16)(M_0/S^{1.5})$
断層面積	S(km^2)	681	$S=(49\pi^4\beta^4M_0^2)/(16A^2S_a)$
長さ	L(km)	34.07	L=S/W
幅	W(km)	20	中央防災会議(2013)のフィリピン海プレートの厚さ
密度	ρ (g/cm^3)	2.875	$\mu=\rho V_s^2$
せん断波速度	V_s(km/s)	4.0	佐藤(2003)
剛性率	μ (N/m^2)	4.6E+10	中央防災会議(2013)
平均すべり量	D(m)	3.58	$D=M_0/(\mu S)$
破壊伝播速度	V_r(km/s)	2.9	中央防災会議(2013)
短周期レベル	A(N･m/s^2)	1.02E+20	$A=9.84\times10^{17}\times M_0^{1/3}$[dyne-cm] (笹谷ほか(2006)の$M_0$-A関係)

項目			設定値	設定方法
アスペリティ	面積	S_a(km^2)	135	$S_a=1.25\times10^{-16}M_0^{2/3}$[dyne-cm] (笹谷ほか(2006)の$M_0$-$S_a$関係)
	すべり量	D_a(m)	7.16	$D_a=2D$
	地震モーメント	M_{0a}(N･m)	4.45E+19	$M_{0a}=\mu D_aS_a$
	応力降下量	$\Delta\sigma_a$(MPa)	77.59	$\Delta\sigma_a=A/(4\pi\beta^2)/(S_a/\pi)^{0.5}$
背景領域	面積	S_b(km^2)	546	$S_b=S-S_a$
	すべり量	D_b(m)	2.70	$D_b=M_{0b}/(\mu S_b)$
	地震モーメント	M_{0b}(N･m)	6.77E+19	$M_{0b}=M_0-M_{0a}$
	実効応力	$\Delta\sigma_b$(MPa)	15.52	$\Delta\sigma_b=0.2\Delta\sigma_a$
Q値		Q	$110f^{0.69}$	佐藤(1994)

第360回審査会合
資料1再掲

地震規模の不確かさの考慮について

■基本震源モデルにおいて考慮すべき地震規模については前述のとおり中央防災会議（2013）に基づきM7.3としている。さらに，不確かさとして考えられる地震規模について検討を行う。

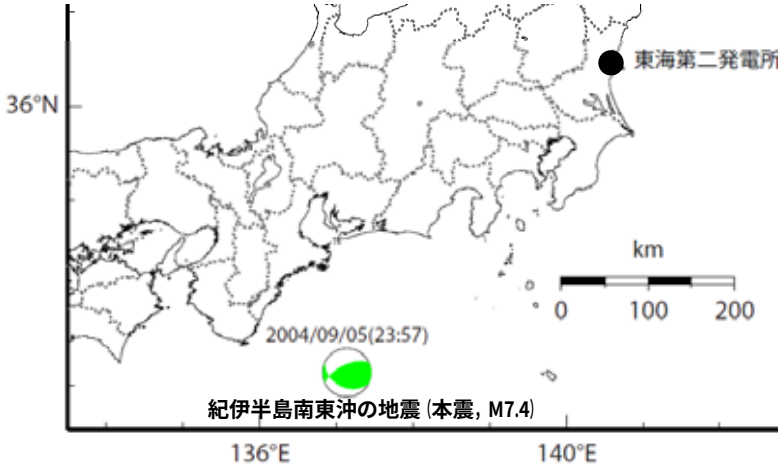
基本震源モデルで考慮する地震規模

領域	地震	規模	検討内容
相模トラフ以北	1855年安政江戸の地震	Mw7.2 （中央防災会議（2013））	当該地震による過去の震度の再現検討から求められた規模に対し，さらに余裕を考慮し設定されている中央防災会議（2013）によるM7.3を，基本震源モデルの地震規模としている。
	1895年霞ヶ浦付近の地震	M7.2 （日本被害地震総覧）	太平洋プレート内地震の可能性があるとも指摘されているが，敷地近くで発生した海洋プレート内地震であることから，基本震源モデルの規模はこの地震の規模を上回る設定としている。
	1921年茨城県龍ヶ崎付近の地震	M7.0 （日本被害地震総覧）	フィリピン海プレート内地震であることがほぼ確実であり，敷地近くで発生した地震であることから，基本震源モデルの規模はこの地震の規模を上回る設定としている。

茨城県南部で過去に発生した海洋プレート内地震は，上記のように数地震確認できるものの，発生頻度の少ない海洋プレート内地震の規模の推定は困難であるため，地震規模について基本ケースでのM7.3を超える設定を不確かさとして考慮することとする。

不確かさとして考慮する地震規模

領域	地震	規模	検討内容
南海トラフ以北	2004年紀伊半島南東沖の地震	M7.4	フィリピン海プレートの内部で近年発生した地震であり，基本震源モデルと比較し，より規模の大きい地震であることを踏まえ，その地震規模を不確かさとして考慮する。

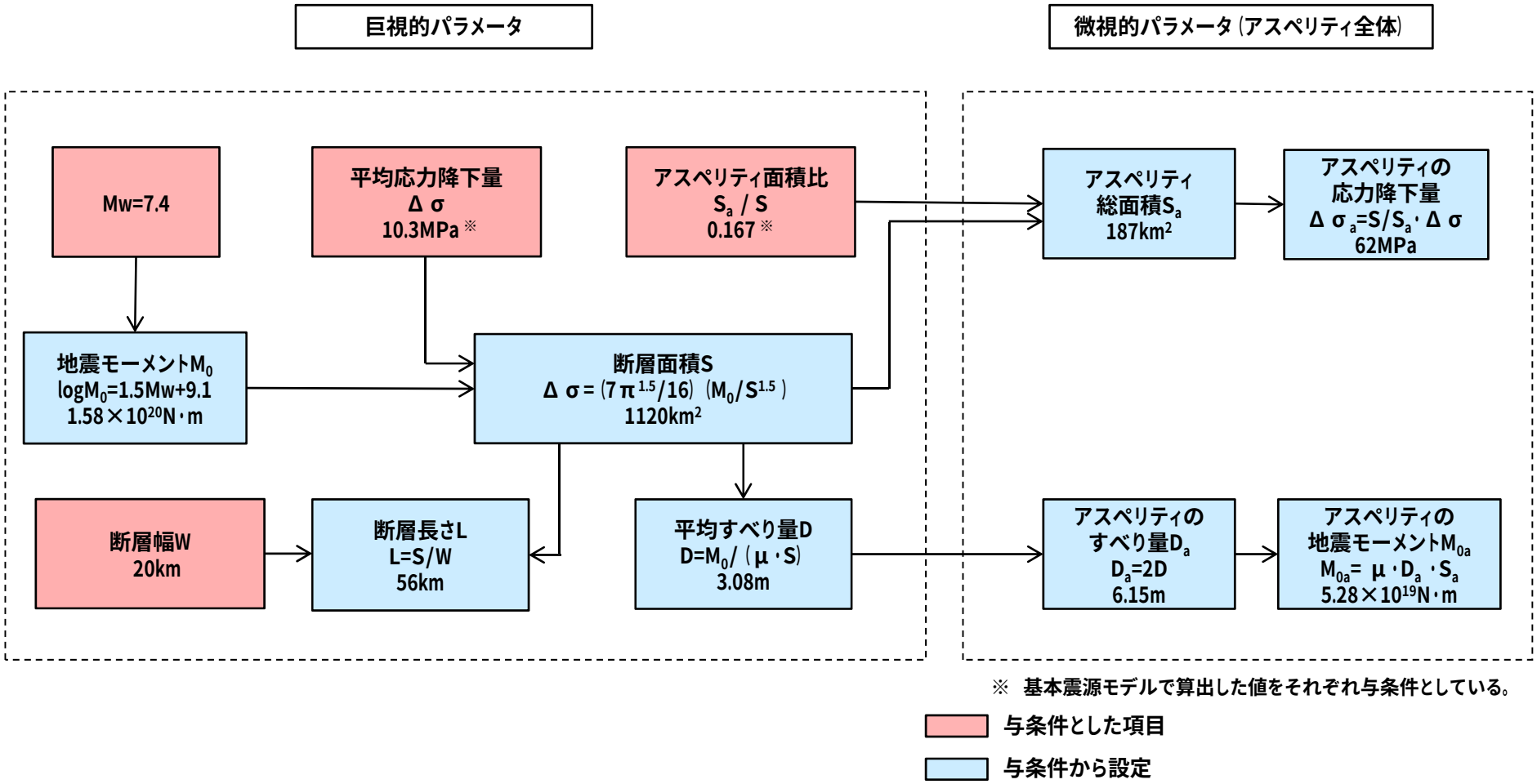


2004年紀伊半島南東沖の地震の震央及び震源メカニズム

第360回審査会合
資料1再掲

地震規模の不確かさを考慮したモデルの設定

■地震規模の不確かさを考慮した震源モデルのパラメータについて，地震規模をMw7.4としたうえで，残りのパラメータのうち平均応力降下量及びアスペリティ面積比を基本震源モデルで算出した値を用い設定する。断層パラメータの設定フローを下記に示す。



※ 基本震源モデルで算出した値をそれぞれ与条件としている。

与条件とした項目

与条件から設定

第360回審査会合
資料1再掲

地震規模の不確かさを考慮したモデルの設定

■地震規模の不確かさを考慮したモデルについて，中央防災会議（2013）の「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」で設定されている「プレート内地震の断層パラメータ（共通）」を参考に設定する。

【震源モデルの位置，形状等】

・地震規模

フィリピン海プレート内で発生したと推定される地震の中で最も規模の大きい地震である紀伊半島南東沖の地震をもとにMw7.4とする（Mw=Mj=7.4）。

・断層面の位置・形状

断層位置や傾斜角は，同報告書の「フィリピン海プレート内の地震を想定する領域」や長谷川ほか（2013）を参考に，敷地に近い位置となる霞ヶ浦付近において，断層上端深さを34km～54km，断層傾斜角を90度に設定する。

・アスペリティ位置

フィリピン海プレートの厚さが約20kmの位置で断層面を設定するため，アスペリティを複数配置する。深さ方向についてはプレートの中央付近に設定し，海洋性マントルの最上部とする。

・ずれの種類

長谷川ほか（2013）や首都直下地震防災・減災特別プロジェクト等の知見を踏まえ，横ずれと設定する。

【主要なパラメータ】

・地震モーメント M_0

$\log M_0=1.5Mw+9.1$ より
1.58E+20N・m とする（Mw=7.4）。

・断層面積S

$\Delta\sigma=(7\pi^{1.5}/16)(M_0/S^{1.5})$ より
1120km^2 とする。
（基本震源モデルの $\Delta\sigma=10.3$MPa を与条件とする。）

・アスペリティ面積S_a

基本震源モデルの $S_a/S=0.167$ より
167km^2 とする。

・アスペリティの応力降下量$\Delta\sigma_a$

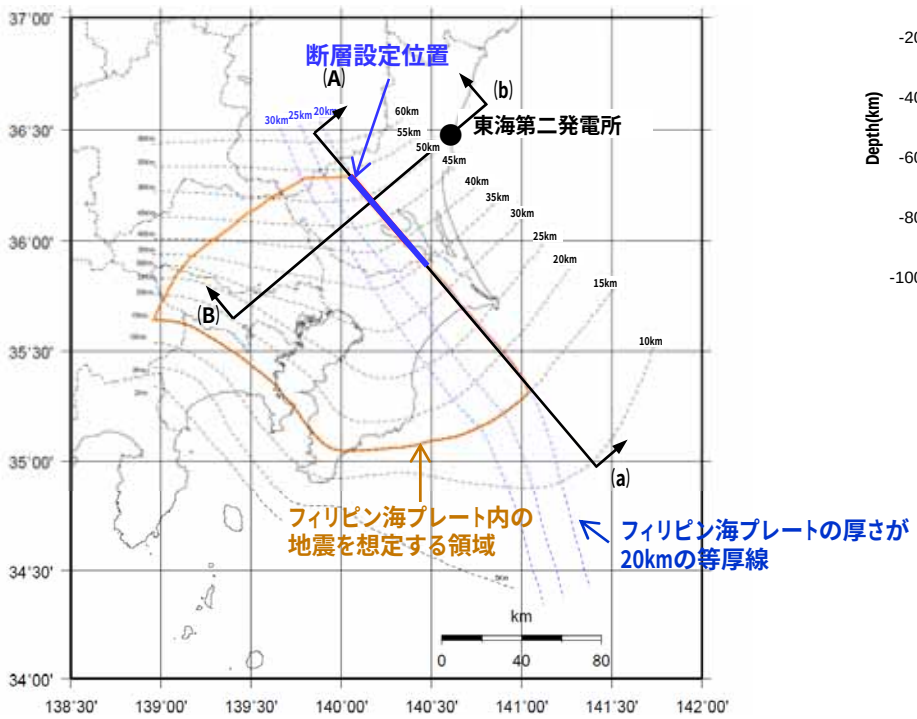
$\Delta\sigma_a=S/S_a\cdot\Delta\sigma$ より
62MPa とする。

第360回審査会合
資料1再掲

地震規模の不確かさを考慮したモデルの設定

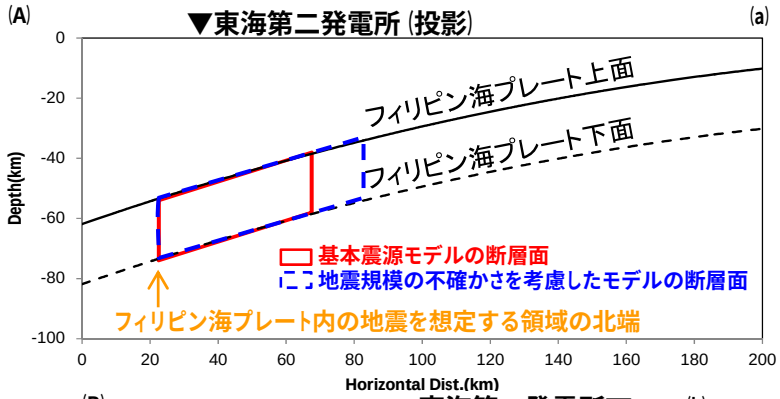
■断層面の位置･形状

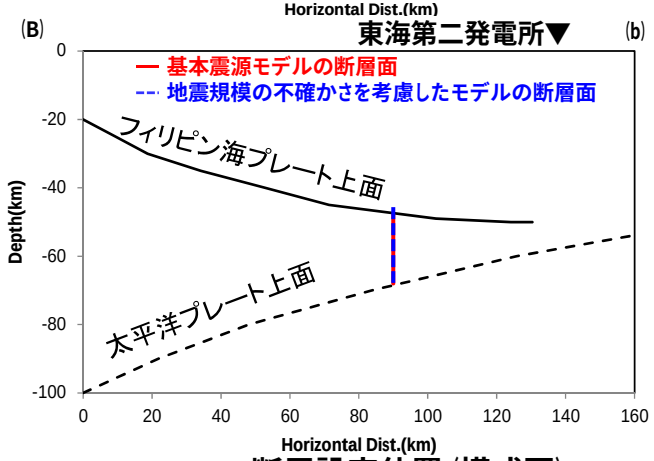
･断層設定位置は，基本震源モデルと同様に断層中心と敷地の投影位置が概ね一致するように配置することを基本とし，中央防災会議（2013）による「フィリピン海プレート内の地震を想定する領域」に断層面を設定する。
･上記に従い，プレートの厚さが20kmの等厚線に沿って設定することとし，巨視的面の形状を踏まえアスペリティを2個配置し，傾斜角90度として設定する。



断層設定位置

※フィリピン海プレートの等深線は
中央防災会議（2013）を基に作成





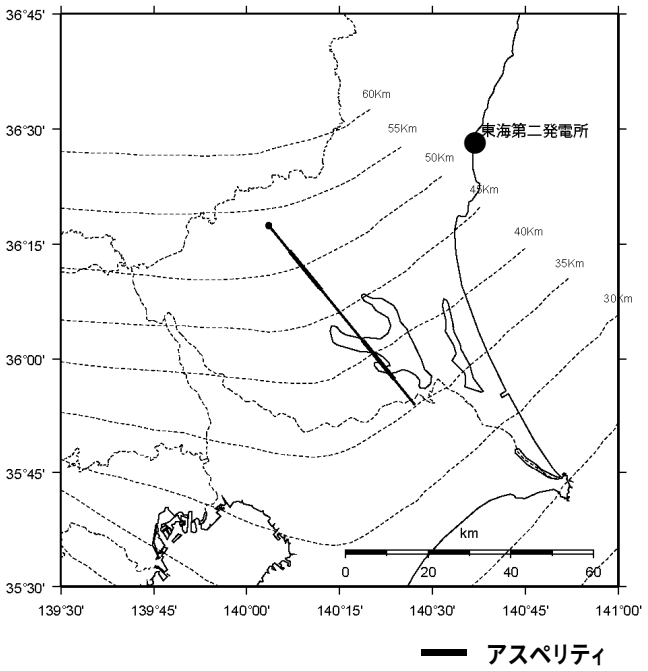
断層設定位置（模式図）

震源モデルの位置は，断層中心と敷地の投影位置が概ね一致するように配置することを基本とし，「フィリピン海プレート内の地震を想定する領域」内において，フィリピン海プレート上面と対応させ幅20kmの断層面を設定する。

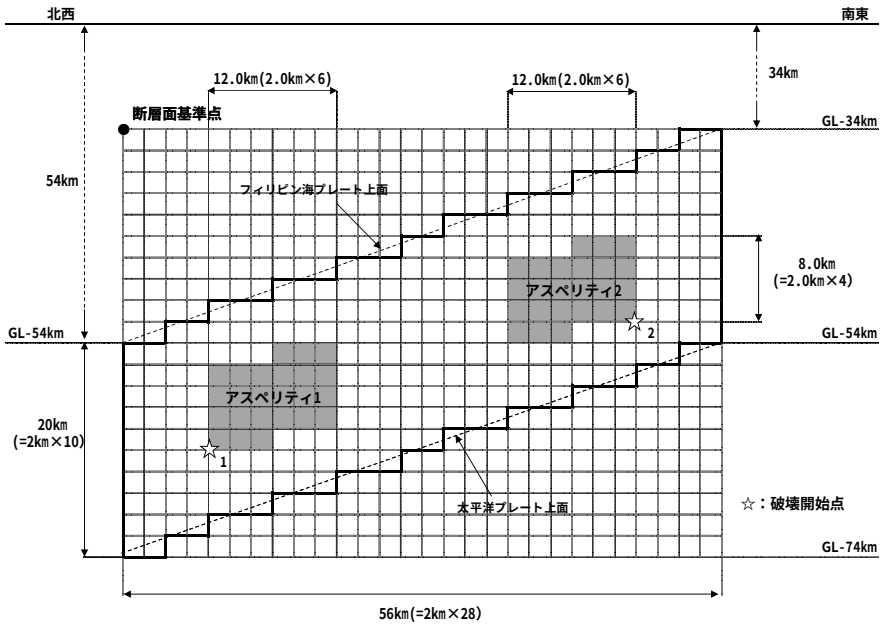
地震規模の不確かさを考慮したモデルの設定

第360回審査会合
資料1再掲

■基本震源モデルと同様に茨城県南部において震源を設定する。設定にあたっては，フィリピン海プレートの厚さ等を考慮し断層面を配置する。基本震源モデルと同様に背景領域を考慮してモデル化する。



断層設定位置（地震規模の不確かさを考慮）



震源モデル（地震規模の不確かさを考慮）

地震規模の不確かさを考慮したモデルの設定

■断層パラメータ

項目		設定値	設定方法
基準点(断層北西端)	N (度)	36.291	中央防災会議(2013)のフィリピン海プレート内の地震を想定する領域の北端
	E (度)	140.06	
上端深さ	h(km)	34～54	フィリピン海プレートの上面位置
気象庁ﾏｸﾞﾆﾁｭｰﾄﾞ	Mj	7.4	Mj=Mw
ﾓｰﾒﾝﾄﾏｸﾞﾆﾁｭｰﾄﾞ	M_W	7.4	与条件
地震モーメント	M_0(N･m)	1.58E+20	$\log M_0=1.5M_w+9.1$
走向	θ (度)	140.7	中央防災会議(2013)のフィリピン海プレート内の地震を想定する領域
傾斜角	δ (度)	90	中央防災会議(2013)
ずれの種類	―	右横ずれ	長谷川ほか(2013)
すべり角	λ (度)	180	長谷川ほか(2013)
平均応力降下量	Δσ (MPa)	10.3	中央防災会議(2013)
断層面積	S(km^2)	1120	与条件より算定
長さ	L(km)	56	L=S/W
幅	W(km)	20	中央防災会議(2013)のフィリピン海プレートの厚さ
密度	ρ (g/cm^3)	2.875	$\mu=\rho V_s^2$
せん断波速度	V_s(km/s)	4.0	佐藤(2003)
剛性率	μ (N/m^2)	4.6E+10	中央防災会議(2013)
平均すべり量	D(m)	2.55	$D=M_0/(\mu S)$
破壊伝播速度	V_r(km/s)	2.9	中央防災会議(2013)

項目			設定値	設定方法
アスペリティ全体	面積	S_a(km^2)	187	$S_a=0.167S$
	すべり量	D_a(m)	6.15	$D_a=2D$
	地震モーメント	M_{0a}(N･m)	5.28E+19	$M_{0a}=\mu D_a S_a$
	応力降下量	$\Delta\sigma_a$(MPa)	62	中央防災会議(2013)
	短周期レベル (参考)	A_a (N･m/s^2)	9.61E+19	$A_a=4\pi r_a \Delta\sigma_a V_s^2$
各アスペリティ	面積	S_{a1}(km^2)	93	$S_{a1}=S_a/2$
	すべり量	D_{a1}(m)	6.15	$D_{a1}=D_a$
	地震モーメント	M_{0a1}(N･m)	2.64E+19	$M_{0a1}=\mu D_{a1} S_{a1}$
	応力降下量	$\Delta\sigma_{a1}$(MPa)	62	中央防災会議(2013)
	短周期レベル (参考)	A_{a1} (N･m/s^2)	6.79E+19	$A_{a1}=4\pi r_{a1} \Delta\sigma_{a1} V_s^2$
背景領域	面積	S_b(km^2)	933	$S_b=S-S_a$
	すべり量	D_b(m)	2.46	$D_b=M_{0b}/(\mu S_b)$
	地震モーメント	M_{0b}(N･m)	1.06E+20	$M_{0b}=M_0-M_{0a}$
	実効応力	$\Delta\sigma_b$(MPa)	12.4	$\Delta\sigma_b=0.2\Delta\sigma_a$
Q値		Q	$110f^{0.69}$	佐藤 (1994)

4.3 地震動評価

4.3.1 地震動評価手法

4.3.2 応答スペクトル手法による評価結果

4.3.3 断層モデル手法による評価結果

4.3.1 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

Noda et al.(2002)の手法による評価を実施する。評価にあたり，陸域寄りの場所で発生したプレート内地震の補正係数を考慮する。

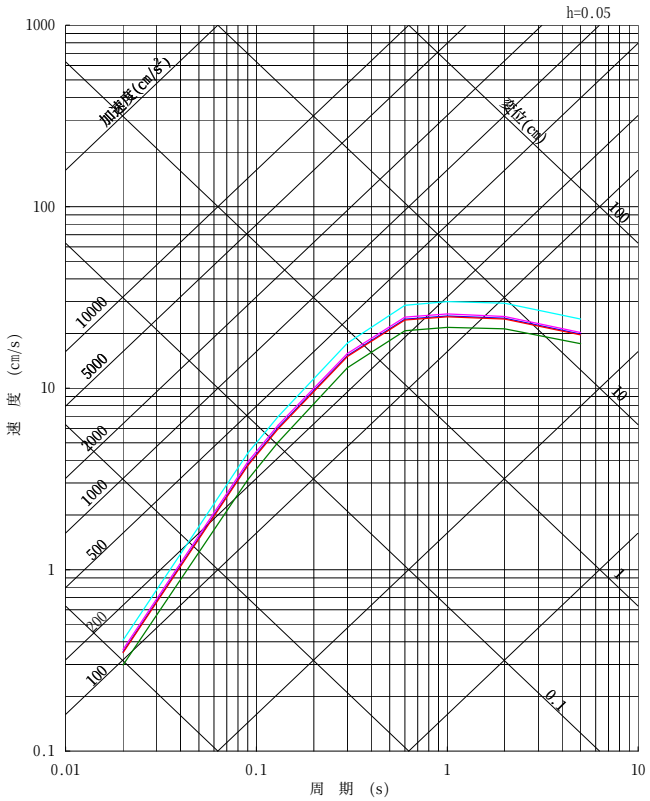
■断層モデルを用いた手法による地震動評価

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。

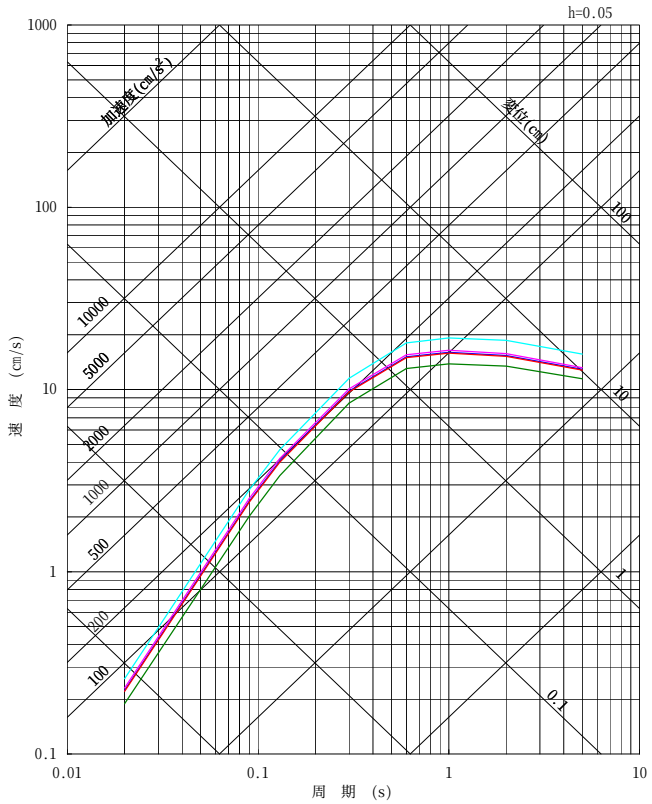
4.3.2 応答スペクトル手法による評価結果： 全ケース

第360回審査会合
資料1修正

- 基本震源モデル (M7.3, Xeq=76.0km)
- 断層傾斜角の不確かさを考慮したケース (M7.3, Xeq=83.7km)
- アスペリティ位置の不確かさを考慮したケース (M7.3, Xeq=74.7km)
- 応力降下量の不確かさを考慮したケース (M7.3, Xeq=76.5km)
- 地震規模の不確かさを考慮したケース (M7.4, Xeq=76.3km)



水平成分



鉛直成分

茨城県南部の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。

第360回審査会合
資料1再掲

4.3.3 断層モデル手法による評価結果： 要素地震の選定（1／6）

■要素地震の選定のフロー

1996年9月以降に東海第二発電所で観測された記録を対象とする。

発生位置

想定断層面付近で発生しており，震源から到来する伝播経路特性が反映されている地震 → 茨城県南部の深さ約40km～80kmで発生した地震の中から選定する。

⇩

規模

要素地震として適切な規模の地震 → クラック破壊を想定したω^{-2}モデルが適用できるM5程度を目安とする。

⇩

震源メカニズム

震源メカニズムが明らかである地震のうち，放射特性が同様であり，想定地震と同様の震源メカニズムを有する地震 → 想定地震と同様の震源メカニズムを有する地震を選定することが望ましいが，その地震がない場合は放射特性係数を補正して用いる。

⇩

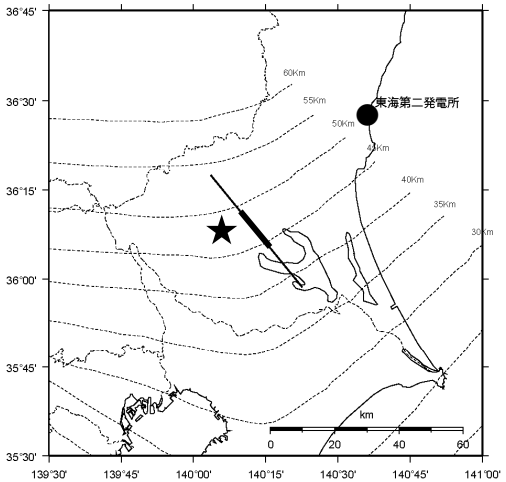
2014年11月12日の地震（M4.8）を用いることとする。

第360回審査会合
資料1再掲

要素地震の選定（2／6）

■要素地震の選定結果

基本震源モデル及び不確かさを考慮した各モデルの断層面と地震波の到来方向がほぼ等しく，伝播特性とサイト特性が共通であると考えられる2014年11月12日の地震（M4.8）を要素地震として選定する。なお，この要素地震は，想定する断層面と震源メカニズムが異なるため，合成に際しては放射特性係数の補正の必要性について検討したうえで使用する。



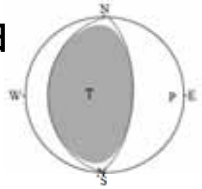
★ 要素地震の震央位置
— アスペリティ

基本震源モデルの断層面と
要素地震の震央位置との関係

発生日 2014年11月12日

地震規模※1 M4.8
震源深さ※1 65.8km

地震モーメント※2 2.59E+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。

震源メカニズムの比較

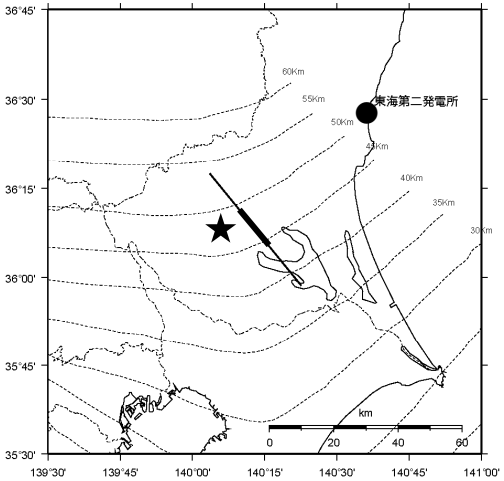
地震	メカニズム解			放射特性係数	
	走向（度）	傾斜（度）	すべり（度）	F_{SV}	F_{SH}
要素地震（2014.11.12，M4.8）	4	64	88	0.54	0.20
茨城県南部の地震（Mw7.3）	140.7	90	0	メッシュごとの方位角，射出角を用いて算定 (参考) -0.10※3	(参考)-0.66※3

※3 アスペリティの中心位置（方位角約45度，射出角約137度）で算定した場合

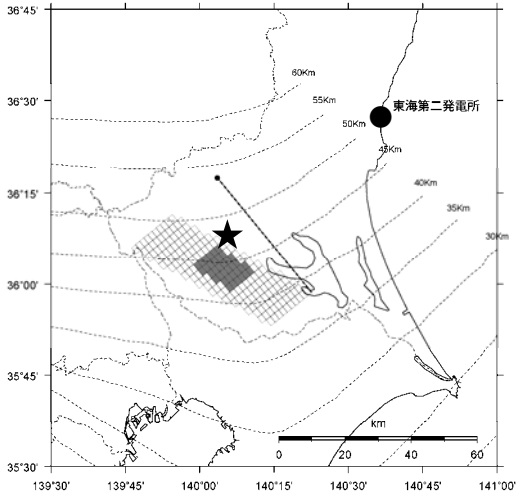
第360回審査会合
資料1再掲

要素地震の選定（3／6）

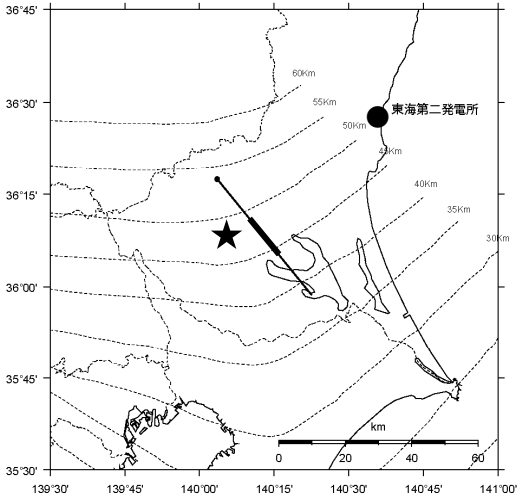
■要素地震（2014年11月12日，M4.8）の震央位置は不確かさを考慮した各モデルの断層面と対応している。



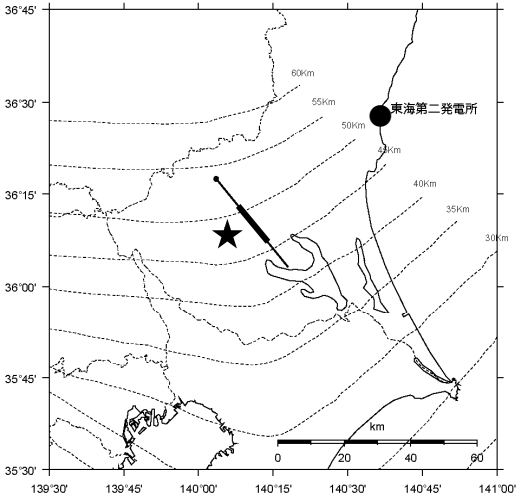
（基本震源モデル）



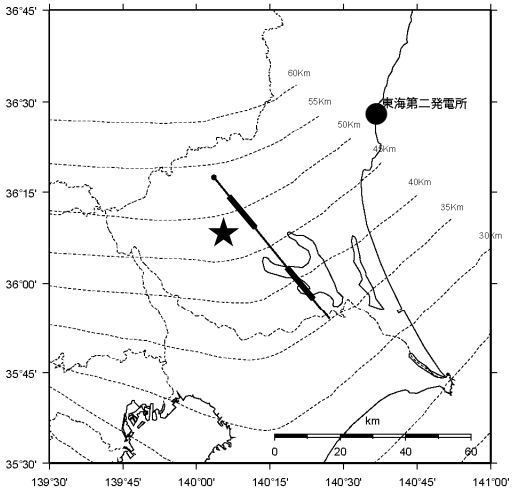
（断層傾斜角の不確かさ）



（アスペリティ位置の不確かさ）



（応力降下量の不確かさ）



（地震規模の不確かさ）

★ 要素地震の震央位置
━ アスペリティ

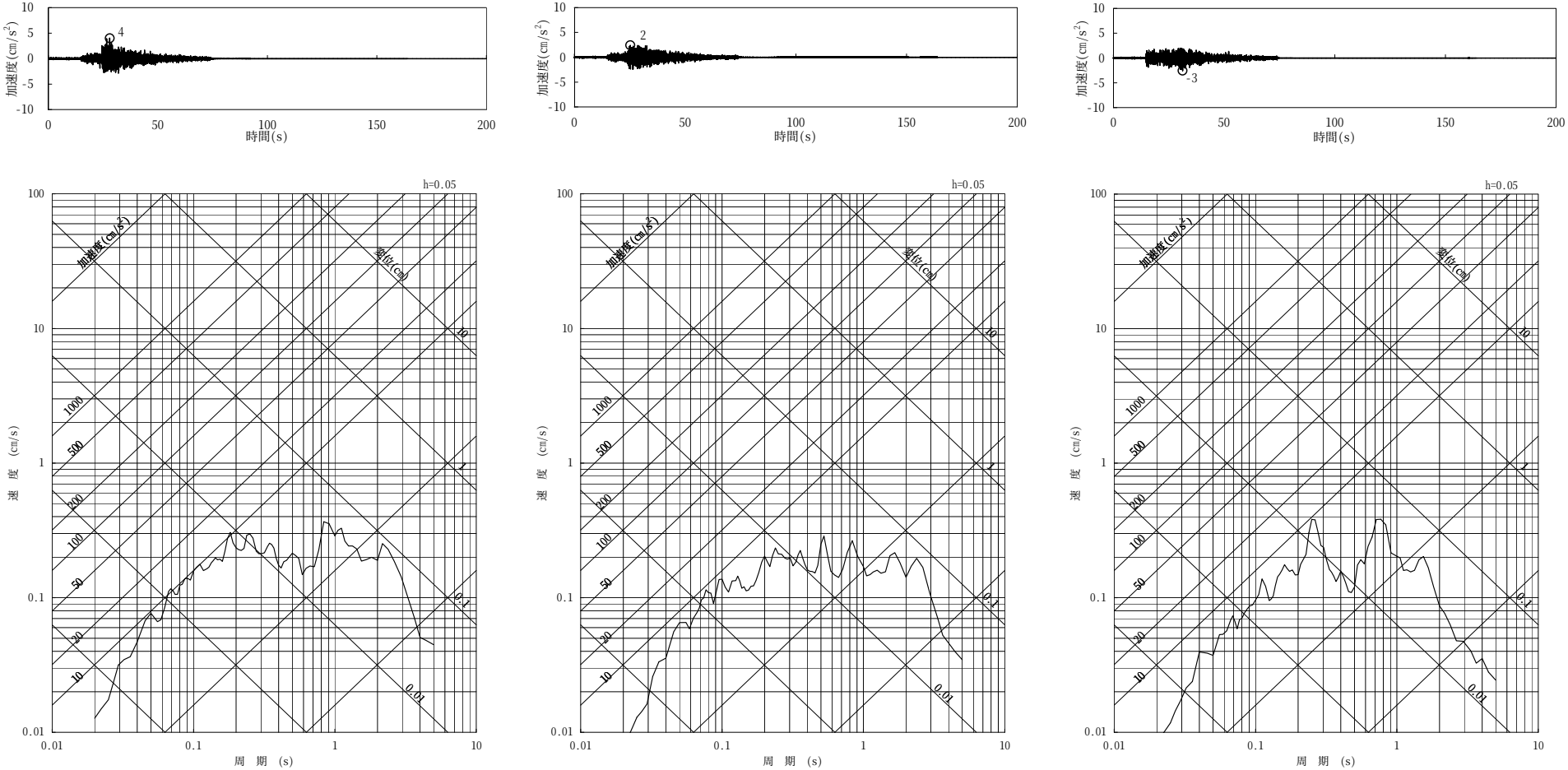
各断層面と要素地震の震央位置との関係

第360回審査会合
資料1再掲

要素地震の選定（4／6）

■要素地震の解放基盤波

E.L.-372mの地震観測記録の解放基盤波を示す。



NS成分　　EW成分　　UD成分

要素地震の解放基盤波（2014年11月12日の地震（M4.8））

第360回審査会合
資料1再掲

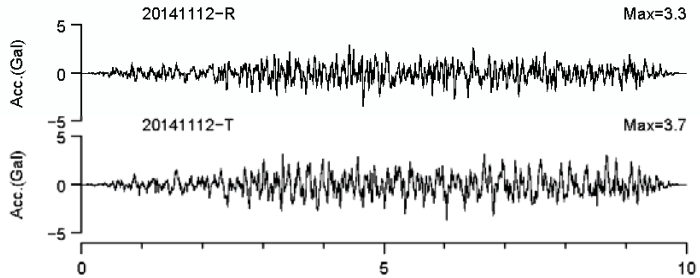
要素地震の選定（5／6）

■要素地震の放射特性係数の補正の必要性について

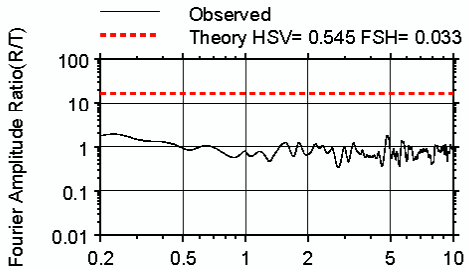
要素地震（2014年11月12日（M4.8））について，放射特性が明瞭に表れているかどうか確認を行う。

要素地震について，解放基盤のはぎ取り波をNS-EW方向からR(Radial: 震源方向) -T(Transverse: 震源直交方向)方向に変換し，全継続時間のフーリエスペクトル比を求め，Aki and Richards(1983)による理論値との比較を行った（左図）。

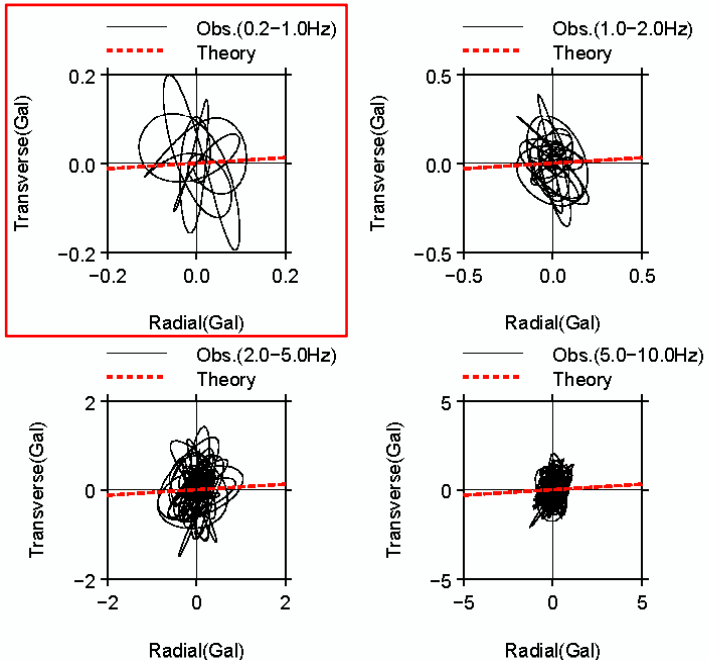
さらに，R-T変換後の加速度波形に対して，各周波数帯域でバンドパスフィルターをかけ，S波初動部から10秒間についてのオービット曲線と理論値とを比較した（右図）。（周波数帯：0.2～1.0Hz，1.0～2.0Hz，2.0～5.0Hz，5.0～10.0Hz）



加速度時刻歴波形（R方向，T方向）



フーリエスペクトル比（R方向/T方向）



各周波数帯のオービット

放射特性係数の検討（2014年11月12日の地震（M4.8））

フーリエスペクトル比やオービット曲線とも観測値と理論値の差が大きく，また等方化の傾向がみられるため，波形合成の際に放射特性係数の補正は行わないこととする。

要素地震の選定（6／6）

■要素地震の応力降下量の評価

要素地震の応力降下量は，Boore(1983)等による理論震源スペクトルを敷地及び敷地周辺のKiK-netの観測記録を用いて求めた震源スペクトルにフィッティングさせることにより評価する。

Boore（1983）等を参考に，敷地の基盤における変位フーリエスペクトルを下式でモデル化する。

$$U(f)=\frac{R_{\theta\phi}\cdot FS}{4\pi\rho\beta^3}\cdot\frac{M_0}{1+(f/f_c)^2}\cdot\frac{1}{R}\cdot\exp\left(-\pi fR\Big/Q(f)\beta\right)\cdot\sqrt{\frac{\rho\beta}{\rho_s\beta_s}}$$

ここで

- $U(f)$ ：観測記録の変位フーリエスペクトル
- M_0 ：地震モーメント
- f_c ：コーナー周波数
- $R_{\theta\phi}$ ：放射係数（等方の場合の二乗和平均値0.63と仮定）
- FS ：地表面における増幅率（地中では1とする）
- ρ_s ：震源の地盤密度（海洋性地殻の値として3.0g/cm³）
- β_s ：震源の地盤せん断波速度（海洋性地殻の値として4.0km/s）
- ρ，β ：サイト基盤（観測点）における地盤密度とせん断波速度
- R ：震源距離
- $Q(f)$ ：Q値で，Q=110f$^{0.69}$（佐藤(1994)）より与える。

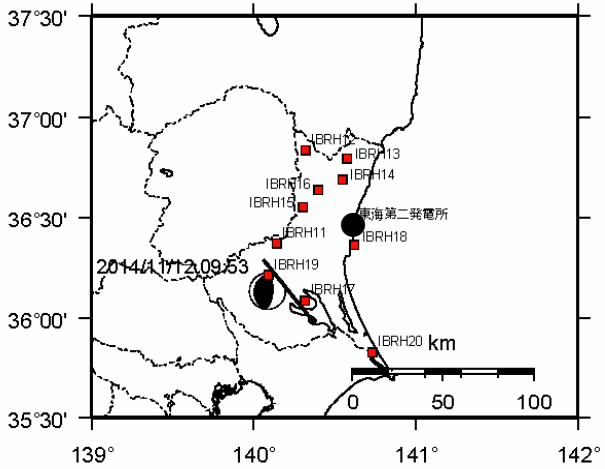
地震モーメントについては，F-netを用いると，変位震源スペクトルS（f）は以下のように求められる。

$$S(f)=\frac{M_0}{1+(f/fc)^2}\quad=U(f)/\left\{\frac{R_{\theta\phi}\cdot FS}{4\pi\rho\beta^3}\cdot\frac{1}{R}\cdot\exp\left(-\pi fR\Big/Q(f)\beta\right)\cdot\sqrt{\frac{\rho\beta}{\rho_s\beta_s}}\right\}$$

ここで，短周期レベル（A）を観測記録から評価した加速度震源スペクトルのf=2～5Hzの平均値により求め，下式に示すBrune（1970）より応力降下量Δσを求める。

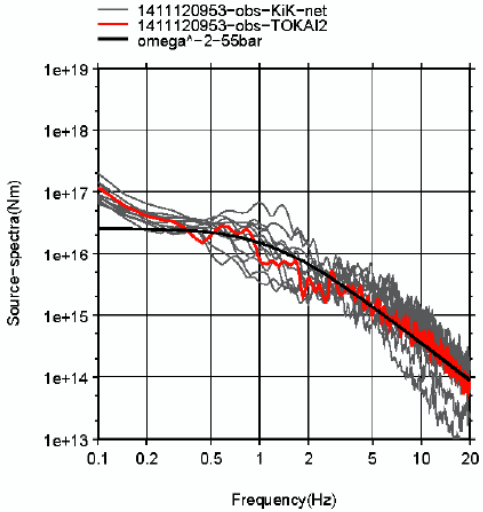
$$A=(2\pi f_c)^3\cdot M_0$$

$$f_c=\frac{1}{\sqrt{\pi}}\left(\frac{7}{16}\right)^{1/6}\cdot\beta\cdot\left(\frac{\Delta\sigma}{M_0}\right)^{1/3}$$



■ 検討に用いたKiK-net観測点

要素地震の震央位置と
KiK-net観測点



灰色：KiK-net観測点
赤　：東海第二発電所の観測記録
黒　：理論スペクトル

要素地震の震源スペクトルの
推定結果

要素地震の諸元

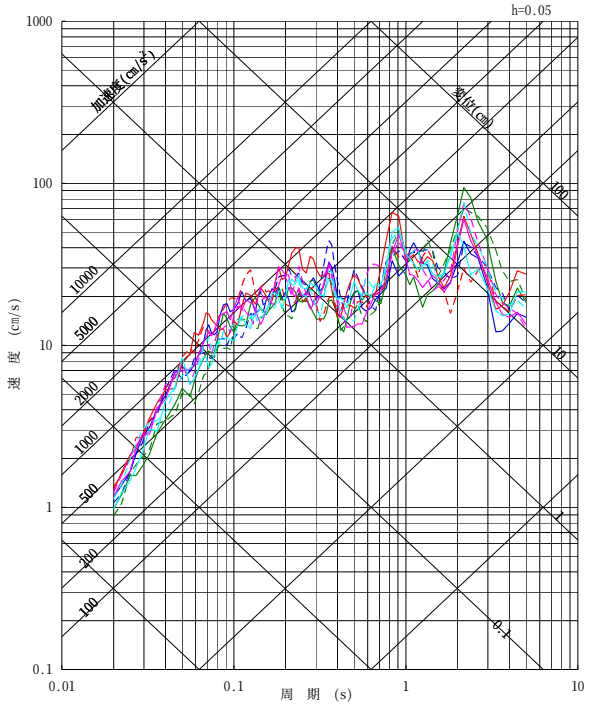
発生年月日	震央位置		M	震源深さ (km)	地震モーメント M_0 (N･m)	コーナー周波数 f_c (Hz)	応力降下量 Δσ (MPa)
	緯度（度）	経度（度）					
2014年11月12日	36.133 N	140.086 E	4.8	65.8	2.59×10^{16}	1.17	5.50

第360回審査会合
資料1修正

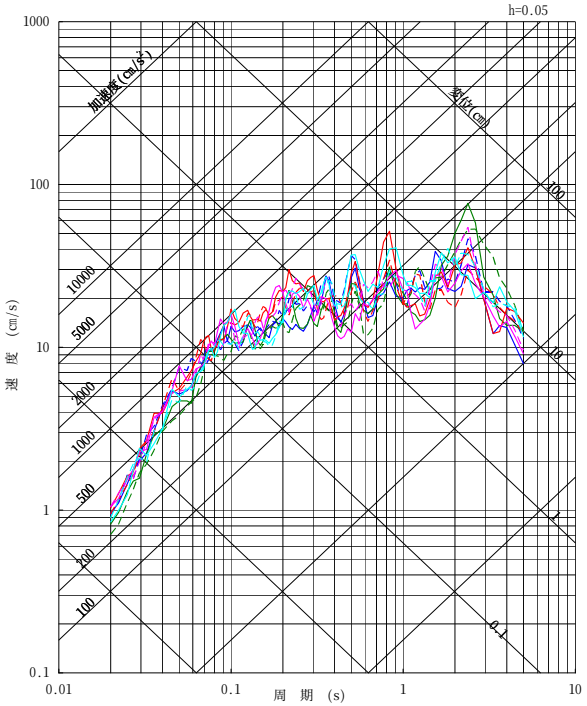
全ケースの応答スペクトル

- 基本震源モデル
- 断層傾斜角の不確かさを考慮したケース
- アスペリティ位置の不確かさを考慮したケース
- 応力降下量の不確かさを考慮したケース
- 地震規模の不確かさを考慮したケース

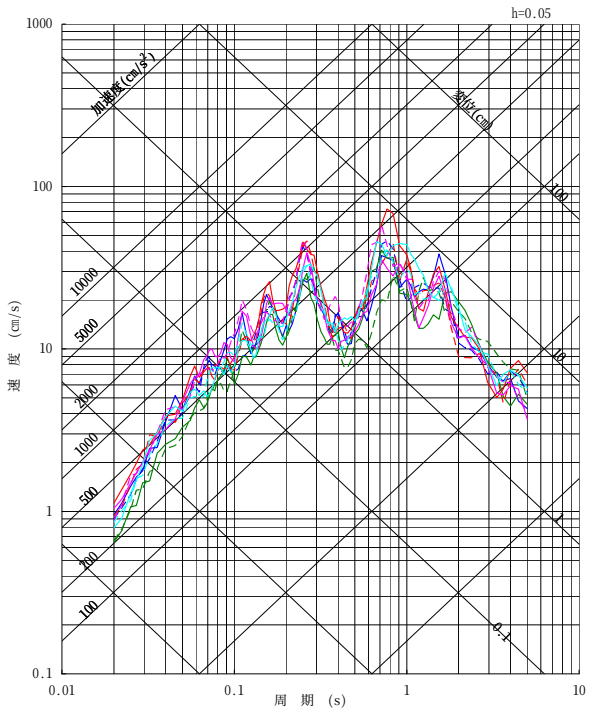
実線：破壊開始点1
破線：破壊開始点2



NS成分



EW成分



UD成分

茨城県南部の地震の断層モデルを用いた手法による地震動評価は，経験的グリーン関数法により評価した。

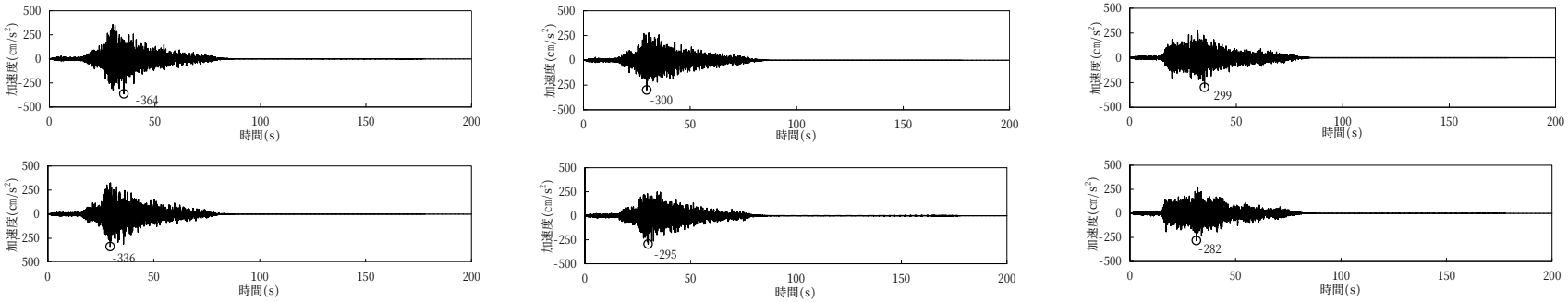
時刻歴波形（基本震源モデル）

第360回審査会合
資料1再掲

■加速度時刻歴波形

破壊開始点1

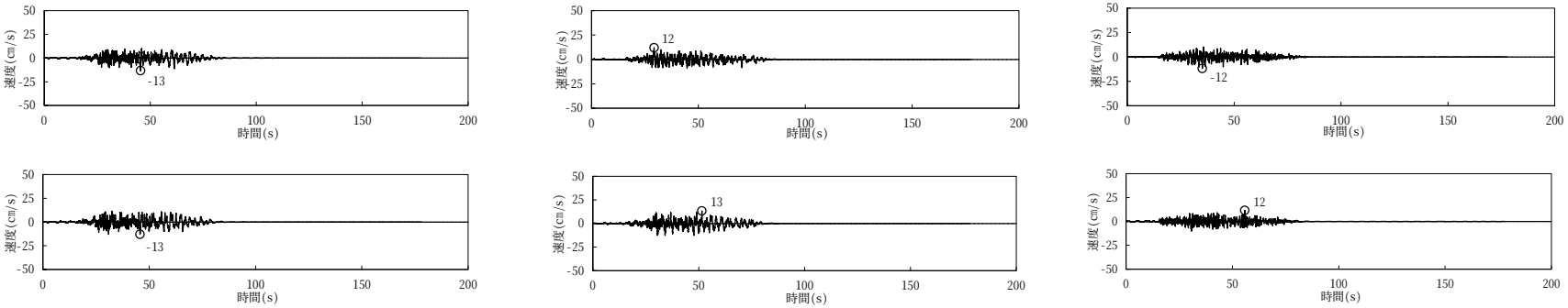
破壊開始点2



■速度時刻歴波形

破壊開始点1

破壊開始点2



NS成分　　EW成分　　UD成分

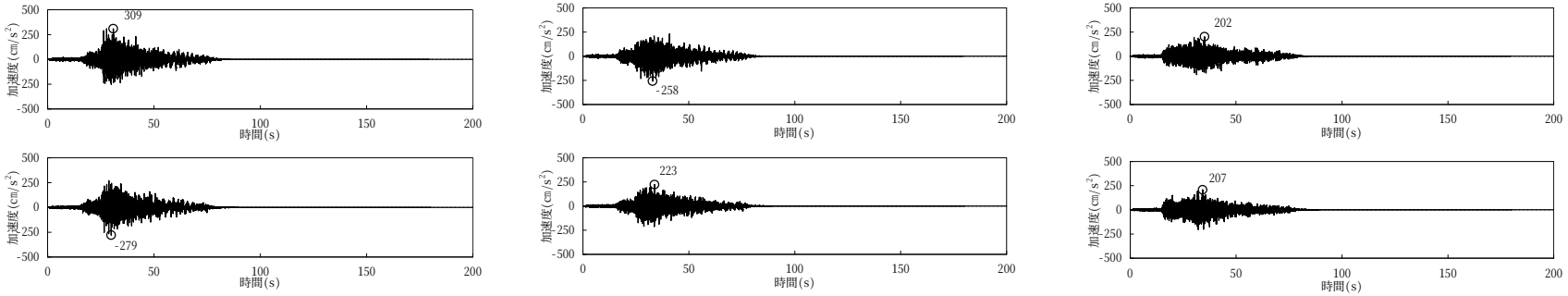
時刻歴波形（断層傾斜角の不確かさ）

第360回審査会合
資料1再掲

■加速度時刻歴波形

破壊開始点1

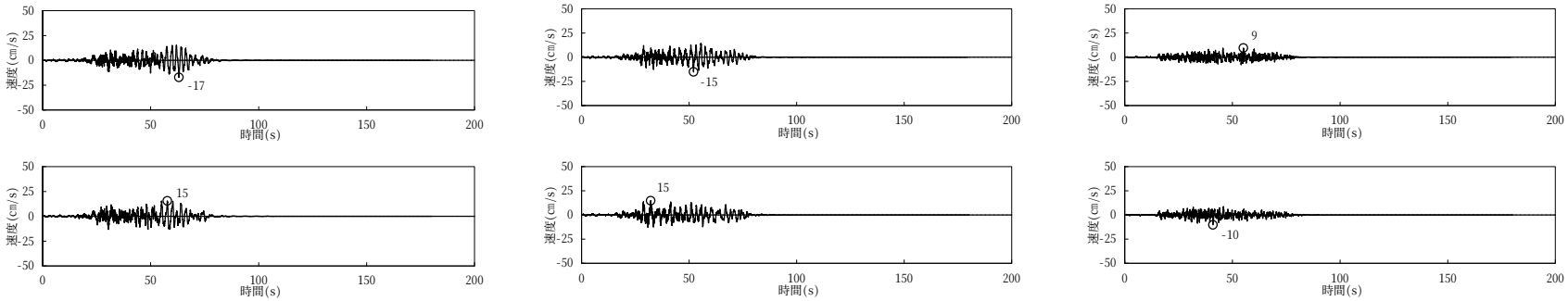
破壊開始点2



■速度時刻歴波形

破壊開始点1

破壊開始点2



NS成分　　EW成分　　UD成分

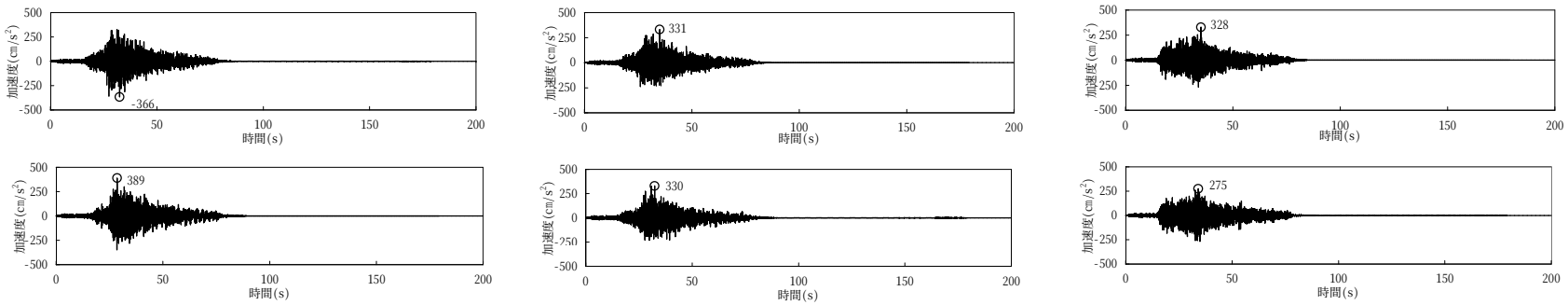
時刻歴波形（アスペリティ位置の不確かさ）

第360回審査会合
資料1再掲

■加速度時刻歴波形

破壊開始点1

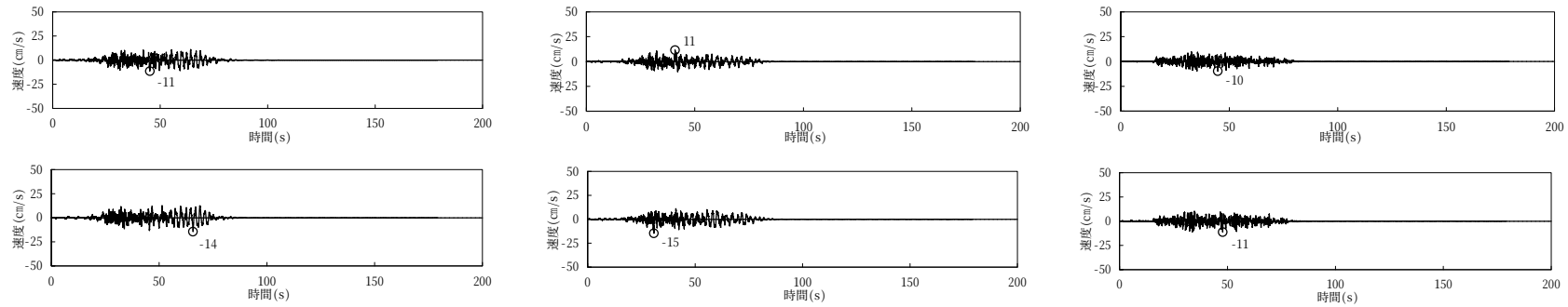
破壊開始点2



■速度時刻歴波形

破壊開始点1

破壊開始点2



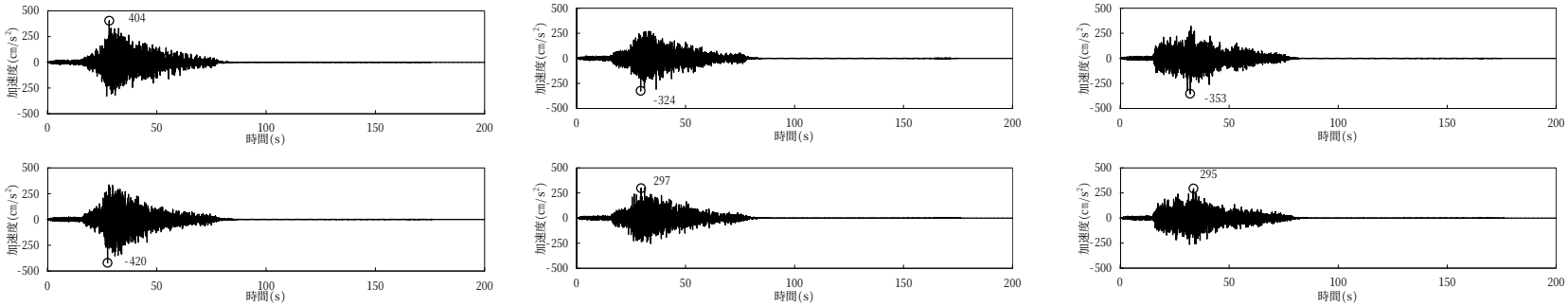
NS成分　　EW成分　　UD成分

時刻歴波形（応力降下量の不確かさ）

■加速度時刻歴波形

破壊開始点1

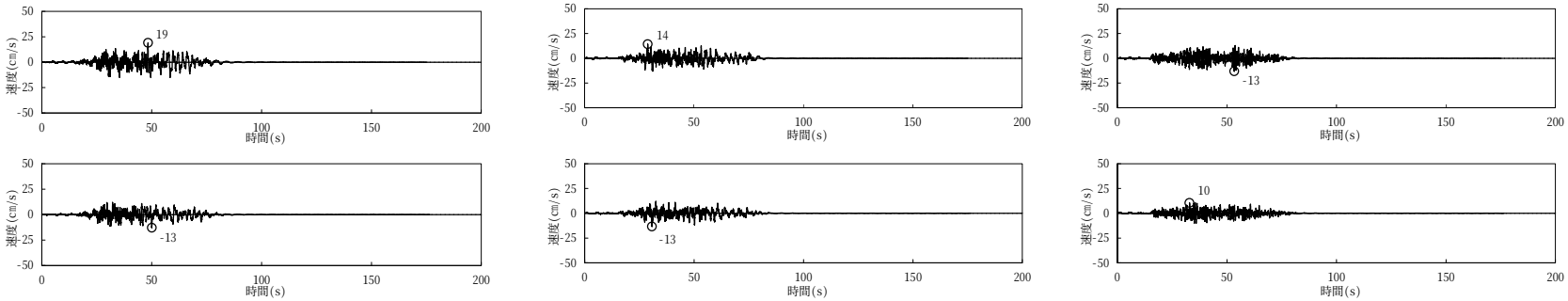
破壊開始点2



■速度時刻歴波形

破壊開始点1

破壊開始点2



NS成分　　EW成分　　UD成分

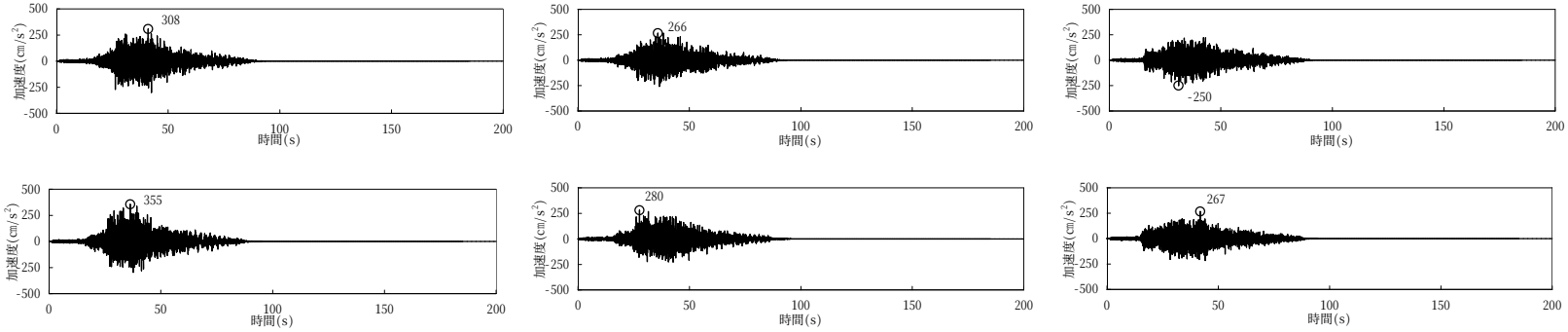
時刻歴波形（地震規模の不確かさ）

第360回審査会合
資料1再掲

■加速度時刻歴波形

破壊開始点1

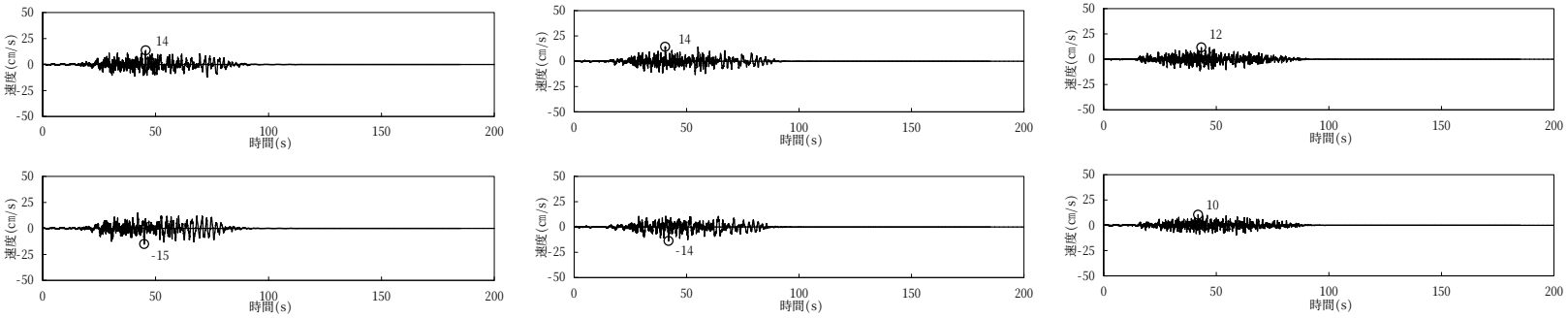
破壊開始点2



■速度時刻歴波形

破壊開始点1

破壊開始点2



NS成分　　EW成分　　UD成分

参考文献

- 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
- 宇津徳治（1982）：日本付近のM6.0以上の地震および被害地震の表：1885年～1980年，東京大学地震研究所彙報，Vol.57
- 気象庁・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

5章　内陸地殻内地震

1. 概要 ・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ 3
2. 敷地周辺の地震発生状況及び活断層分布 ・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ 5
  2.1 敷地周辺のプレートテクトニクス ・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ 6
  2.2 敷地周辺の地震活動 ・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ 8
  2.3 被害地震分布 ・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ 13
  2.4 敷地周辺の活断層分布 ・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ 14
3. プレート間地震 ・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ 15
  3.1 検討用地震の選定 ・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ 16
  3.2 震源モデルの設定 ・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ 25
  3.3 地震動評価 ・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ 54
4. 海洋プレート内地震 ・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ 71
  4.1 検討用地震の選定 ・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ 72
  4.2 震源モデルの設定 ・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ 83
  4.3 地震動評価 ・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ 133
5. 内陸地殻内地震 ・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ 149
  5.1 地震発生層の設定 ・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ 150
  5.2 検討用地震の選定 ・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ 164
  5.3 震源モデルの設定 ・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ 174
  5.4 地震動評価 ・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ 216

5.1 地震発生層の設定： 設定の考え方

第404回審査会合
資料2再掲

■敷地周辺の微小地震分布や，速度構造，2011年4月11日に発生した福島県浜通りの地震（M7.0）に関する各種知見等を総合的に判断し，地震発生層上端，下端を設定する。

①微小地震分布

②速度構造

③コンラッド面深さ

④キュリー点深度

⑤2011年福島県浜通りの地震に関する知見

・微小地震分布

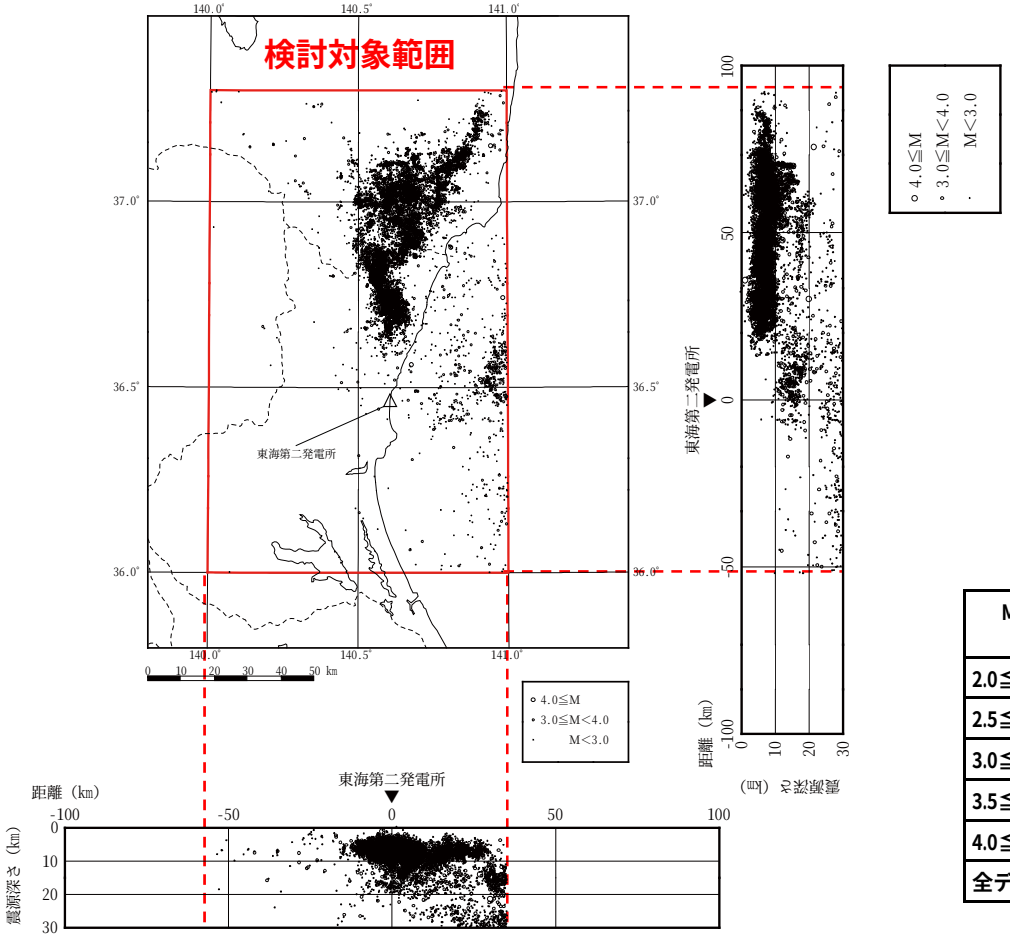
・トモグラフィ解析による速度構造

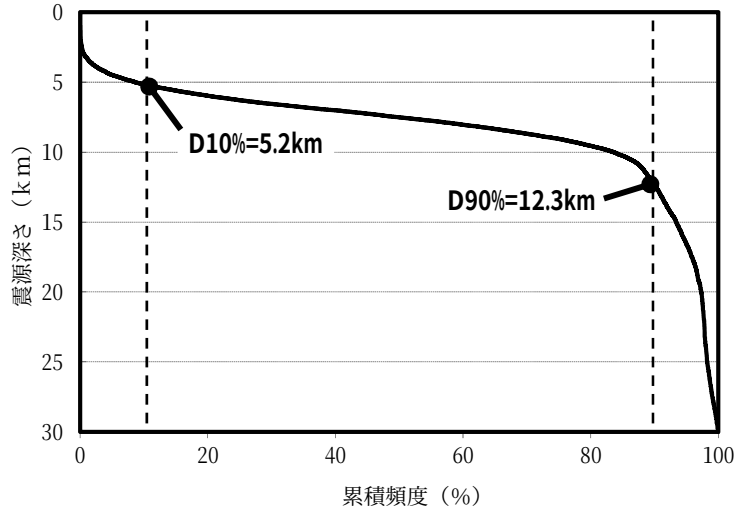
・震源インバージョン解析によるすべり分布

第404回審査会合
資料2再掲

①微小地震分布： D10%，D90%の深さ

■震源として考慮する活断層の分布を概ねカバーする福島県南部から茨城県南部までの領域（左図に示す検討対象範囲）のうち，深さ30km以浅で発生した微小地震分布からD10%，D90%の深さを求める。震源データは，気象庁一元化カタログ（2011年3月～2015年7月），M2以上のデータを利用する。





累積頻度と震源深さの関係

マグニチュードごとの算定

M区分	最浅 (km)	D10% (km)	D50% (km)	D90% (km)	最深 (km)	データ数	D10%-D90% (km)
2.0≦M＜2.5	0.0	5.2	7.5	11.4	30.0	8539	6.2
2.5≦M＜3.0	1.0	5.2	7.5	13.1	29.9	3500	8.0
3.0≦M＜3.5	2.1	5.2	7.7	13.7	29.9	1374	8.5
3.5≦M＜4.0	1.8	5.1	8.3	15.2	29.7	571	10.1
4.0≦M＜	1.3	4.9	8.1	15.5	21.6	42	10.6
全データ	0.0	5.2	7.5	12.3	30.0	14026	7.2

○ 4.0≦M
・ 3.0≦M<4.0
· M<3.0

地震の震央分布及び鉛直分布（深さ30km以浅）

気象庁一元化カタログを用い算定したD10%は深さ5.2km，D90%は深さ12.3kmである。

第404回審査会合
資料2再掲

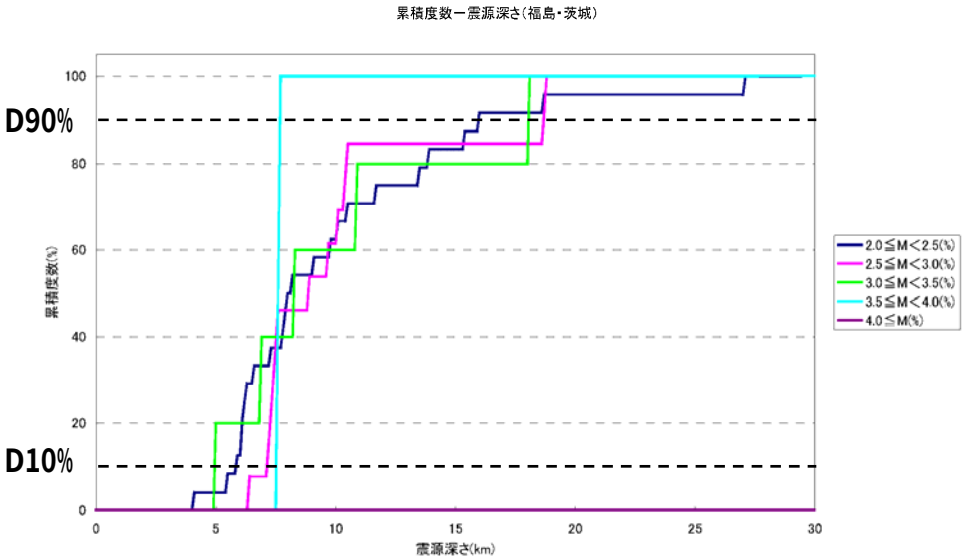
①微小地震分布：D10%，D90%の深さ（文献）

■前頁の検討は，地震発生場所が福島県と茨城県の県境に偏在する問題がある。これは東北地方太平洋沖地震以降，当該領域での地震活動が活発化したためである。

■そこで，東北地方太平洋沖地震以前のデータを使用した原子力安全基盤機構（2004）に基づいて検討を行う。

■原子力安全基盤機構（2004）は，気象庁震源記録のうち，1997 年10 月～2001 年9 月の震源記録を，日本全国の15の地震域毎に振り分け，地殻内地震の地震発生上下限層に関するパラメータ（震源深さの最浅値，D10%，D50%，D90%，震源深さの最深値）を地震域毎に評価している。

■敷地が含まれる「福島茨城」は，データ数が少ないものの「M区分」による検討結果がどれも同様の傾向を示し，安定していることから，発生層の推定の目安に資すると考えられる。



マグニチュード区分による累積度数と震源深さの関係（地震域＝福島茨城）

15地震域の区分

「福島茨城」における地震発生上下限層のパラメータ

地震域	M 区分	最浅 (km)	D10% (km)	D50% (km)	D90% (km)	最深 (km)	データ数	D90%-D10% (km)	震源域上端深さ最浅値（飯田式）
福島茨城	2.0≦M＜2.5	4.1	5.9	8.0	16.0	27.1	24	10.1	3.4
	2.5≦M＜3.0	6.3	7.2	8.9	18.7	18.7	13	11.5	5.4
	3.0≦M＜3.5	4.9	5.0	8.3	18.1	18.1	5	13.1	3.5
	3.5≦M＜4.0	7.6	7.6	7.6	7.7	7.6	2	0.1	5.0
	4.0≦M	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0	0.0	0.0
	全データ	4.1	6.1	8.0	18.1	27.1	44	12.0	3.4

原子力安全基盤機構（2004）に一部加筆

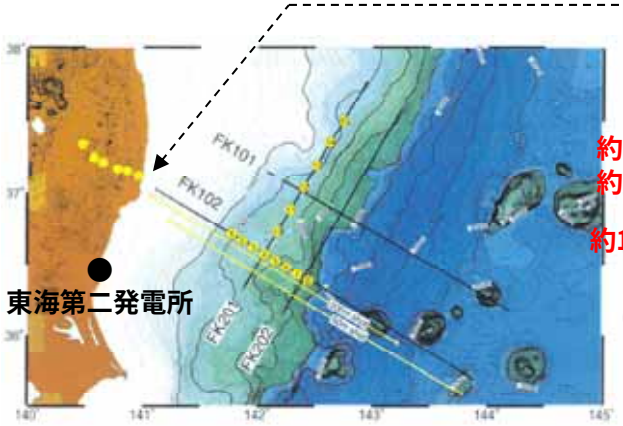
敷地が位置する「福島茨城」（44地震のデータ）のD10%は深さ6.1km，D90%は深さ18.1kmである。

②速度構造：深部構造探査結果に基づく知見

第404回審査会合
資料2再掲

■三浦ほか (2000)

三浦ほか(2000)では，茨城県沖の日本海溝付近から福島県中通りにかけて，海底地震計，エアガン等を用いた深部構造探査結果に基づき，速度構造モデルを推定している。



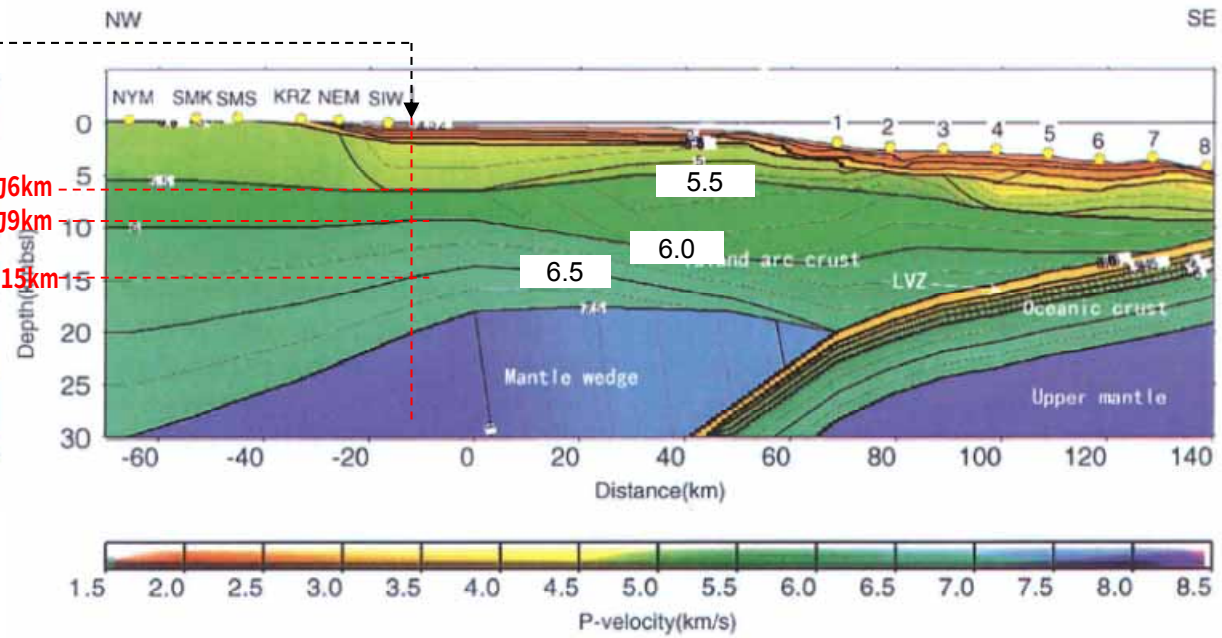


図10 2次元波線追跡法によるFK102の速度構造モデル
縦軸は海面からの深さ(km)，横軸はエアガン発振点の北西端からの距離(km)，P波速度を図下の色見本および等速度線(0.1km/s間隔)で表す。海岸線が矢印付近(-12km)，海溝軸は図の右外(180km)となる。

Vp(km/s)	深さ(km)
5.5	約 6
6.0	約 9
6.5	約15

三浦ほか (2000) に一部加筆

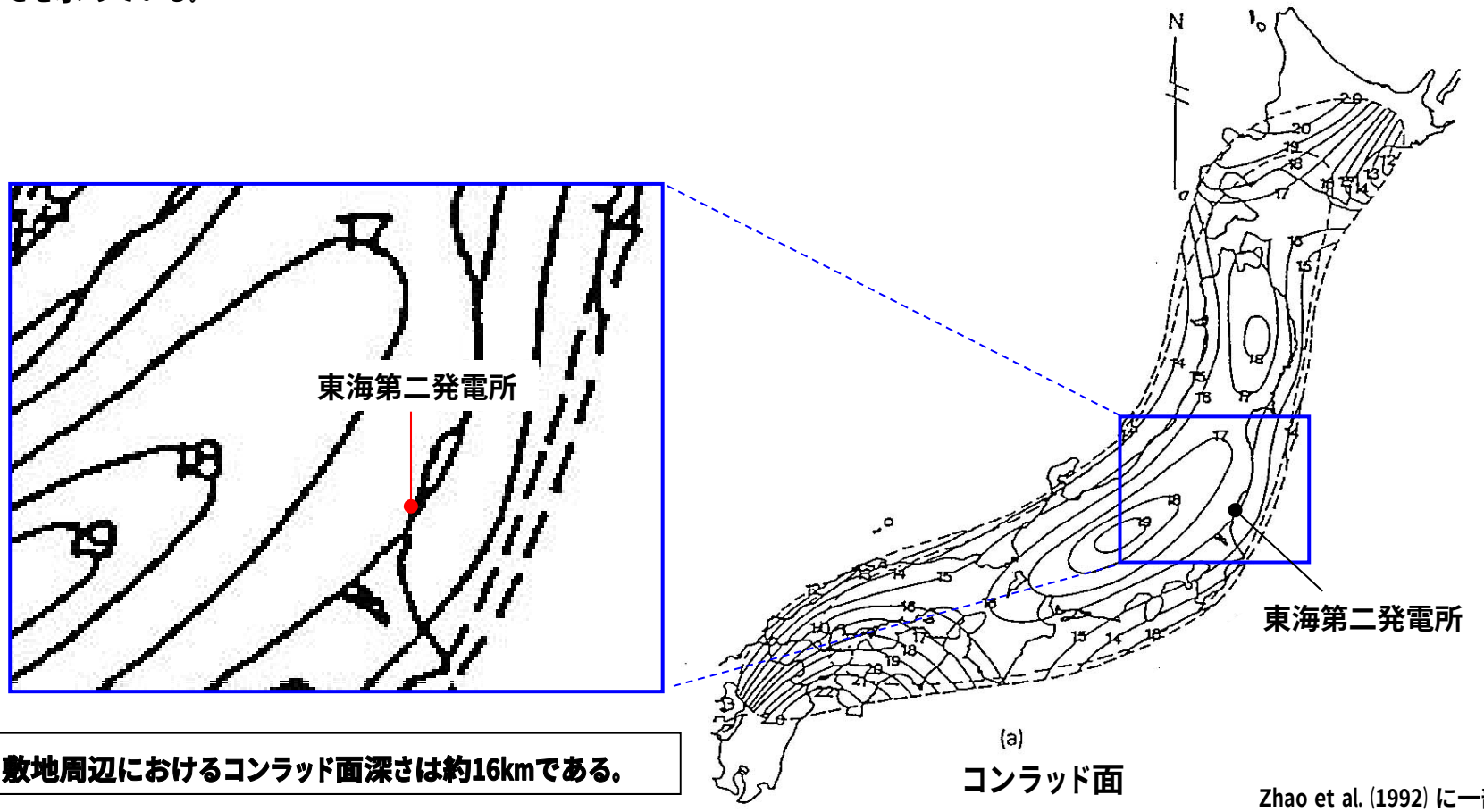
福島県の海岸線においてP波速度5.5km/s，6.0km/s，6.5km/sとなる深さは，それぞれ約6km，約9km及び約15kmとなっている (赤破線)。

第404回審査会合
資料2再掲

③コンラッド面深さ（1／2）

■地殻はコンラッド不連続面（以下「コンラッド面」という。）を境に上部地殻と下部地殻に分類され，内陸地殻内地震は主に上部地殻内で発生する。

■Zhao et al.（1992）は，国内の大学の地震観測網で観測した地震記録を用いた走時解析により，全国のモホ面とコンラッド面の深さを求めている。



敷地周辺におけるコンラッド面深さは約16kmである。

Zhao et al.（1992）に一部加筆

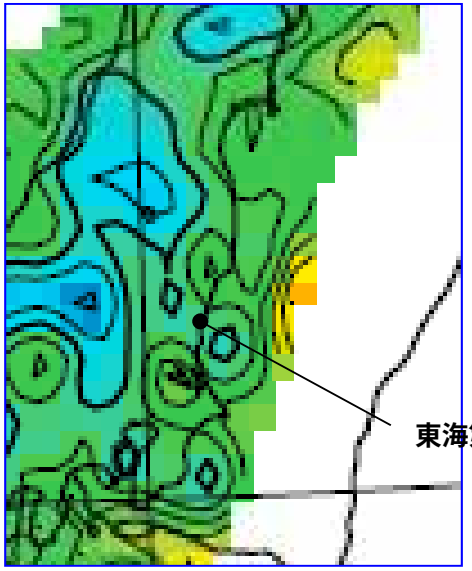
Dapeng Zhao ,Shigeki Horiuchi, Akira Hasegawa (1992)：Seismic velocity structure of the crust beneath the Japan Islands, Tectonophysics 212

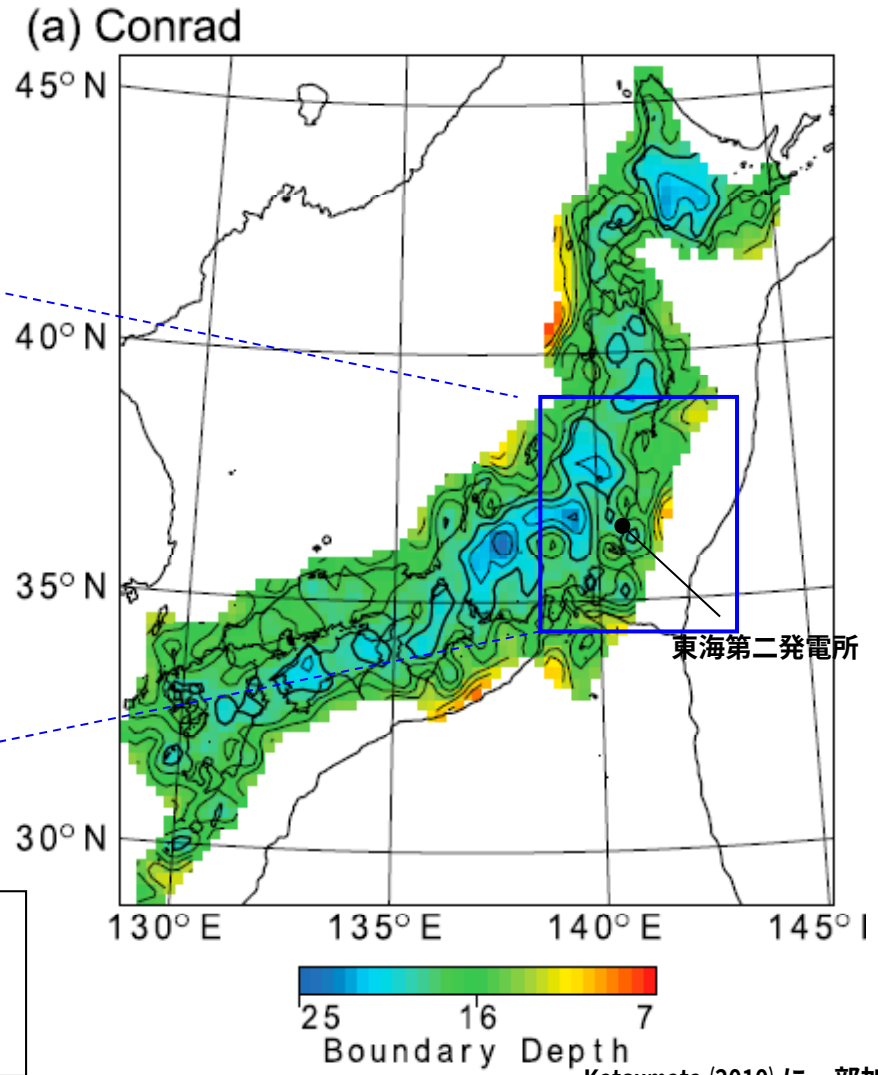
第404回審査会合
資料2再掲

③コンラッド面深さ（2／2）

■Katsumata（2010）について

Katsumata（2010）は，国内の大学･自治体の地震観測網で観測した地震記録を用いたトモグラフィ解析により，全国のモホ面とコンラッド面の深さを求めている。





Katsumata（2010）に一部加筆

- 敷地周辺におけるコンラッド面の深さは18～20km程度である。
- 敷地よりも北方（福島県と茨城県の県境付近）ではコンラッド面深さが浅くなる傾向が見られる。

Akio Katsumata（2010）：Depth of the Moho discontinuity beneath the Japanese islands estimated by traveltime analysis，JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, VOL. 115, B04303, doi:10.1029/2008JB005864, 2010

④キュリー点深度

■Tanaka and Ishikawa(2005)によると，D90%深度とキュリー点深度に相当するZb（磁化層下限値）の間には相関があるとしている。（Fig.8）

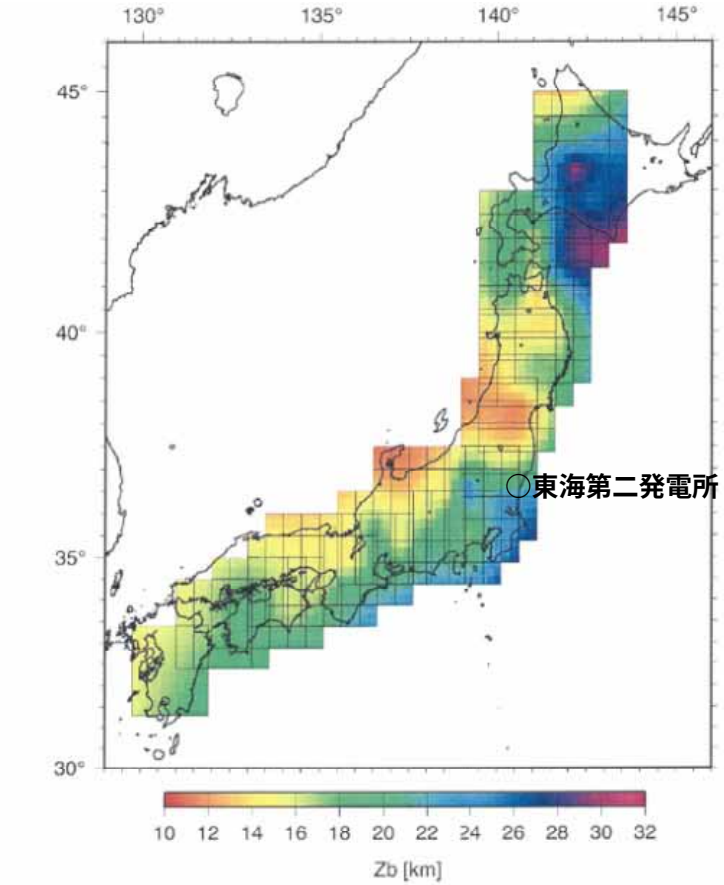


Fig. 6. Map of the basal depth of magnetic sources, Z_b. Each square represents the area used to calculate Z_b.

Tanaka and Ishikawa(2005)に一部加筆

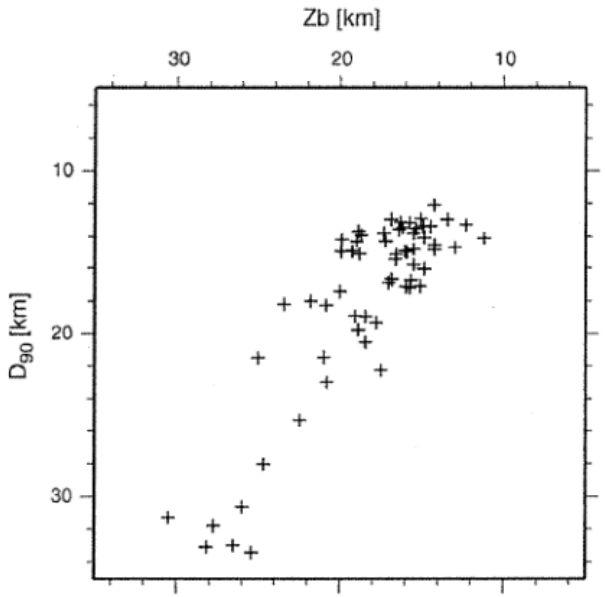


Fig. 8. Plot of the depth to the basal depth of magnetic sources (Z_b) against the seismogenic layer thickness (D_{90}) beneath the Japanese islands.

Tanaka and Ishikawa(2005)より抜粋

- 敷地周辺のZbは20～22km程度であり，D90%の深度とZbの関係と照らすと，D90%深度は17～23km程度となる。
- 敷地よりも北方（福島県と茨城県の県境付近）ではZbは浅くなる傾向が見られる。

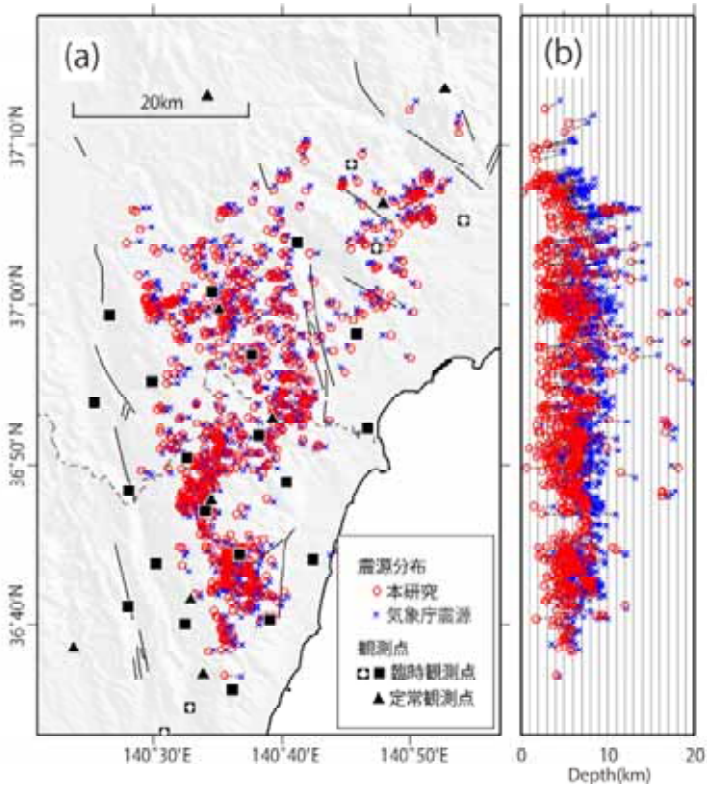
Akiko Tanaka,Yuzo Ishikawa(2005)：Crustal thermal regime inferred from magnetic anomaly data and its relationship to seismogenic layer thickness：The Japanese islands case study，Physics of the Earth and Planetary Interiors，152

第404回審査会合
資料2再掲

⑤2011年福島県浜通りの地震に関する知見：微小地震分布によるD10%，D90%深さ

■青柳・上田（2012）について

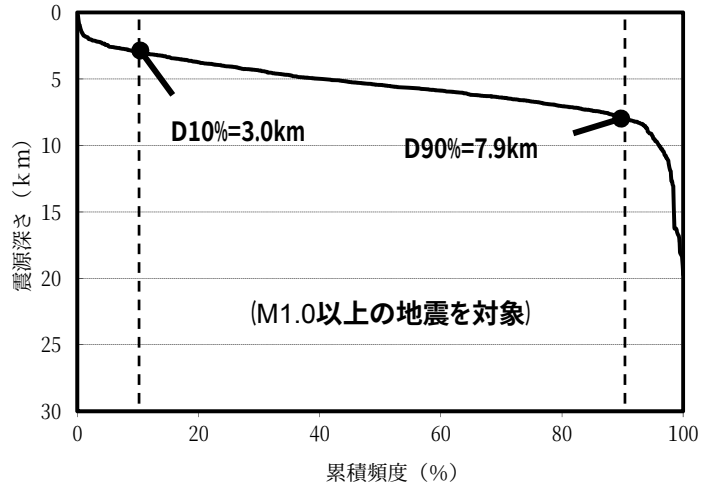
青柳・上田（2012）では，阿武隈南部を対象に東北地方太平洋沖地震後の臨時稠密余震観測（2011年5月17日～7月29日）を行い，Double Difference トモグラフィ解析により震源再決定を行っている。



青柳・上田（2012）より抜粋

青柳・上田（2012）による再決定後の震源（赤丸）

■青柳・上田（2012）が再決定した震源データを用い，D10%，D90%深さを検討する。



累積頻度と震源深さの関係（青柳・上田（2012）のデータより算定）

マグニチュードごとの算定

M区分	最浅 (km)	D10% (km)	D50% (km)	D90% (km)	最深 (km)	データ数	D10%-D90% (km)
M＜2.0	0.2	2.7	5.1	7.3	18.1	326	4.6
2.0≦M＜2.5	1.2	3.1	5.5	8.0	18.4	391	4.9
2.5≦M＜3.0	0.9	3.5	5.7	8.4	19.7	176	4.9
3.0≦M＜3.5	1.8	3.5	6.0	8.3	18.2	65	4.8
3.5≦M＜4.0	2.8	3.9	5.8	11.1	12.0	15	7.2
4.0≦M＜	10.8	10.8	10.8	10.8	10.8	1	0.0
全データ	0.2	3.0	5.5	7.9	19.7	974	4.9

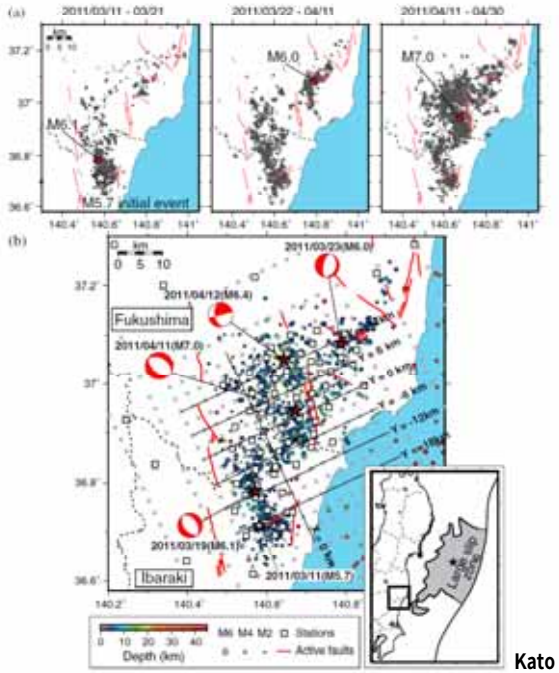
- 青柳・上田（2012）では，阿武隈南部を対象に東北地方太平洋沖地震後の臨時稠密余震観測により震源再決定を行い，気象庁一元化震源と比較し，1～3km程度浅く見直されている。
- 青柳・上田（2012）の震源再決定のデータを用いたD10%は深さ3.0km，D90%は深さ7.9kmである。

青柳恭平・上田圭一（2012）：2011年東北地方太平洋沖地震による阿武隈南部の正断層型誘発地震の特徴－臨時余震観測に基づく震源分布と速度構造－，電力中央研究所報告　N11048，平成24年4月

第404回審査会合
資料2再掲

⑤ 2011年福島県浜通りの地震に関する知見：微小地震分布の範囲

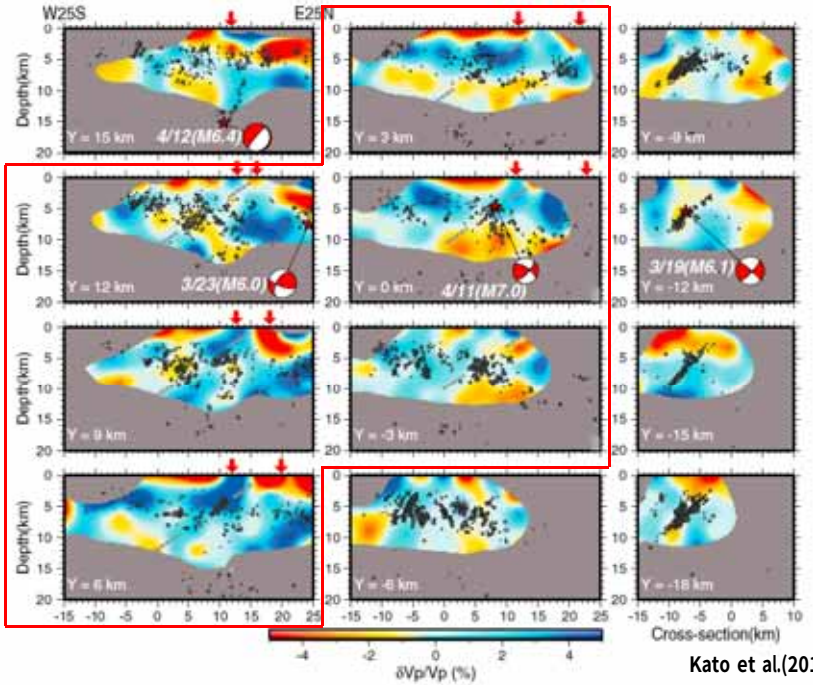
■Kato et al.(2013)について



Kato et al.(2013)より抜粋

Figure 1. (a) Spatiotemporal evolution of induced seismicity in the northern part of Ibaraki Prefecture and the southern part of Fukushima Prefecture. The earthquakes plotted are listed in the JMA catalog and occurred at depths shallower than 10 km, with $M \geq 1.0$. (b) Map of seismic stations and earthquakes used in the tomography analysis, with earthquakes shown as circles with radii scaled to earthquake magnitude and colored according to depth. The grid used in the tomographic analysis is plotted with gray crosses. The open squares indicate the locations of temporary offline (64 closely spaced squares) and permanent online seismic stations. The moment tensors (in red and white) of large events ($M \geq 6.0$) were determined by NIED. The red lines delineate the surface traces of major active faults. Inset map shows the location of the study area with respect to prefectures in Japan and the large-slip zone of the 2011 Tohoku-Oki mainshock, from *Kato and Igarashi* [2012].

赤枠は西傾斜の面状に微小地震が発生している断面



Kato et al.(2013)に一部加筆

Figure 2. Vertical depth sections of V_p velocity perturbations and nearby earthquakes. The cross-sections are constructed along lines drawn from W25S to E25N (see Figure 1b). Relocated earthquakes (superimposed gray circles) correspond to those distributed within ± 1.5 km (laterally) of each vertical cross-section. The masked areas marked by gray color on these vertical depth sections correspond to regions where model resolution is relatively low (as defined in the Supporting Information, Fig. S1). The red arrows at the top of each section correspond to the locations of surface ruptures. The red and white moment tensor solutions for the largest earthquakes are shown using a lower hemisphere projection rotated into the plane of each section.

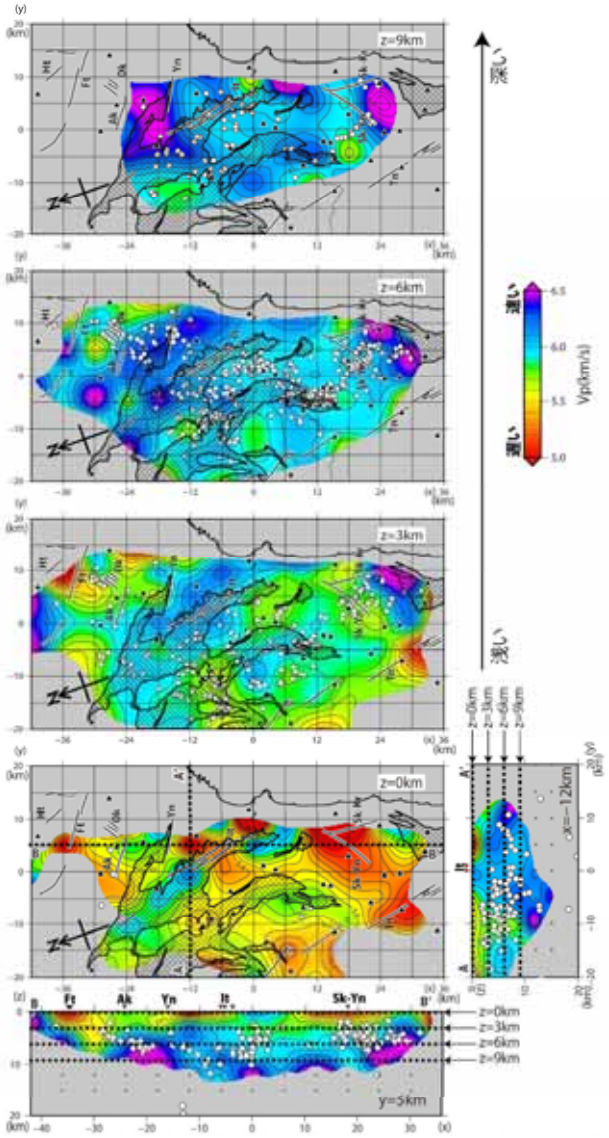
- Kato et al.(2013)では，東北地方太平洋沖地震後の2011年3月28日～2011年10月31日の期間に福島県から茨城県にかけての臨時地震観測で得られた記録を用い，地震波トモグラフィ解析（double-differenceトモグラフィ解析）により震源再決定をしている。
- Kato et al.(2013)では，震源分布の断面図のうち，2011年福島県浜通りの地震（M7.0）の余震分布からは，本震を含む Y=-3km断面から北方のY=12km断面までの区間（赤枠の図）において，西傾斜の面状（灰色の破線）に微小地震が発生しており，その面を地表へ延長した位置は，地表地震断層の位置と概ね対応しているとされている。一方，Y=12km断面より北方の断面においては，このような微小地震は見られないと判断できる。
- 再決定された微小地震の震源分布の断面図からは，地震発生層の上限深さは3km程度，下限深さは15km程度であると考えられる。

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 Yamada12 (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

第404回審査会合
資料2再掲

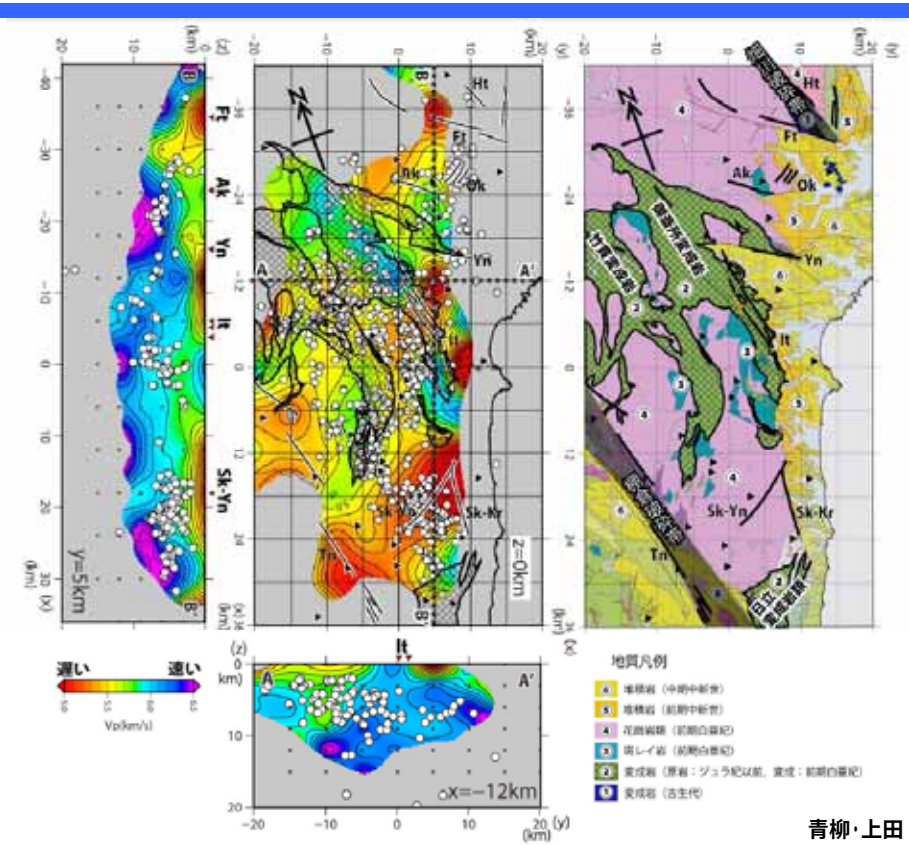
⑤ 2011年福島県浜通りの地震に関する知見：トモグラフィ解析による速度構造

■青柳・上田（2012）による阿武隈南部でのトモグラフィ解析



青柳・上田（2012）より抜粋

トモグラフィ解析結果（深度方向のスライス断面）



青柳・上田（2012）より抜粋

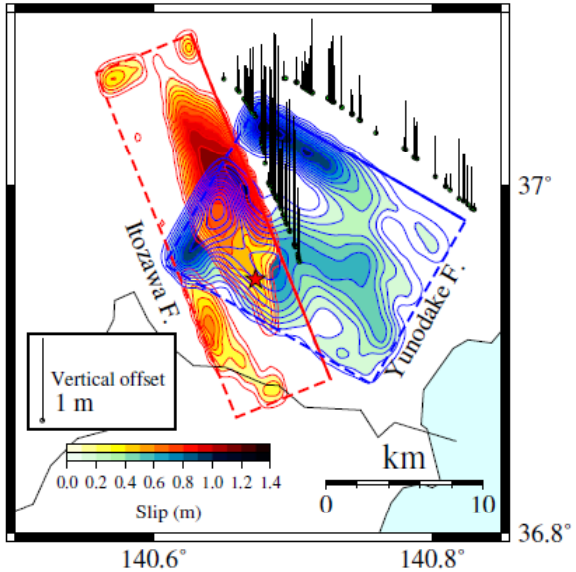
トモグラフィ解析結果（断面）及び地質との対応

- 阿武隈南部でのDouble Difference トモグラフィ解析結果により，青柳・上田（2012）では，「地震の大半はP波速度が5.8km/s～6.1km/sの範囲で生じている。これは近畿地方で見出されている地震発生層のP波速度5.8km/s～6.4km/s（廣瀬・伊藤，2006）と比較しても，標準的」とされている。
- 深さ0kmでは速度構造と活断層との間には対応は見られず，地震はほとんど発生していないとされている。
- 一方，深さ3km～深さ6kmではVp6km/s程度の層が分布し，その速度領域で地震が多く発生しているとされている。

⑤ 2011年福島県浜通りの地震に関する知見：震源インバージョン解析によるすべり分布（1／3）

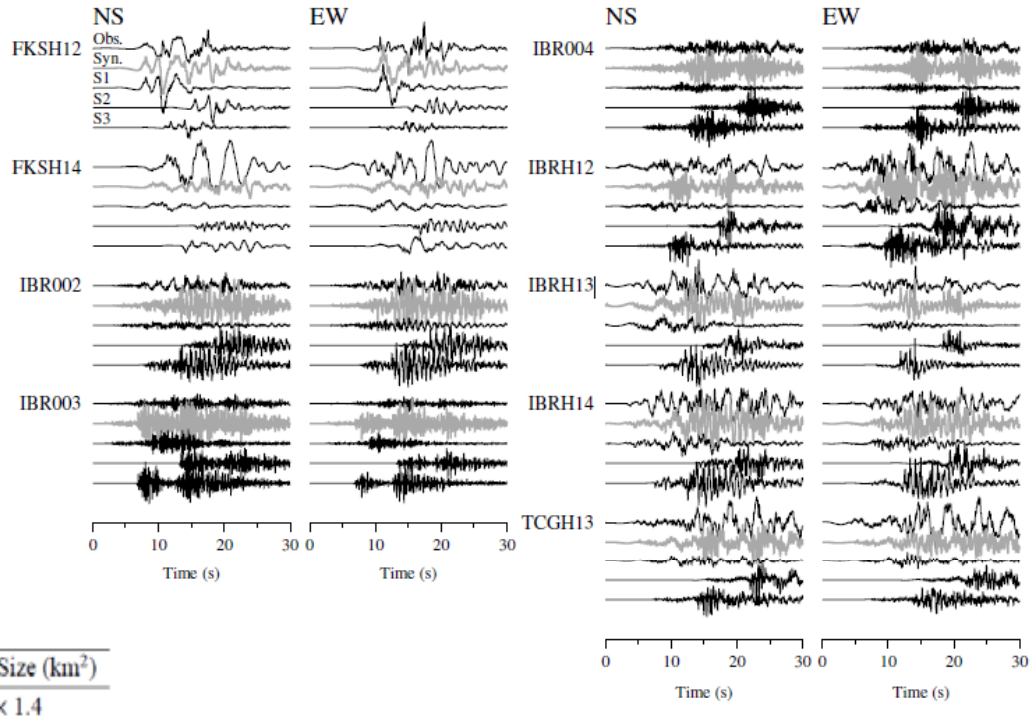
第404回審査会合
資料2再掲

■芝・野口（2012）による震源インバージョン



Fault	Strike Angle	Dip Angle	Length (km)	Width (km)	Sub-fault Size (km^2)
井戸沢断層	158°	65°	23.8	15.4	1.4 × 1.4
湯ノ岳断層	120°	50°	15.3	18.7	1.7 × 1.7

芝・野口（2012）によるモデル



芝・野口（2012）のモデルによる合成波形と観測波形の比較

芝・野口（2012）より抜粋

- 芝・野口（2012）では，2011年福島県浜通りの地震の断層面を余震や地表地震断層の分布を参考に設定している。
- 設定した断層モデルによる計算結果と観測記録と比較したところ，「合成波形は比較的多数の観測点で主要なフェーズを再現できている」とされている。
- 設定されている断層モデルの上端深さは2km，断層傾斜角は65度，断層幅は15.4kmであり，モデル下端深さは16km程度となる。

〔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－震源インバージョン解析に基づく検討－，電力中央研究所報告，研究報告N11054〕

⑤ 2011年福島県浜通りの地震に関する知見：震源インバージョン解析によるすべり分布（2／3）

第404回審査会合
資料2再掲

■引間（2012）による震源インバージョン

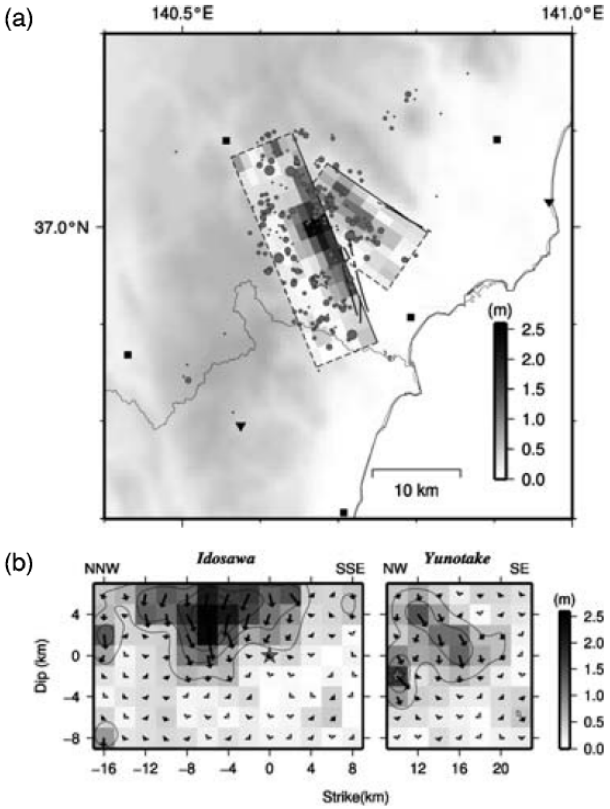


Table 1. Coordinates and geometries of the assumed fault planes of the Fukushima Hamadori earthquake.

	Strike (°)	Dip (°)	Length (km)	Width (km)	Reference point			
					Lat. (°)	Lon. (°)	Dep. (km)	definition
Idosawa segment	158	62	26	16	36.9451	140.6780	5.7	Hypocenter*
Yunotake segment	125	60	14	16	37.0667	140.6857	2.0	Upper left

*The hypocenter is located at 17 km in length, and 7 km in width from upper left corner on Idosawa segment.

引間（2012）によるモデル

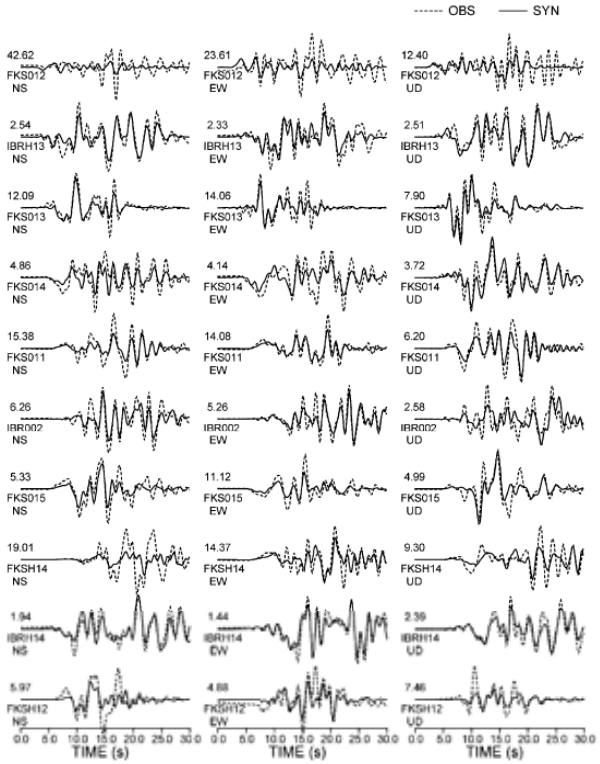


Fig. 8. Comparison between the observed velocity seismograms (dashed traces) and synthesized waveforms (solid traces). The peak velocity for each trace is indicated in units of cm/s above the station code.

引間（2012）より抜粋

引間（2012）のモデルによる合成波形と観測波形の比較

- 引間（2012）では，2011年福島県浜通りの地震の断層面を余震や地表地震断層の分布を参考に設定している。
- 設定した断層モデルによる計算結果と観測記録と比較したところ，観測記録に見られる特徴的な位相は再現されており，波形の一致は比較的良好であるとされている。
- 設定されている断層モデルの上端深さは0km，断層傾斜角は62度，断層幅は16kmであり，モデル下端深さは14km程度となる。

〔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－強震波形と再決定震源による2枚の断層面の推定－，地震，第2輯，第64巻（2012）243-256頁〕

⑤ 2011年福島県浜通りの地震に関する知見：震源インバージョン解析によるすべり分布（3／3）

第404回審査会合
資料2再掲

■Tanaka et al. (2014) による震源インバージョン

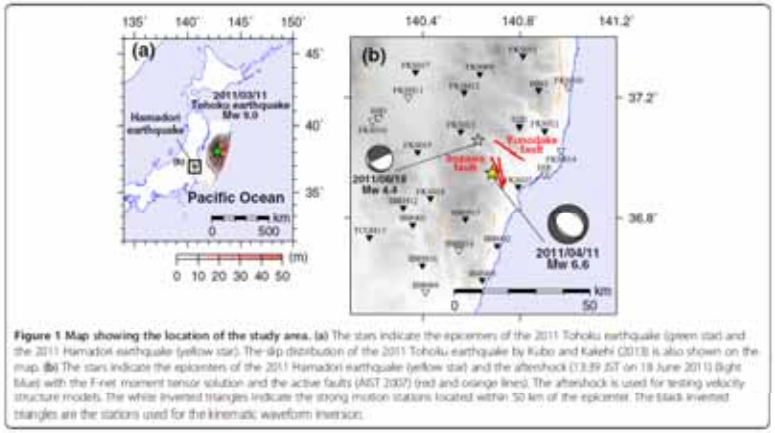


Figure 1 Map showing the location of the study area. (a) The stars indicate the epicenters of the 2011 Tohoku earthquake (green star) and the 2011 Hamadori earthquake (yellow star). The dip distribution of the 2011 Tohoku earthquake by Kubo and Kakehi (2013) is also shown on the map. (b) The stars indicate the epicenters of the 2011 Hamadori earthquake (yellow star) and the aftershock (13:39 JST on 18 June 2011) (light blue) with the F-net moment tensor solution and the active faults (AIST 2007) (red and orange lines). The aftershock is used for testing velocity structure models. The white inverted triangles indicate the strong motion stations located within 50 km of the epicenter. The black inverted triangles are the stations used for the kinematic waveform inversion.

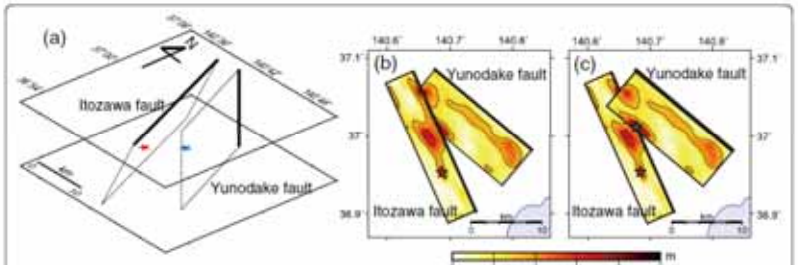


Figure 3 The spatial relationship of the source model. (a) The spatial relationship between the rupture starting points (red and blue stars) and the fault planes. (b, c) Final slip distributions on the map. The stars indicate the rupture starting point on each fault. (c) The Yunodake fault is superimposed on the Itozawa fault to enable easy imaging of the dip distribution on the Yunodake fault.

Tanaka et al. (2014) によるモデル

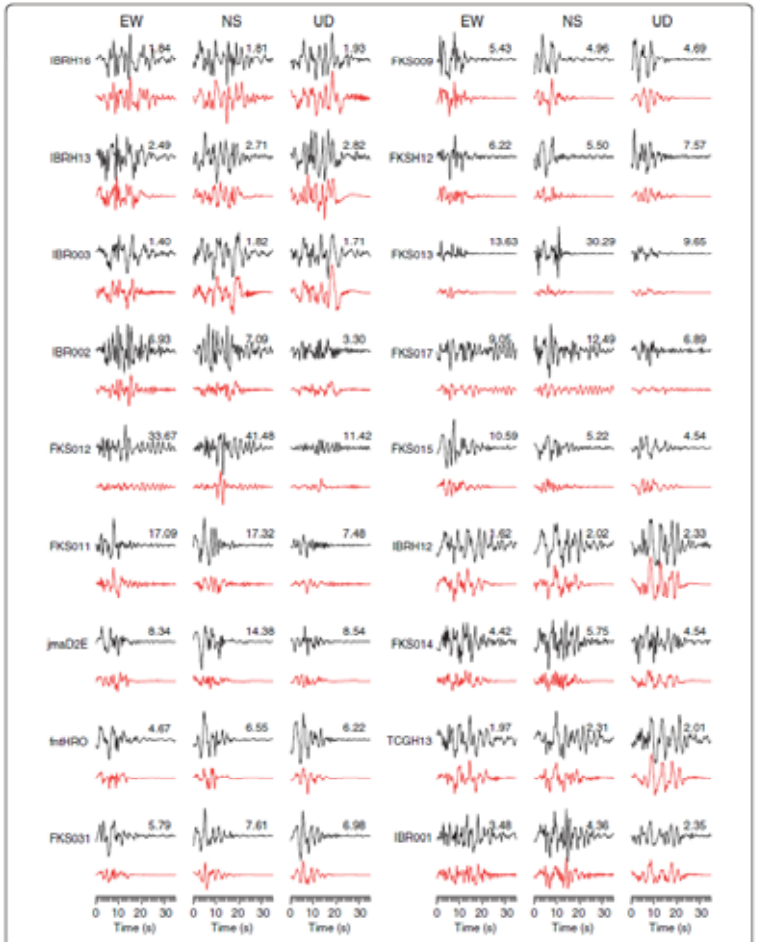


Figure 4 Comparison between observed velocity waveforms (black lines) and synthetic velocity waveforms (red lines). The numbers next to the waveforms are the maximum amplitude (cm/s) of each component for each station. EW, east-west; NS, north-south; UD, up-down.

Tanaka et al. (2014) によるモデルによる合成波形と観測波形の比較

- Tanaka et al. (2014) では，2011年福島県浜通りの地震の断層面を余震や既往文献を参考に設定している。
- 設定した断層モデルによる計算結果と観測記録と比較し，観測記録を再現できているとされている。
- 設定されている断層モデルの上端深さは0km，断層傾斜角は73度，断層幅は14kmであり，モデル下端深さは13km程度となる。

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

第404回審査会合
資料2再掲

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)
■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			
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
■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)			
⑤2011年福島県浜通りの地震に関する知見			
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。)

※ ( )は参考とする値

- 東海第二発電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。

5.1　地震発生層の設定
5.2　検討用地震の選定
5.3　震源モデルの設定
5.4　地震動評価

第404回審査会合
資料2再掲

5.2 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

棚倉破砕帯東縁断層，同西縁断層の連動による地震
関口－米平リニアメントによる地震
竪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
Ｆ１断層，北方陸域の断層，塩ノ平地震断層の連動による地震※
Ｆ３断層，Ｆ４断層の連動による地震
Ｆ８断層による地震
Ｆ１６断層による地震
Ａ－１背斜による地震
関谷断層による地震
関東平野北西縁断層帯による地震
Ｆ１１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

※ 設置変更許可申請時から変更している箇所

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，全周期帯にわたりＦ１断層，北方陸域の断層，塩ノ平地震断層の連動による地震が最も影響の大きい評価結果となっていることから，これを検討用地震として選定する。

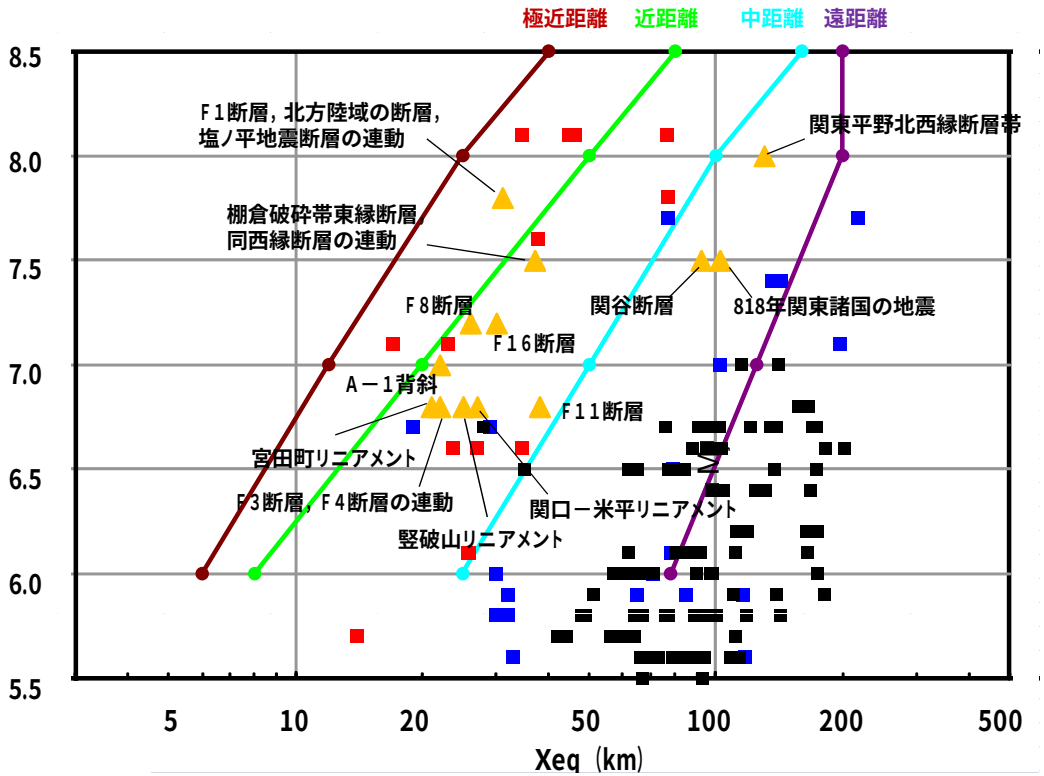
Noda et al.(2002)の適用性について

第404回審査会合
資料2再掲

■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) ※2
活断層による地震	棚倉破砕帯東縁断層，同西縁断層の連動	7.5	37
	関口－米平リニアメント	6.8※1	27
	竪破山リニアメント	6.8※1	25
	宮田町リニアメント	6.8※1	21
	F1断層，北方陸域の断層，塩ノ平地震断層の連動	7.8	31
	F3断層，F4断層の連動※3	6.8	22
	F8断層	7.2	26
	F16断層	7.2	30
	A－1背斜	7.0	22
	関谷断層	7.5	92
	関東平野北西縁断層帯	8.0	130
	F11断層	6.8※1	38
被害地震	818年関東諸国の地震	7.5	102

※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
※3 諸元については審議に応じて見直す可能性はあるが，適用範囲内に収まる。



■：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

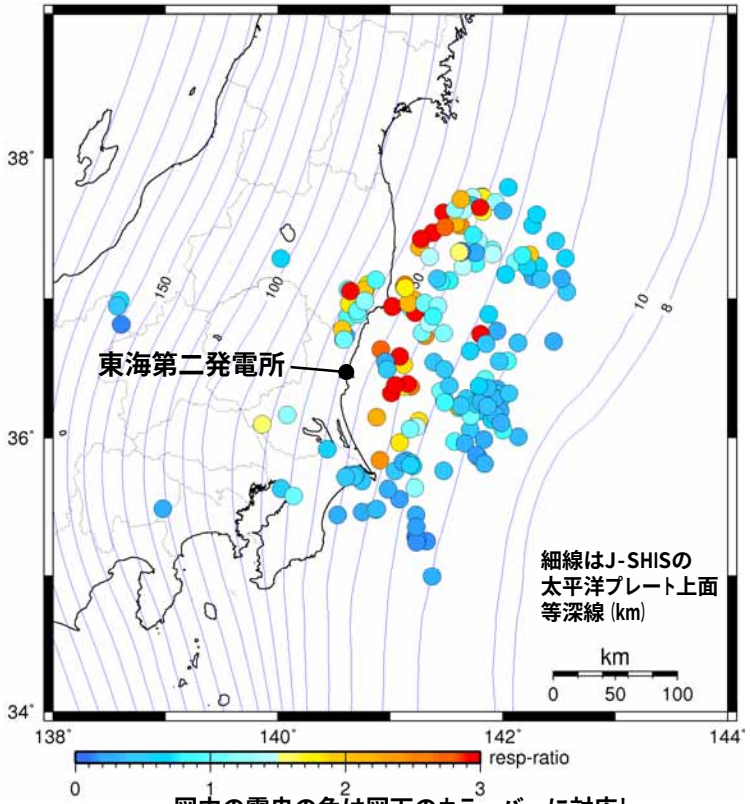
検討用地震のマグニチュードと等価震源距離の関係

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。

応答スペクトルに基づく手法による地震動評価に用いる補正係数

第404回審査会合
資料2再掲

■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)による手法（耐専スペクトル）で行う。
■評価に際しては，地震発生様式ごとに分類した地震観測記録の分析に基づく補正係数を考慮する。



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）。

応答スペクトル比の算出に用いた
M5.3以上の地震の震央分布（すべての地震発生様式）
（水平成分）

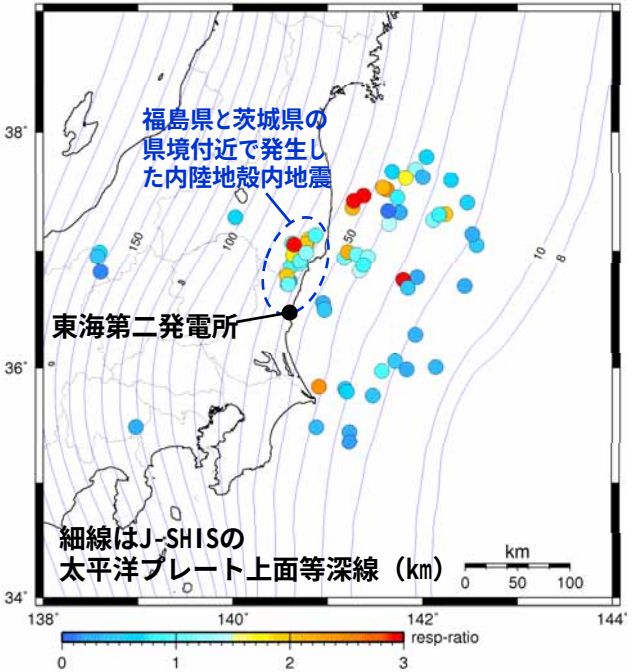
・東海第二発電所の地震観測記録のうちM5.3以上で震央距離200km以内の地震を対象に，解放基盤波の応答スペクトルをNoda et al.(2002)による手法（耐専スペクトル）で除した「応答スペクトル比」を算出する。
・プレート間地震，海洋プレート内地震，内陸地殻内地震の地震発生様式ごとに各地震の「応答スペクトル比」を算出し，地域性の観点からグルーピングを行う。

$$\text{応答スペクトル比} = \frac{\text{敷地の観測記録（解放基盤波の応答スペクトル）}}{\text{Noda et al.(2002)による応答スペクトル}}$$

内陸地殻内地震の地震動評価に用いる補正係数

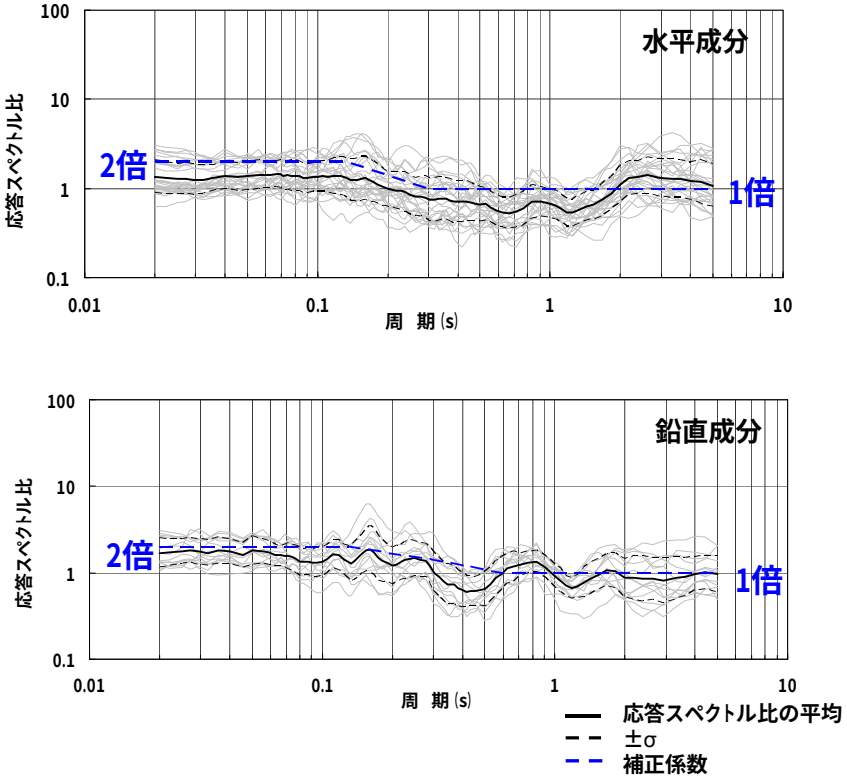
第404回審査会合
資料2再掲

■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



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）。

検討対象地震の震央分布図
（水平成分）



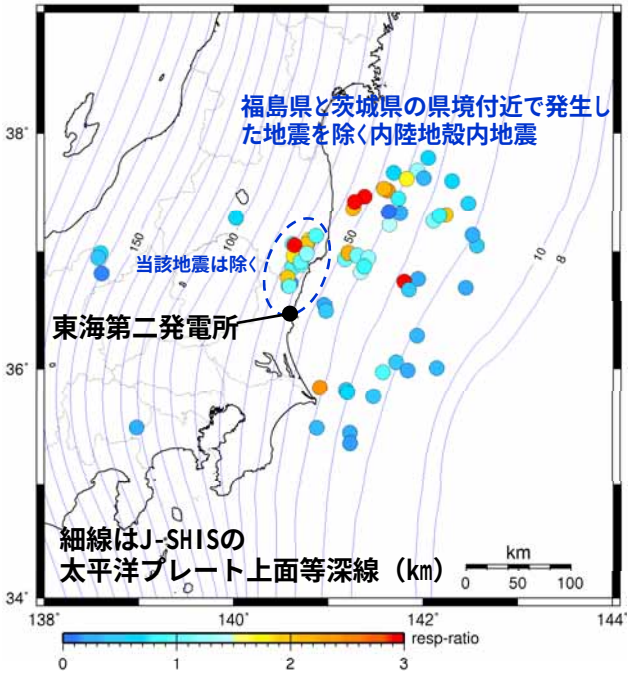
応答スペクトル比

- 福島県と茨城県の県境付近で発生した地震の応答スペクトル比は短周期側で大きくなる傾向が見られ，水平成分で1.4倍程度，鉛直成分で1.7倍程度となる。
- 従って，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対する応答スペクトル手法では，日本電気協会（2016）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の傾向に基づき，短周期帯を概ね包絡するように短周期側で2倍の補正係数を設定する。

内陸地殻内地震の地震動評価に用いる補正係数

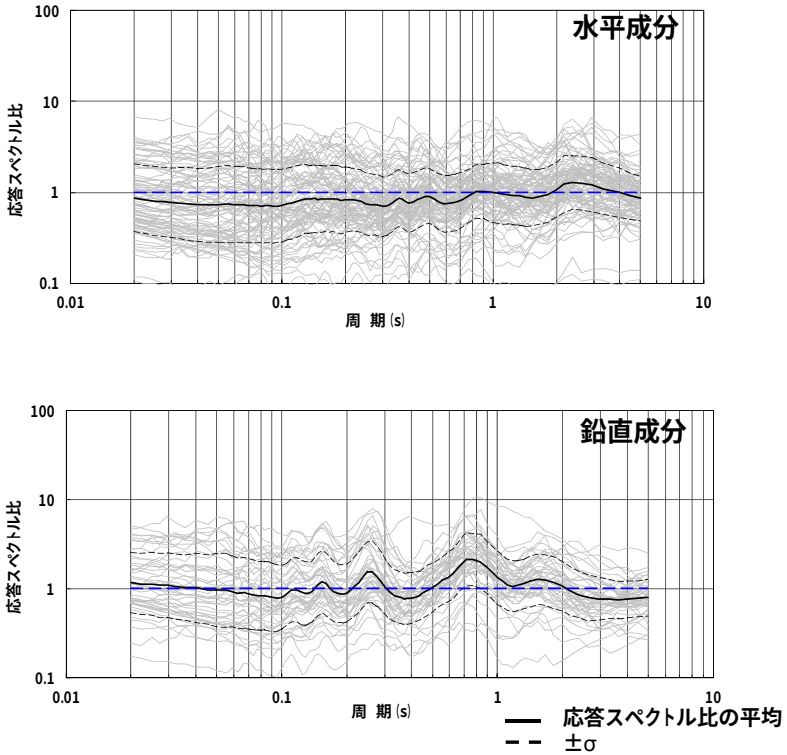
第404回審査会合
資料2再掲

■福島県と茨城県の県境付近で発生した地震を除く内陸地殻内地震の補正係数



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）。

検討対象地震の震央分布図
（水平成分）

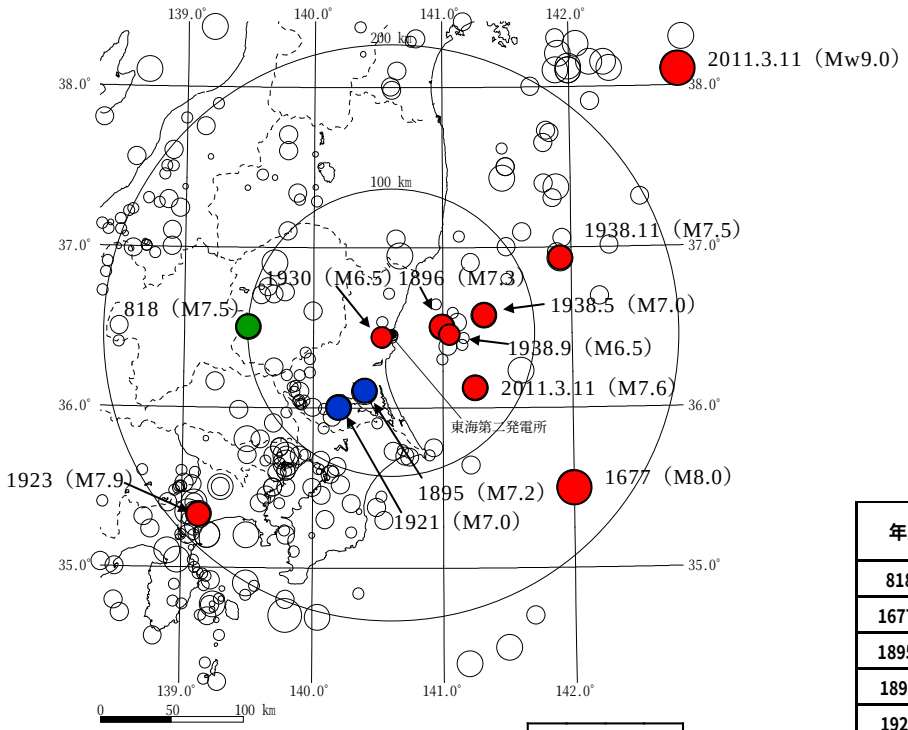


応答スペクトル比

福島県と茨城県の県境付近を除く地域で発生した内陸地殻内地震の応答スペクトル比について，各地震の平均は水平成分，鉛直成分ともほぼ1倍であるため，日本電気協会（2016）による内陸地殻内地震に対する補正や観測記録の応答スペクトル比に基づく補正は行わない。

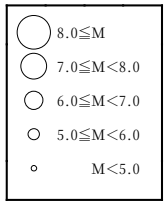
過去の被害地震

■敷地で震度5程度以上となる過去の被害地震を抽出する。

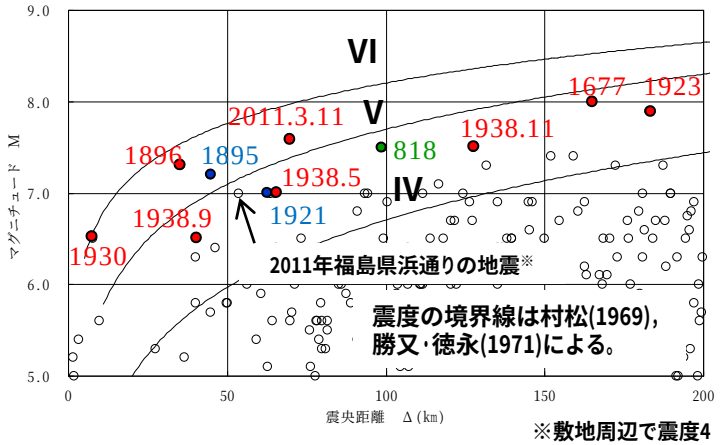


敷地周辺で震度5弱程度以上と推定される地震

- 内陸地殻内地震
- プレート間地震
- 海洋プレート内地震



敷地周辺の被害地震の震央分布図
（日本被害地震総覧及び気象庁カタログ）



※敷地周辺で震度4

敷地周辺の被害地震から想定されるMとΔの関係

敷地での震度5程度以上となる被害地震リスト

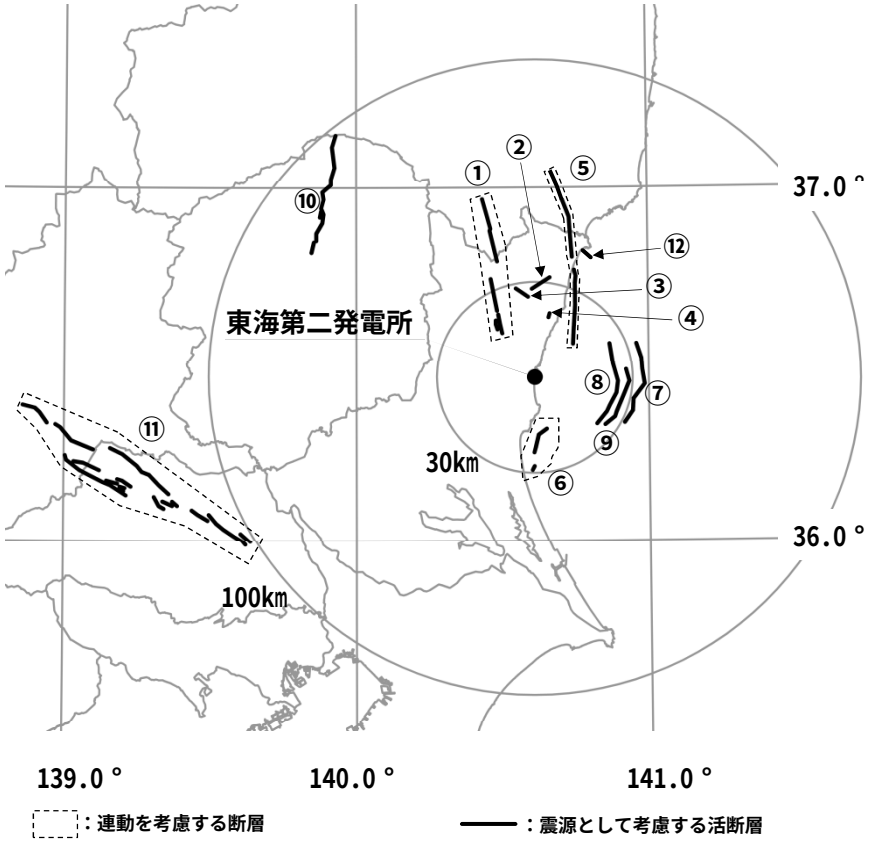
年月日	地震	地震規模 M	震央距離 (km)	深さ (km)	地震発生様式
818.－.－	関東諸国の地震	7.5	99	－	内陸地殻内地震
1677.11. 4	磐城・常陸・安房・上総・下総の地震	8.0	165	－	プレート間地震
1895. 1.18	霞ヶ浦付近の地震	7.2	45	－	海洋プレート内地震
1896. 1. 9	鹿島灘の地震	7.3	35	－	プレート間地震
1921.12. 8	茨城県龍ヶ崎付近の地震	7.0	64	－	海洋プレート内地震
1923. 9. 1	関東大地震	7.9	183	23	プレート間地震
1930. 6. 1	那珂川下流域の地震	6.5	8	54	プレート間地震
1938. 5.23	塩屋崎沖の地震	7.0	65	35	プレート間地震
1938. 9.22	鹿島灘の地震	6.5	40	48	プレート間地震
1938.11. 5	福島県東方沖地震	7.5	128	43	プレート間地震
2011. 3.11	2011年東北地方太平洋沖地震の本震	Mw9.0	270	23.7	プレート間地震
2011. 3.11	2011年東北地方太平洋沖地震の最大余震	7.6	69	42.7	プレート間地震

- 敷地で震度5程度以上となる被害地震について，気象庁カタログや文献から震源位置を求め地震発生様式毎に分類した。
- 敷地で震度5程度以上となる被害地震は，その多くがプレート間地震または海洋プレート内地震である。
- 内陸地殻内地震としては，818年関東諸国の地震が敷地で震度5程度以上となる。

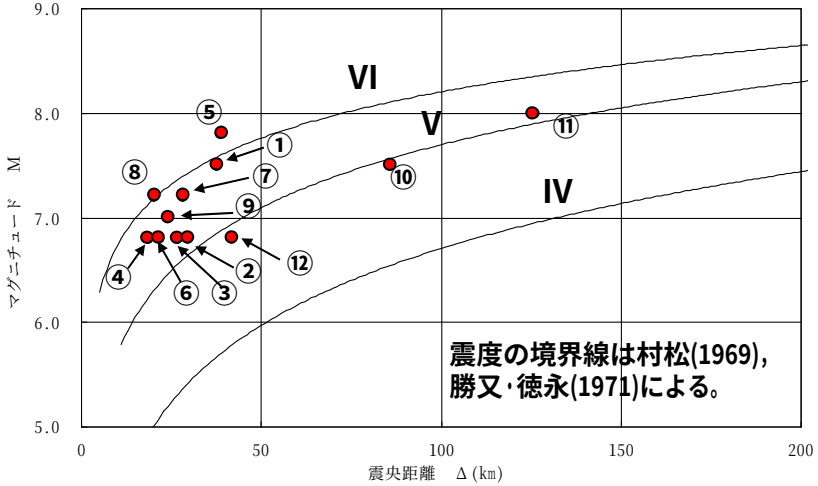
第404回審査会合
資料2再掲

活断層の分布

■敷地で震度5程度以上となる活断層等を抽出する。



震源として考慮する活断層分布



震源として考慮する活断層から想定されるMとΔの関係

震源として考慮する活断層については，全て敷地での震度が5程度以上と想定される。

※1 地震規模は松田(1975)により算定
※2 長さの短い断層については地震規模をM6.8として評価（次頁で説明）
※3 断層傾斜角は60度として評価
※4 諸元については審議に応じて見直す可能性がある。

敷地で震度5程度以上となる震源として考慮する活断層のリスト

	断 層 名	長さ (km)	地震規模M※1	等価震源距離 (km) ※3
①	棚倉破砕帯東縁断層，同西縁断層の連動	42	7.5	37
②	関口－米平リニアメント	6	6.8※2	27
③	竪破山リニアメント	4	6.8※2	25
④	宮田町リニアメント	1	6.8※2	21
⑤	F1断層，北方陸域の断層，塩ノ平地震断層の連動	58	7.8	31
⑥	F3断層，F4断層の連動※4	16	6.8	22
⑦	F8断層	26	7.2	26
⑧	F16断層	26	7.2	30
⑨	A－1背斜	20	7.0	22
⑩	関谷断層	40	7.5	92
⑪	関東平野北西縁断層帯	82	8.0	130
⑫	F11断層	5	6.8※2	38

第404回審査会合
資料2再掲

短い断層の扱い

■短い断層については，地表で認められる断層長さが震源断層の長さを示さない可能性を踏まえ，地震発生層の厚さや断層傾斜角等を考慮して地震規模を設定する。

・断層傾斜角を考慮して地震発生層を飽和するよう断層幅を算出し，震源断層の長さ＝断層幅となる震源を想定する。断層傾斜角については，敷地周辺では縦ずれの断層が多いことを考慮して60度とする。

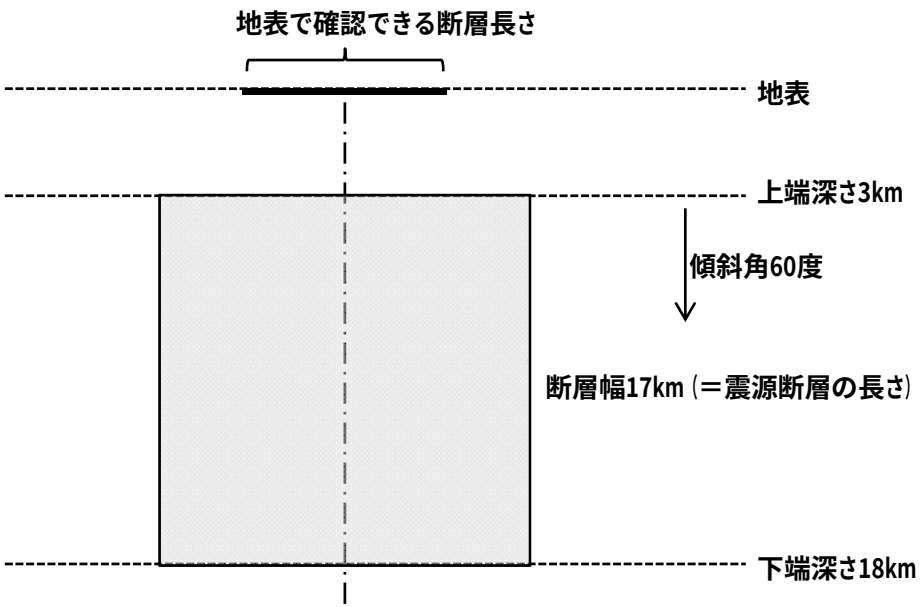
・地表の断層長さが震源断層の長さより短い断層を短い断層として選定する。

→　茨城県の北部に分布する断層のうち，断層長さが17km未満の断層を短い断層として選定する。

→　茨城県の北部以外の断層のうち，断層長さが15km未満の断層を短い断層として選定する。

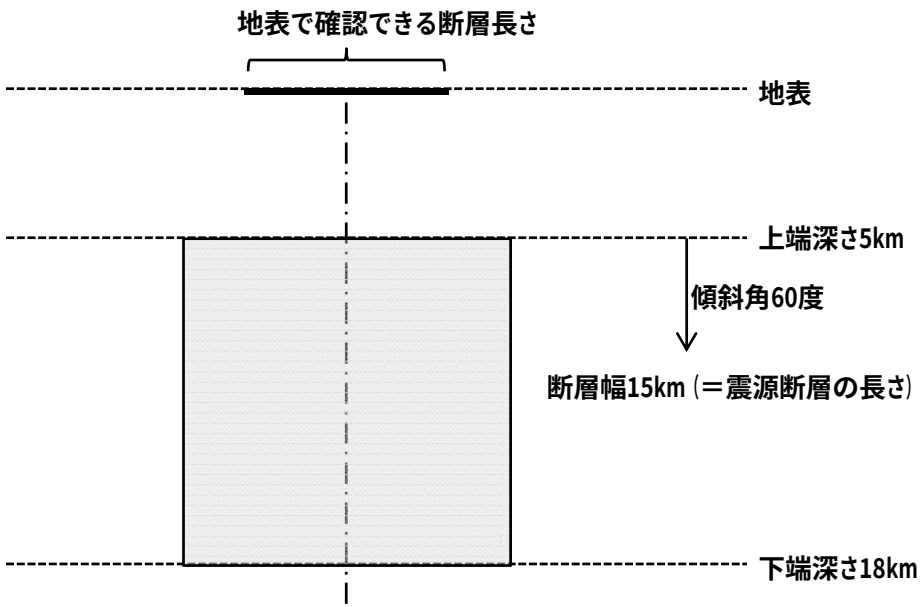
・地震の規模については，震源断層の面積から想定される地震規模※や新潟県中越沖地震を踏まえM6.8を考慮する。

・等価震源距離については，上記で設定した震源断層面から算出する。



茨城県の北部における短い断層のモデル化の例

※　震源断層の面積が291km²以上の場合，入倉・三宅（2001）による断層面積と地震モーメントの関係式及び武村（1990）による地震モーメントとマグニチュードの関係式を用いて規模を算出するとM6.8になる。



茨城県の北部以外における短い断層のモデル化の例

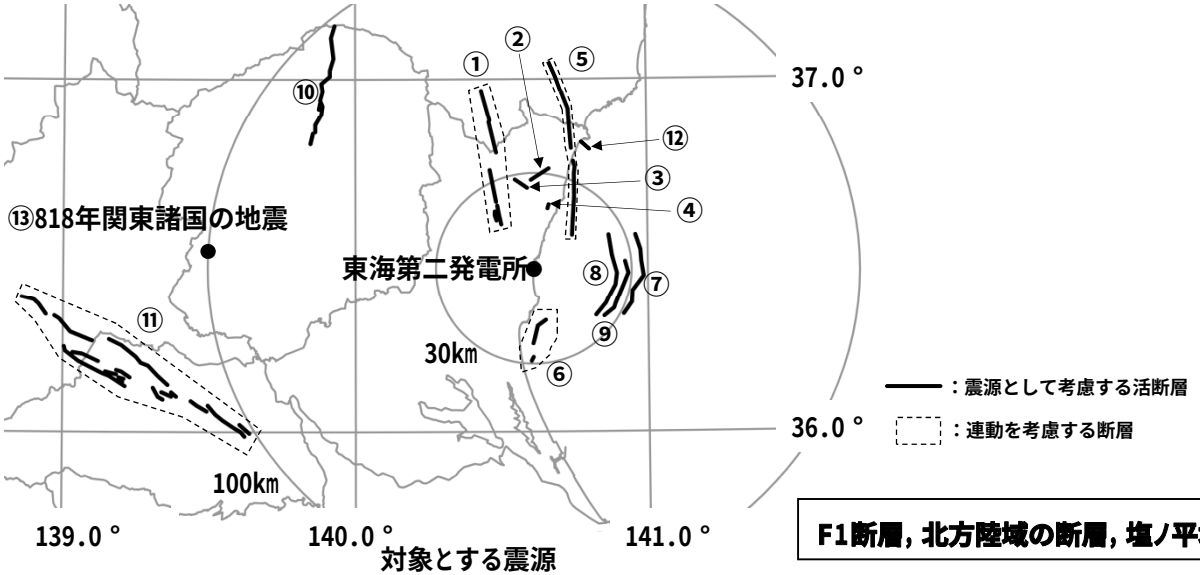
※　震源断層の面積が291km²未満の場合，Somerville et al.（1999）による断層面積と地震モーメントの関係式及び武村（1990）による地震モーメントとマグニチュードの関係式を用いて規模を算出するとM6.7になる。

第404回審査会合
資料2再掲

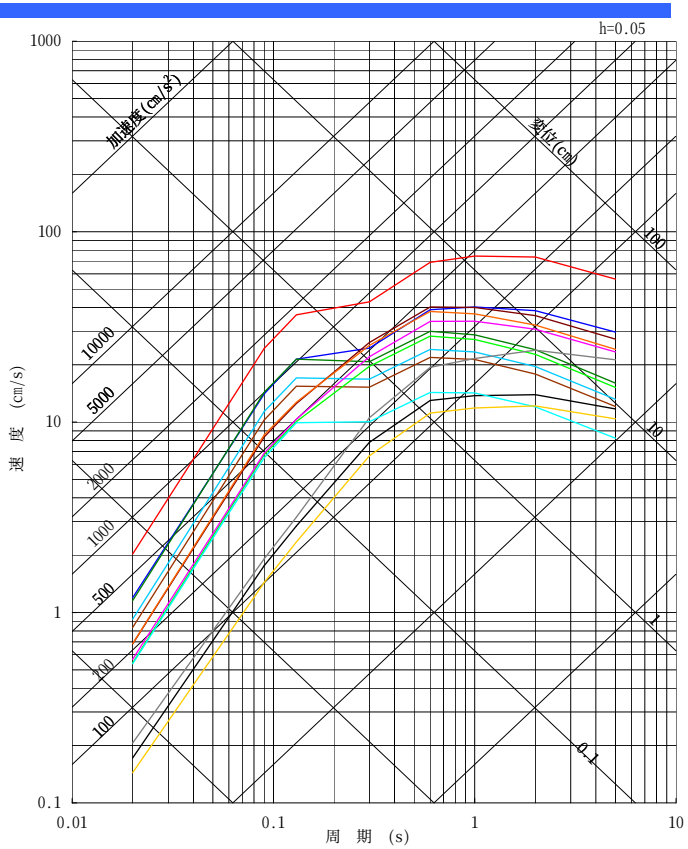
検討用地震の選定

		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) ※2	補正係数
活断層による地震	①	棚倉破砕帯東縁断層，同西縁断層の連動	42	7.5	3	37	考慮
	②	関口－米平リニアメント	6	6.8※1	3	27	考慮
	③	竪破山リニアメント	4	6.8※1	3	25	考慮
	④	宮田町リニアメント	1	6.8※1	3	21	考慮
	⑤	Ｆ１断層，北方陸域の断層，塩ノ平地震断層の連動	58	7.8	3	31	考慮
	⑥	Ｆ３断層，Ｆ４断層の連動※3	16	6.8	5	22	
	⑦	Ｆ８断層	26	7.2	5	26	
	⑧	Ｆ１６断層	26	7.2	5	30	
	⑨	Ａ－１背斜	20	7.0	5	22	
	⑩	関谷断層	40	7.5	5	92	
	⑪	関東平野北西縁断層帯	82	8.0	5	130	
	⑫	Ｆ１１断層	5	6.8※1	3	38	考慮
被害地震	⑬	818年関東諸国の地震	－	7.5	－	102	

※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
※3　諸元については審議に応じて見直す可能性があるが，検討用地震の選定結果には影響を与えない。



対象とする震源



内陸地殻内地震の地震動の応答スペクトル
(Noda et al.(2002) の手法に補正係数を考慮)

F1断層，北方陸域の断層，塩ノ平地震断層の連動による地震を検討用地震として選定した。

5.3 震源モデルの設定

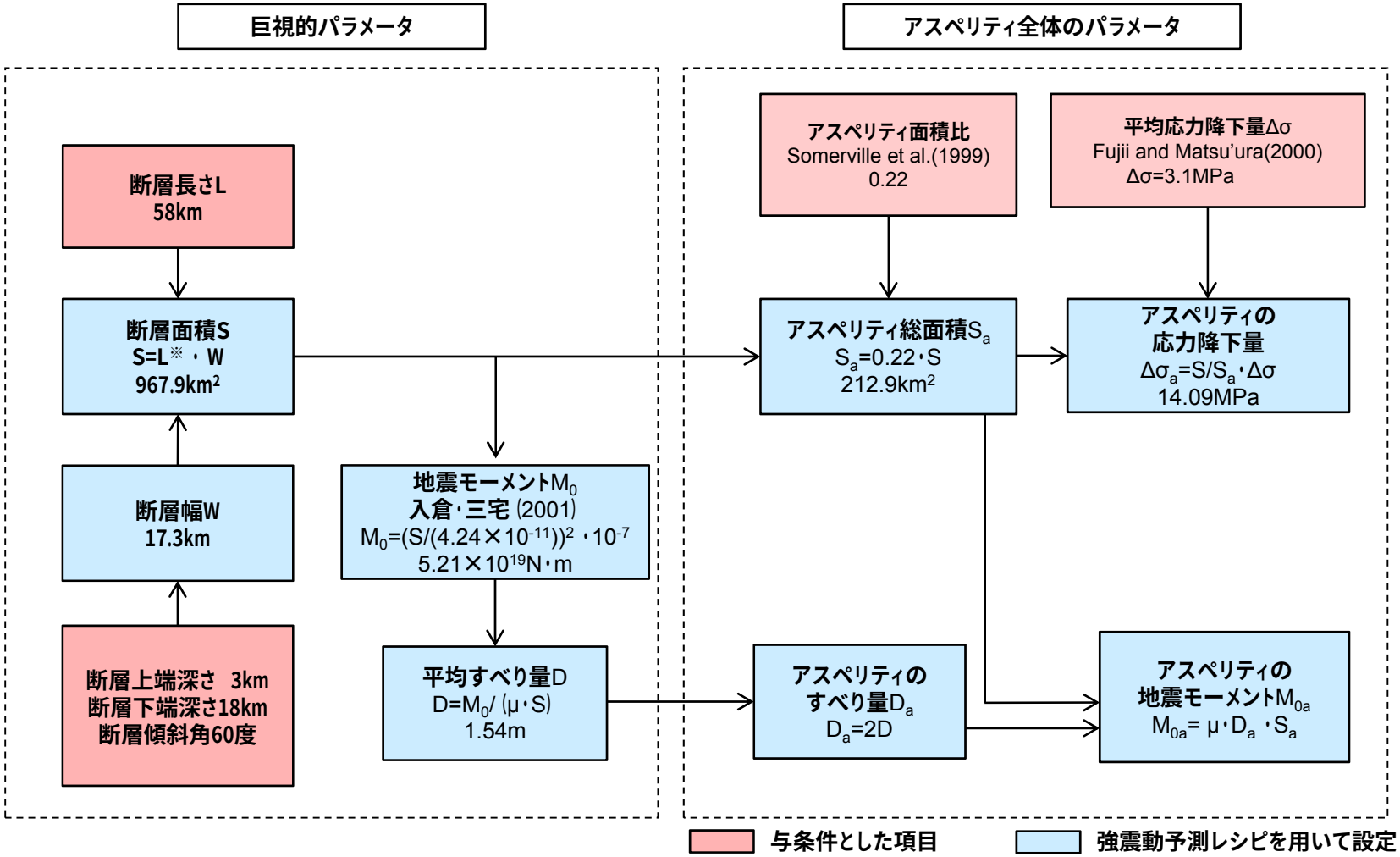
5.3.1 基本震源モデルの設定

5.3.2 不確かさを考慮した震源モデルの設定

第404回審査会合
資料2再掲

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。

第404回審査会合
資料2再掲

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，新規制基準適合性審査第381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な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，すべりに追随する表層（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。

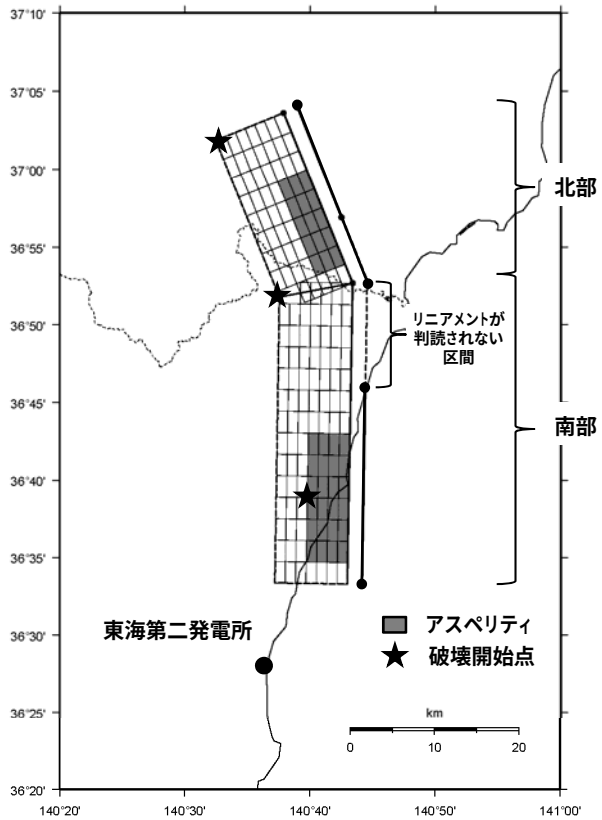
・なお，リニアメントが判読されない区間をF１断層側に含め，これらを合わせて一つの区間とすることで，敷地に近い南部に配置するアスペリティの地震モーメントを大きくし，安全側の設定とする。

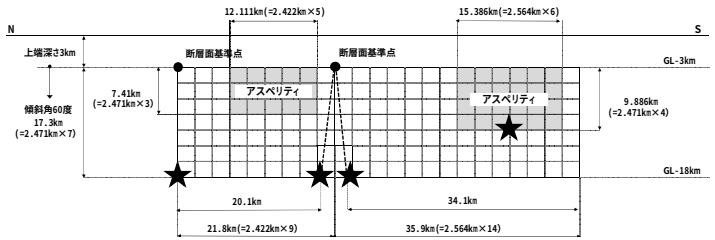
【破壊開始点位置】

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，Vr=0.72Vs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(km²)

断層長さと断層幅より算出

・地震モーメント M_0(N・m)

入倉・三宅(2001)より$M_0=\{S/(4.24\times10^{-11})\}^{2.0}/10^7$

・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 (km²)

$\Delta\sigma_a$ ：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。

第404回審査会合
資料2再掲

基本震源モデルの設定に関する詳細説明

■震源モデルの設定に関し，下記事項については次頁以降に詳細に示す。

① 地質調査結果と震源モデルの対応
② 断層上端深さ，下端深さ
③ 断層タイプ，断層傾斜角
④ アスペリティ配置
⑤ 破壊開始点位置
⑥ 短周期レベル
⑦ 破壊伝播速度
⑧ 2016年版強震動予測レシピとの関係

第404回審査会合
資料2再掲

①地質調査結果と震源モデルの対応：　地質調査結果

塩ノ平地震断層

- リニアメントにほぼ一致して断層が認められる。
- 後期更新世以降の活動が認められる。
  （2011年4月11日の地震等）

⇒ **震源として考慮する活断層として評価**

＊ 震源として考慮する活断層の北端については，地震断層，リニアメント及び文献が示す活構造のうち，断層長さが最長となる地震断層（丸山ほか，2013及び粟田ほか，2011）の北端とした。（182頁参照）
　なお，2011年4月11日の地震の地殻変動，余震分布及び震源過程解析によるすべり分布は，地震断層の範囲と対応している。

北方陸域の断層

- リニアメントにほぼ一致して断層が認められる。
- 後期更新世以降の活動は否定できない。
  - ➢ 確認された断層は，軟質な粘土を伴い，平面的である。
  - ➢ 上載地層との関係は確認できない。

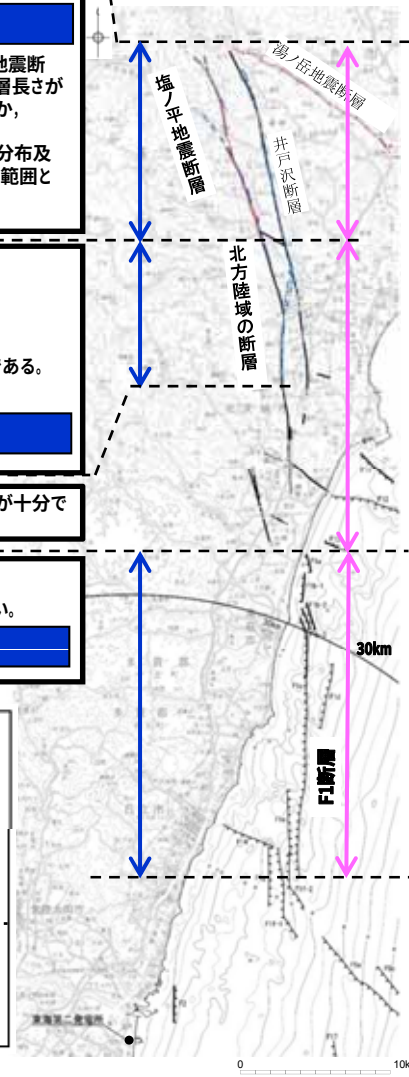
⇒ **震源として考慮する活断層として評価**

リニアメントは判読されないが，断層の連続性等の情報が十分でない。

F1断層

上載地層法により後期更新世以降の活動が否定できない。

⇒ **震源として考慮する活断層として評価**



凡　例

陸域
- 地震断層（破線は推定区間）（丸山ほか，2013）
- 断層（破線は伏在区間）
- 当社が判読したリニアメント
- 「新編 日本の活断層（1991）」において塩ノ平地震断層北方に示されている確実度IIIのリニアメント

海域
- 断層（単線は低い側を示す）
- 伏在断層（単線は低い側を示す）

この地図は，国土地理院長の承認を得て，同院発行の20万分1地勢図，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28情複，第124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。

塩ノ平地震断層とF1断層及び北方陸域の断層の同時活動性

- 他機関の調査結果も含め，後期更新世以降に「塩ノ平断層」が「F1断層」や「北方陸域の断層」と同時活動した事実はない。
- このため，これらの断層の同時活動の評価にあたっては，「塩ノ平断層」の「活動履歴」や「単位変位量」の情報から，地震本部の評価手法も参考に検討した。その結果，「塩ノ平断層自体の今後50年間における地震発生確率はほぼ0%*」であり，また「塩ノ平断層とF1断層及び北方陸域の断層が今後50年間で同時活動する場合の地震発生確率は更に小さい」と評価される。
- しかしながら，断層の走向・傾斜の類似性等も勘案し，これらの断層の同時活動を考慮する。

*約10^{-848}パーセント

F1断層と北方陸域の断層の同時活動性

- 断層の連続性や離隔距離等が十分に確認できないことから，同時活動を考慮する。

約58km

F1断層と北方陸域の断層に加え，塩ノ平地震断層も含めた同時活動性については，塩ノ平地震断層が既に応力解放されているため，これらの断層が同時活動する可能性は極めて低いものと判断される。
　しかしながら，断層の走向・傾斜の類似性等も勘案し，これらの断層の同時活動を考慮することとした。

第404回審査会合
資料2修正

①地質調査結果と震源モデルの対応：　基本震源モデルの考え方

塩ノ平地震断層
- リニアメントにほぼ一致して断層が認められる。
- 後期更新世以降の活動が認められる。
  (2011年4月11日の地震等)

⇒ 震源として考慮する活断層として評価

北方陸域の断層
- リニアメントにほぼ一致して断層が認められる。
- 後期更新世以降の活動は否定できない。
  - ➢ 確認された断層は，軟質な粘土を伴い，平面的である。
  - ➢ 上載地層との関係は確認できない。

⇒ 震源として考慮する活断層として評価

リニアメントは判読されないが，断層の連続性等の情報が十分でない。

F1断層
上載地層法により後期更新世の活動が否定できない。

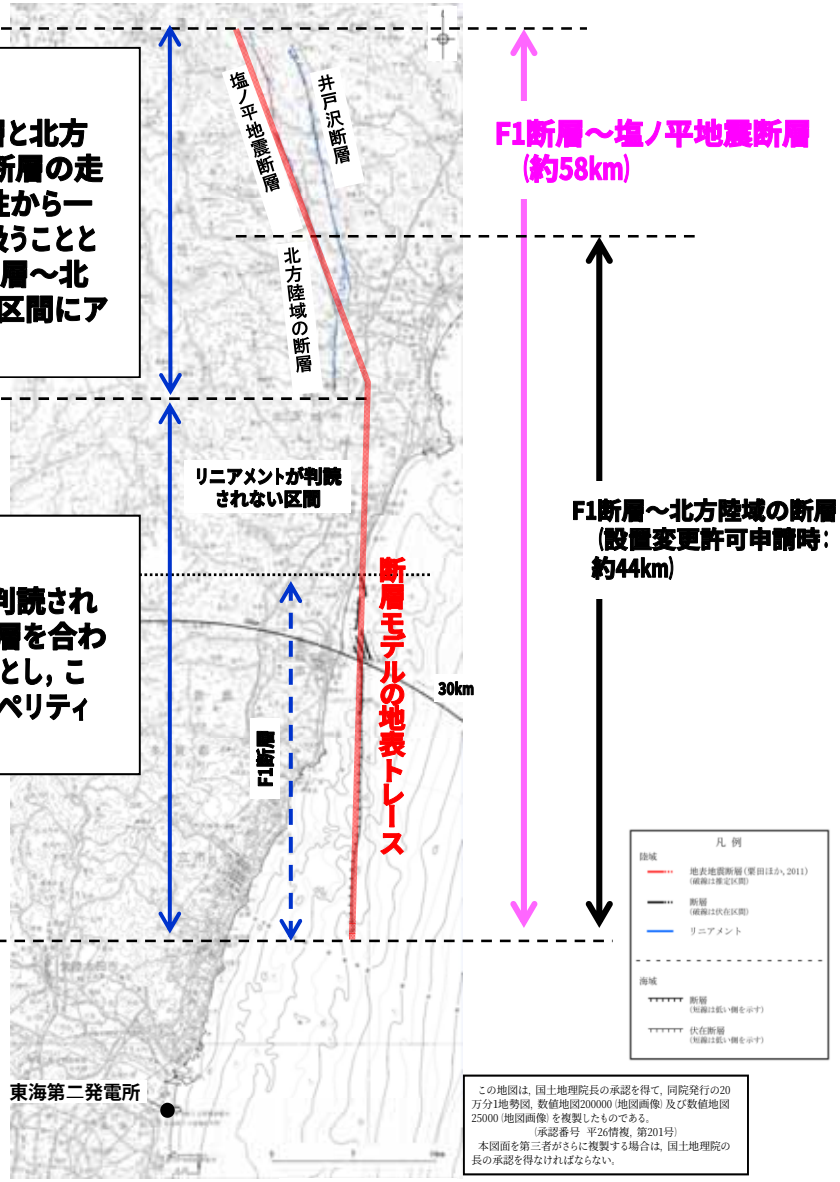
⇒ 震源として考慮する活断層として評価

■北部

塩ノ平地震断層と北方陸域の断層は，断層の走向・傾斜の類似性から一連の断層として扱うこととし，塩ノ平地震断層～北方陸域の断層の区間にアスペリティを配置

■南部

リニアメントが判読されない区間とF1断層を合わせて一つの区間とし，この区間内にアスペリティを配置



この地図は，国土地理院長の承認を得て，同院発行の20万分1地勢図，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201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。

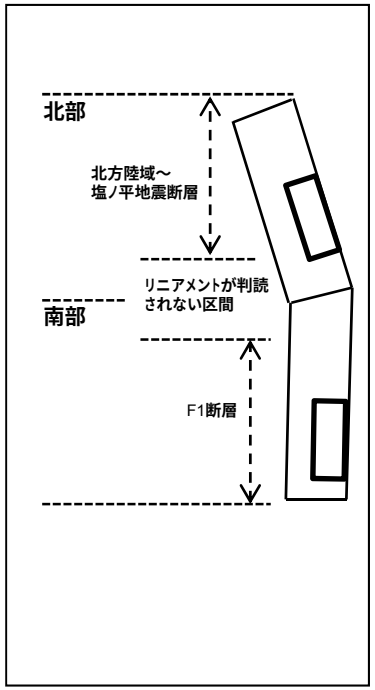
- 巨視的面は地質調査による断層線に沿うよう設定する。
- 断層の分布状況から震源を南部，北部に区分する。
- アスペリティは，地質調査結果や各種文献に基づき，南部ではF1断層に1つ，北部では北方陸域の断層～塩ノ平地震断層に1つ，それぞれ敷地寄りに配置する。
- リニアメントが判読されない区間はＦ１断層側に含め，これらを合わせて一つの区間とすることで敷地に近い南部に配置するアスペリティの地震モーメントや短周期レベルを大きくし，安全側の設定とする。（次頁参照）

第404回審査会合
資料2修正

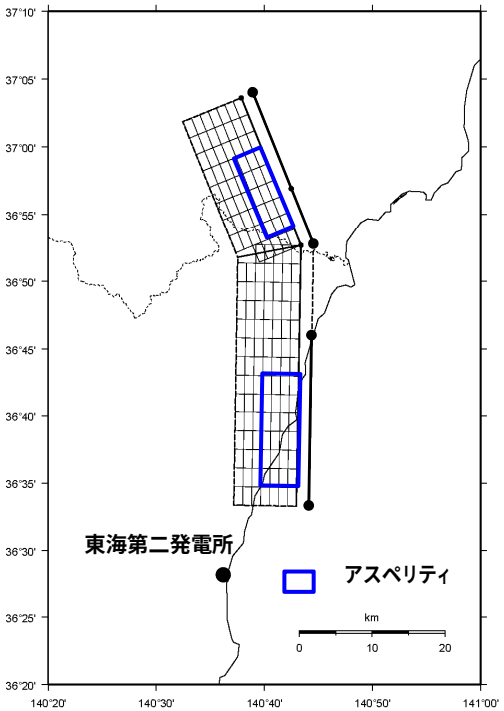
①地質調査結果と震源モデルの対応：　基本震源モデル設定における保守性の考え方

■基本震源モデルの設定では，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や短周期レベルを大きくし，安全側の設定とすることで保守性を確保している。

■そこで，北部，南部区間を均等とし，南北アスペリティの地震モーメントや短周期レベルが同じになるモデルに比べて，基本震源モデルにどの程度保守性が含まれることになるか，それぞれ比率で示す。



南北均等モデル



基本震源モデル
（南部アスペリティ地震モーメント大）

アスペリティの地震モーメント比較

モデル名	アスペリティ面積（南部）(km^2)	アスペリティの地震モーメント（南部）(N·m)	地震モーメント比
南北均等モデル	106.5	1.15E+19	1.00
基本震源モデル（南部アスペリティ地震モーメント大）	133.2	1.57E+19	1.37

アスペリティの短周期レベル比較

モデル名	アスペリティ面積（南部）(km^2)	アスペリティの短周期レベル（南部）(N·m/s^2)	短周期レベル比
南北均等モデル	106.5	1.34E+19	1.00
基本震源モデル（南部アスペリティ地震モーメント大）	133.2	1.49E+19	1.11

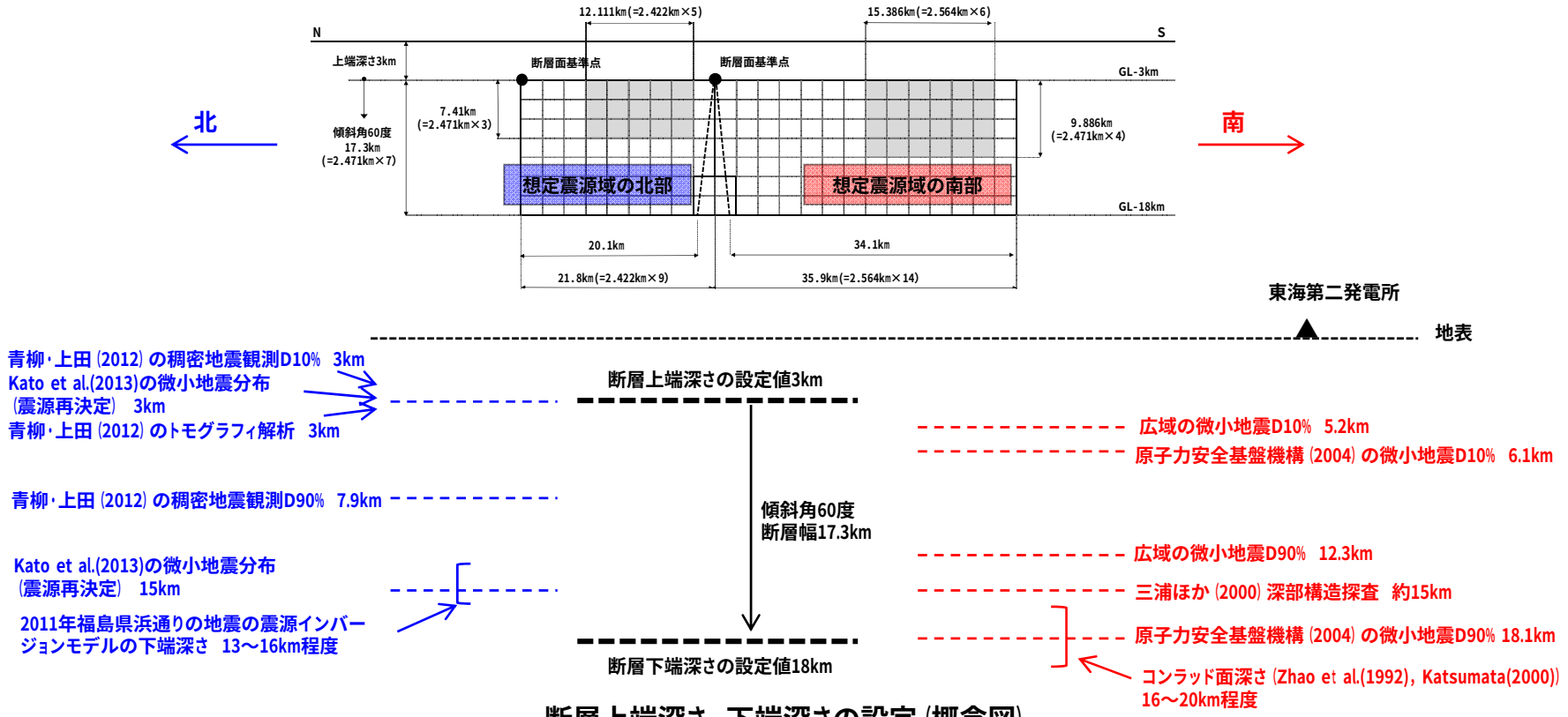
リニアメントが判読されない区間をF1断層とあわせて１つの区間とすることで，基本震源モデルの南部アスペリティの地震モーメントや短周期レベルを大きく設定した。南北均等とした場合に比べて南部アスペリティの地震モーメントが1.3～1.4倍，短周期レベルが1.1倍となり，これが基本震源モデルに保守性として含まれている。

第404回審査会合
資料2再掲

②断層上端深さ，下端深さ

■断層上端深さ，下端深さの設定について

2011年福島県浜通りの地震の知見や，敷地周辺の広域の地震発生状況等の知見を踏まえた地震発生層の設定に基づく断層上端深さ，下端深さの設定の概念図を示す。



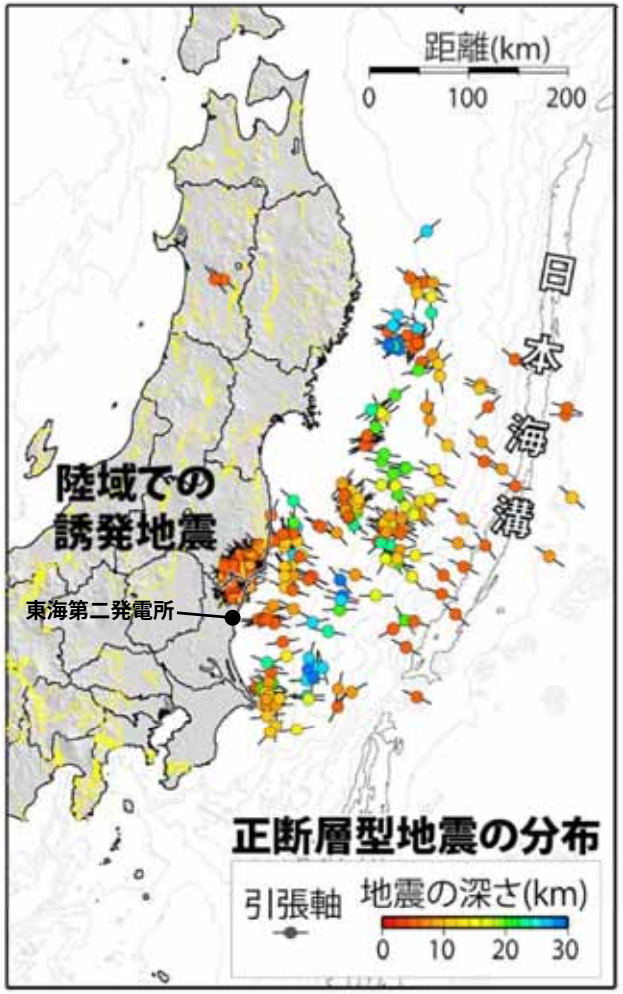
断層上端深さ，下端深さの設定（概念図）

- 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DDト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。震源モデルの南部では3kmよりも深いと想定されるが，保守的に3kmとする。
- 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。

第404回審査会合
資料2再掲

③断層タイプ，断層傾斜角： 福島県，茨城県の県境付近の応力場（1／3）

■青柳・上田(2012)



正断層型誘発地震の分布

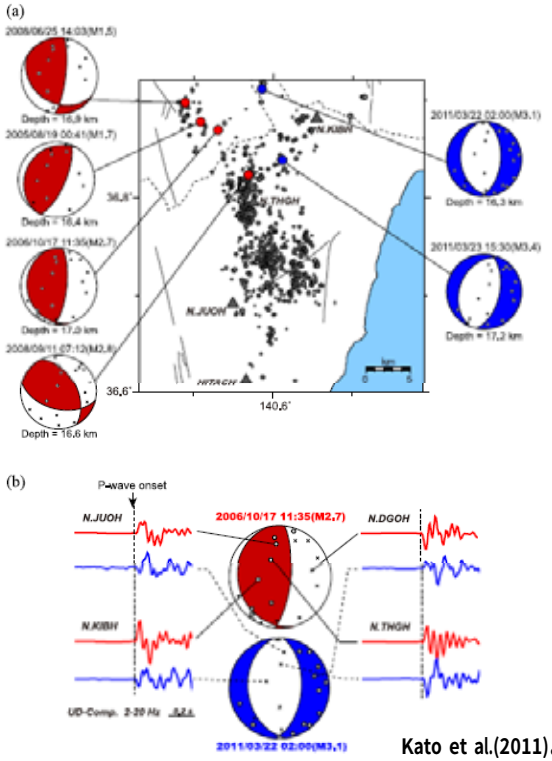
- 青柳・上田（2012)では，2011年福島県浜通りの地震を含む阿武隈南部地域で稠密地震観測を実施し震源メカニズム解を求め，余震域周辺の海域も含めこの地域が正断層の誘発地震の発生場であることを示している。
- 同論文では，東北地方太平洋沖地震の発生以前の応力場については，同地震以前は東西圧縮場だったものが，地震以降引張場に変わったとする見解と，地震以前から引張場とする見解に分かれるとしている。

青柳・上田（2012）より抜粋

第404回審査会合
資料2再掲

③断層タイプ，断層傾斜角： 福島県，茨城県の県境付近の応力場（2／3）

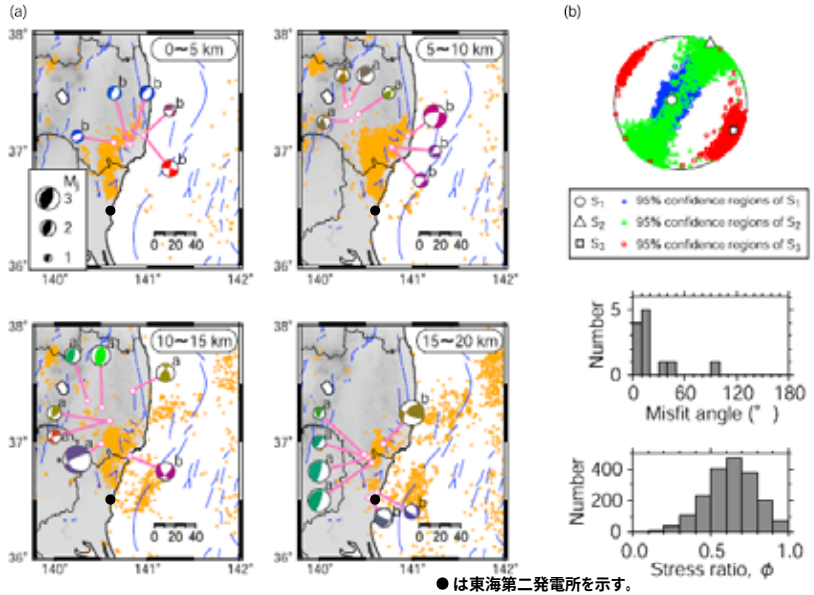
■Kato et al.(2011)について



Kato et al.(2011)より抜粋

Fig. 3. (a) Focal mechanisms of six earthquakes with magnitude greater than 1.5 that occurred before and after the 2011 Tohoku Earthquake. The origin time, magnitude and depth of each event are denoted above and below each beach ball. The distribution of polarities of P-waves is shown as circles (up) and crosses (down). Stations are plotted in lower hemisphere of focal sphere using the equal-area projection. These six events occurred at depths of 16.3 to 17.2 km, which are deeper than aligned hypocenters shown in Fig. 2(b). Gray circles are epicenters of relocated earthquakes in the present study. (b) Examples of 2–20 Hz filtered waveforms around the P-waves for two events, of which focal mechanisms are reverse (red waveforms) and normal faulting (blue waveforms). Each waveform is normalized by the maximum amplitude and aligned at the onset time of the P-wave.

■ Imanishi et al.(2012)について



●は東海第二発電所を示す。

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

- Kato et al.(2011)では，東北地方太平洋沖地震発生前後の地震について震源メカニズムを分析したところ，発生前は逆断層のメカニズムだったものが発生後は正断層のメカニズムに変化したことから，同地震を契機に東西圧縮場から東西引張場に応力変化が起こった可能性を指摘している。
- Imanishi et al.(2012)は，東北地方太平洋沖地震の発生以前に福島県，茨城県の県境付近で発生した地震のメカニズム解の分析等から，当該地域の応力場は東北地方太平洋沖地震の発生前から正断層場であったことを示している。

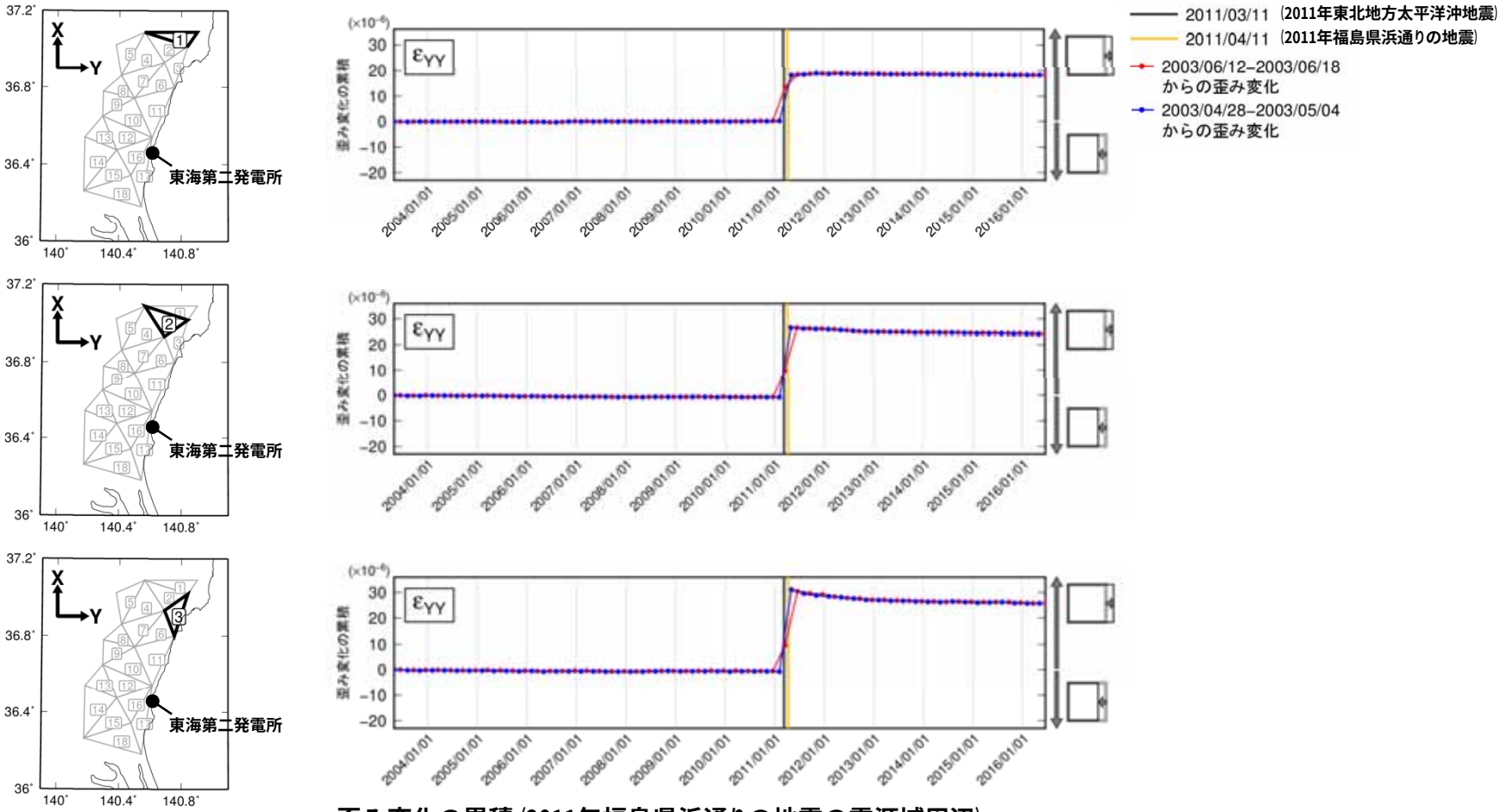
・Aitaro Kato, Shin'ichi Sakai, and Kazushige Obara (2011)：A normal-faulting seismic sequence triggered by the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake: Wholesale stress regime changes in the upper plate , Earth Planets Space, 63, 745–748, 2011
・Kazutoshi Imanishi, Ryosuke Ando, and Yasuto Kuwahara (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

第404回審査会合
資料2再掲

③断層タイプ，断層傾斜角： 福島県，茨城県の県境付近の応力場（3／3）

■GNSS観測による検討

国土地理院によるGNSS（全地球衛星測位システム）の観測データを用い，震源域から東海第二発電所にかけての地域を対象に歪み解析を実施した。具体的には，観測点同士を線で結んだ三角網を構築し，各三角要素内の平均的な歪み変化（2003年5月時点を0と仮定）を推定した。解析対象期間は2003年5月～2016年6月とした。

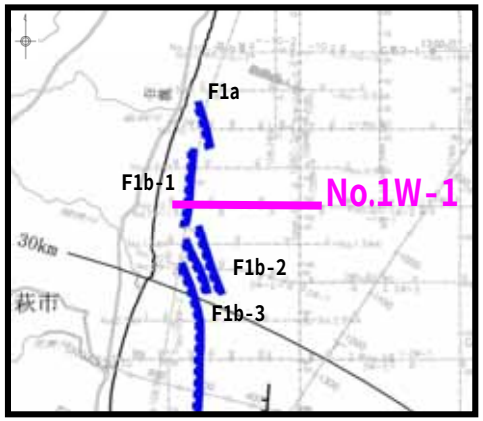


歪み変化の累積（2011年福島県浜通りの地震の震源域周辺）

2011年福島県浜通りの地震の震源域（図の1，2，3）では，東北地方太平洋沖地震や2011年福島県浜通りの地震などにより東西方向に変位を受けており，2016年6月時点ではその変位は戻っていない。

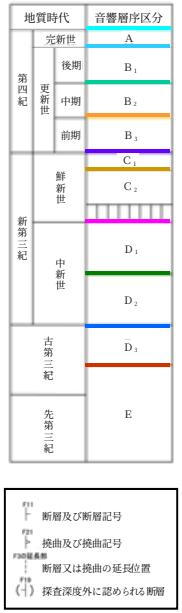
第404回審査会合
資料2再掲

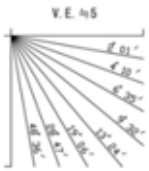
③断層タイプ，断層傾斜角： 海上音波探査結果（1／4）

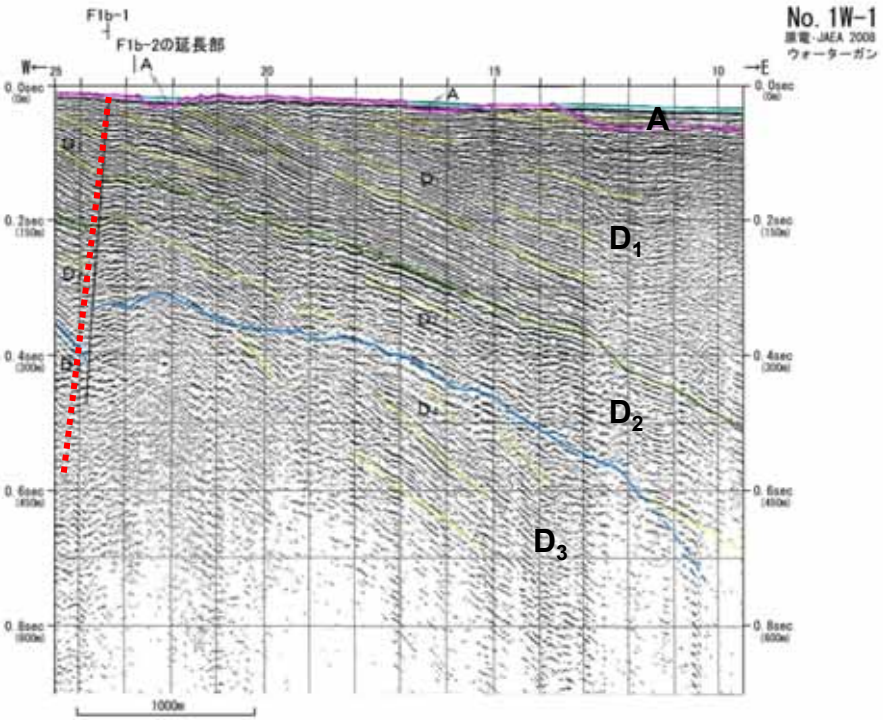


海上音波探査記録から，F１断層は西側落下の正断層と推定される。

（凡 例）



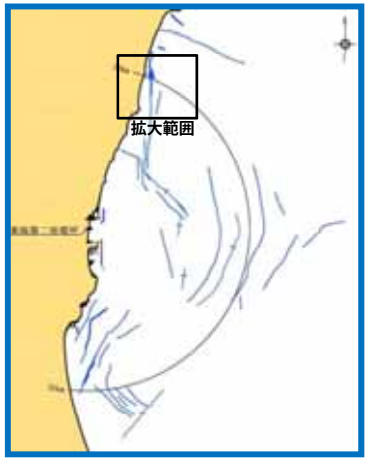


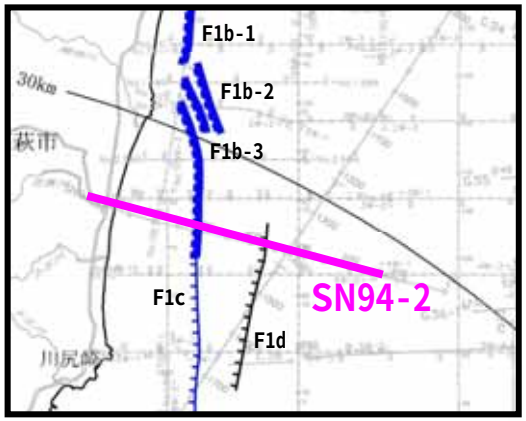


傾斜角60度の補助線

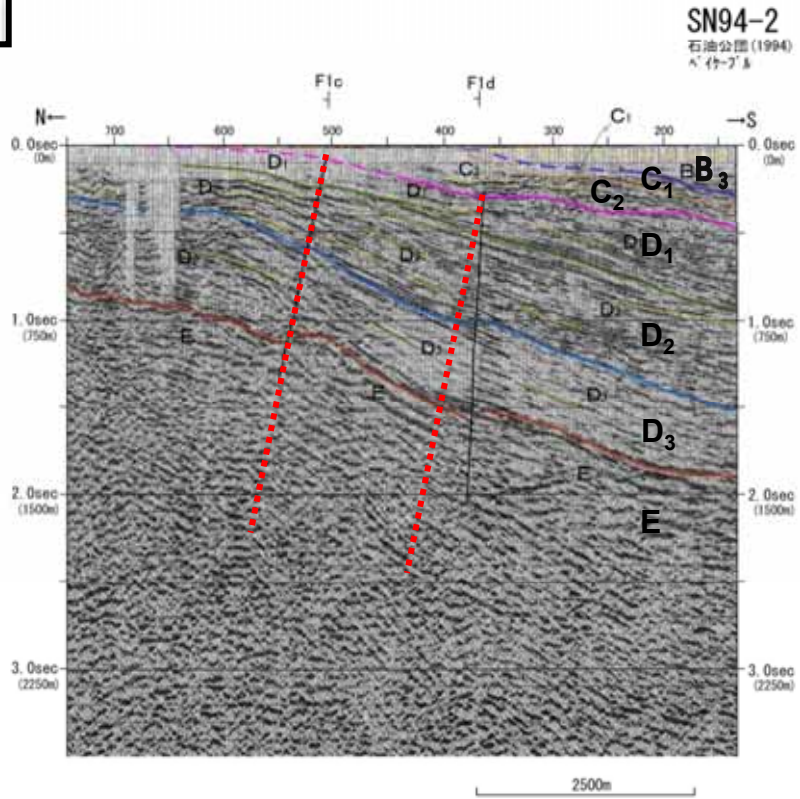
第404回審査会合
資料2再掲

③断層タイプ，断層傾斜角：　海上音波探査結果（2／4）

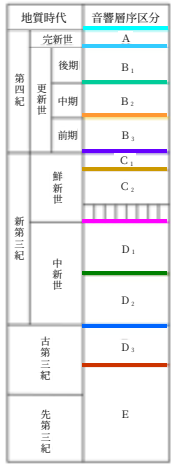


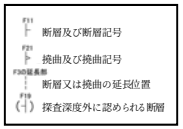


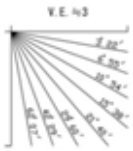
海上音波探査記録から，F１断層は西側落下の正断層と推定され，その傾斜は高角の西傾斜であると考えられる。



（凡 例）



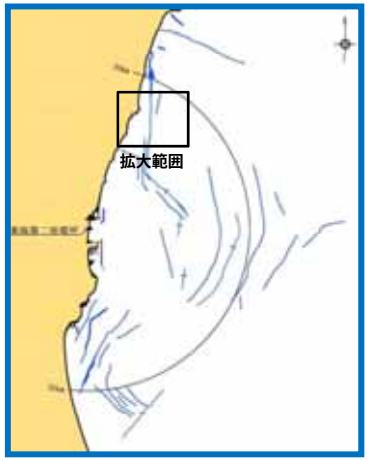


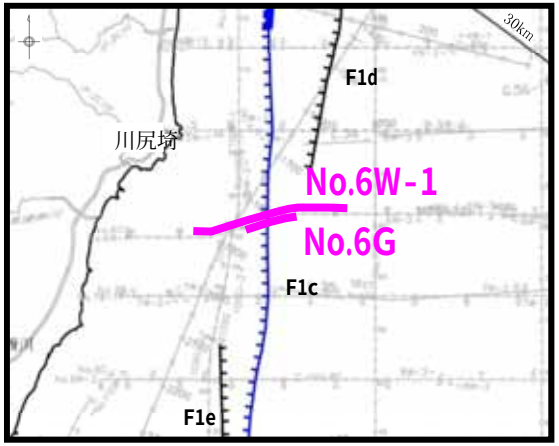


傾斜角60度の補助線

第404回審査会合
資料2再掲

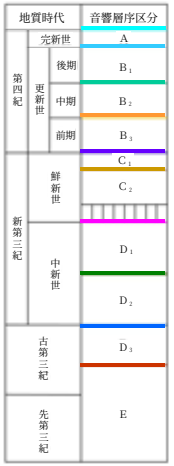
③断層タイプ，断層傾斜角：　海上音波探査結果（3／4）

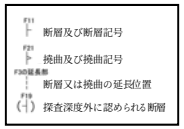


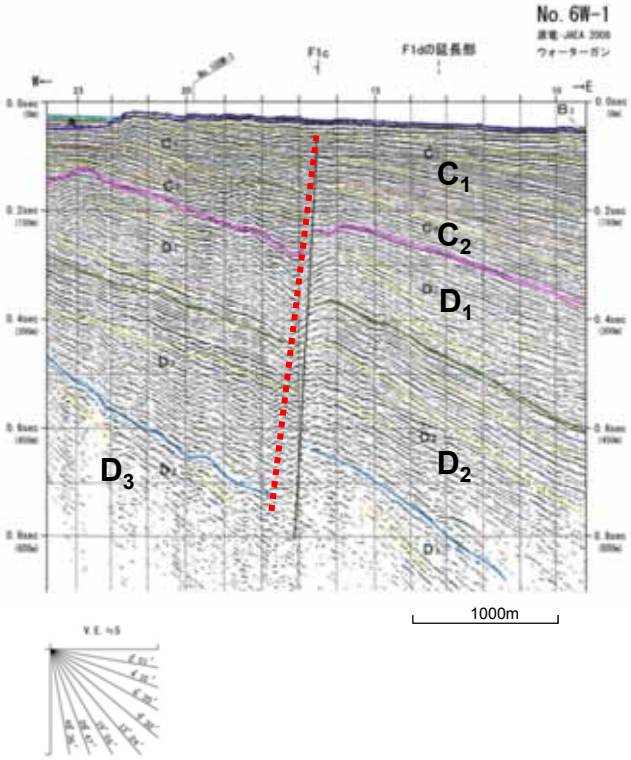


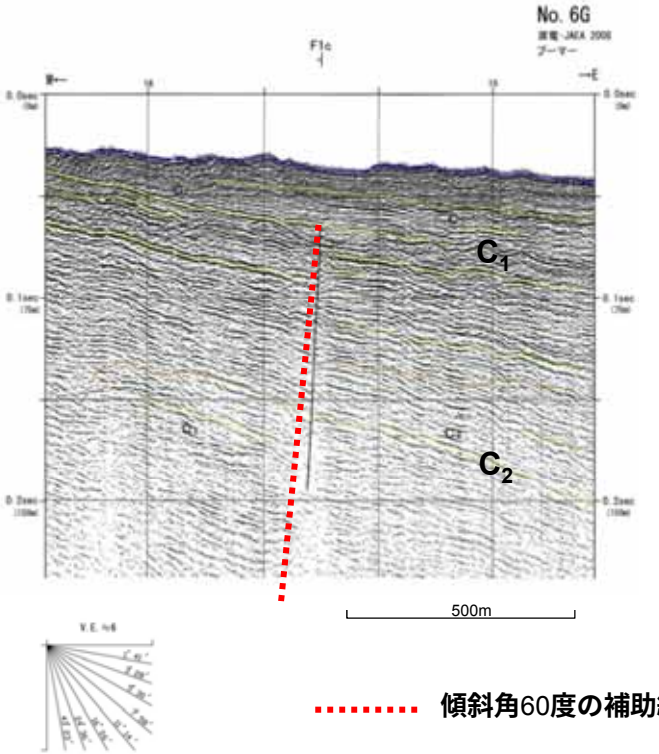
海上音波探査記録から，F１断層は西側落下の正断層と推定される。

（凡　例）





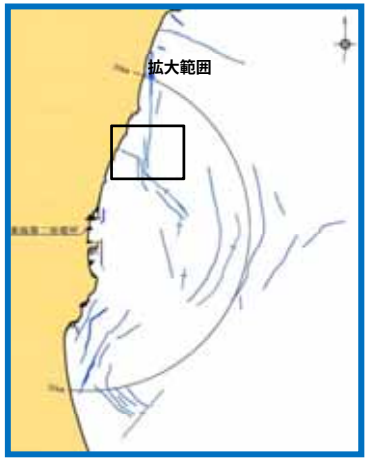


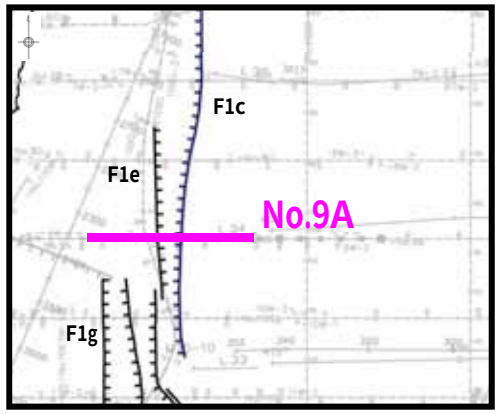


傾斜角60度の補助線

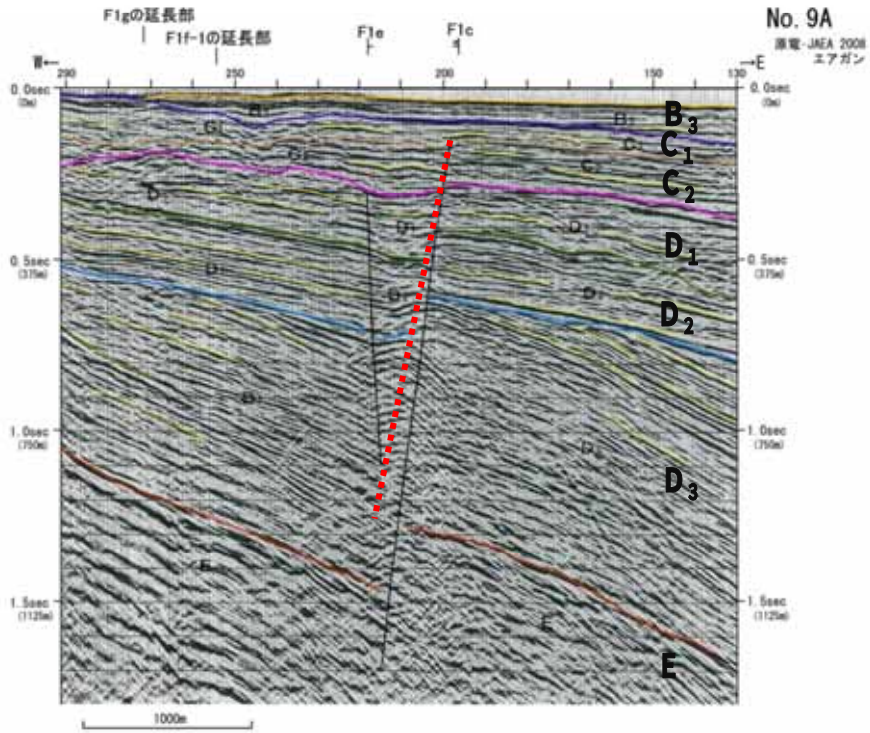
第404回審査会合
資料2再掲

③断層タイプ，断層傾斜角：　海上音波探査結果（4／4）

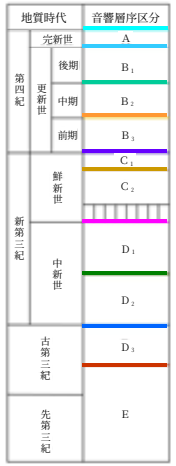


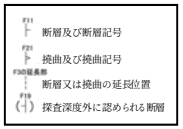


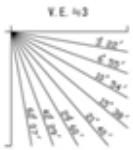
海上音波探査記録から，F１断層は西側落下の正断層と推定され，その傾斜は高角の西傾斜であると考えられる。



（凡 例）





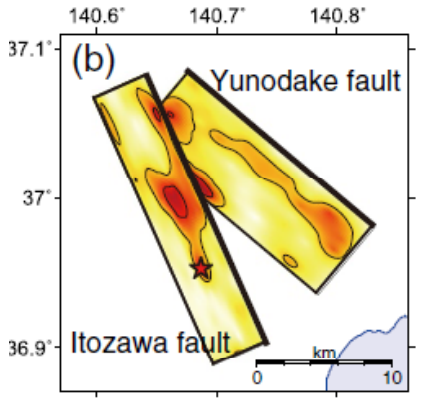


傾斜角60度の補助線

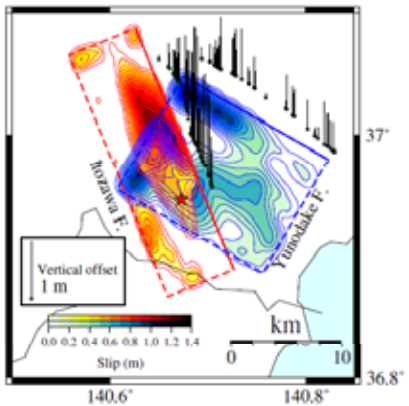
第404回審査会合
資料2再掲

③断層タイプ，断層傾斜角： 震源インバージョン解析で設定している傾斜角

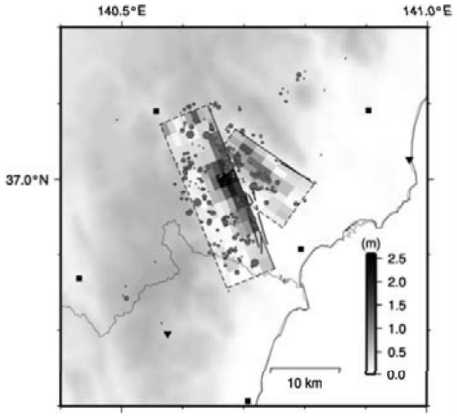
■2011年福島県浜通りの地震の近地強震記録を用いた震源インバージョン解析を行った文献を収集し，解析の際に設定した断層傾斜角を整理する。



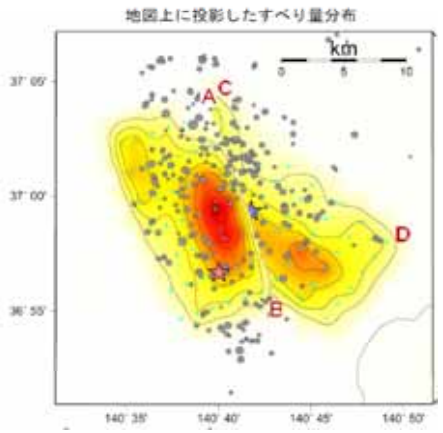
(Tanaka et al.(2014))



(芝・野口 (2012))



(引間 (2012))



(気象庁 (2016))

各震源インバージョン解析モデル

各震源インバージョン解析モデルの断層傾斜角の整理

文献	断層傾斜角 (度) ※	使用データ	断層面の設定
Tanaka et al.(2014)	73	近地強震記録	・Fukushima et al.(2013)の設定を採用 ・Fukushima et al.(2013)はSAR干渉画像解析結果から設定
芝・野口 (2012)	65	近地強震記録	・一元化震源分布を考慮し設定 ・余震データの対象期間は2011年4月11日福島県浜通りの地震 (M7.0) 発生後24時間
引間(2012)	62	近地強震記録	・DD法により再決定した余震分布を考慮し設定 ・余震データの対象期間は2011年3月11日～2011年5月11日
気象庁 (2016)	57	近地強震記録	・DD法により再決定した余震分布とSAR干渉画像解析結果をもとに設定
基本震源モデルの設定値	60	－	

※ 井戸沢断層のパラメータを記載

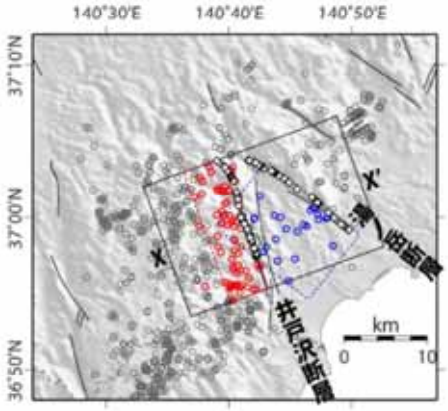
- 各文献の断層傾斜角の設定値を整理すると57～73度となる。
- 基本震源モデルの断層傾斜角の設定 (西傾斜60度) は，2011年福島県浜通りの地震の震源インバージョン解析モデルの知見を踏まえても概ね同等の設定となっていることを確認した。

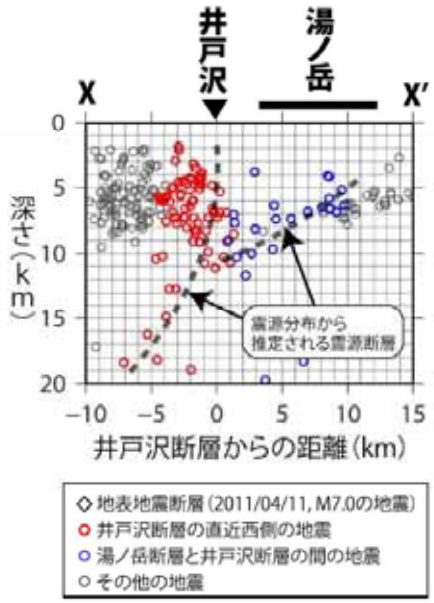
〔気象庁 (2016)：4月11 日 福島県浜通りの地震－ 近地強震波形による震源過程解析 (暫定) －，気象庁ホームページ，2016/01/15更新〕

第404回審査会合
資料2再掲

③断層タイプ，断層傾斜角： 余震分布による傾斜角

■2011年福島県浜通りの地震の余震分布と傾斜角の対応に関する知見

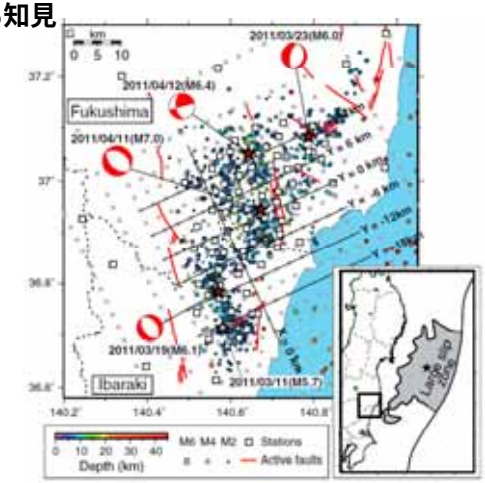




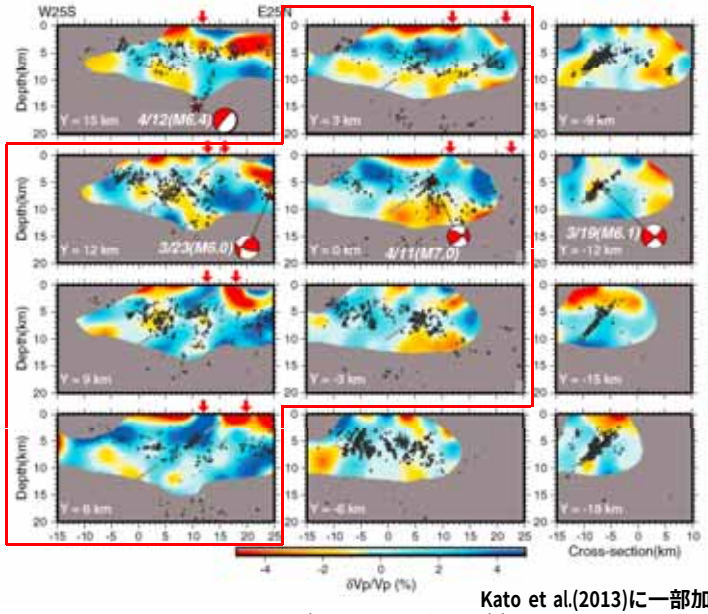
青柳・上田(2012)より抜粋

(青柳・上田(2012))

・対象期間 2011年5月17日～2011年7月29日
・震源決定手法 臨時観測データを使ったDDトモグラフィ解析による再決定



赤枠は西傾斜の面状に微小地震が発生している断面



Kato et al.(2013)に一部加筆

(Kato et al.(2013))

・対象期間 2011年3月28日～2011年10月31日
・震源決定手法 臨時観測データを使ったDDトモグラフィ解析による再決定

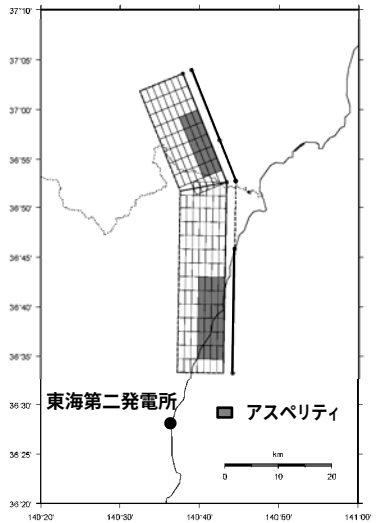
- 青柳・上田(2012)は，余震分布の形状から塩ノ平地震断層(文献では井戸沢断層と呼称)の傾斜角について，「深さ2～10kmまで鉛直に近く，10～18kmで60°Wである。」としている。
- Kato et al.(2013)は，余震分布の形状について面状の配列が約45度南西傾斜として認められるとしている。

第404回審査会合
資料2再掲

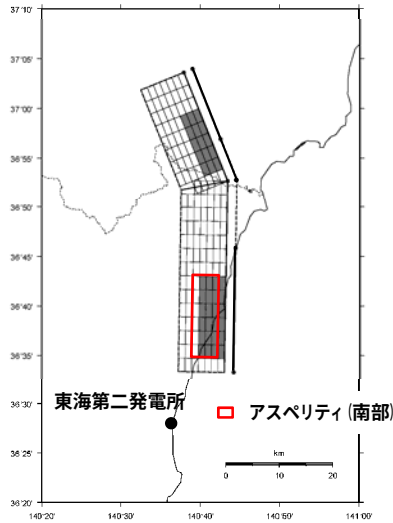
④アスペリティ配置：1) 断層幅方向のアスペリティ配置について

■アスペリティ配置について（断層幅方向）

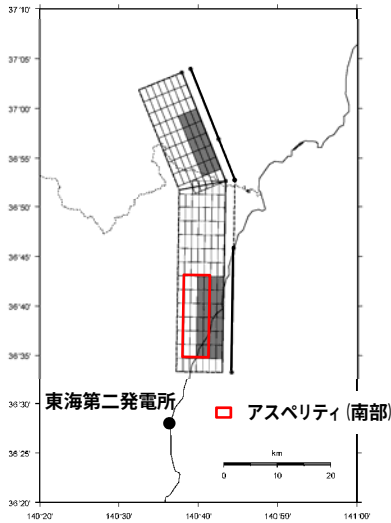
基本震源モデルのアスペリティ位置は安全側に断層の上端に設定しているが，その設定が敷地に近くなるように設定されていることを確認するため，南部のアスペリティ位置を断層幅方向に移動させた際の等価震源距離の比較を示す。



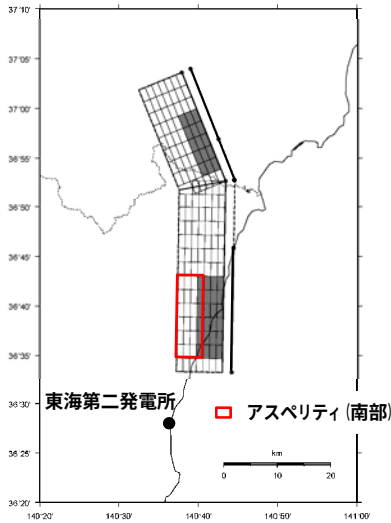
基本震源モデル（断層上端）



1マス移動



2マス移動



3マス移動（断層下端）

南部のアスペリティの断層幅方向への移動	等価震源距離（km）※
断層上端	26.3
1マス移動	26.7
2マス移動	27.2
3マス移動（断層下端）	28.0

※断層全体の等価震源距離

アスペリティを断層上端に配置するケースにおいて敷地へ最も近くなることを確認した。

第404回審査会合
資料2修正

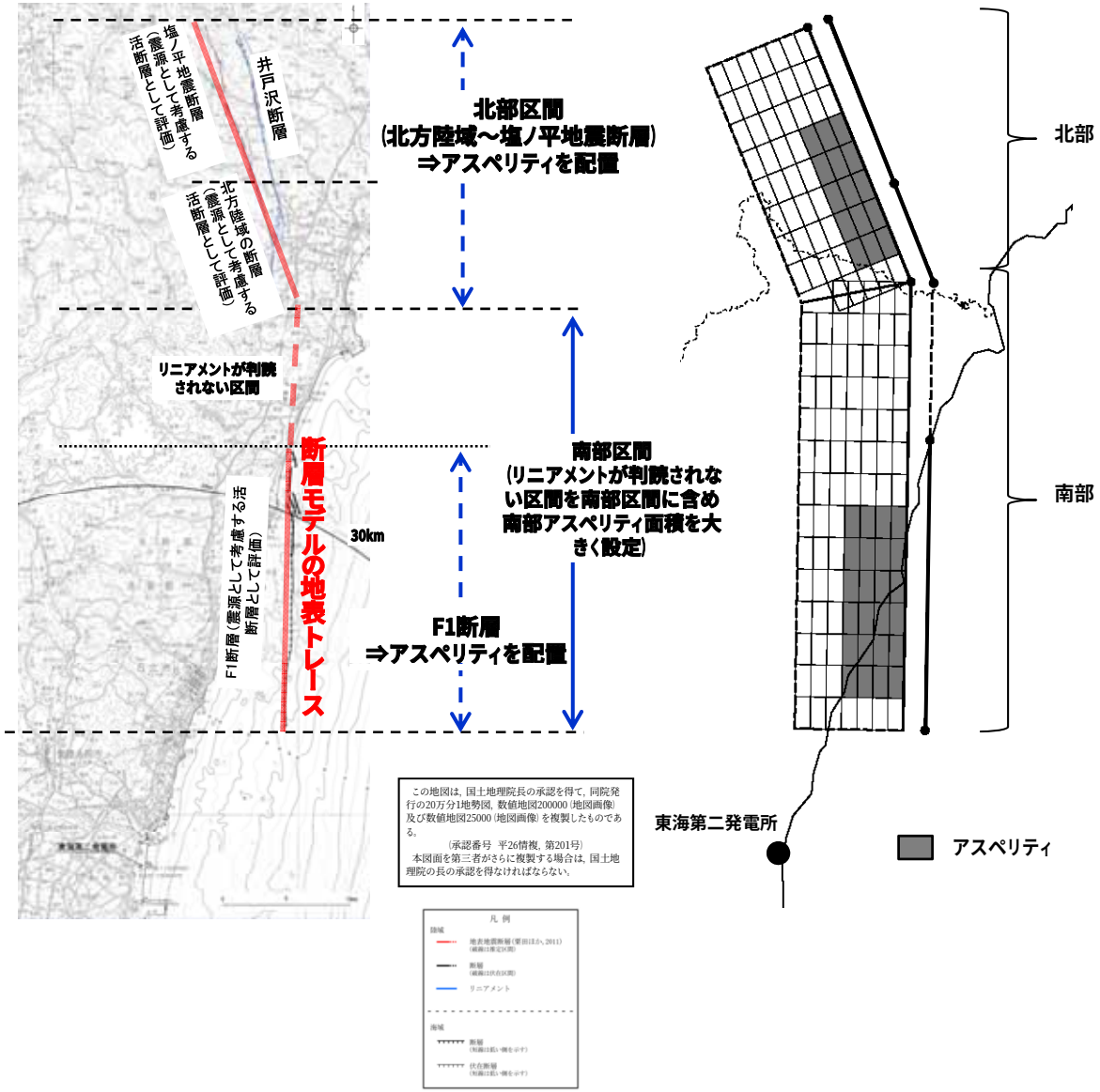
④アスペリティ配置：2) 断層長さ方向のアスペリティ配置について

■断層長さ方向のアスペリティ配置については，地質調査結果に基づき，南部区間のうち変位が確認されているF1断層に1つ，北部区間では断層の確認されている北方陸域の断層～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。

■また，その際 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な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。以下，下記観点で文献調査を行う。

・地表に現れた変位分布と断層端部の関係

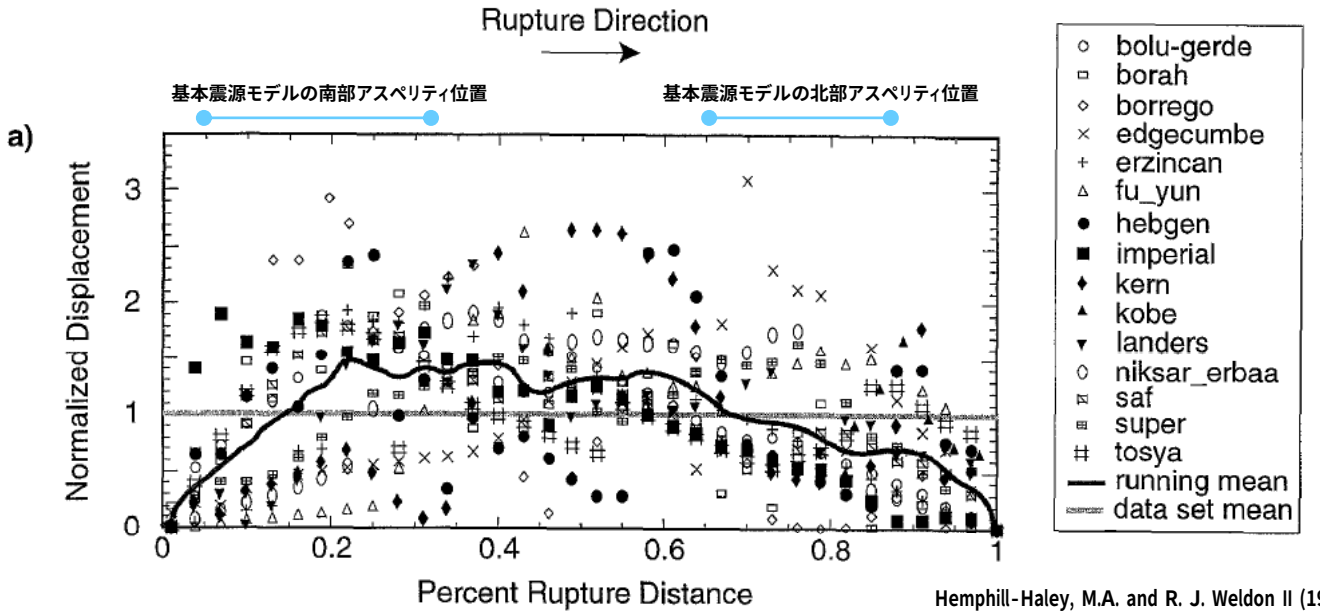
・震源インバージョン解析で得られた震源断層でのすべり分布と断層端部の関係



第404回審査会合
資料2再掲

2) 断層長さ方向のアスペリティ配置について：文献調査（1／3）

■地表の断層変位分布と断層端部の関係について



Hemphill-Haley, M.A. and R. J. Weldon II (1999)に一部加筆

地表変位分布

- Hemphill-Haley, M.A. and R. J. Weldon II (1999)は，断層変位から地震規模を推定する目的で近年の地震に関する地表断層変位データを収集・整理している。
- 上図に示す地震の地表変位分布データの平均は，破壊が開始する側の端部から，破壊域の全長に対し20%程度の位置に向けて変位量が急峻に立ち上がり，全長の45%程度は相対的に変位が大きい区間がフラットに続き，35%程度は徐々に変位が小さくなる区間としている。
- 上記地表変位分布では，断層端部においては変位は認められず，基本震源モデルにおいてアスペリティを端部ではなく，そこからある程度離隔することが合理的であると考えられる。

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.

2) 断層長さ方向のアスペリティ配置について：文献調査（2／3）

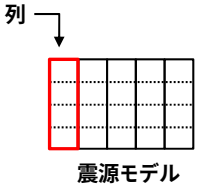
■震源断層のすべり分布と断層端部の関係について

：震源インバージョン解析で得られた Maximum Slipの分布（77モデル）

：Maximum Slipの77モデル平均

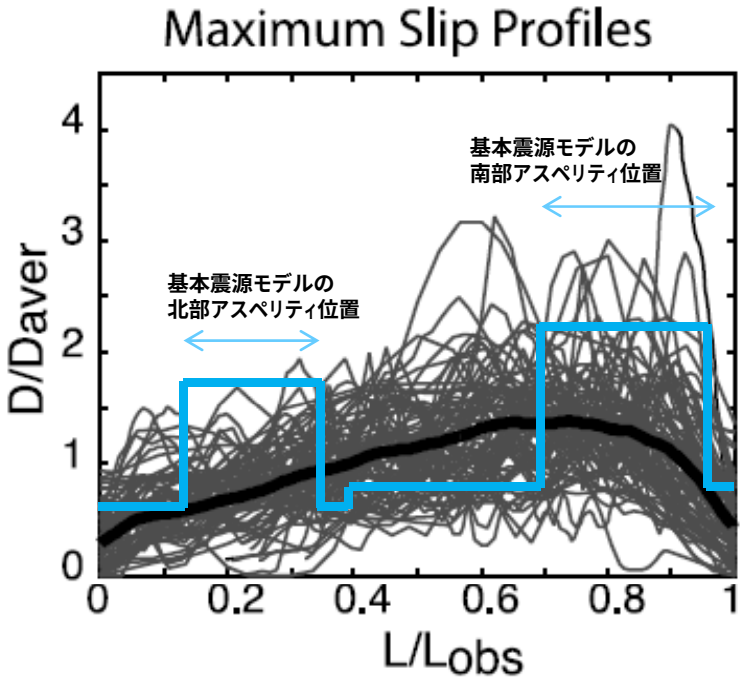
：基本震源モデルにおける最大すべり分布

Maximum Slip：震源モデルの各列における最大すべり量



D_{aver}：各震源モデルにおける平均すべり量

L_{obs}：震源インバージョン解析で推定された震源モデルから，すべり領域を再評価して求めた断層長さ



Manighetti et al.(2005)に一部加筆

震源インバージョン解析で得られた震源断層の最大すべり量の分布

- Manighetti at al.(2005)では，77個の既存インバージョン解析モデルから得られた震源断層のすべり分布がL_{obs}（震源インバージョン解析で推定された震源モデルから，すべり領域を再評価して求めた断層長さ）に対して示されている。
- 上記すべり分布では，断層端部でのすべり量は小さくなる傾向が見られる。
- これらの傾向からもアスペリティを断層端部から離隔することが合理的と考えられる。そこで1マス離隔した基本震源モデルのすべり分布と比較すると両者は概ね対応していることがわかる。

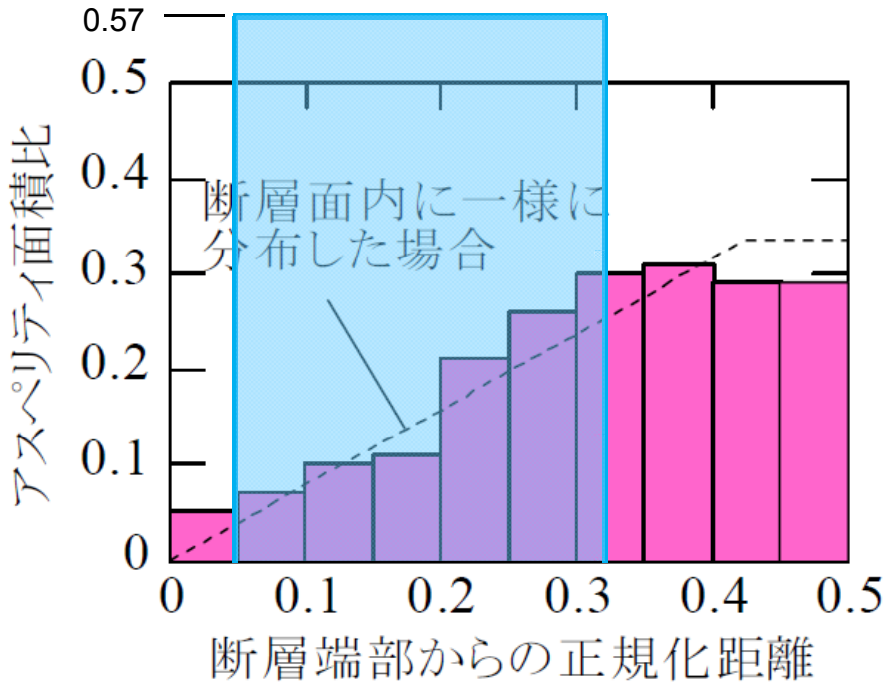
I. Manighetti , M. Campillo, C. Sammis, P. M. Mai, G. King (2005): Evidence for self-similar, triangular slip distributions on earthquakes: Implications for earthquake and fault mechanics, JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, VOL.110, B05302, doi:10.1029/2004JB003174, 2005

2) 断層長さ方向のアスペリティ配置について：文献調査（3／3）

■アスペリティ分布について

糸井ほか(2009)では，断層パラメータのバラツキが地震動の応答スペクトルのバラツキの特性に与える影響を評価している。そのパラメータの一つとしてアスペリティ分布についても検討され，国内の内陸地殻内地震のうち既往研究によりすべり分布が求められている地震を対象に，断層面積に対してアスペリティが占める面積の割合（アスペリティ面積比）を断層走向方向の分布として整理している。具体的には，断層面の長さLを正規化し，0.05L刻みの帯状領域でアスペリティ面積比を求め，検討対象とした全地震で平均している。

青網掛け：基本震源モデルの南部アスペリティ面積比



断層面内におけるアスペリティ面積比の分布　糸井ほか(2009)に一部加筆

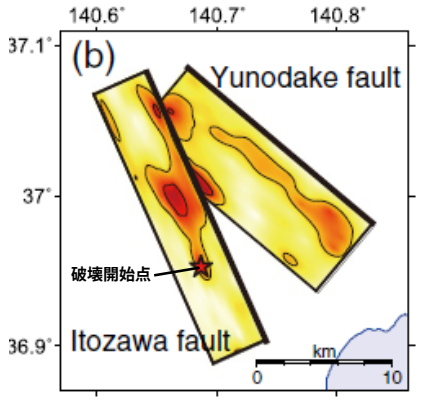
- 糸井ほか(2009)の結果では，断層端部に近づくにつれてアスペリティ面積比が小さくなっている。
- 基本震源モデルの南部アスペリティについて，糸井ほか(2009)と同様の方法でアスペリティ面積比の分布を求め，それを糸井ほか(2009)の結果と比較して左図（青色のハッチ部分）に示す。
- 糸井ほか(2009)のすべり分布は震源インバージョン解析結果に基づいているため，そのモデル端部は地表地震断層端部と一致しない可能性はあるものの，基本震源モデルでは，南部アスペリティ端部においてアスペリティ面積比を大きく設定していることから，1マス離隔した影響を補っていると考えられる。

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

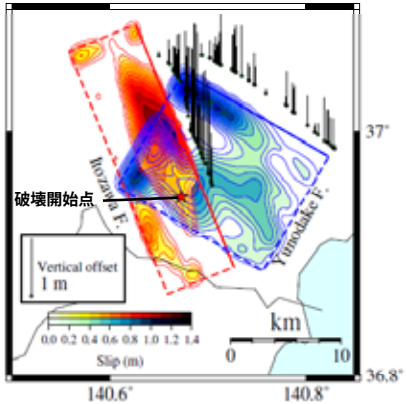
第404回審査会合
資料2再掲

⑤破壊開始点位置： 2011年福島県浜通りの地震に関する検討

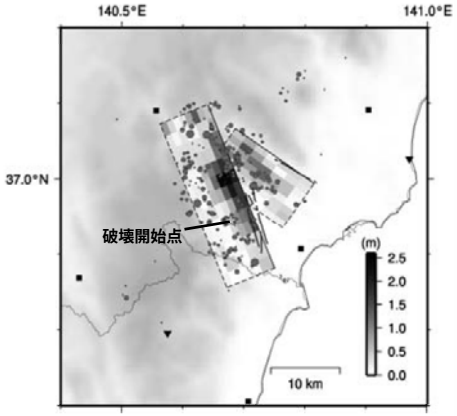
■2011年福島県浜通りの地震のすべり量の分布と破壊開始点の位置関係について示す。



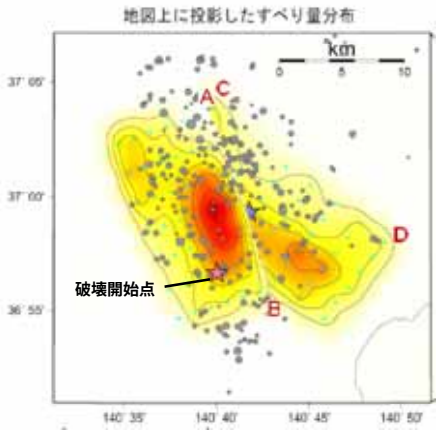
(Tanaka et al.(2014))



(芝・野口 (2012))



(引間 (2012))



(気象庁 (2016))

各震源インバージョン解析モデル

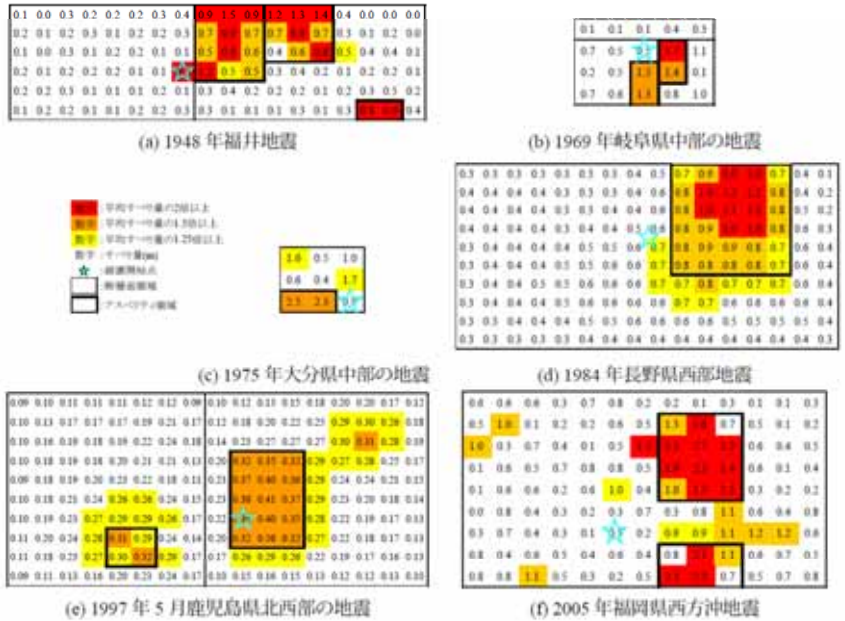
各文献における2011年福島県浜通りの地震のすべり量の分布と破壊開始点との対応をみると，井戸沢断層におけるすべり量の大きい領域の端部に破壊開始点が位置している。

第404回審査会合
資料2再掲

⑤破壊開始点位置：文献整理

■アスペリティ周辺からの破壊

糸井ほか(2009)は，国内で発生した内陸地殻内地震のすべり分布を用いて特性化震源モデルの統計的特性を検討している。そのなかで，破壊開始点位置については，アスペリティ周辺部に分布していると指摘している。

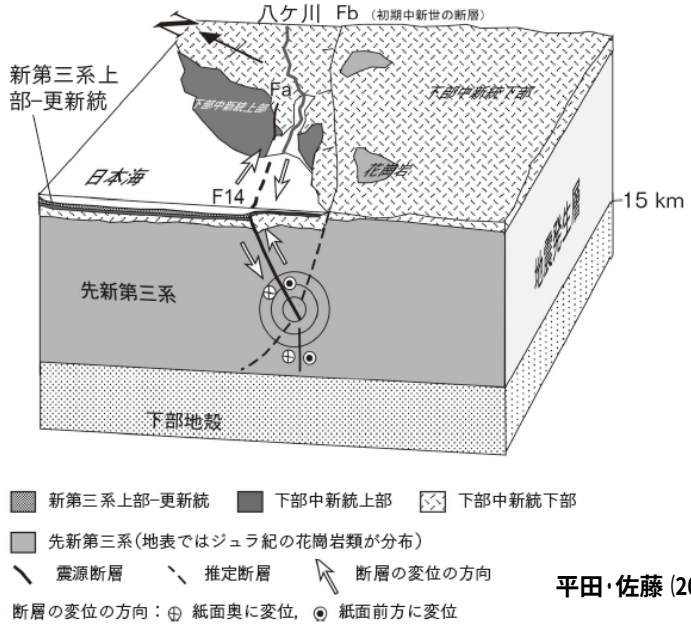


糸井ほか (2009) より抜粋

特性化震源と破壊開始点位置

■断層深部からの破壊

平田・佐藤 (2007) は，2007 年能登半島地震の本震の破壊は破壊域の中央部の下端で開始し上方に伝播したが，本震発生0.5秒前の初期破壊 (小地震) は，本震の破壊開始点のさらに下方で発生したと推定している。



平田・佐藤 (2007) より抜粋

2007年能登半島地震の震源域

- 2011年福島県浜通りの地震の破壊開始点位置や糸井ほか (2009) による知見を参考に，破壊開始点についてはアスペリティ下端に設定することが基本と考えられる。
- しかしながら，平田・佐藤 (2007) が示す2007年能登半島地震の事例のように，断層深部から破壊が始まる事例も確認されている。
- 以上を踏まえ，アスペリティ下端及び断層下端に破壊開始点を複数設定する。

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

第404回審査会合
資料2再掲

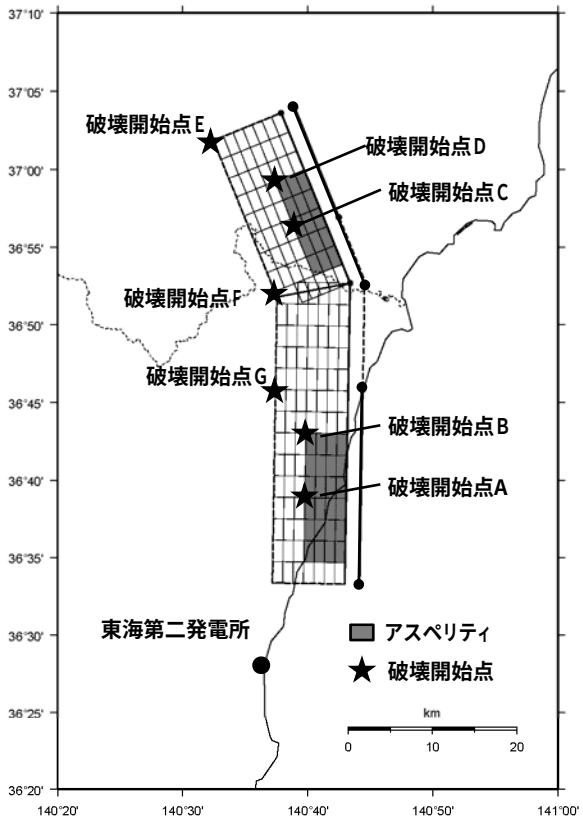
⑤破壊開始点位置：検討方針

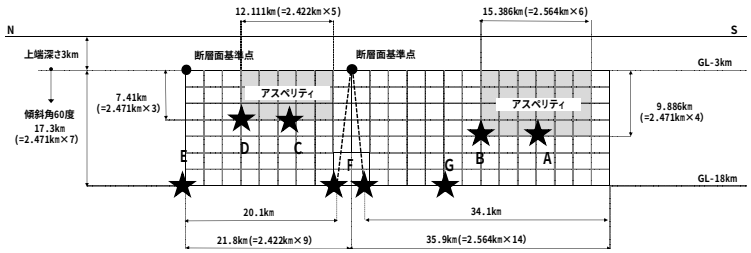
■破壊開始点の設定位置については，下記の方針で検討する。

・破壊開始点について，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及び断層下端に設定する。

・設定に際しては，破壊が敷地に向かう位置に複数設定する。具体的には各アスペリティ下端（中央及び北）と断層下端（中央及び北）に設定する。また，物理的観点から，ひずみの差が生じる可能性のあるＦ１断層の断層下端にも設定する。

・基本震源モデルを対象に，経験的グリーン関数法により評価を実施し，影響の大きい破壊開始点を代表として選定し今後の地震動評価を行う。





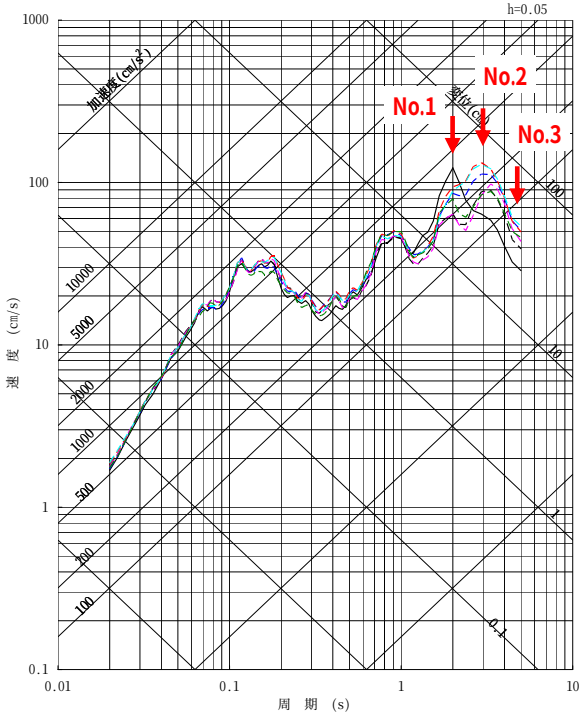
基本震源モデル

第404回審査会合
資料2再掲

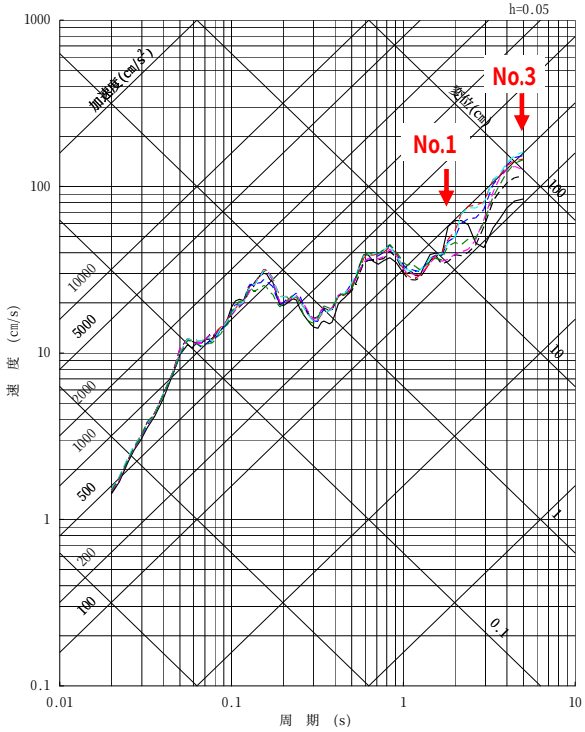
⑤破壊開始点位置：破壊開始点の選定結果

■各破壊開始点による地震動評価結果（平均応答スペクトル）

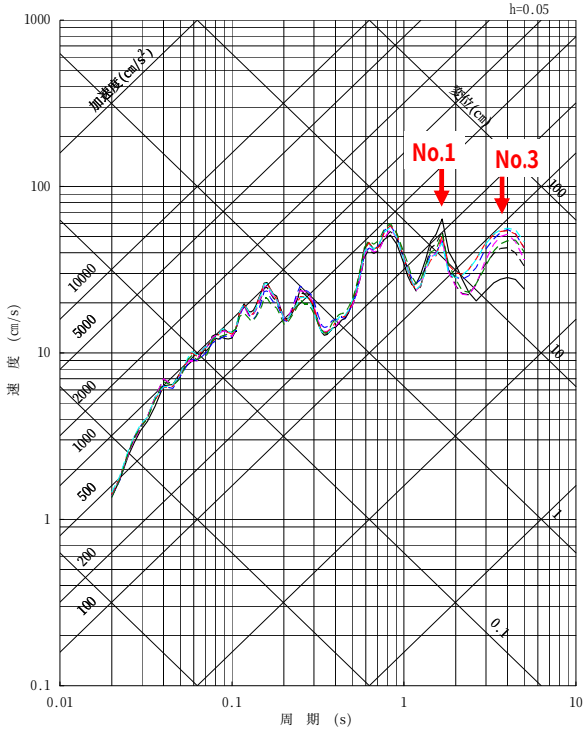
破壊開始点A（破壊開始点1）
破壊開始点B
破壊開始点C
破壊開始点D
破壊開始点E（破壊開始点2）
破壊開始点F（破壊開始点3）
破壊開始点G



NS成分



EW成分



UD成分

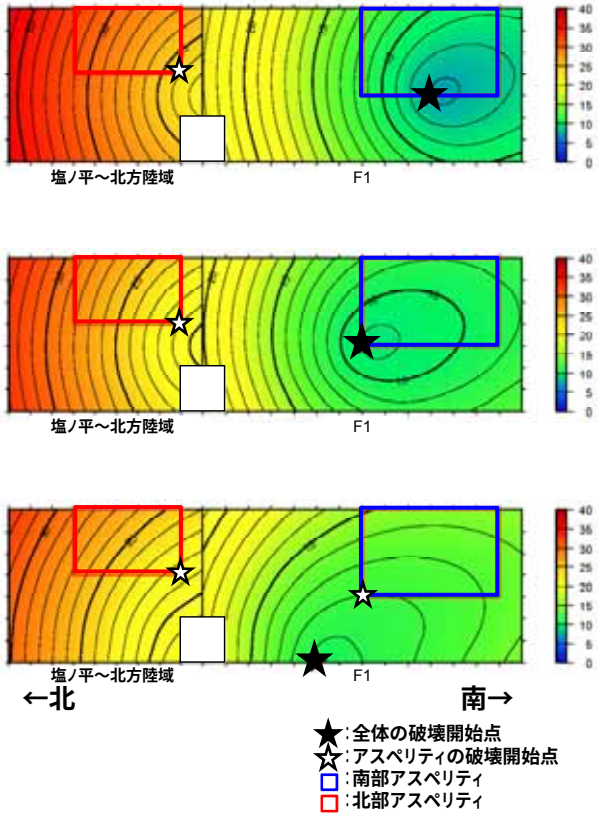
短周期側においては，各破壊開始点の地震動評価結果は同様の傾向を示している。長周期側においては破壊開始点A，E，Fの影響がやや大きい。断層モデルを用いた手法による地震動評価の破壊開始点は，破壊開始点A，E，F（以降，それぞれ破壊開始点1，2，3と表記）で代表させる。

第404回審査会合
資料2再掲

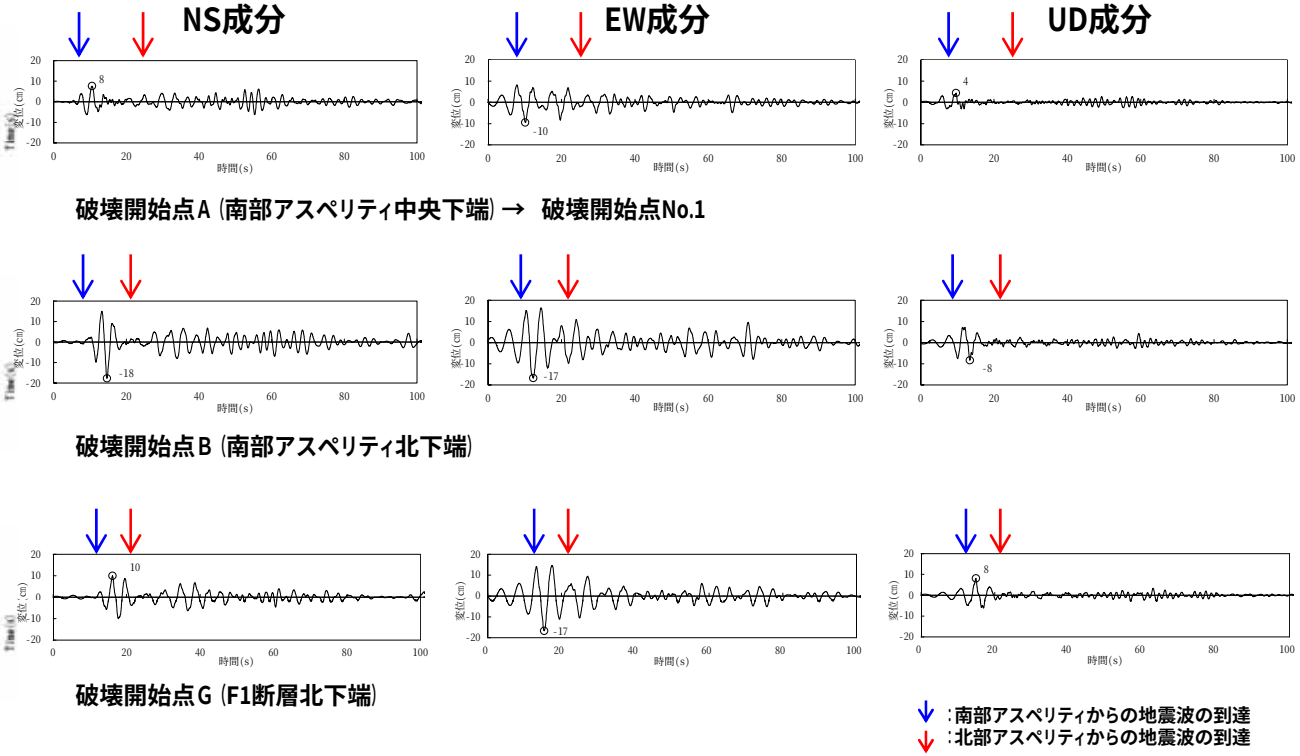
⑤破壊開始点位置：破壊開始点の選定結果（時刻歴波形）

■各破壊開始点による経時特性（南部区間から破壊するケース）

コンターは，各要素からの地震波のサイト到達時刻等時間線を示す



アイソクロン



変位時刻歴波形

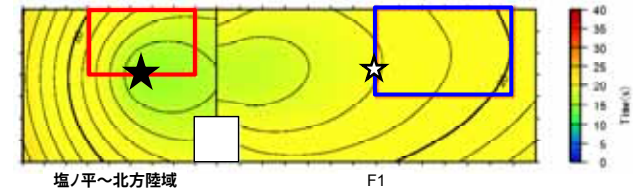
震源断層の南部から破壊させるケースでは，最初に敷地に近い南部アスペリティからの地震波が敷地へ到達し，その後時間差をおいて北部アスペリティからの地震波が敷地へ到達する。

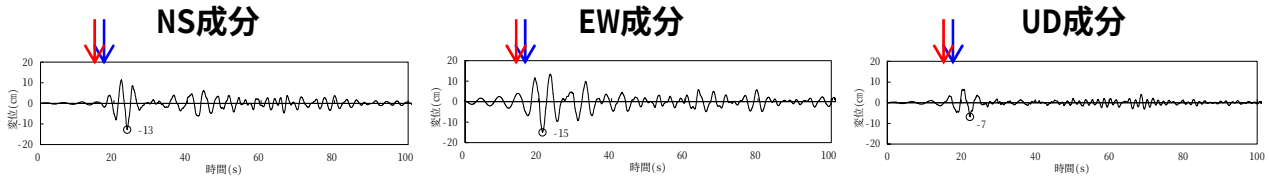
第404回審査会合
資料2再掲

⑤破壊開始点位置：破壊開始点の選定結果（時刻歴波形）

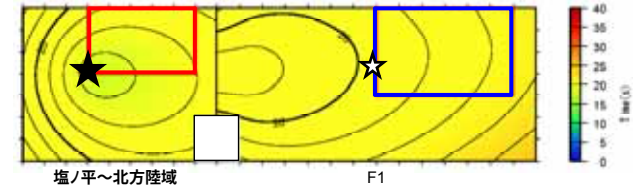
■各破壊開始点による経時特性（北部区間から破壊するケース）

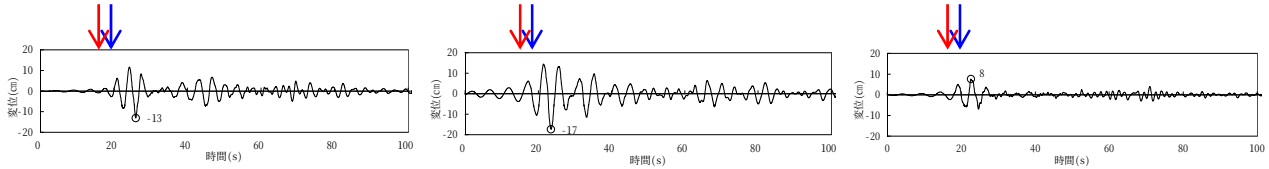
コンターは，各要素からの地震波のサイト到達時刻等時間線を示す



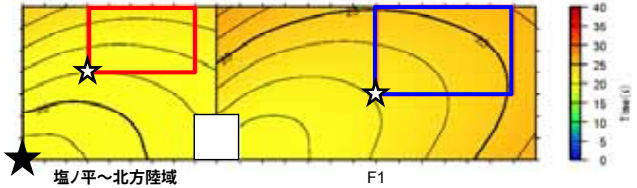


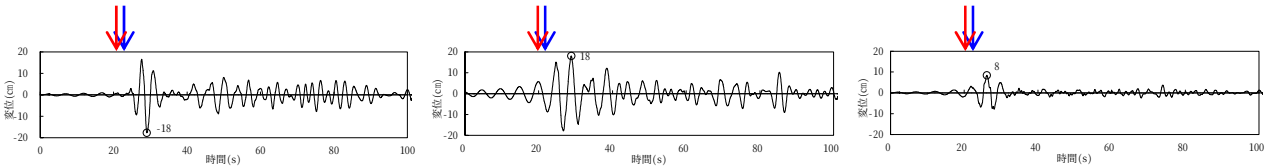
破壊開始点C（北部アスペリティ中央下端）



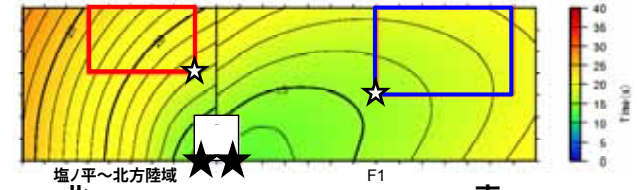


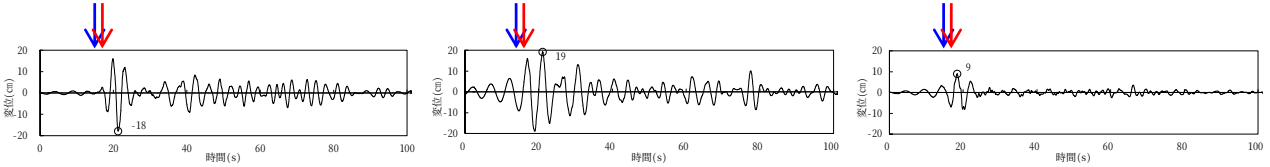
破壊開始点D（北部アスペリティ北下端）





破壊開始点E（断層北下端）→ 破壊開始点No.2





破壊開始点F（断層屈曲点下端）→ 破壊開始点No.3

★：全体の破壊開始点
☆：アスペリティの破壊開始点
□：南部アスペリティ
□：北部アスペリティ

アイソクロン

変位時刻歴波形

↓：南部アスペリティからの地震波の到達
↓：北部アスペリティからの地震波の到達

震源断層の北部から破壊させるケースでは，南部，北部それぞれのアスペリティからの地震波の到達する時間差が短く，地震波が重なりやすくなっている。

第404回審査会合
資料2再掲

⑥短周期レベル： 2011年福島県浜通りの地震に関する検討

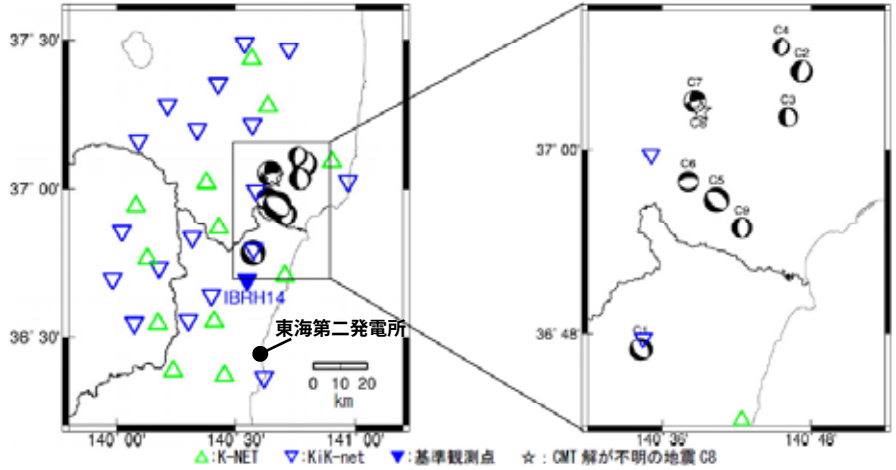
■佐藤・堤 (2012) による正断層の地震の短周期レベルの推定

佐藤・堤 (2012) では，東北地方太平洋沖地震後に福島県浜通り付近で発生した正断層の地震群の強震記録を用いて，スペクトルインバージョンにより短周期レベルを推定している。

表1　スペクトルインバージョンに用いた地震の諸元と本研究で推定した短周期レベル A

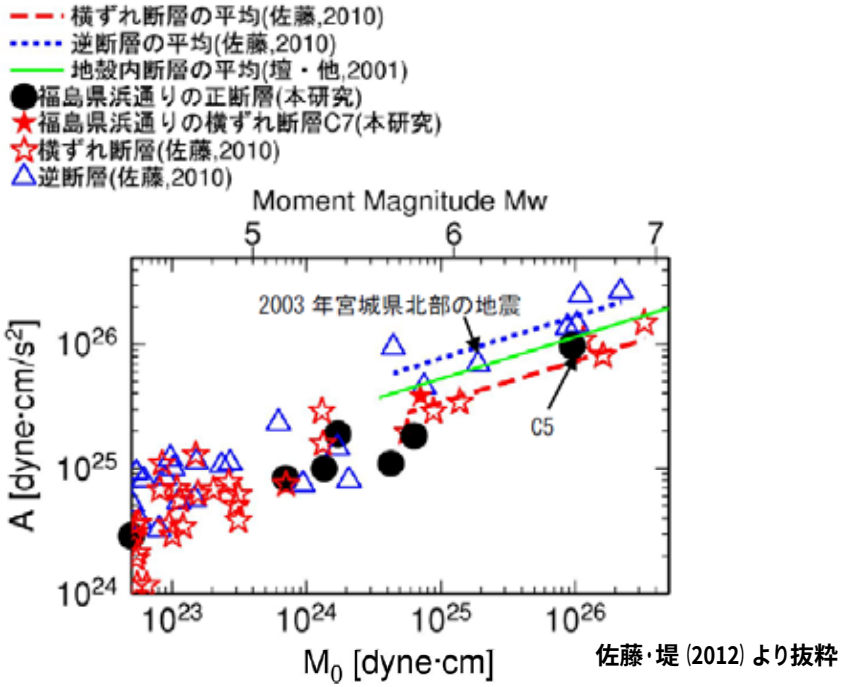
地震番号	発震時*(日本時間) 年	月日	時：分	秒	深さ* km	M_J*	M_0** dyne・cm	M_w**	A*** dyne・cm/s^2	M_w*
C1	2011	3月19日	18:56	48.1	5.4	6.1	6.35E+24	5.8	1.85E+25	5.9
C2	2011	3月23日	7:12	28.8	7.6	6.0	4.26E+24	5.7	1.10E+25	5.7
C3	2011	3月23日	7:13	52.8	0.9	5.8	7.01E+23	5.2	8.36E+24	–
C4	2011	3月23日	18:55	20.2	9.0	4.7	5.00E+22	4.4	2.89E+24	4.4
C5	2011	4月11日	17:16	12.0	6.4	7.0	9.58E+25	6.6	9.70E+25	6.7
C6	2011	4月11日	20:42	35.2	10.6	5.9	1.72E+24	5.4	1.90E+25	5.4
C7	2011	4月12日	14:07	42.3	15.1	6.4	7.05E+24	5.8	3.86E+25	5.9
C8	2011	4月12日	14:26	33.2	13.9	4.8	–	–	–	–
C9	2011	4月13日	10:07	58.0	4.5	5.7	1.36E+24	5.4	9.99E+24	5.4

*気象庁　**F-net　***本研究



佐藤・堤 (2012) に一部加筆

スペクトルインバージョンに用いた地震の震央位置と観測点位置



佐藤・堤 (2012) より抜粋

佐藤・堤 (2012) による福島県浜通りの地震群の
地震モーメントと短周期レベルとの関係

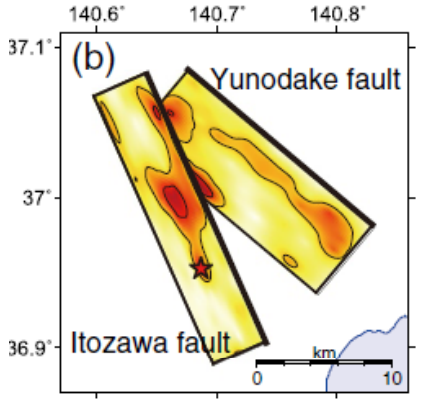
2011年4月11日の福島県浜通りの地震 (M7.0) の短周期レベルは，壇ほか (2001) による内陸地殻内地震の平均値とほぼ同じであるとされており，強震動予測レシピと整合している。

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

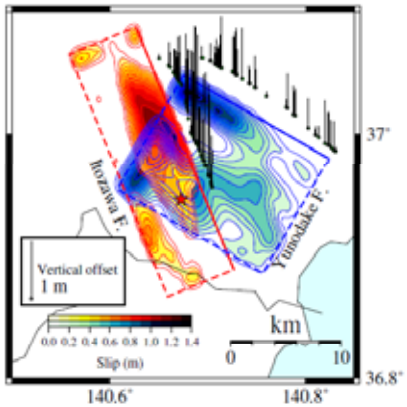
第404回審査会合
資料2再掲

⑦破壊伝播速度：2011年福島県浜通りの地震に関する検討

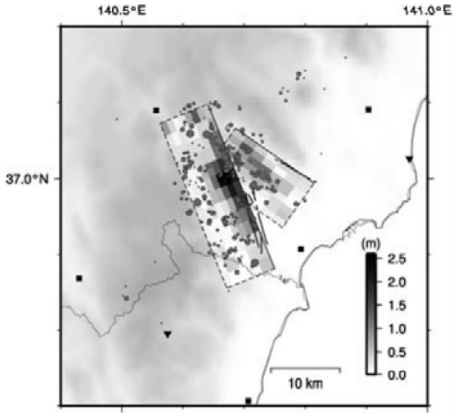
■2011年福島県浜通りの地震の近地強震記録を用いた震源インバージョン解析を行った文献を収集し，破壊伝播速度の設定値について整理する。



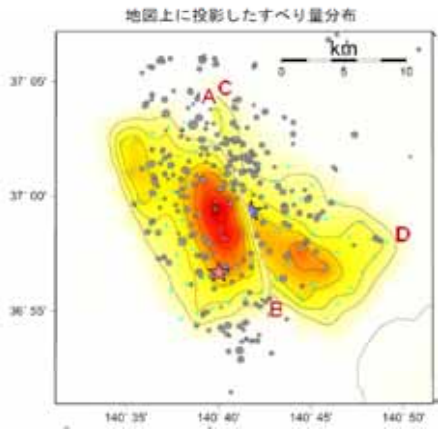
(Tanaka et al.(2014))



(芝・野口 (2012))



(引間 (2012))



(気象庁 (2016))

各震源インバージョン解析モデル

各震源インバージョン解析モデルの破壊伝播速度の整理

文献	破壊伝播速度Vr (km/s)	破壊伝播速度の設定
Tanaka et al.(2014)	2.04	Vr=2.04, 2.21, 2.38, 2.55, 2.72, 2.89km/sの中で，最適な値として2.04km/sを選定している。
芝・野口 (2012)	2.6	小断層の破壊開始時刻を直接未知数として設定し，破壊伝播速度はインバージョン結果の平均的な値として示されている。
引間(2012)	2.8	観測波形と計算波形との残差が小さくなる条件を考慮して設定
気象庁 (2016)	2.2	観測波形と理論波形の残差変化を調べ，残差が小さい時の値を採用 (岩切ほか (2014))
平均	2.41	―
基本震源モデルでの設定値 (Geller (1976))	2.59	Vr=0.72Vs，Vs=3.6km/s

- 各文献で示された破壊伝播速度を整理すると平均で2.41km/sとなった。
- 基本震源モデルの破壊伝播速度Vrは，0.72Vs (強震動予測レシピによるGeller, 1976) より2.59km/sと設定しており，2011年福島県浜通りの地震の知見を踏まえても概ね同等の設定となっていることを確認した。

〔 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 〕

第404回審査会合
資料2再掲

⑧2016年版強震動予測レシピとの関係

■2016年版強震動予測レシピと2009年版強震動予測レシピに基づくパラメータ設定

2016年版強震動予測レシピでは，Fujii and Matsu'ura(2000)による平均応力降下量3.1MPaやSomerville et al.(1999)によるアスペリティ面積比22%を適用する範囲について「暫定的に，断層幅と平均すべり量とが飽和する目安となるM_0=1.8E+10^{20}(N･m)を上回る断層の地震を対象とする。」としていることから，地震モーメントが5.21E+10^{19}(N･m)であるF1断層，北方陸域の断層，塩ノ平地震断層の連動については，これら値の適用外となる。

そこで，F1断層，北方陸域の断層，塩ノ平地震断層の連動のパラメータを，2016年版強震動予測レシピに従い円形破壊面を仮定した方法により設定し，2009年版強震動予測レシピに基づいて設定した値との比較を行う。

項目	F1断層，北方陸域の断層，塩ノ平地震断層の連動	
	2009年版強震動予測レシピ (平均応力降下量3.1MPa，アスペリティ面積比22%を適用)	2016年版強震動予測レシピ (円形破壊面を仮定)
断層長さ(km)	56.0	56.0
断層面積(km^2)	969.7	969.7
地震モーメントM_0(N･m)	5.21E+19	5.21E+19
アスペリティ面積S_a(km^2)	212.9	358.7
アスペリティ面積比	0.220	0.371
平均応力降下量Δσ(MPa)	3.10	4.22
アスペリティの応力降下量$\Delta\sigma_a$(MPa)	14.09	11.38
アスペリティの短周期レベルA(N･m/s^2)	1.89E+19	1.98E+19
背景領域の地震モーメントM_{0b}(N･m)	2.92E+19	1.35E+19

- F1断層，北方陸域の断層，塩ノ平地震断層の連動について，2016年版強震動予測レシピに基づき円形破壊を仮定した方法でパラメータ設定を行うとアスペリティ面積比が40%近くになり，現実的な値とはならない。また，短周期レベルはほぼ同じ値になるものの，アスペリティの応力降下量は2009年版強震動予測レシピに基づく場合よりも2割程度小さく設定される。
- 以上のことから，F1断層，北方陸域の断層，塩ノ平地震断層の連動の地震動評価では，2009年版強震動予測レシピに基づき平均応力降下量3.1MPaやアスペリティ面積22%を適用してパラメータ設定を行う。

第404回審査会合
資料2再掲

パラメータ設定の根拠，妥当性に関するまとめ

① 地質調査結果と震源モデルの対応

・地質調査から得られる断層線に沿うように巨視的面を設定した。また，断層の分布状況から震源を南部，北部に区分した。

・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，安全側の設定となっていることを確認した。

② 断層上端深さ，下端深さ

臨時地震観測データに基づく知見や速度構造に関する知見等を総合的に判断して，断層幅が厚くなるように，断層上端深さを3km，断層下端深さを18kmと設定した。

③ 断層タイプ，傾斜角

・断層タイプについては，福島県と茨城県の県境付近における応力場について検討した知見から正断層として評価した。

・断層傾斜角については，海上音波探査結果，福島県と茨城県の県境付近で発生した余震分布形状，震源インバージョン解析で設定している値から，西傾斜60度と設定した。

④ アスペリティ位置

・断層幅方向の配置については，断層上端に配置していることが安全側の設定であることを確認した。

・断層長さ方向の配置については，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た。

⑤ 破壊開始点位置

糸井ほか（2009）や平田・佐藤(2007)に基づき設定した7点の破壊開始点の中から，敷地への影響の大きい3点で代表させることとした。

⑥ 短周期レベル

2011年福島県浜通りの地震（M7.0）の短周期レベルが，壇ほか（2001）による内陸地殻内地震の平均値とほぼ同じであることを確認した。

⑦ 破壊伝播速度

強震動予測レシピによるGeller（1976）より2.59km/sと設定しており，2011年福島県浜通りの地震の知見を踏まえても概ね同等の設定となっていることを確認した。

⑧ 2016年版強震動予測レシピとの関係

2016年版強震動予測レシピに基づいて断層パラメータ設定を行うと非現実的な値となるため，2009年版強震動予測レシピに基づきパラメータ設定を行った。

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^2）		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_0（N・m）		5.21E+19	1.65E+19	3.56E+19	$M_0=\{S/(4.24\times10^{-11})\}^2/10^7$ 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^2）		3.50E+10	3.50E+10	3.50E+10	$\mu=\rho\beta^2$，$\rho=2.7g/cm^3$，$\beta=3.6km/s$ （βは敷地周辺を対象にした地震波速度トモグラフィ，ρ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Vr（km/s）		2.59	2.59	2.59	$Vr=0.72\beta$（Geller,1976による）
短周期レベルA（N・m/s^2）（参考）		1.98E+19	－	－	$A=2.46\times10^{10}\times(M_0\times10^7)^{1/3}$
アスペリティ	面積S_a（km^2）	212.9	79.7	133.2	$S_a=0.22S$
	平均すべり量D_a（cm）	307.7	260.1	336.2	$D_a=2D$
	地震モーメントM_{0a}（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^2）（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_b（km^2）	755.0	282.7	472.3	$S_b=S-S_a$
	平均すべり量D_b（cm）	110.5	93.4	120.7	$D_b=M_{0b}/(\mu S_b)$
	地震モーメントM_{0b}（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	$\Delta\sigma_b=0.2\Delta\sigma_a$

5.3 震源モデルの設定

5.3.1 基本震源モデルの設定

5.3.2 不確かさを考慮した震源モデルの設定

第404回審査会合
資料2修正

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DDト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<u>不確かさは考慮しない</u>。
		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<u>不確かさは考慮しない</u>。
	断層傾斜角	60度（西傾斜）	・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。 ・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，<u>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</u>。
	アスペリティ位置	敷地に近い位置に配置	【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<u>不確かさは考慮しない。</u> 【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<u>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</u>。
	短周期レベル	強震動予測レシピの平均	・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，壇ほか（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。 ・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<u>短周期レベルの1.5倍を不確かさとして考慮する</u>。
	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，<u>不確かさは考慮しない</u>。
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。

不確かさの考慮

■不確かさの考慮

F1断層，北方陸域の断層，塩ノ平地震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※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

断層パラメータ： 短周期レベルの不確かさ

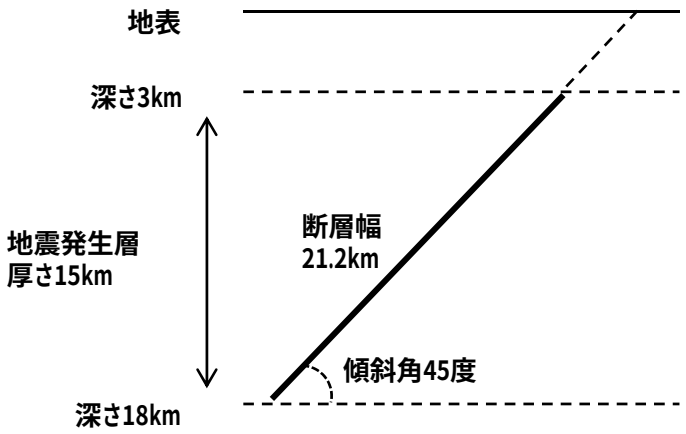
■断層パラメータ（短周期レベルの不確かさを考慮したモデル）

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^2）		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_0（N・m）		5.21E+19	1.65E+19	3.56E+19	$M_0=\{S/(4.24\times10^{-11})\}^2/10^7$ 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^2）		3.50E+10	3.50E+10	3.50E+10	$\mu=\rho\beta^2$，$\rho=2.7g/cm^3$，$\beta=3.6km/s$ （βは敷地周辺を対象にした地震波速度トモグラフィ，ρ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Vr（km/s）		2.59	2.59	2.59	$Vr=0.72\beta$（Geller,1976による）
短周期レベルA（N・m/s^2）（参考）		1.98E+19	－	－	$A=2.46\times10^{10}\times(M_0\times10^7)^{1/3}$
アスペリティ	面積S_a（km^2）	212.9	79.7	133.2	$S_a=0.22S$
	平均すべり量D_a（cm）	307.7	260.1	336.2	$D_a=2D$
	地震モーメントM_{0a}（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	$\Delta\sigma_a=\Delta\sigma\times S/S_a\times1.5$
	短周期レベルA（N・m/s^2）（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_b（km^2）	755.0	282.7	472.3	$S_b=S-S_a$
	平均すべり量D_b（cm）	110.5	93.4	120.7	$D_b=M_{0b}/(\mu S_b)$
	地震モーメントM_{0b}（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	$\Delta\sigma_b=0.2\Delta\sigma_a$

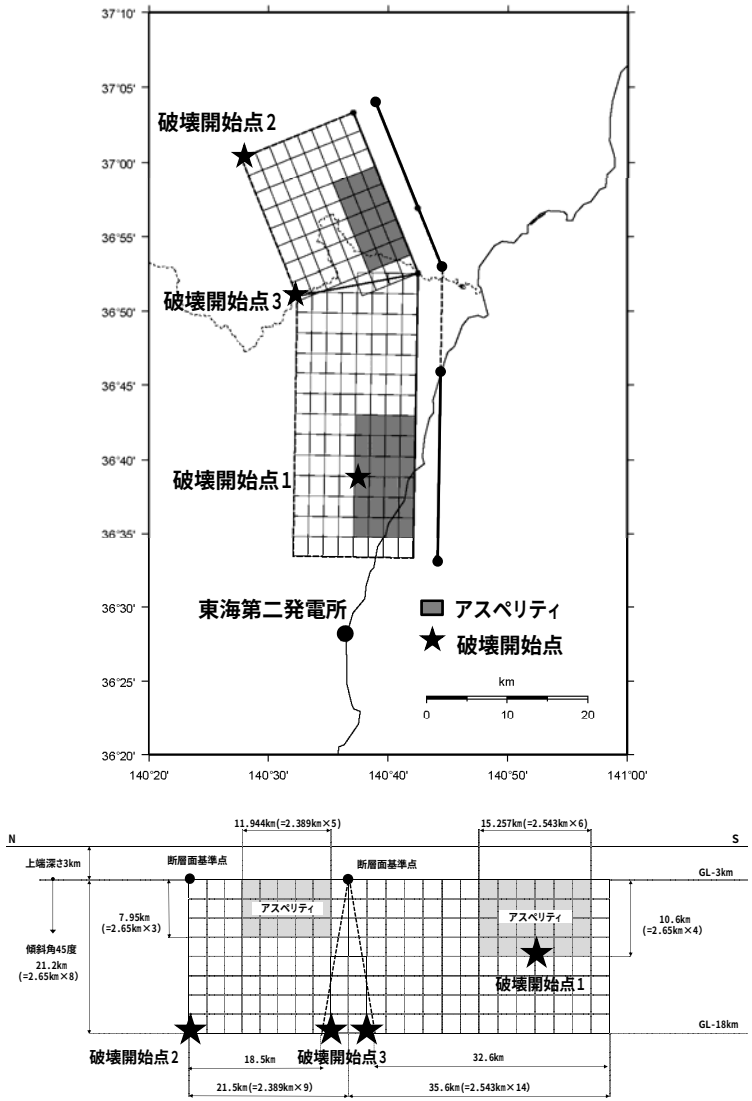
断層傾斜角の不確かさについて

■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

断層パラメータ： 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^2）		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_0（N・m）		7.32E+19	2.27E+19	5.05E+19	$M_0=\{S/(4.24\times10^{-11})\}^2/10^7$ 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^2）		3.50E+10	3.50E+10	3.50E+10	$\mu=\rho\beta^2$，$\rho=2.7g/cm^3$，$\beta=3.6km/s$ （βは敷地周辺を対象にした地震波速度トモグラフィ，ρ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Δσ（MPa）		3.1	3.1	3.1	Fujii and Matsu'ura(2000)による
破壊伝播速度Vr（km/s）		2.59	2.59	2.59	$Vr=0.72\beta$（Geller,1976による）
短周期レベルA（N・m/s^2）（参考）		2.22E+19	－	－	$A=2.46\times10^{10}\times(M_0\times10^7)^{1/3}$
アスペリティ	面積S_a（km^2）	252.3	93.3	159.0	$S_a=0.22S$
	平均すべり量D_a（cm）	364.6	305.7	399.2	$D_a=2D$
	地震モーメントM_{0a}（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^2）（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_b（km^2）	894.6	330.7	563.9	$S_b=S-S_a$
	平均すべり量D_b（cm）	130.9	109.7	143.3	$D_b=M_{0b}/(\mu S_b)$
	地震モーメントM_{0b}（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	$\Delta\sigma_b=0.2\Delta\sigma_a$

第404回審査会合
資料2再掲

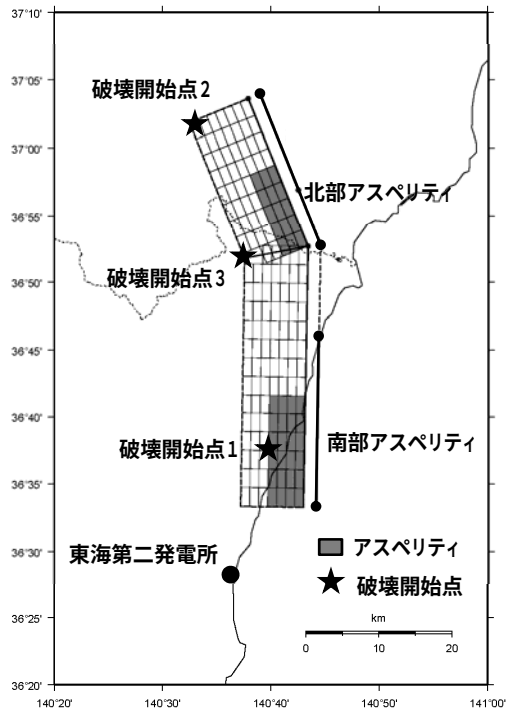
アスペリティ位置の不確かさについて

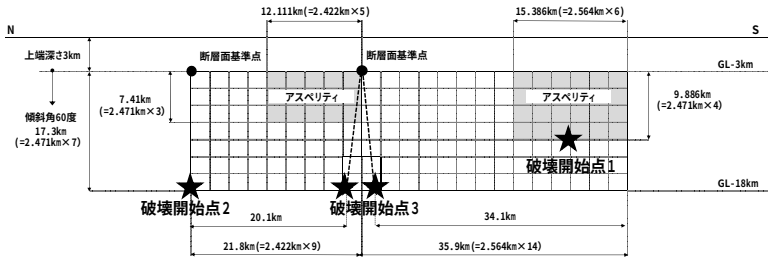
■アスペリティの配置について

・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

断層パラメータ： 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^2）		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_0（N・m）		5.21E+19	1.65E+19	3.56E+19	$M_0=\{S/(4.24\times10^{-11})\}^2/10^7$ 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^2）		3.50E+10	3.50E+10	3.50E+10	$\mu=\rho\beta^2$，$\rho=2.7g/cm^3$，$\beta=3.6km/s$ （βは敷地周辺を対象にした地震波速度トモグラフィ，ρ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Δσ（MPa）		3.1	3.1	3.1	Fujii and Matsu'ura(2000)による
破壊伝播速度Vr（km/s）		2.59	2.59	2.59	$Vr=0.72\beta$（Geller,1976による）
短周期レベルA（N・m/s^2）（参考）		1.98E+19	－	－	$A=2.46\times10^{10}\times(M_0\times10^7)^{1/3}$
アスペリティ	面積S_a（km^2）	212.9	79.7	133.2	$S_a=0.22S$
	平均すべり量D_a（cm）	307.7	260.1	336.2	$D_a=2D$
	地震モーメントM_{0a}（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^2）（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_b（km^2）	755.0	282.7	472.3	$S_b=S-S_a$
	平均すべり量D_b（cm）	110.5	93.4	120.7	$D_b=M_{0b}/(\mu S_b)$
	地震モーメントM_{0b}（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	$\Delta\sigma_b=0.2\Delta\sigma_a$

5.4 地震動評価

5.4.1 地震動評価手法

5.4.2 応答スペクトル手法による評価結果

5.4.3 断層モデル手法による評価結果

5.4.1 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。日本電気協会(2016)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	26.3	考慮
短周期レベルの不確かさ	7.8	26.3	考慮
断層傾斜角の不確かさ	7.8	25.3	考慮
アスペリティ位置の不確かさ	7.8	24.4	考慮

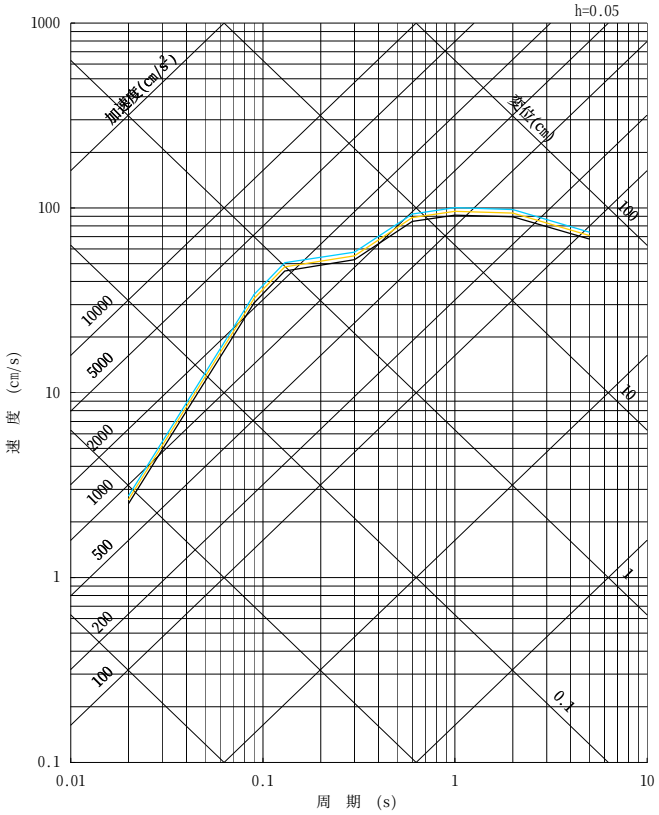
■断層モデルを用いた手法による地震動評価

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。

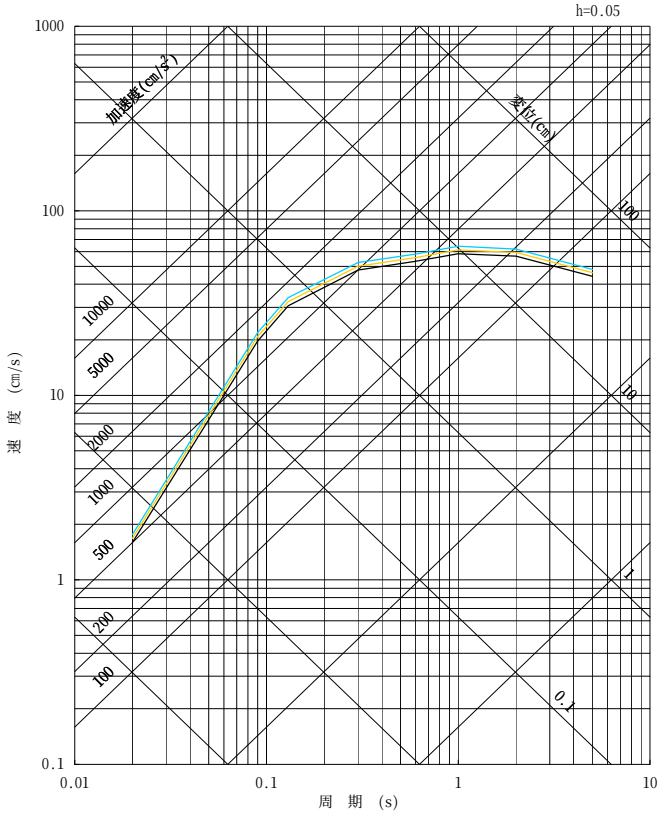
5.4.2 応答スペクトル手法による評価結果

第404回審査会合
資料2再掲

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= 26.3 km)
断層傾斜角の不確かさを考慮
(M7.8, Xeq= 25.3 km)
アスペリティ位置の不確かさを考慮
(M7.8, Xeq= 24.4 km)



水平成分



鉛直成分

F1断層，北方陸域の断層，塩ノ平地震断層の連動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。

第404回審査会合
資料2再掲

5.4.3 断層モデル手法による評価結果： 要素地震の選定（1／3）

■要素地震の選定のフロー

1996年9月以降に東海第二発電所で観測された記録を対象とする。

発生位置

想定断層面付近で発生しており，震源から到来する伝播経路特性が反映されている地震 → 東北地方太平洋沖地震の発生後福島県から茨城県にかけて発生している内陸地殻内地震の中から選定する。

⇩

規模

要素地震として適切な規模の地震 → クラック破壊を想定したω^{-2}モデルが適用できるM5程度を目安とする。

⇩

震源メカニズム

震源メカニズムが明らかである地震のうち，放射特性が同様であり，想定地震と同様の震源メカニズムを有する地震 → 想定地震と同様の震源メカニズムを有する正断層のメカニズムの地震を選定する。

⇩

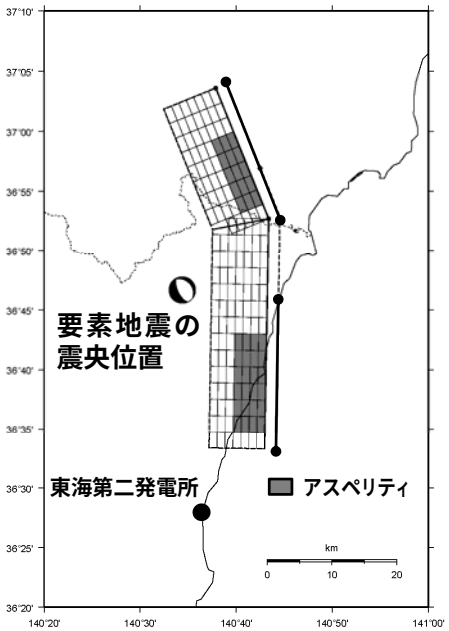
2011年4月14日の地震（M5.1）を用いることとする。

第404回審査会合
資料2再掲

要素地震の選定（2／3）

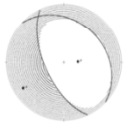
■要素地震の選定結果

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。



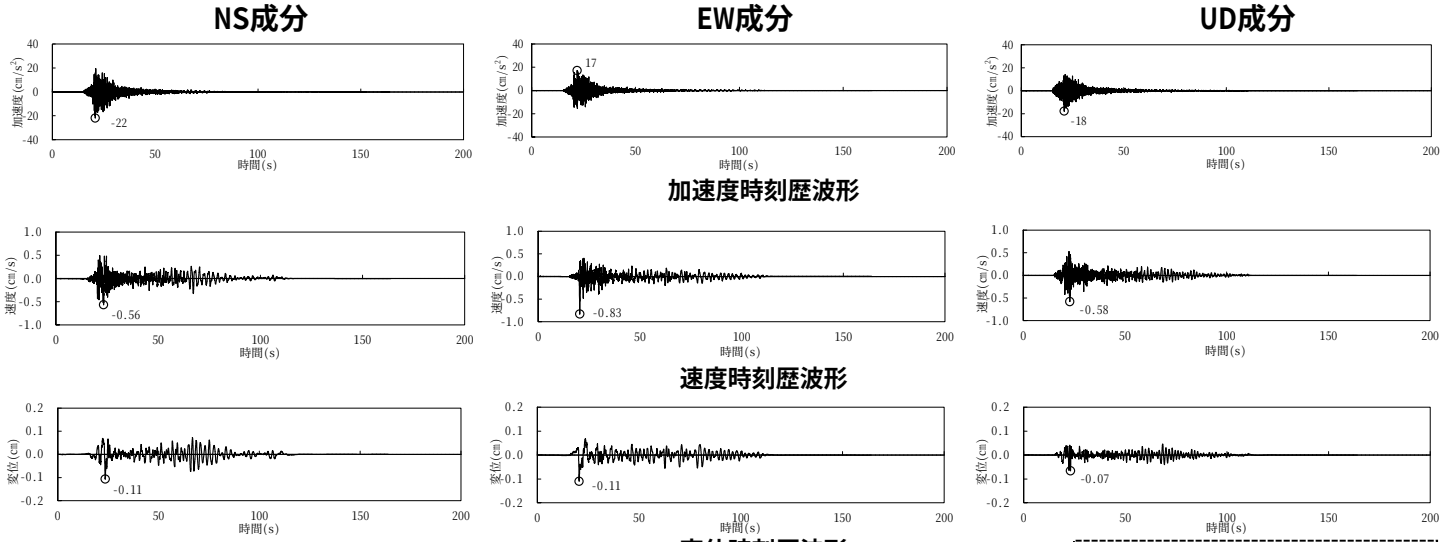
要素地震の震央位置

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)

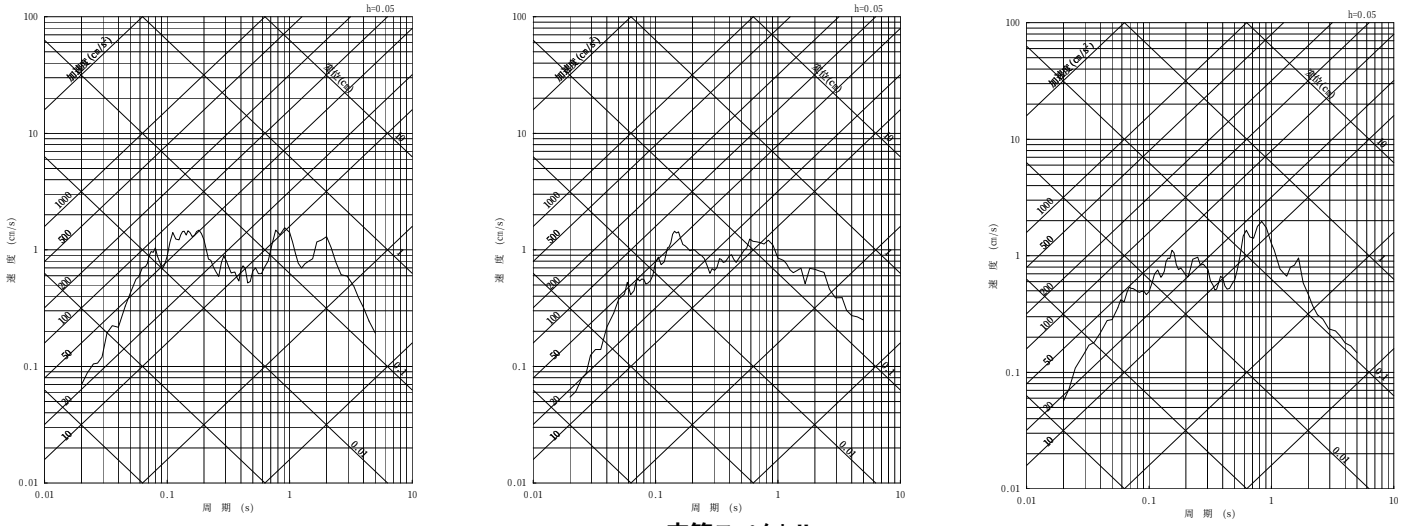


要素地震のメカニズム解（下半球）

※1　気象庁による。
※2　F-netによる。



時刻歴データの範囲は0秒から約164秒まで



応答スペクトル

要素地震の解放基盤波

要素地震の選定（3／3）

■要素地震の応力降下量の評価

要素地震の応力降下量は，Boore(1983)等による理論震源スペクトルを敷地及び敷地周辺のKiK netの観測記録を用いて求めた震源スペクトルにフィッティングさせることにより評価する。

Boore（1983）等を参考に，敷地の基盤における変位フーリエスペクトルを下式でモデル化する。

$$U(f)=\frac{R_{\theta\phi}\cdot FS}{4\pi\rho\beta^3}\cdot\frac{M_0}{1+(f/f_c)^2}\cdot\frac{1}{R}\cdot\exp\left(-\pi fR\Big/Q(f)\beta\right)\cdot\sqrt{\frac{\rho\beta}{\rho_s\beta_s}}$$

ここで

- $U(f)$ ：観測記録の変位フーリエスペクトル
- M_0 ：地震モーメント
- f_c ：コーナー周波数
- $R_{\theta\phi}$ ：放射係数（等方の場合の二乗和平均値0.63と仮定）
- FS ：地表面における増幅率（地中では1とする）
- ρ_s ：震源の地盤密度（内陸地殻内の値として2.7g/cm³）
- β_s ：震源の地盤せん断波速度（内陸地殻内の値として3.6km/s）
- ρ，β ：サイト基盤（観測点）における地盤密度とせん断波速度
- R ：震源距離
- $Q(f)$ ：Q値で，Q=110f$^{0.69}$（佐藤(1994)）より与える。

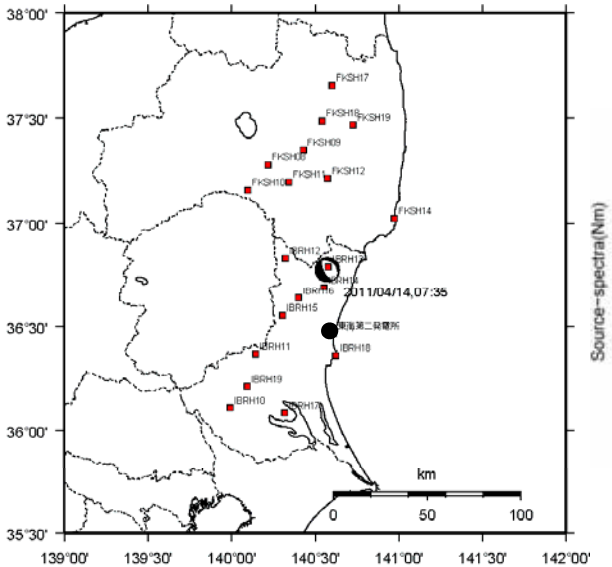
地震モーメントについては，F-netを用いると，変位震源スペクトルS（f）は以下のように求められる。

$$S(f)=\frac{M_0}{1+(f/fc)^2}=U(f)\Big/\left\{\frac{R_{\theta\phi}\cdot FS}{4\pi\rho\beta^3}\cdot\frac{1}{R}\cdot\exp\left(-\pi fR\Big/Q(f)\beta\right)\cdot\sqrt{\frac{\rho\beta}{\rho_s\beta_s}}\right\}$$

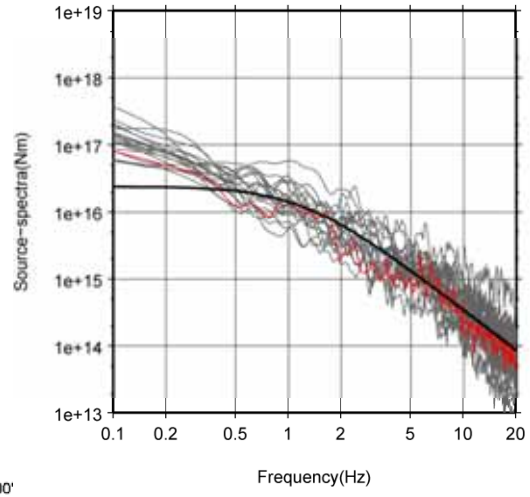
ここで，短周期レベル（A）を観測記録から評価した加速度震源スペクトルのf=2～5Hzの平均値により求め，下式に示すBrune（1970）より応力降下量Δσを求める。

$$A=(2\pi f_c)^3\cdot M_0$$

$$f_c=\frac{1}{\sqrt{\pi}}\left(\frac{7}{16}\right)^{1/6}\cdot\beta\cdot\left(\frac{\Delta\sigma}{M_0}\right)^{1/3}$$



■ 検討に用いたKiK-net等観測点



— 各観測点で求めた震源スペクトル
— 東海第二発電所の観測点で求めた震源スペクトル
— ω^{-2}モデルによる震源スペクトル

要素地震の震源スペクトルの推定結果

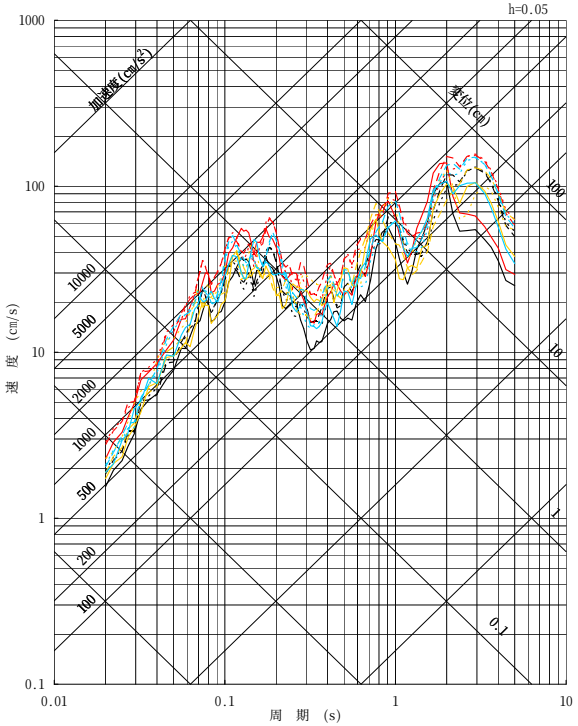
要素地震の諸元

発生日	震央位置		M	震源深さ (km)	地震モーメント M_0 (N･m)	コーナー周波数 f_c (Hz)	応力降下量 Δσ (MPa)
	緯度 (度)	経度 (度)					
2011年4月14日	36.778	140.573	5.1	8.8	2.41×10^{16}	1.2	7.54

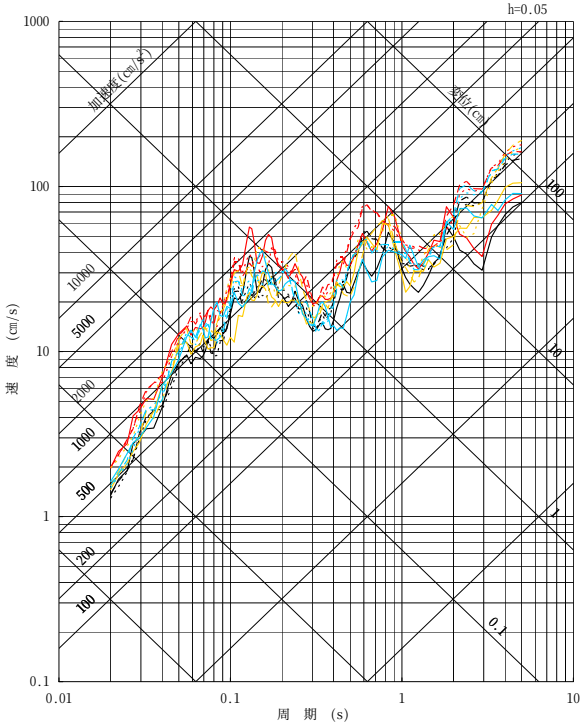
第404回審査会合
資料2再掲

全ケースの応答スペクトル

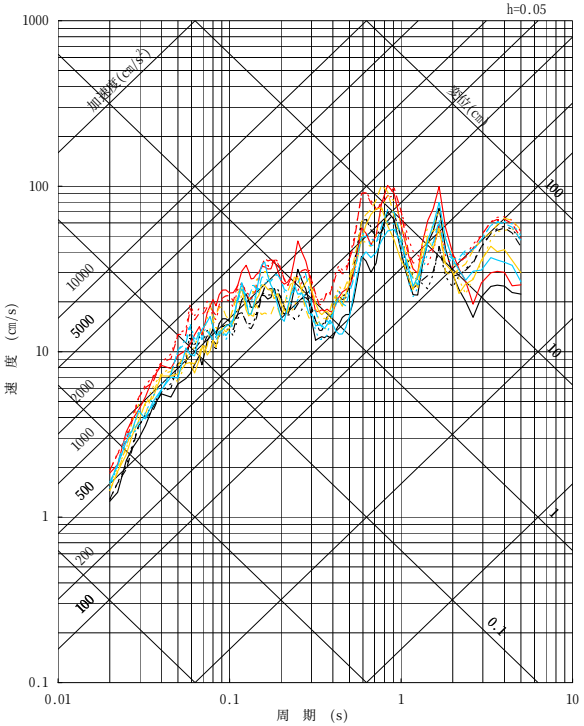
基本震源モデル	破壊開始点1	破壊開始点2	破壊開始点3
短周期レベルの不確かさ	破壊開始点1	破壊開始点2	破壊開始点3
断層傾斜角の不確かさ	破壊開始点1	破壊開始点2	破壊開始点3
アスペリティ位置の不確かさ	破壊開始点1	破壊開始点2	破壊開始点3



NS成分



EW成分



UD成分

応答スペクトル手法と断層モデル手法の評価結果

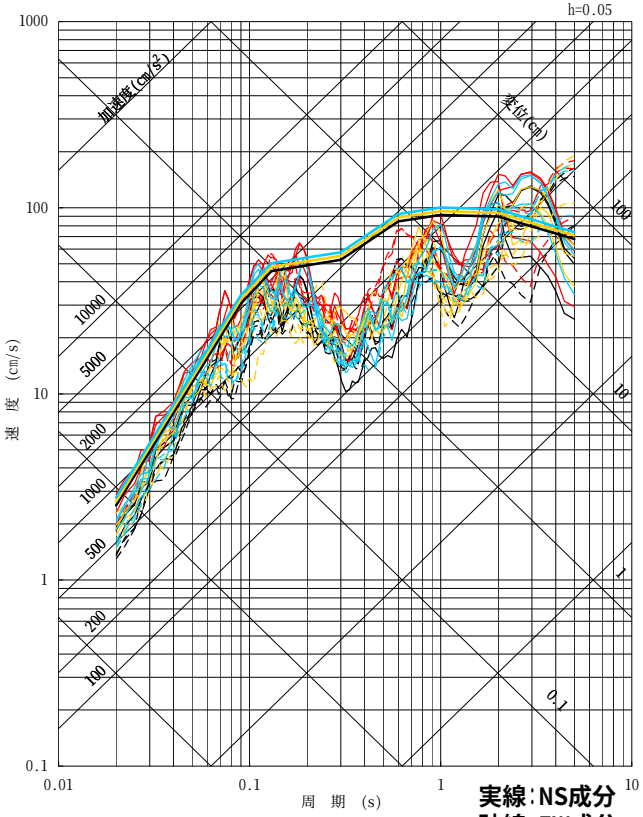
第404回審査会合
資料2再掲

【応答スペクトル手法】

- 基本震源モデル
- 断層傾斜角の不確かさ
- アスペリティ位置の不確かさ

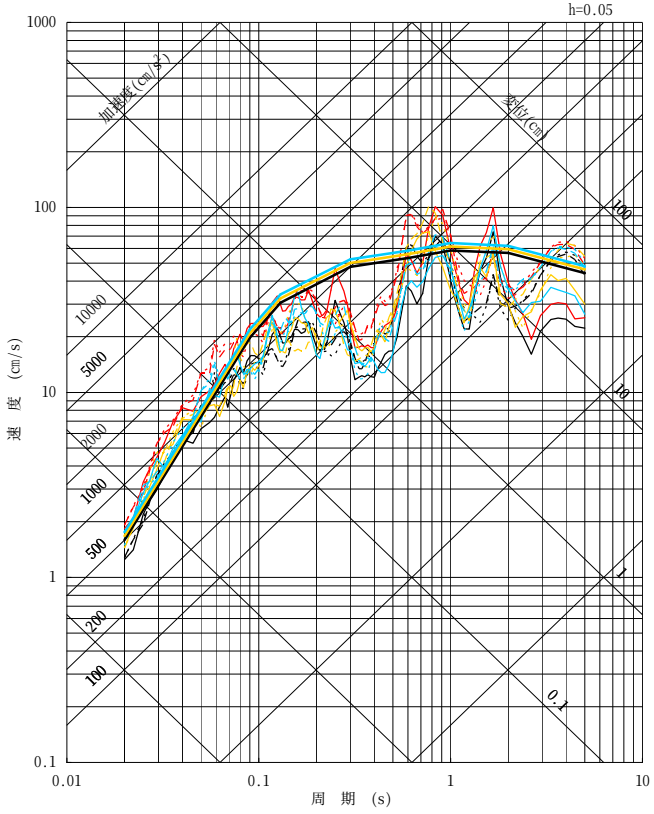
【断層モデル手法】

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



実線：NS成分
破線：EW成分

水平成分

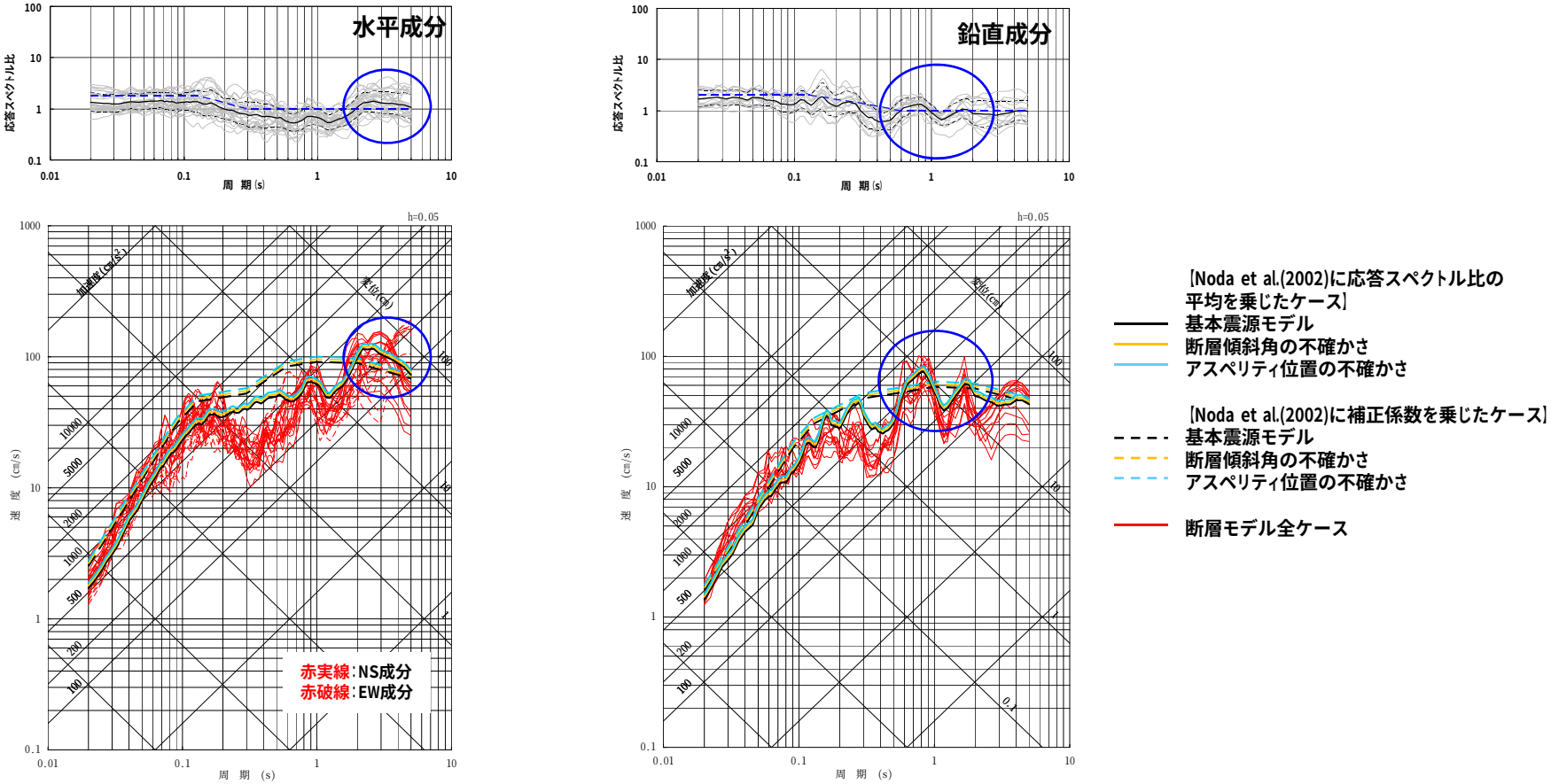


鉛直成分

第404回審査会合
資料2再掲

応答スペクトル手法の補正係数と断層モデル手法の対応

■応答スペクトル手法で用いた補正係数と断層モデル手法の評価結果を比較し，安全性評価の観点から両者の関係について考察する。



応答スペクトル手法に用いた補正係数（上段）と地震動評価結果（下段）

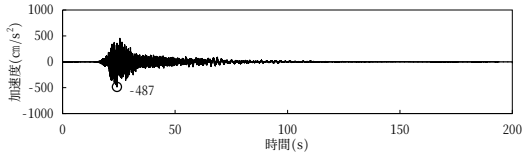
- 応答スペクトル比の平均が補正係数を上回っている一部周期帯（上段図中の○印）は，経験的グリーン関数法を用いた断層モデル手法による地震動評価結果のピーク（下段図中の○印）と一致している。
- そこで，応答スペクトル手法について補正係数の代わりに応答スペクトル比の平均そのものを乗じて断層モデル手法による結果と比較すると，上記周期帯は断層モデル手法による結果で概ね包絡されている。
- 従って応答スペクトル手法と断層モデル手法の評価結果が補完的な関係であり，両手法の組み合わせで総合的に安全性を確保していることを確認した。

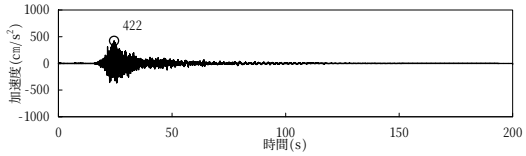
第404回審査会合
資料2修正

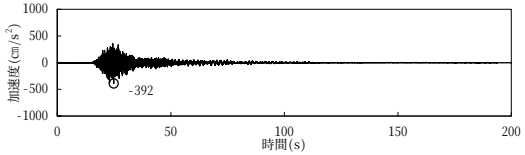
時刻歴波形（基本震源モデル）

■加速度時刻歴波形

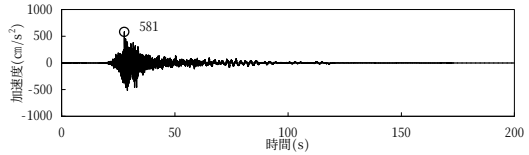
破壊開始点1

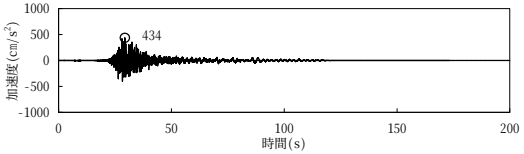


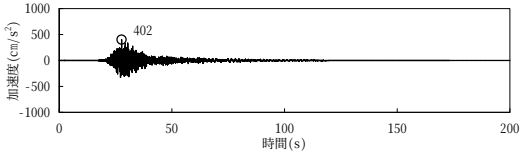




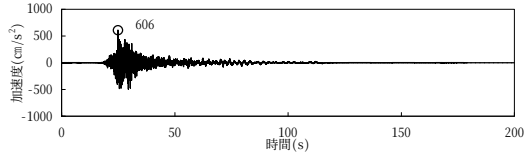
破壊開始点2

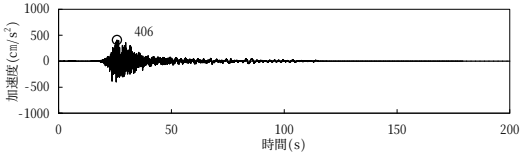


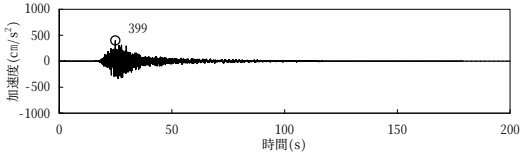




破壊開始点3

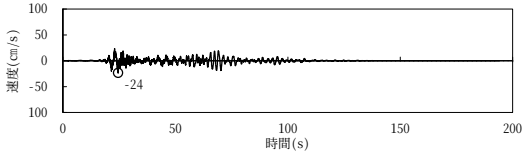


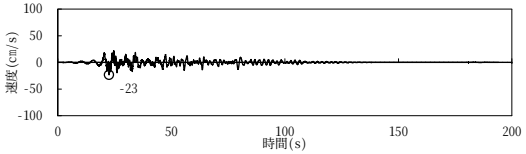


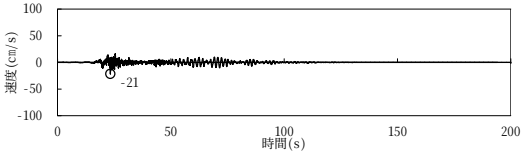


■速度時刻歴波形

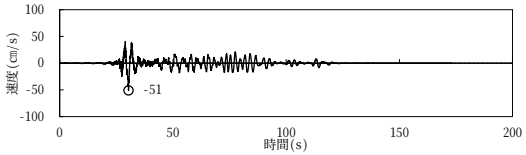
破壊開始点1

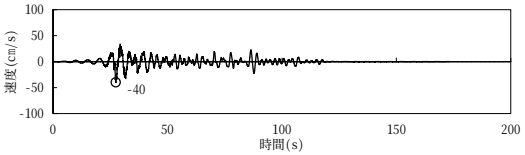


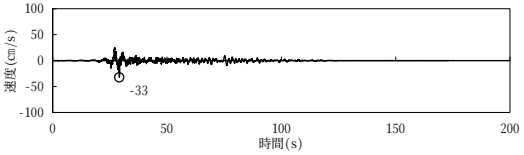




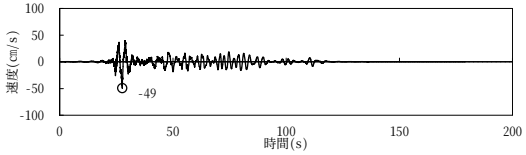
破壊開始点2

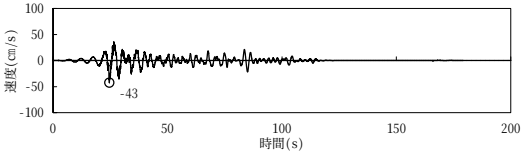


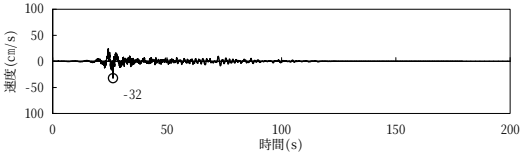




破壊開始点3







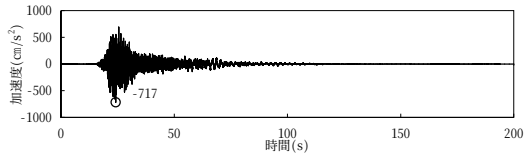
NS成分　　EW成分　　UD成分

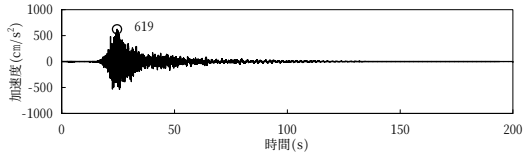
第404回審査会合
資料2修正

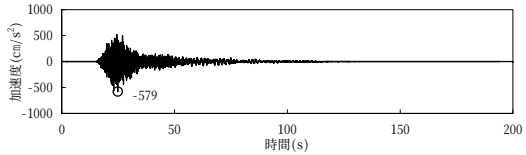
時刻歴波形（短周期レベルの不確かさ）

■加速度時刻歴波形

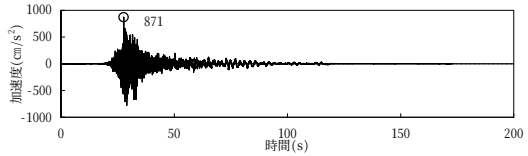
破壊開始点1

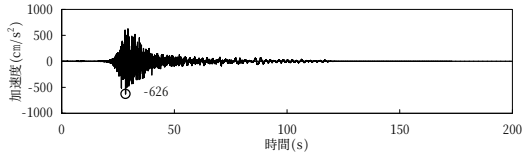


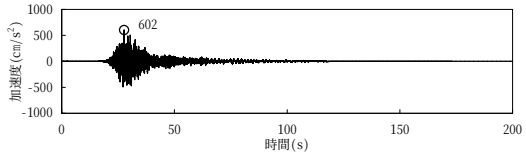




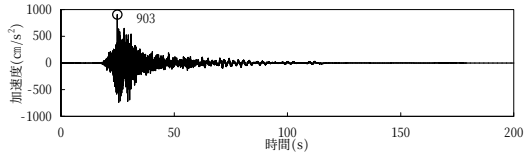
破壊開始点2

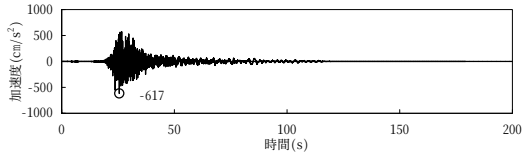


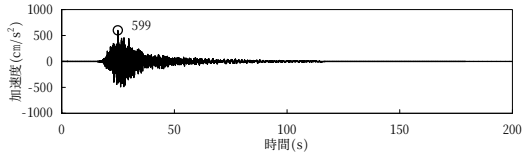




破壊開始点3

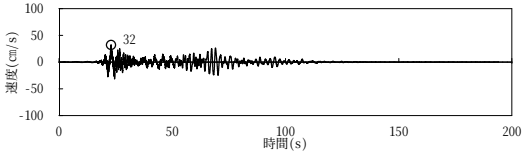


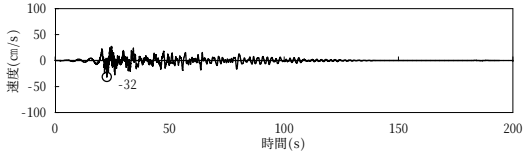


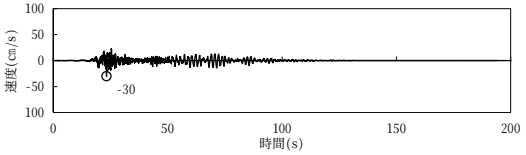


■速度時刻歴波形

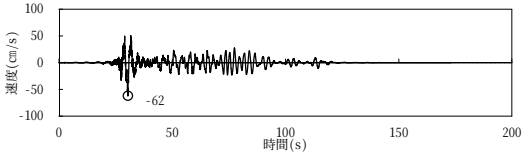
破壊開始点1

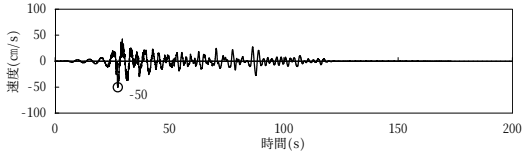


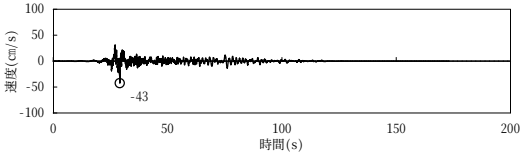




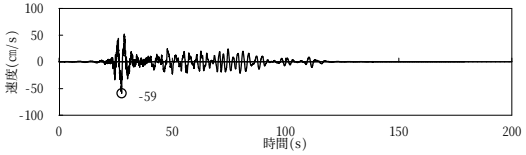
破壊開始点2

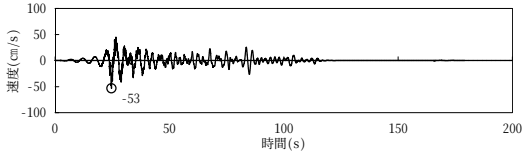


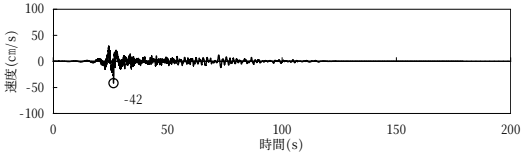




破壊開始点3







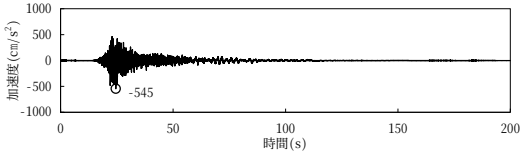
NS成分　　EW成分　　UD成分

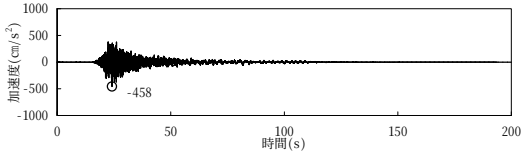
第404回審査会合
資料2修正

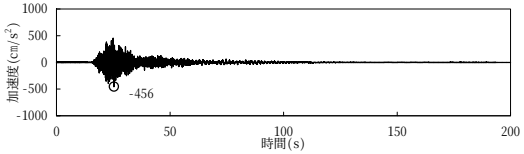
時刻歴波形（断層傾斜角の不確かさ）

■加速度時刻歴波形

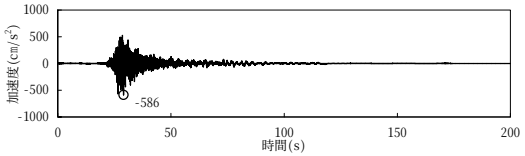
破壊開始点1

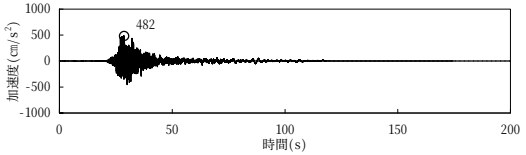


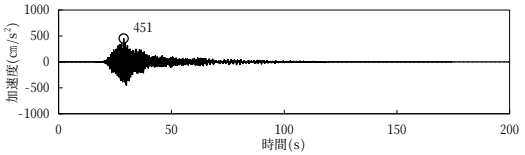




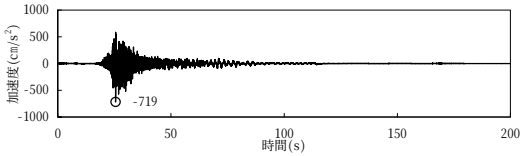
破壊開始点2

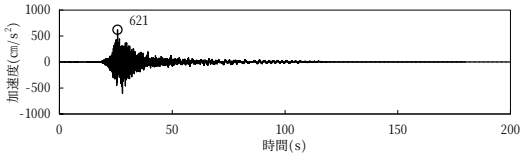


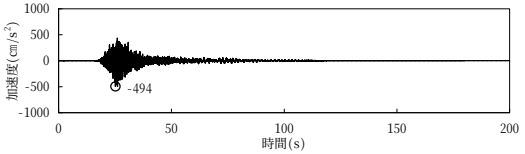




破壊開始点3

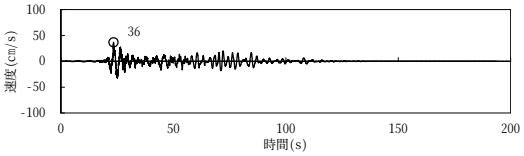


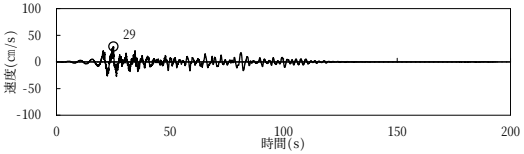


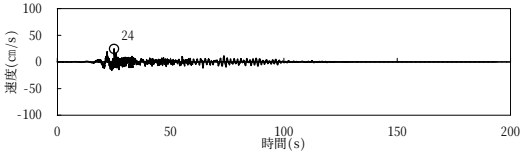


■速度時刻歴波形

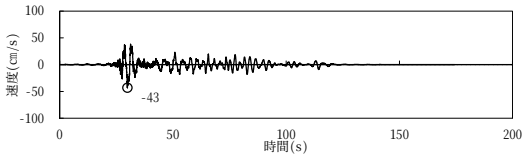
破壊開始点1

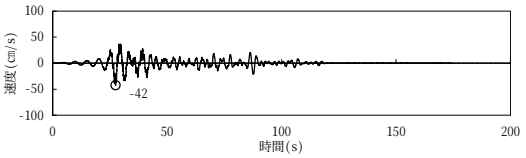


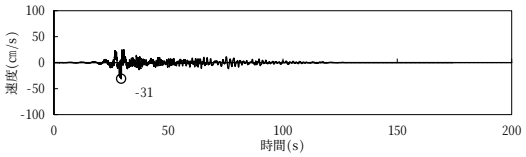




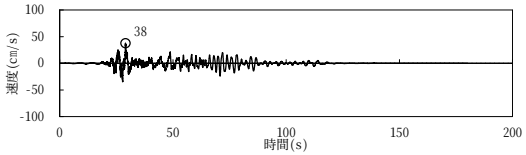
破壊開始点2

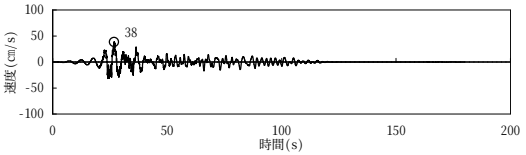


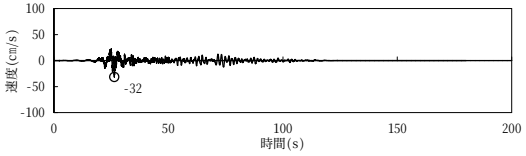




破壊開始点3







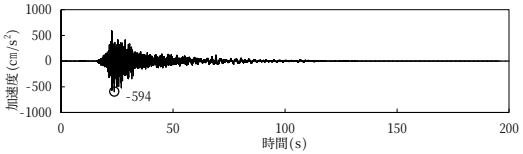
NS成分　　EW成分　　UD成分

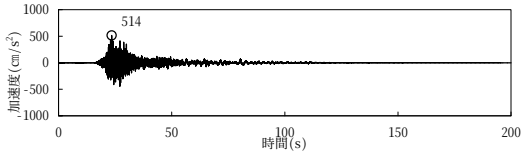
第404回審査会合
資料2修正

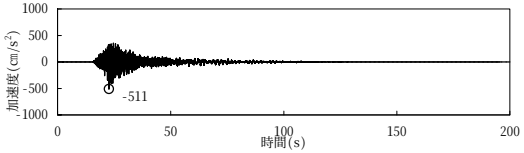
時刻歴波形（アスペリティ位置の不確かさ）

■加速度時刻歴波形

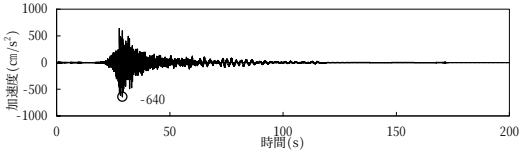
破壊開始点1

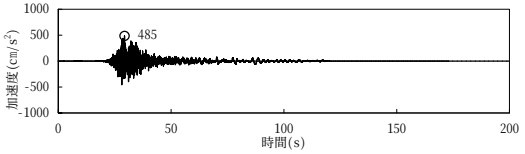


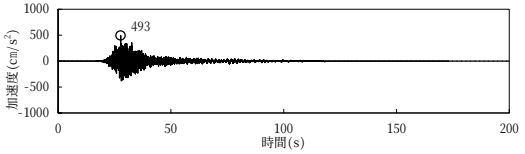




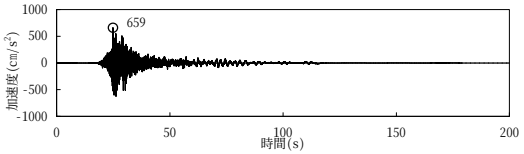
破壊開始点2

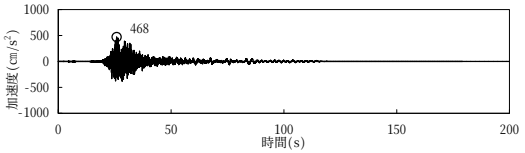


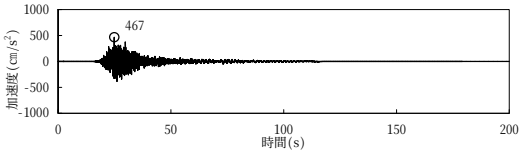




破壊開始点3

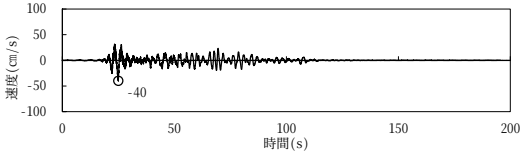


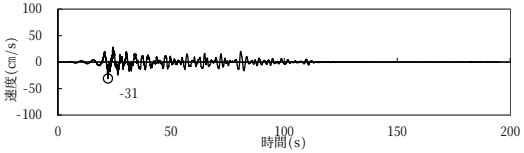


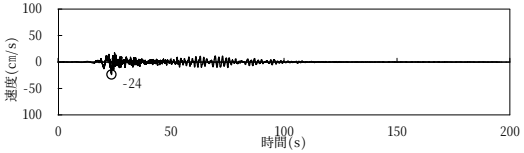


■速度時刻歴波形

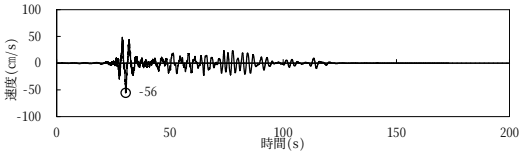
破壊開始点1

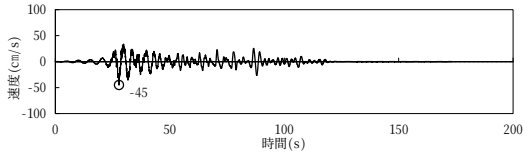


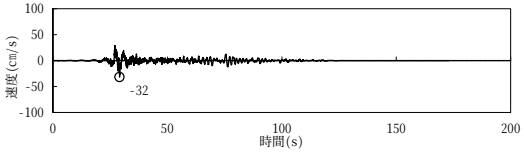




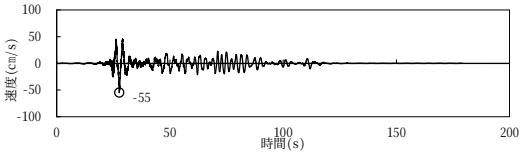
破壊開始点2

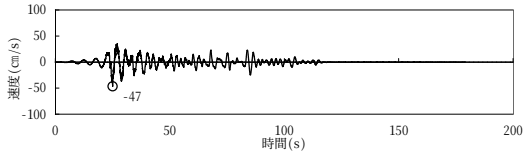


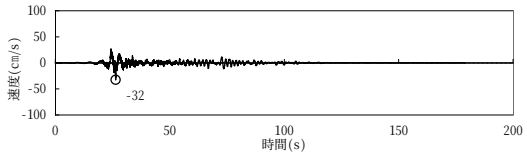




破壊開始点3







NS成分　　EW成分　　UD成分

参考文献

- 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
- 宇津徳治 (1982)：日本付近のM6.0以上の地震および被害地震の表：1885年～1980年，東京大学地震研究所彙報，Vol.57
- 気象庁・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－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 traveltime 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－臨時余震観測に基づく震源分布と速度構造－，電力中央研究所報告 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 Yamada12 (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－震源インバージョン解析に基づく検討－，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－強震波形と再決定震源による2枚の断層面の推定－，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
- 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