

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のうち
海洋プレート内地震について
(コメント回答)

平成28年1月29日
日本原子力発電株式会社

目次

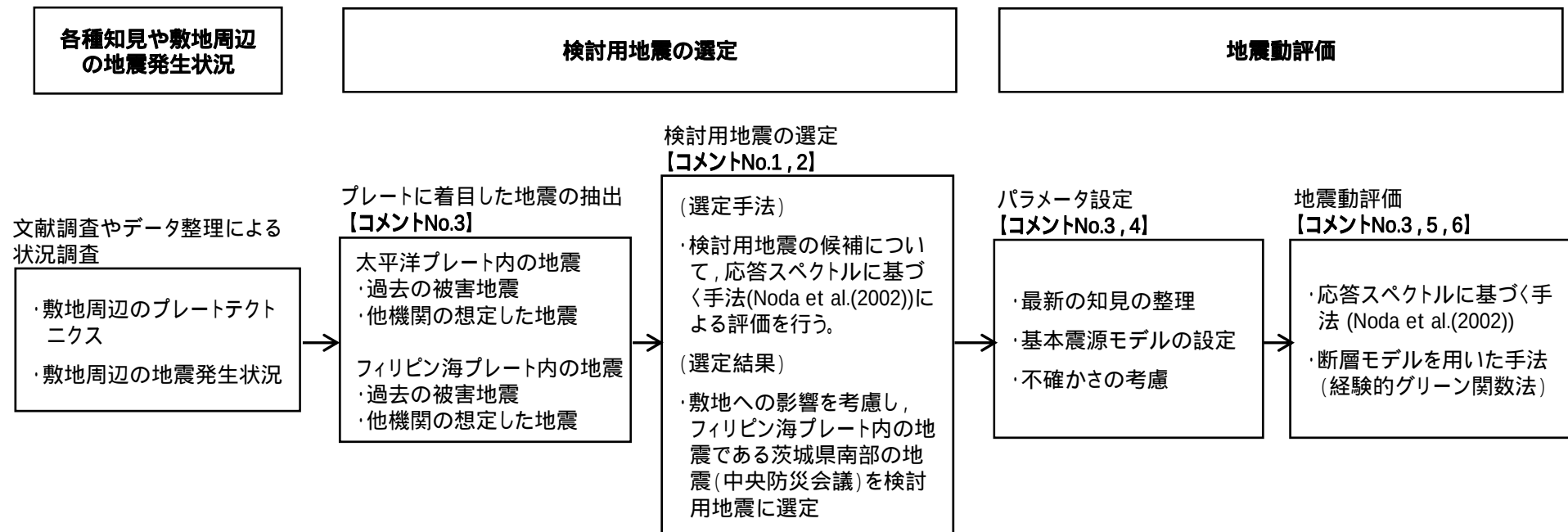
1. 審査会合におけるコメント		3
2. 海洋プレート内地震の評価フロー		4
3. 海洋プレート内地震に関する各種知見や敷地周辺の地震発生状況		5
4. 海洋プレート内地震の検討用地震の選定		10
5. 海洋プレート内地震の地震動評価		27
6. 参考文献		72
参考資料		73
中央防災会議(2004)に基づくモデルによる評価		
中央防災会議(2013)と中央防災会議(2004)との比較		

1. 審査会合におけるコメント

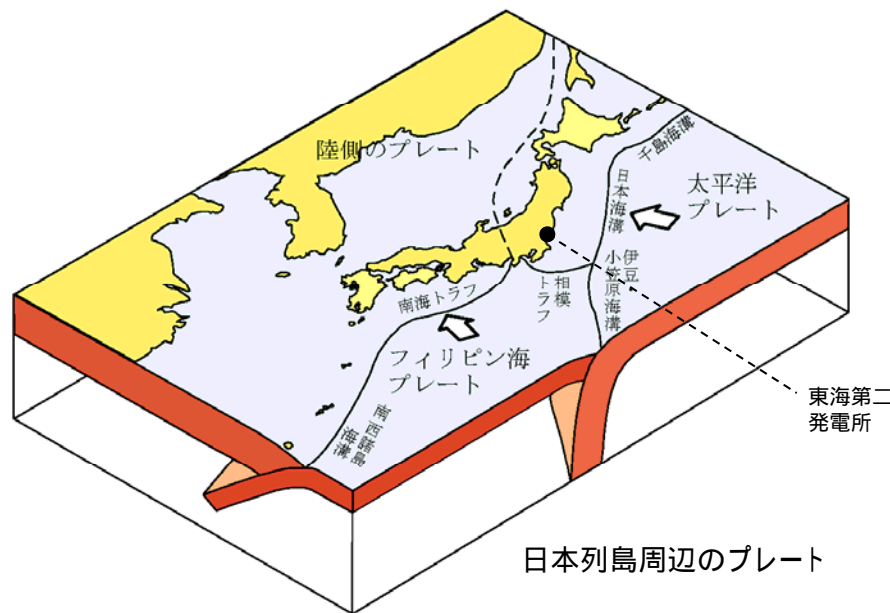
■ 第276回審査会合でのコメント

No.	日付	回次	コメント内容	該当箇所	
1	平成27年 9月18日	第276回 審査会合	応答スペクトルに基づく手法に用いる補正係数について、詳細に記載すること。	4.海洋プレート内地震 の検討用地震の選定	12～19
2	平成27年 9月18日	第276回 審査会合	検討用地震の選定プロセスについて詳細に説明すること。		11～26
3	平成27年 9月18日	第276回 審査会合	基本震源モデルを中央防災会議(2004)に基づき設定しているが、中央防災会議(2004)以降の知見も考慮し、断層パラメータの検討を行うこと。	4.海洋プレート内地震 の検討用地震の選定 5.海洋プレート内地震 の地震動評価 参考資料	23, 28 ～71
4	平成27年 9月18日	第276回 審査会合	断層モデルの巨視的面等について、設定の妥当性を説明すること。		38～41, 51, 74, 75
5	平成27年 9月18日	第276回 審査会合	要素地震の応力降下量の見積りについて、説明資料を充実させること。		56～60, 86～89
6	平成27年 9月18日	第276回 審査会合	経験的グリーン関数法の妥当性の確認のため、断層モデルを用いた手法については、統計的グリーン関数法を実施すること。		64～68

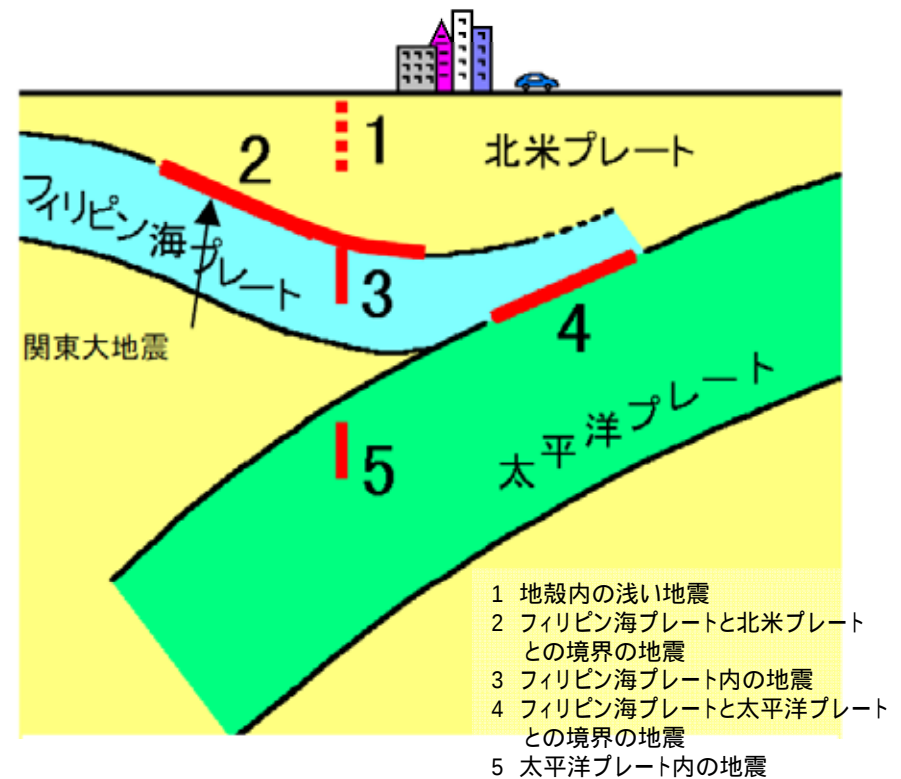
2. 海洋プレート内地震の評価フロー



1. 審査会合におけるコメント		3
2. 海洋プレート内地震の評価フロー		4
3. 海洋プレート内地震に関する各種知見や敷地周辺の地震発生状況		5
4. 海洋プレート内地震の検討用地震の選定		10
5. 海洋プレート内地震の地震動評価		27
6. 参考文献		72
参考資料		73
中央防災会議(2004)に基づくモデルによる評価		
中央防災会議(2013)と中央防災会議(2004)との比較		



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)



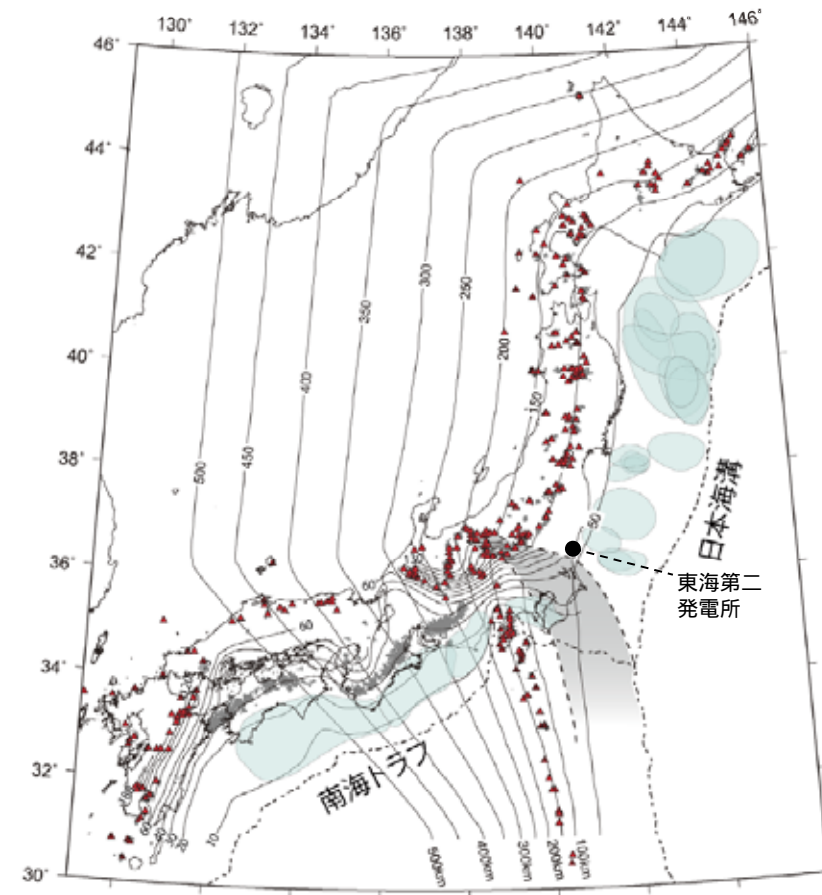
南関東地域で発生する地震のタイプ
(中央防災会議に一部加筆)

- 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。

■ 長谷川ほか(2010)について

太平洋プレートの沈み込み形状が滑らかである一方、フィリピン海プレートは関東から九州にかけて連続して分布しているが、その形状は波板のように大きく変形していることが示されている。

また、フィリピン海プレートの東端(関東地方)は、直下の太平洋プレートと接触していることにより西に曲げられている。



長谷川ほか(2010)に一部加筆

日本列島下に沈み込む太平洋プレートおよびフィリピン海プレートの形状

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

■ Uchida et al.(2010)について

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。

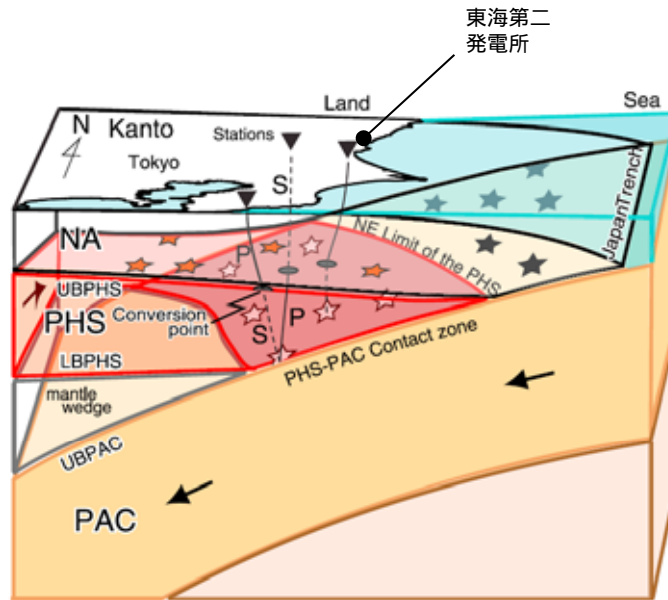


Figure 2. Schematic showing the configuration of three plates in Kanto. Not to scale. The Pacific plate (PAC) is subducting from the east beneath the North American (NA) plate. Between these two plates, the Philippine Sea plate (PHS) subducts from the southeast. Interplate earthquakes including small 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 UBPHS 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)

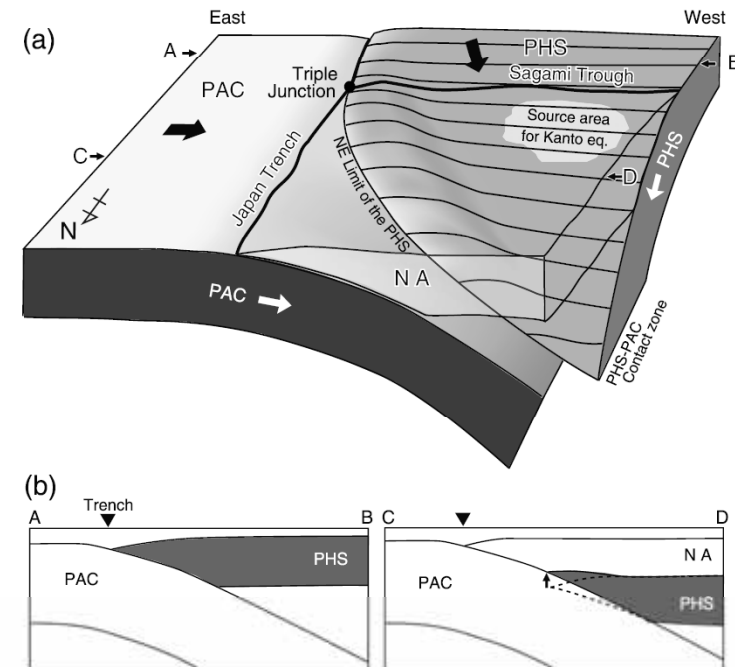


Figure 9. (a) Schematic figure showing the shape of the PHS subducting beneath Kanto. (b) East-west cross sections along A-B and C-D in Figure 9a. The PHS near the NE limit of the PHS is deformed because of the interaction with the PAC and the slab dip near the NE limit of the PHS is relatively gentle.

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)

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

近年発生した海洋プレート内地震

第276回審査会合
資料1 27頁 修正

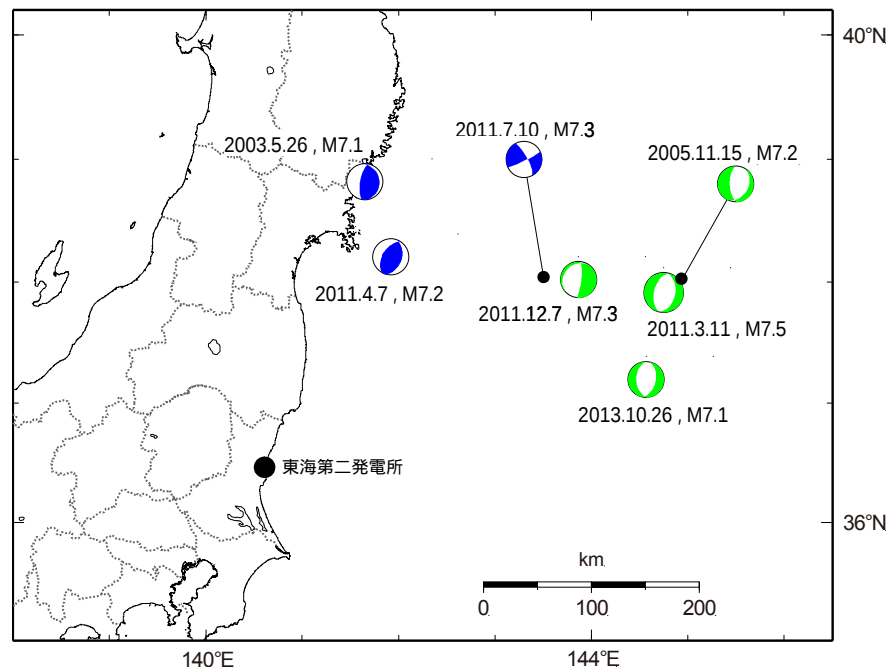
■ 2002年以降に関東地方及び東北地方で発生した海洋プレート内地震について

気象庁地震カタログを用い、2002年1月から2014年3月までの期間に関東地方及び東北地方で発生した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。

M7.0以上の海洋プレート内地震の諸元

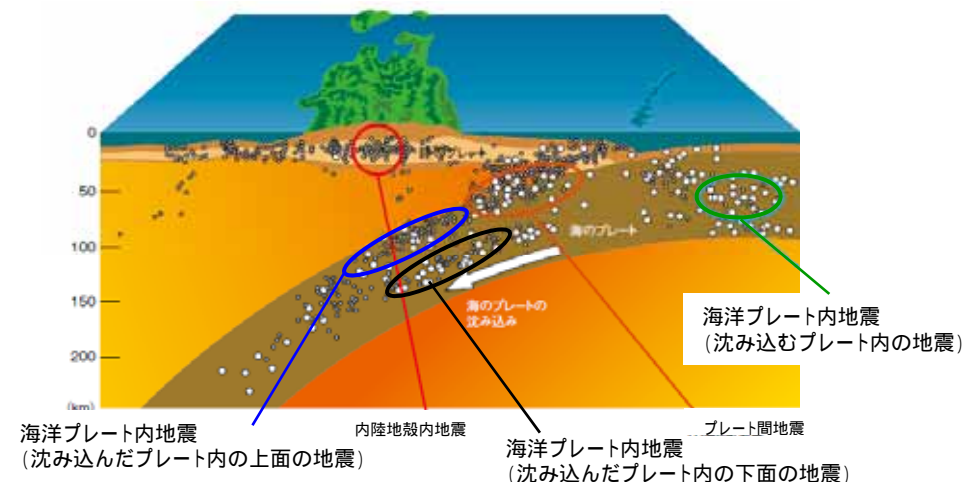
発生日	時刻	M	緯度(度)	経度(度)	深さ(km)	分類
2003.5.26	18:24	7.1	38.821	141.6507	72	沈み込んだプレート内の上面
2005.11.15	06:38	7.2	38.0272	144.9447	45	沈み込むプレート内
2011.3.11	15:25	7.5	37.9143	144.751	11	沈み込むプレート内
2011.4.7	23:32	7.2	38.2042	141.9202	66	沈み込んだプレート内の上面
2011.7.10	09:57	7.3	38.0318	143.5067	34	沈み込んだプレート内の上面
2012.12.7	17:18	7.3	38.0198	143.867	49	沈み込むプレート内
2013.10.26	02:10	7.1	37.1963	144.5687	56	沈み込むプレート内

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。



青: 沈み込んだプレート内の地震
緑: 沈み込むプレート内の地震
震央位置は気象庁、発震機構はF-netによる。

M7.0以上の海洋プレート内地震の震央及び震源メカニズム



地震の発生様式の模式図(地震調査研究推進本部に一部加筆)

1.	審査会合におけるコメント		3
2.	海洋プレート内地震の評価フロー		4
3.	海洋プレート内地震に関する各種知見や敷地周辺の地震発生状況		5
4.	海洋プレート内地震の検討用地震の選定 補正係数の算定 検討用地震の抽出 検討用地震の選定		10
5.	海洋プレート内地震の地震動評価		27
6.	参考文献		72
	参考資料		73
	中央防災会議(2004)に基づくモデルによる評価		
	中央防災会議(2013)と中央防災会議(2004)との比較		

No.	日付	回次	コメント内容	該当箇所	
1	平成27年 9月18日	第276回 審査会合	応答スペクトルに基づく手法に用いる補正係数について、詳細に記載すること。	4.海洋プレート内地震 の検討用地震の選定	12～19
2	平成27年 9月18日	第276回 審査会合	検討用地震の選定プロセスについて詳細に説明すること。		11～26
3	平成27年 9月18日	第276回 審査会合	基本震源モデルを中央防災会議(2004)に基づき設定しているが、中央防災会議(2004)以降の知見も考慮し、断層パラメータの検討を行うこと。		23

検討用地震の選定フロー

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

【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)

- ・関東諸国の地震
- ・霞ヶ浦付近の地震
- ・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

【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)
- ・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

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する。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。

補正係数の算出【コメントNo.1】

太平洋プレート、フィリピン海プレートによる種別ではなく、地震の発生した位置によりグルーピングを検討する。

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こと。

検討用地震の候補について概略の地震動評価を実施し、敷地に対して最も影響の大きい地震を海洋プレート内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の選定フロー

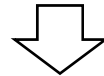
- 1996年9月以降に東海第二発電所で観測された記録を対象とする。

地震の発生位置及び規模

応答スペクトルに基づく手法による地震動評価に際してはNoda et al.(2002)による手法(耐専スペクトル)で行うこととする。



Noda et al.(2002)の手法の基となる地震のデータベースを参考に、M5.3以上、震央距離200km以内の地震を対象とする。

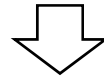


地震発生様式

各地震発生様式(内陸地殻内地震, プレート間地震, 海洋プレート内地震)に分類を行い, 海洋プレート内地震を抽出する。



原則として, 地震・火山月報(防災編)に記載されている震源メカニズムに基づいて地震発生様式の分類を行う。ただし, 記載のないものについては震央位置, 震源深さ, 周辺の地震発生状況を踏まえ工学的判断に基づき, 海洋プレート内地震を抽出する。

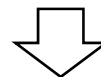


海洋プレート内地震の分類

海洋プレート内地震について, プレート種別, 地震発生位置などを考慮した分類を行う。



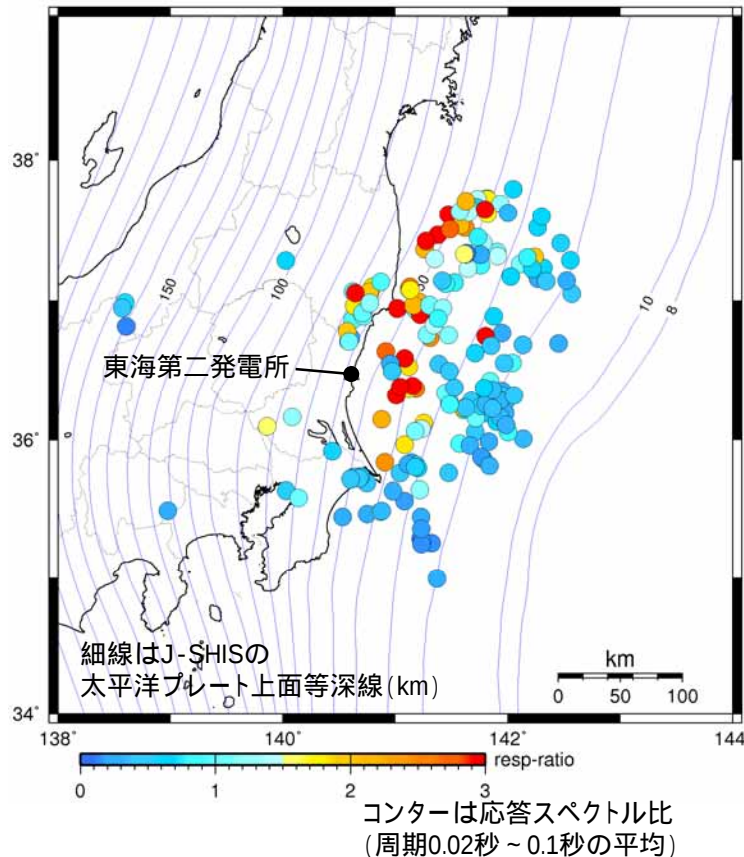
陸域寄りで発生する海洋プレート内地震については, 海溝軸寄りで発生した地震と比較し振幅が大きくなる傾向があり, これを考慮する。



以上の地震について, 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もとに, 補正係数を算定する。

補正係数の算定に用いた地震の震央位置

- 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。



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。

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

補正係数の算定に用いた地震観測点位置

第276回審査会合
資料1 36頁 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)

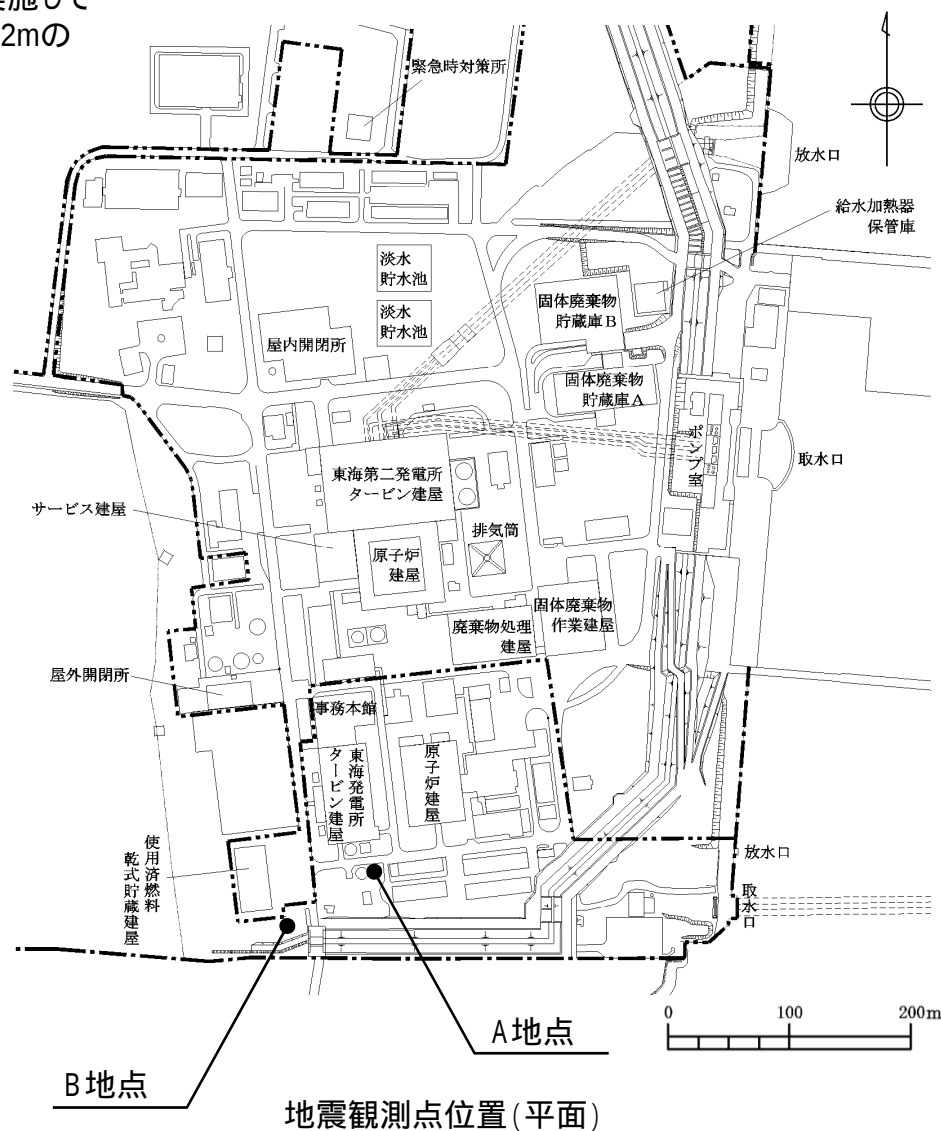
●:地震計
設置位置

地表

原子炉建屋
人工岩盤下端相当解放基盤表面相当
(解放基盤表面E.L.-370m)

地震基盤相当

標高	地震観測点位置		
E.L.	A地点	B地点	地層
+8m (G.L.)	●		第四系
-15m			新第三系
-17m	●		
-192m	●		
-372m	●		
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)

検討対象地震(海洋プレート内地震)

■ 検討対象期間： 1996年9月～2012年12月 検討対象地震数：27地震

発震日時		震央位置		震源深さ (km)	マグニ チュード	方位角 (度)	震央距離 (km)	見かけの 入射角(度)	地震発生様式	プレート
		緯度(度)	経度(度)							
1996/09/11	11:37:14.33	35.639	141.217	51.99	6.4	148.9	107.0	64.1	海洋プレート内地震(陸域寄り)	太平洋
1998/04/09	17:45:39.14	36.945	141.017	94.87	5.4	34.5	64.6	34.3	海洋プレート内地震(陸域寄り)	太平洋
1998/06/14	22:17:06.19	35.465	140.749	46.43	5.7	173.4	111.8	67.5	海洋プレート内地震(陸域寄り)	太平洋
1998/08/16	23:05:19.50	37.251	141.759	42.06	5.3	49.4	134.7	72.7	海洋プレート内地震(陸域寄り)	太平洋
1998/08/29	08:46:42.35	35.633	140.029	64.60	5.3	209.5	106.0	58.7	海洋プレート内地震(陸域寄り)	太平洋
2000/07/21	14:16:33.91	35.253	141.322	37.14	5.7	154.2	149.3	76.0	海洋プレート内地震(海溝軸寄り)	太平洋
2002/06/19	18:16:26.65	36.192	141.804	58.00	5.4	105.4	111.7	62.6	海洋プレート内地震(海溝軸寄り)	太平洋
2008/05/08	01:02:00.30	36.231	141.949	60.00	6.4	101.8	123.2	64.0	海洋プレート内地震(海溝軸寄り)	太平洋
2010/03/13	21:46:26.75	37.614	141.472	77.70	5.5	30.9	148.9	62.4	海洋プレート内地震(陸域寄り)	太平洋
2011/03/11	16:44:29.04	36.301	141.901	60.00	5.6	98.6	117.6	63.0	海洋プレート内地震(海溝軸寄り)	太平洋
2011/03/11	21:49:00.16	36.243	141.762	35.45	5.3	103.1	106.6	71.6	海洋プレート内地震(海溝軸寄り)	太平洋
2011/03/11	21:59:18.90	36.148	141.914	35.00	5.3	106.3	122.6	74.1	海洋プレート内地震(海溝軸寄り)	太平洋
2011/03/12	00:42:02.82	36.130	141.902	16.37	5.5	107.4	122.2	82.4	海洋プレート内地震(海溝軸寄り)	太平洋
2011/03/22	12:38:34.78	35.264	141.237	36.97	5.9	156.7	145.0	75.7	海洋プレート内地震(海溝軸寄り)	太平洋
2011/03/22	18:19:05.28	37.316	141.910	43.00	6.4	50.5	149.7	74.0	海洋プレート内地震(陸域寄り)	太平洋
2011/03/22	21:04:05.04	36.231	141.627	48.42	5.9	105.6	95.2	63.0	海洋プレート内地震(海溝軸寄り)	太平洋
2011/03/23	01:12:07.28	35.811	141.837	34.74	5.4	122.9	132.4	75.3	海洋プレート内地震(海溝軸寄り)	太平洋
2011/03/28	14:44:54.78	36.362	141.865	72.90	5.3	95.4	113.4	57.3	海洋プレート内地震(海溝軸寄り)	太平洋
2011/04/12	08:08:15.89	35.482	140.868	26.27	6.4	167.7	111.7	76.8	海洋プレート内地震(陸域寄り)	フィリピン海
2011/05/10	19:14:38.85	36.226	141.863	58.00	5.4	102.9	115.8	63.4	海洋プレート内地震(海溝軸寄り)	太平洋
2011/05/15	21:14:20.77	37.287	142.556	68.00	5.3	61.7	196.2	70.9	海洋プレート内地震(海溝軸寄り)	太平洋
2011/07/07	00:15:00.04	36.375	141.788	76.38	5.9	95.1	106.4	54.3	海洋プレート内地震(海溝軸寄り)	太平洋
2011/07/25	20:54:48.95	35.245	141.232	36.96	5.7	157.2	146.8	75.9	海洋プレート内地震(海溝軸寄り)	太平洋
2011/07/31	03:53:50.64	36.903	141.221	57.31	6.5	48.4	73.3	52.0	海洋プレート内地震(陸域寄り)	太平洋
2011/08/19	14:36:31.61	37.649	141.797	51.15	6.5	38.5	168.7	73.1	海洋プレート内地震(陸域寄り)	太平洋
2012/06/06	04:31:33.33	34.993	141.371	37.02	6.3	156.9	177.5	78.2	海洋プレート内地震(海溝軸寄り)	太平洋
2012/12/15	13:27:01.67	37.297	141.349	59.02	5.3	35.4	113.6	62.5	海洋プレート内地震(陸域寄り)	太平洋

方位角：東海第二発電所から震央位置を望む方向を北から時計回りの角度で示している。

震央距離：東海第二発電所から震央位置までの距離を示している。

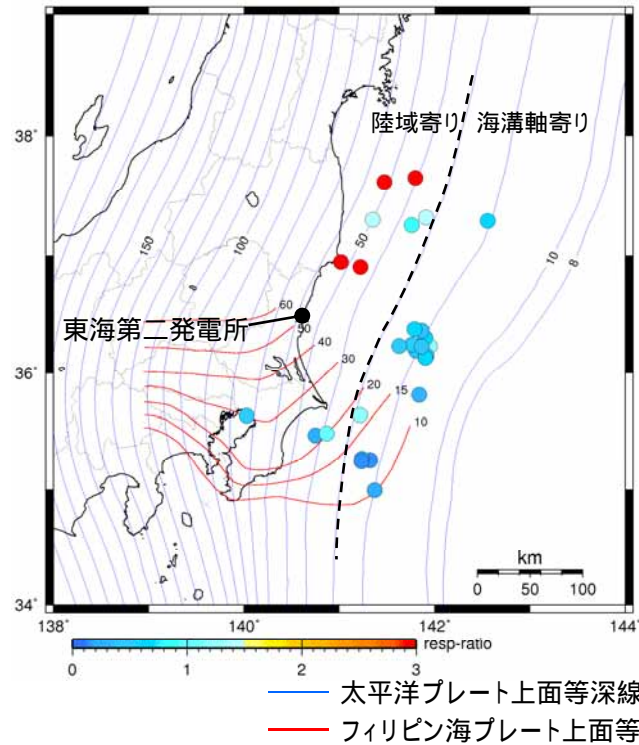
見かけの入射角：震央距離と震源深さから求めた震源方向の角度を示している。垂直が0度、水平が90度となる。

見かけの入射角 = $\tan^{-1}$ (震央距離 / 震源深さ)

海洋プレート内地震の分類(1 / 2)

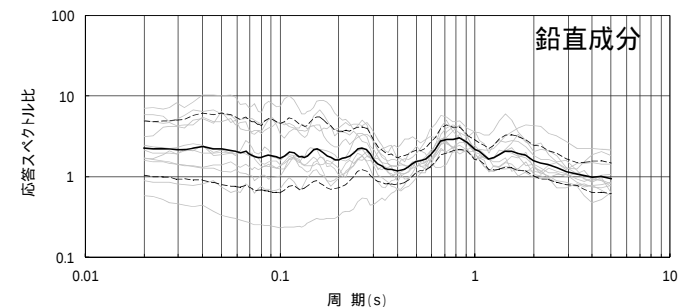
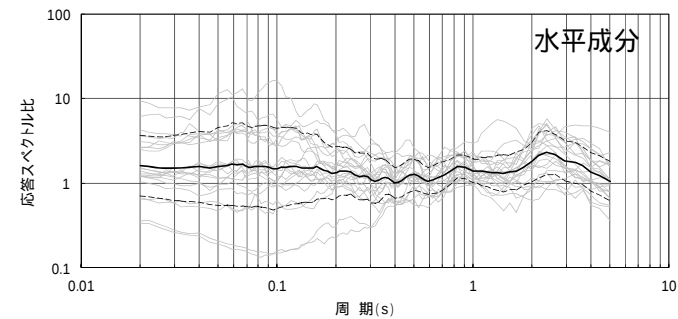
■ 海洋プレート内地震の抽出・整理

地震の発生位置によるグルーピングについて検討する。



震央分布のコンターは応答スペクトル比
(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)



— 陸域寄りの場所で発生した地震の平均
-- ±σ

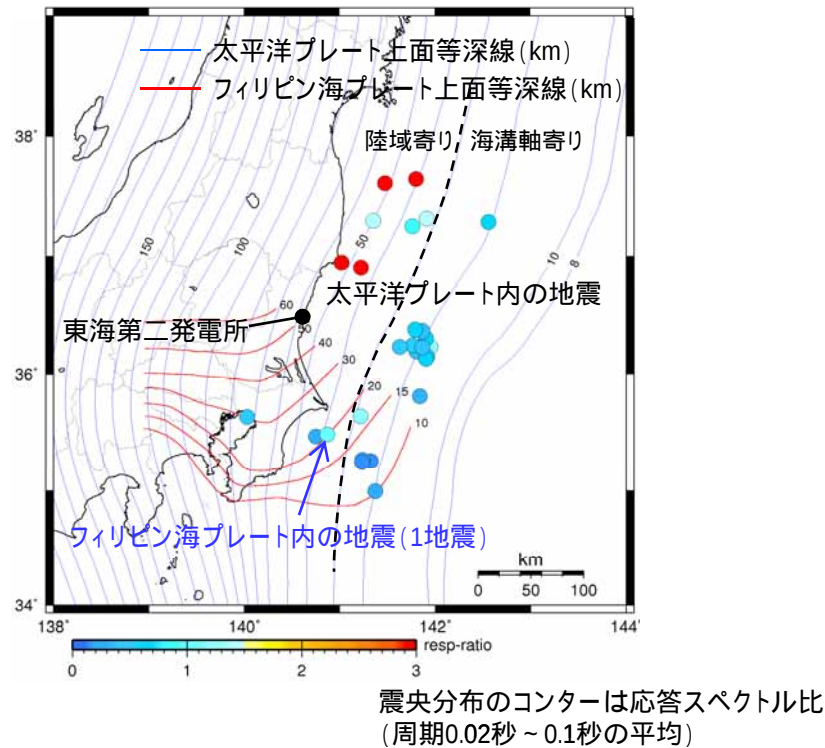
陸域寄りの場所で発生した地震の応答スペクトル比

地震の発生位置に着目すると、陸域寄りの場所で発生した地震の方が海溝軸寄りの場所で発生した地震よりも応答スペクトル比が大きくなる傾向が見られる。

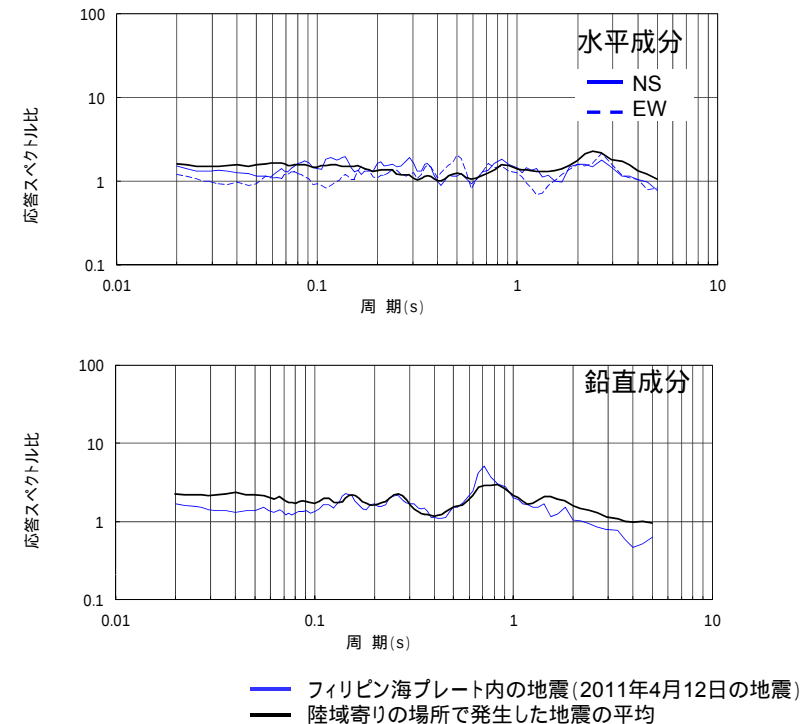
海洋プレート内地震の分類(2 / 2)

■ 海洋プレート内地震の抽出・整理

- ・プレート境界等深線と震源位置の関係等をもとに、地震をプレートごとにグルーピングする。
- ・下記に示すプレート内地震のうち、多くは太平洋プレート内の地震であり、フィリピン海プレート内で発生したと推定される地震は1地震である。
- ・フィリピン海プレート内地震と前述の陸域寄りの場所で発生した地震の応答スペクトル比を比較し以下に示す。



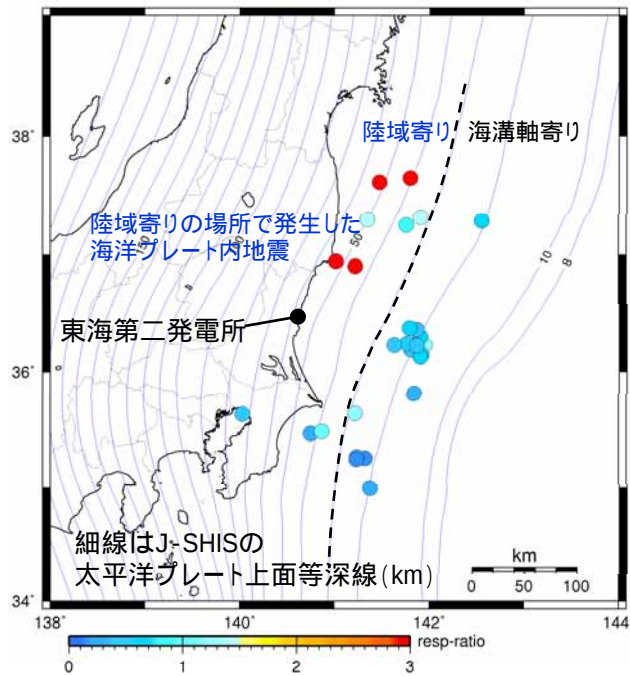
検討対象地震の震央分布(海洋プレート内地震)
(水平成分)



フィリピン海プレート内の地震(1地震)と陸域寄りの場所で発生したプレート内地震の平均を比較すると、応答スペクトル比には有意な差は見られないことから、陸域寄りの場所で発生したプレート内地震によるグルーピングで代表させる。

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)

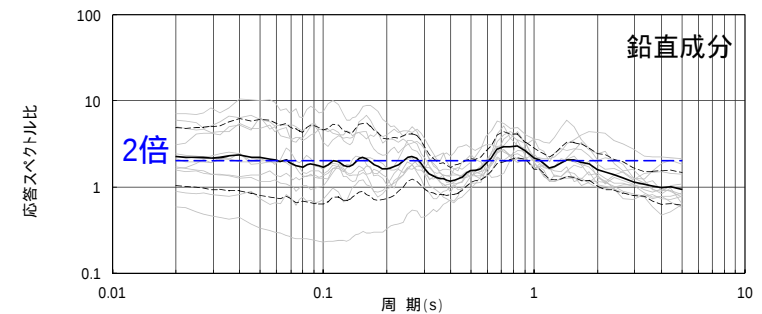
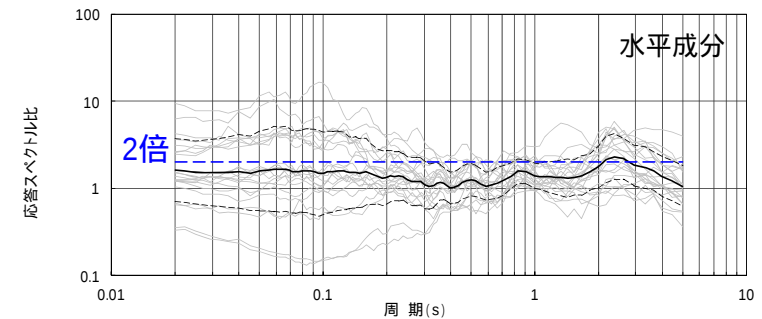
■ 陸域寄りの場所で発生した地震



震央分布のコンターは応答スペクトル比
(周期0.02秒～0.1秒の平均)

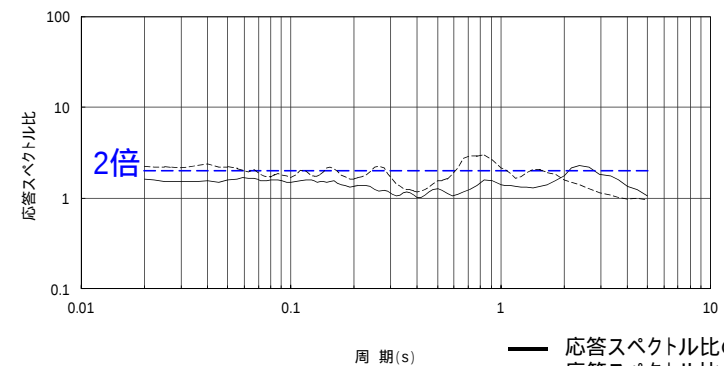
検討対象地震の震央分布(海洋プレート内地震)
(水平成分)

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。



— 応答スペクトル比の平均
-- ±σ

応答スペクトル比

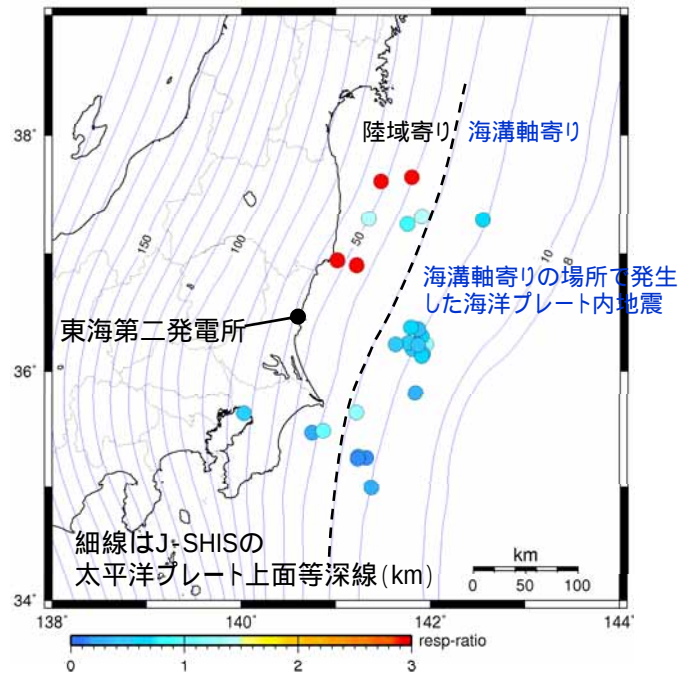


— 応答スペクトル比の平均(水平)
-- 応答スペクトル比の平均(鉛直)
- - 補正係数

補正係数

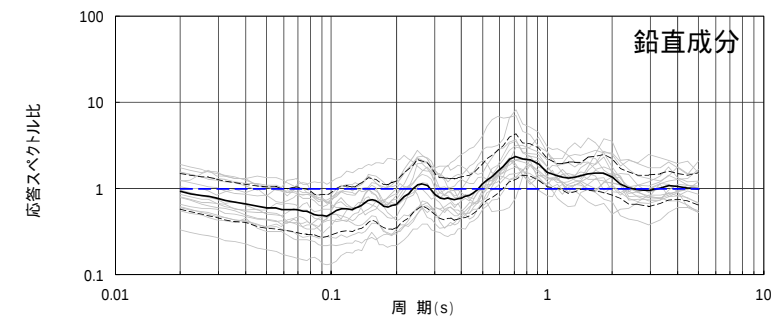
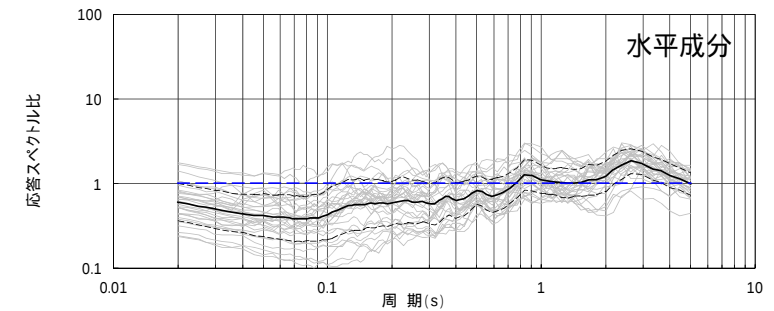
海洋プレート内地震の地震動評価に用いる補正係数(2 / 2)

■ 海溝軸寄りの場所で発生した地震



震央分布のコンターは応答スペクトル比
(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

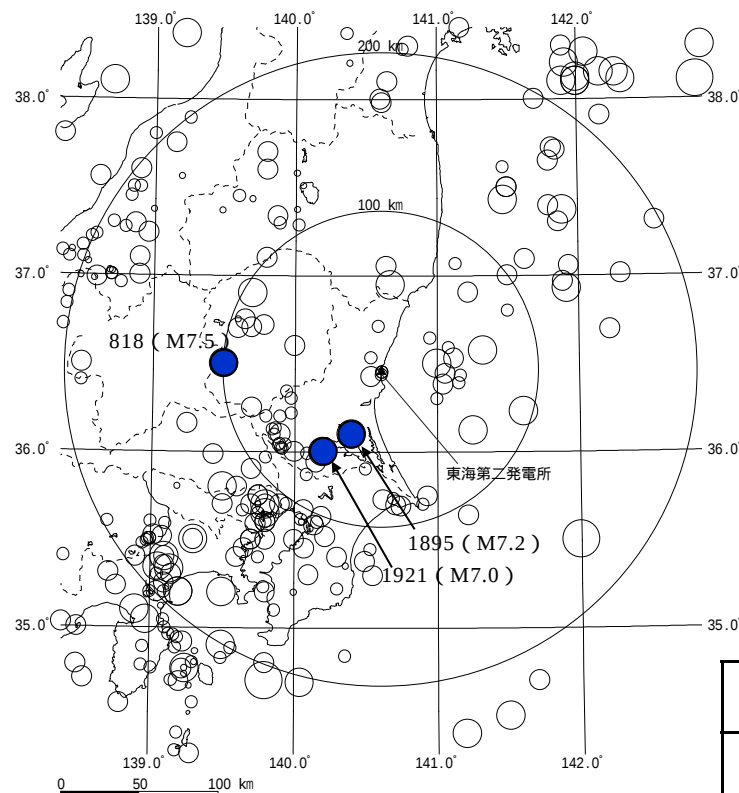
応答スペクトル比

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。

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)

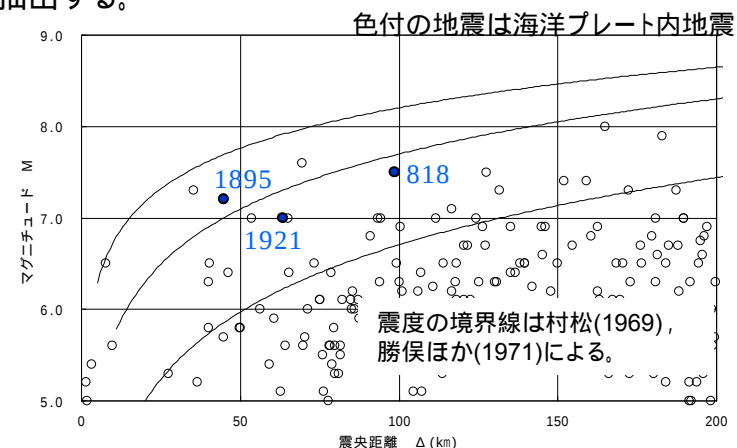
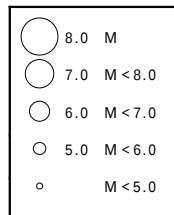
第276回審査会合
資料1 34頁 修正

- 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)



敷地周辺の被害地震から想定されるMとΔの関係

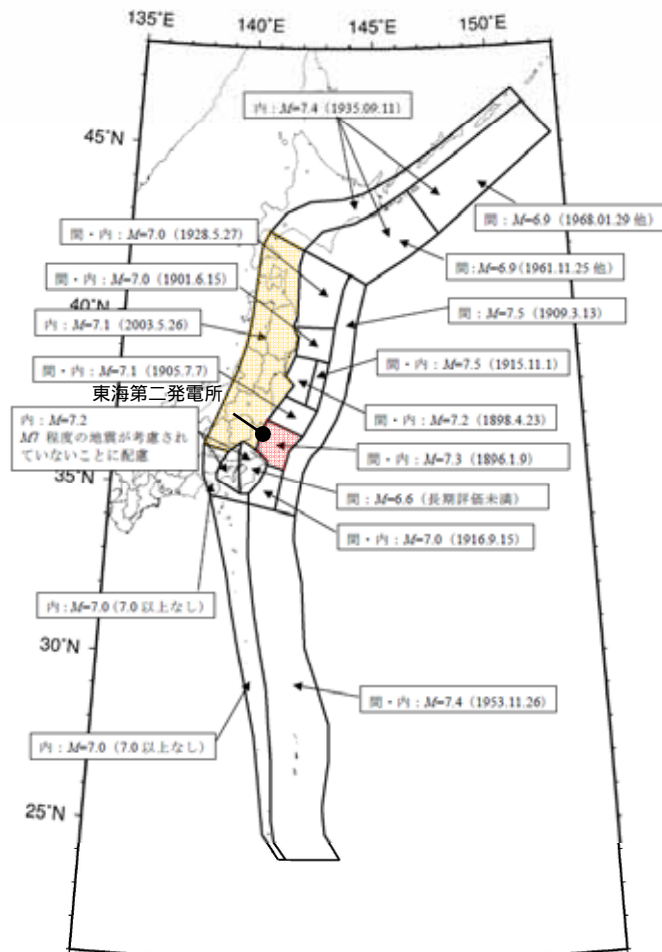
敷地で震度5弱程度以上となる海洋プレート内地震

年月日	地震	地震規模 M	震央距離 (km)	深さ (km)	地震発生様式
818. - .	関東諸国の地震	7.5	99	-	海洋プレート内地震 (フィリピン海プレート)
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)

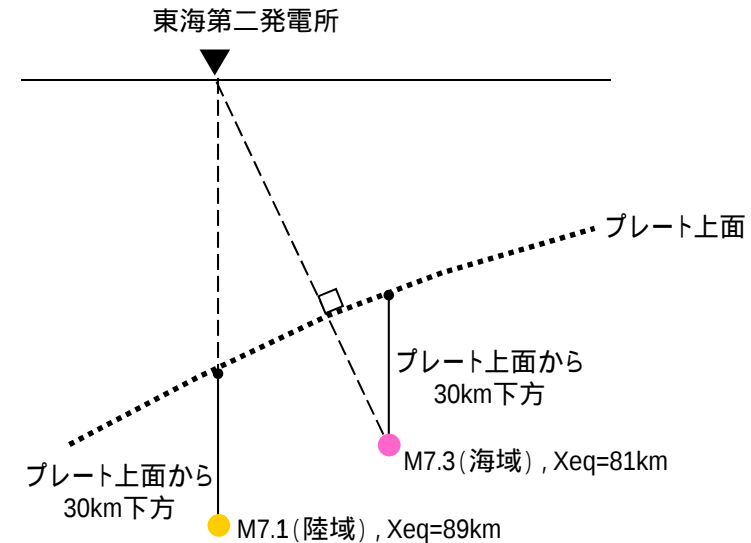
- 気象庁カタログや文献から過去の被害地震の震源位置を求め、敷地での震度が5弱程度以上となる海洋プレート内地震を抽出した。
- 海洋プレート内地震の被害地震は、いずれもフィリピン海プレートの地震である。

各機関の想定した震源による地震(太平洋プレート) (1 / 2)

- 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)

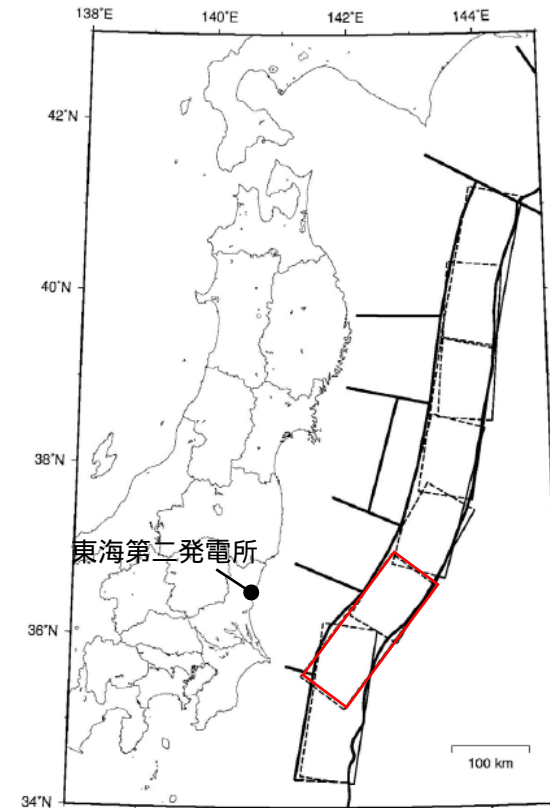
- 地震調査研究推進本部(2009)では、「震源断層を予め特定しにくい地震」として考慮する地震の最大規模が設定され、敷地が位置する陸域の領域においては、海洋プレート内地震の最大規模をプレート内地震である2003年5月26日の宮城県沖の地震に基づきM7.1と設定されている。
- また、敷地前面の海域の領域における海洋プレート内地震の最大規模については、プレート間地震の想定と同様、1896年1月9日の鹿島灘の地震に基づきM7.3と設定されている。
- これらの知見を地震動評価に反映する。設定位置についても地震調査研究推進本部に基づき、プレート上面から30km下方に設定する。

各機関の想定した震源による地震(太平洋プレート) (2 / 2)

■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。

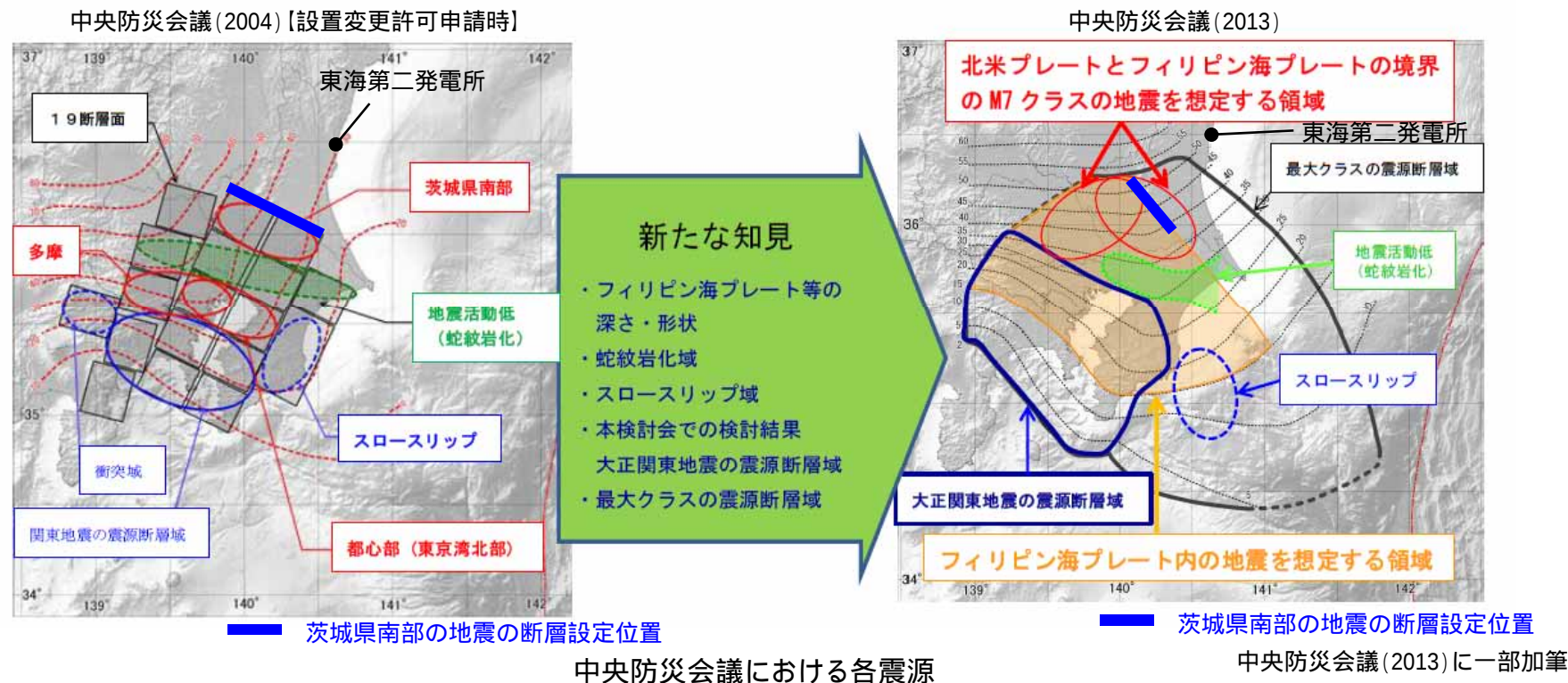
地震調査研究推進本部に基づき、海溝寄りのプレート内地震を茨城県沖の海溝寄りに想定する。



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)

- 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フィリピン海プレート内の地震を抽出する。



中央防災会議(2004)では、茨城県南部の領域においてフィリピン海プレート内の地震としてM7.3を想定している。中央防災会議(2013)では、「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内の地震を想定している。これらのフィリピン海プレートの形状、各震源の位置が異なることから、中央防災会議(2004)及び中央防災会議(2013)の知見に基づき、M7.3のフィリピン海プレート内の地震を茨城県南部に想定する。

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

検討用地震の選定(1 / 2)

第276回審査会合
資料1 45頁 修正

■ 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。

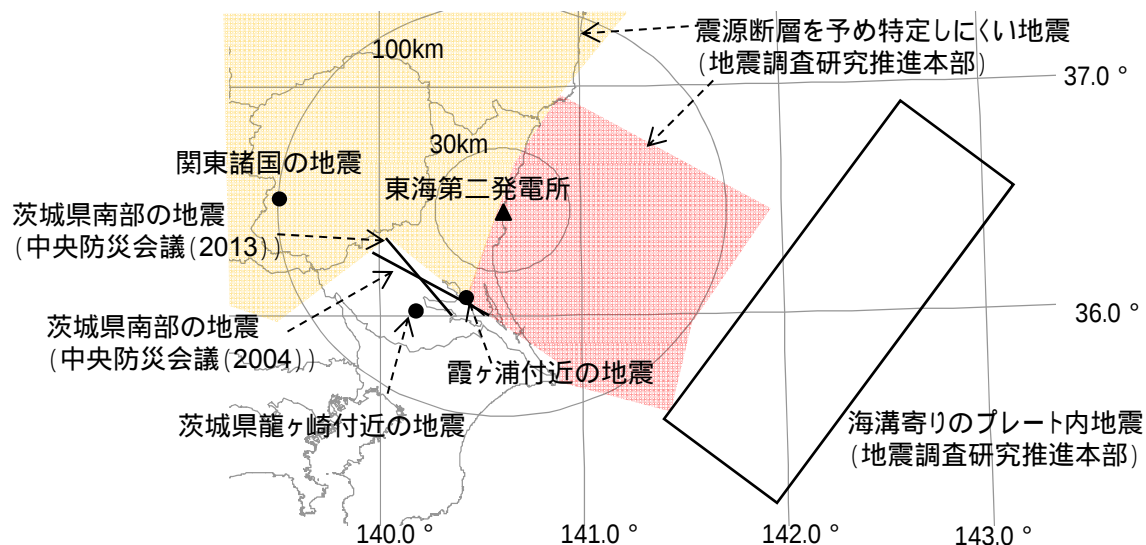
年月日	地名(地震名)	地震規模 M	等価震源距離 (km) ¹	プレート	補正係数 ⁴
818. - . -	関東諸国の地震	7.5	123	フィリピン海	考慮
1895. 1.18	霞ヶ浦付近の地震	7.2	69	フィリピン海	考慮
1921.12. 8	茨城県龍ヶ崎付近の地震	7.0	74	フィリピン海	考慮
-	茨城県南部の地震(中央防災会議(2004))	7.3	64	フィリピン海	考慮
-	茨城県南部の地震(中央防災会議(2013))	7.3	70	フィリピン海	考慮
-	震源断層を予め特定しにくい地震(陸域)(地震調査研究推進本部)	7.1	89 ²	太平洋	考慮
-	震源断層を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

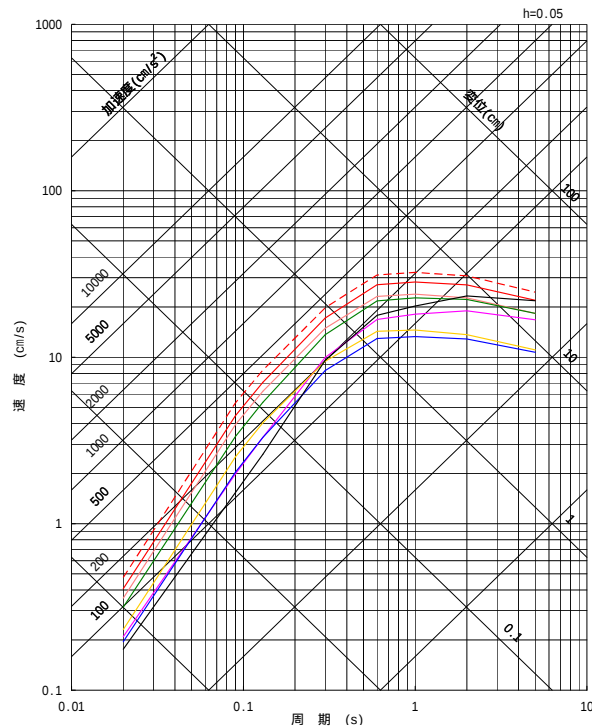
4 陸域寄りの場所で発生した海洋プレート内地震による補正係数



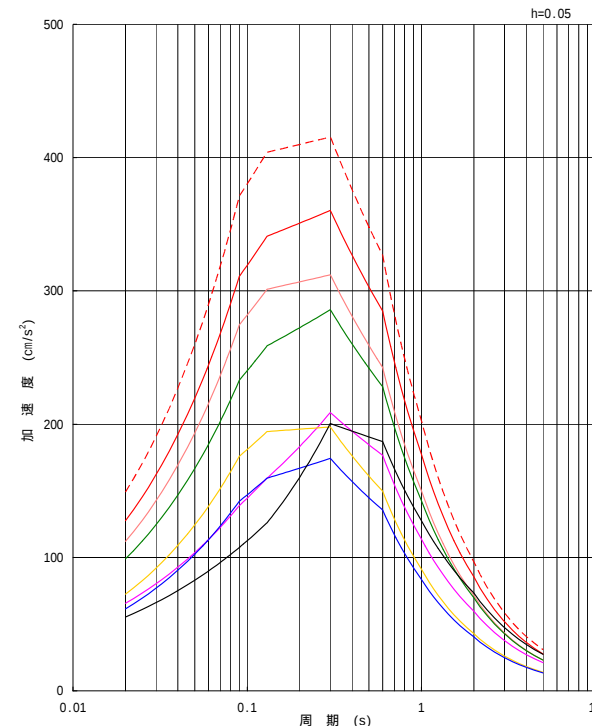
対象震源位置図

検討用地震の選定(2 / 2)

■ 検討用地震の選定

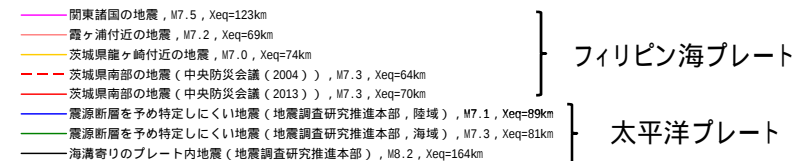


(擬似速度応答スペクトル)



(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)



- 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。

まとめ(検討用地震の選定)

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)

- ・関東諸国の地震
- ・霞ヶ浦付近の地震
- ・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

【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)
- ・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

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【コメントNo.1】

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こと。

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(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。

1.	審査会合におけるコメント		3
2.	海洋プレート内地震の評価フロー		4
3.	海洋プレート内地震に関する各種知見や敷地周辺の地震発生状況		5
4.	海洋プレート内地震の検討用地震の選定		10
5.	海洋プレート内地震の地震動評価		27
	最新の知見		
	基本震源モデルの設定		
	不確かさの考慮		
	応答スペクトルに基づく手法による地震動評価		
	断層モデルを用いた手法による地震動評価		
6.	参考文献		72
	参考資料		73
	中央防災会議(2004)に基づくモデルによる評価		
	中央防災会議(2013)と中央防災会議(2004)との比較		

No.	日付	回次	コメント内容	該当箇所	
3	平成27年 9月18日	第276回 審査会合	基本震源モデルを中央防災会議(2004)に基づき設定しているが、中央防災会議(2004)以降の知見も考慮し、断層パラメータの検討を行うこと。	5.海洋プレート内地震の 地震動評価	28～71
4	平成27年 9月18日	第276回 審査会合	断層モデルの巨視的面等について、設定の妥当性を説明すること。		38～41, 51
5	平成27年 9月18日	第276回 審査会合	要素地震の応力降下量の見積りについて、説明資料を充実させること。		56～60
6	平成27年 9月18日	第276回 審査会合	経験的グリーン関数法の妥当性の確認のため、断層モデルを用いた手法については、統計的グリーン関数法を実施すること。		64～68

海洋プレート内地震の地震動評価のフロー

震源モデルの設定

基本震源モデルの設定

「茨城県南部の地震」について、最新の知見によるフィリピン海プレートの形状に基づき、基本震源モデルの位置・形状を設定する。また、過去に発生した海洋プレート内地震による震度を再現する断層パラメータを参考に、基本震源モデルのパラメータを設定する。【コメントNo.4を含む。】



不確かさの考慮

基本震源モデルに対し、断層傾斜角の不確かさ及び応力降下量の不確かさを考慮する。



評価手法

応答スペクトルに基づく手法

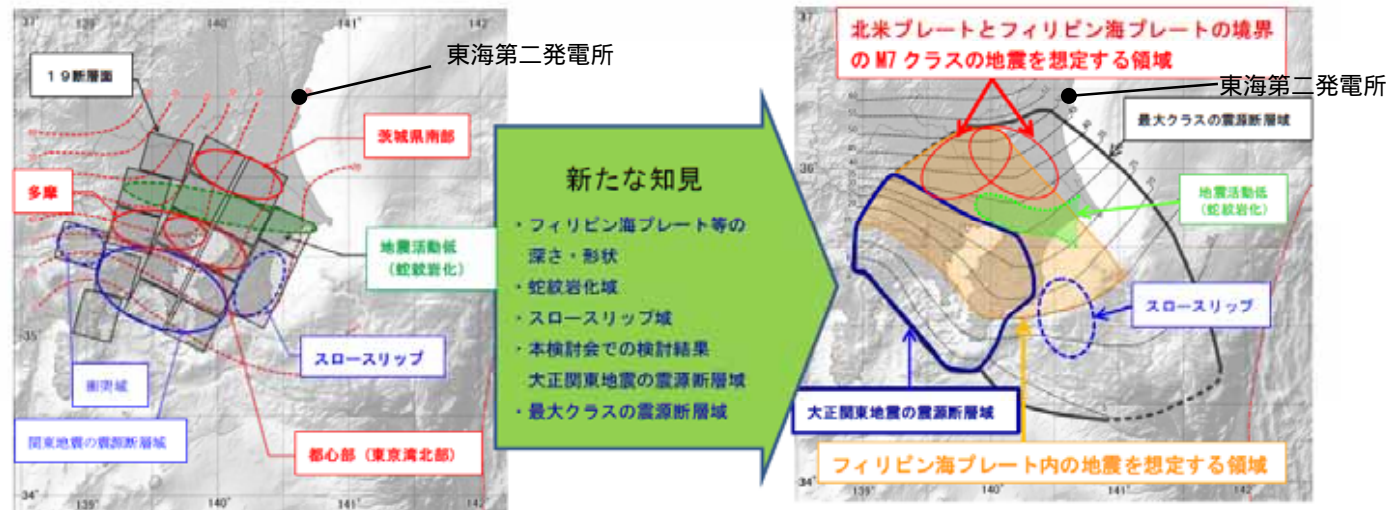
Noda et al.(2002)の手法による評価を実施する。評価にあたり、地震観測記録から算出した補正係数を考慮する。

断層モデルを用いた手法

適切な要素地震の選定を行い、経験的グリーン関数法により評価する。【コメントNo.5, 6を含む。】

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)「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。



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)に一部加筆

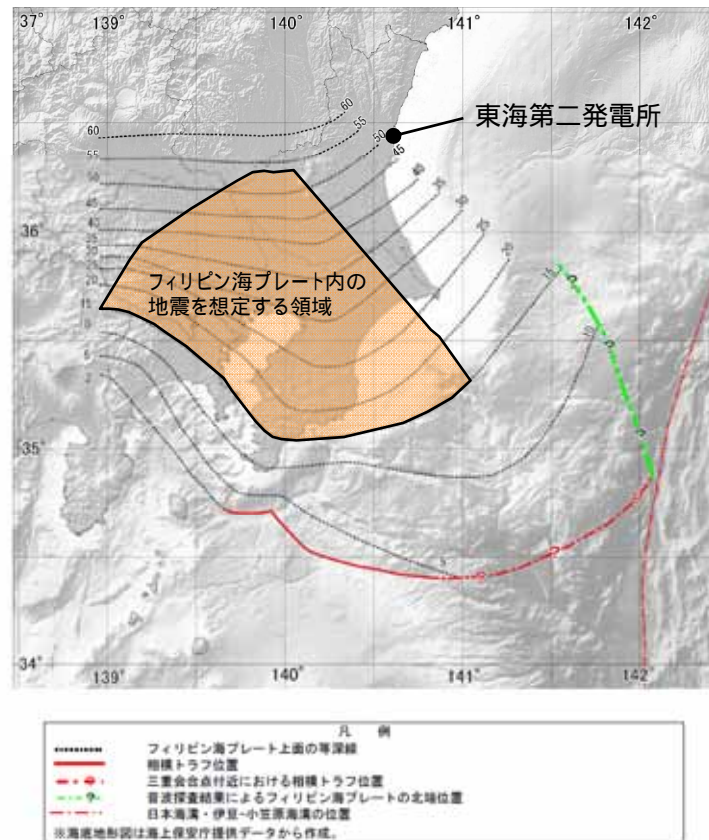
中央防災会議(2013)で新たに考慮された知見

中央防災会議(2013):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

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

最新の知見に基づき、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。



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(9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。

フィリピン海プレートの厚さの分布

第276回審査会合
資料1 14頁 修正

■ 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。

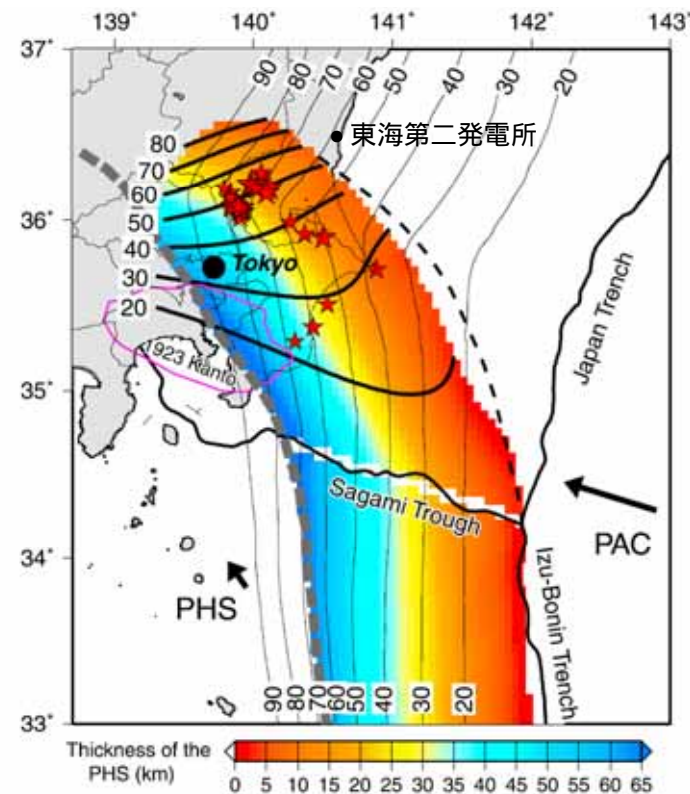


Figure 8. Thickness distribution of the PHS. Black and shaded dashed lines denote the NE and SW limits of the PHS-PAC contact zone, respectively [Nakajima et al., 2009b; Uchida et al., 2009]. For the SW limits beneath Boso peninsula and further south, which is not well constrained in Nakajima et al. [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

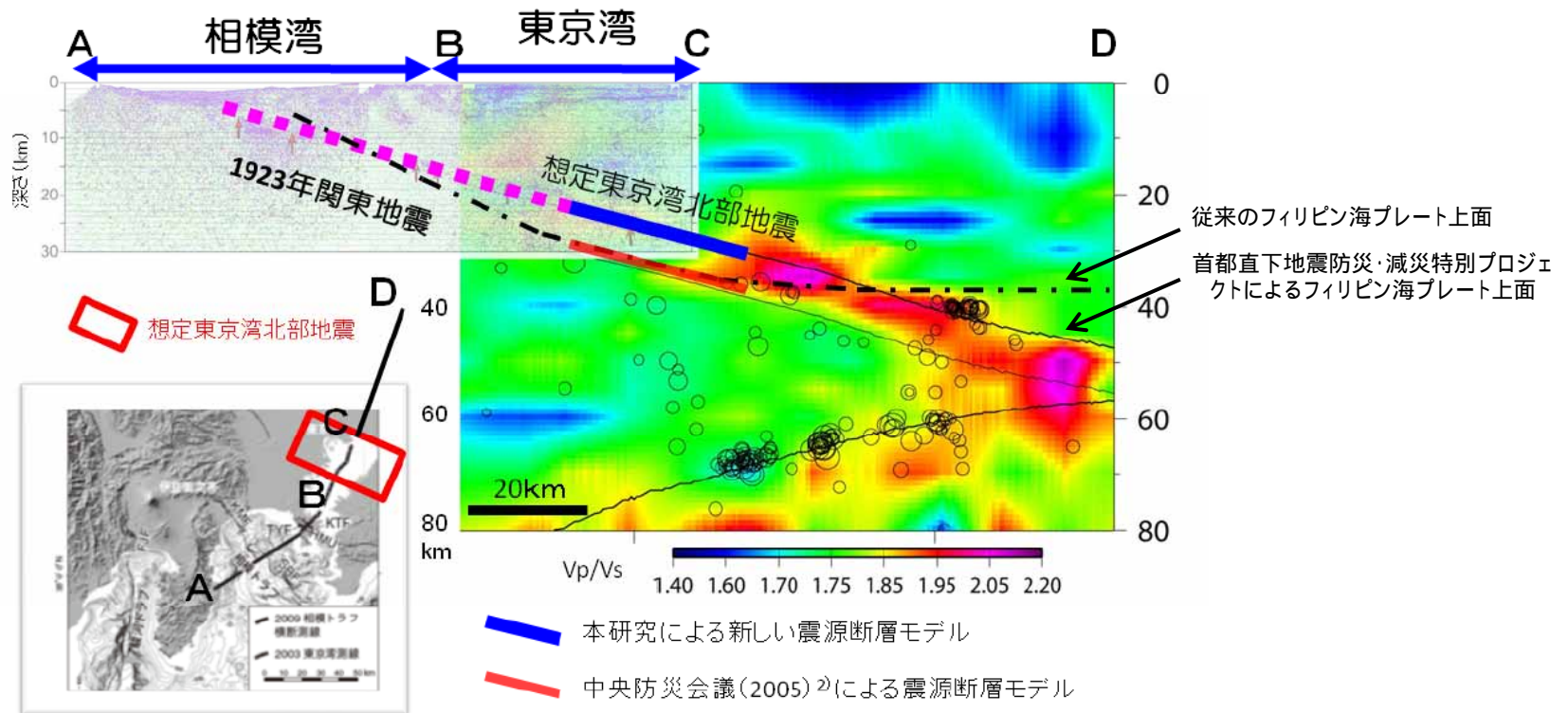
フィリピン海プレートの厚さの分布

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

フィリピン海プレート上面

■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、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。



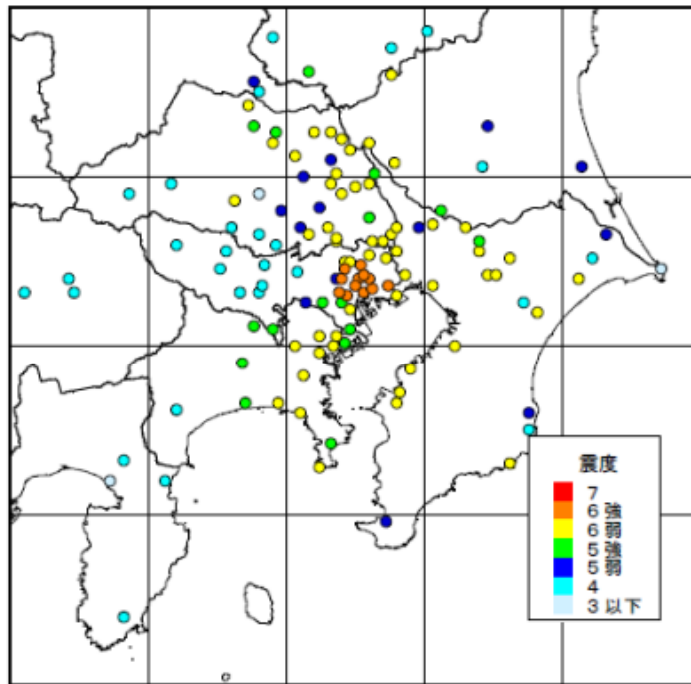
東京大学ほか(2012)に一部加筆

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

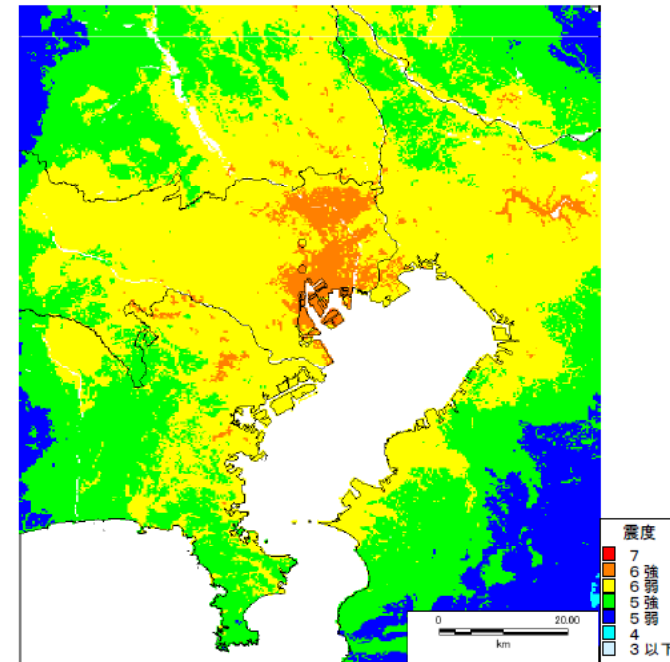
フィリピン海プレート内地震の応力降下量(1 / 3)

■ 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

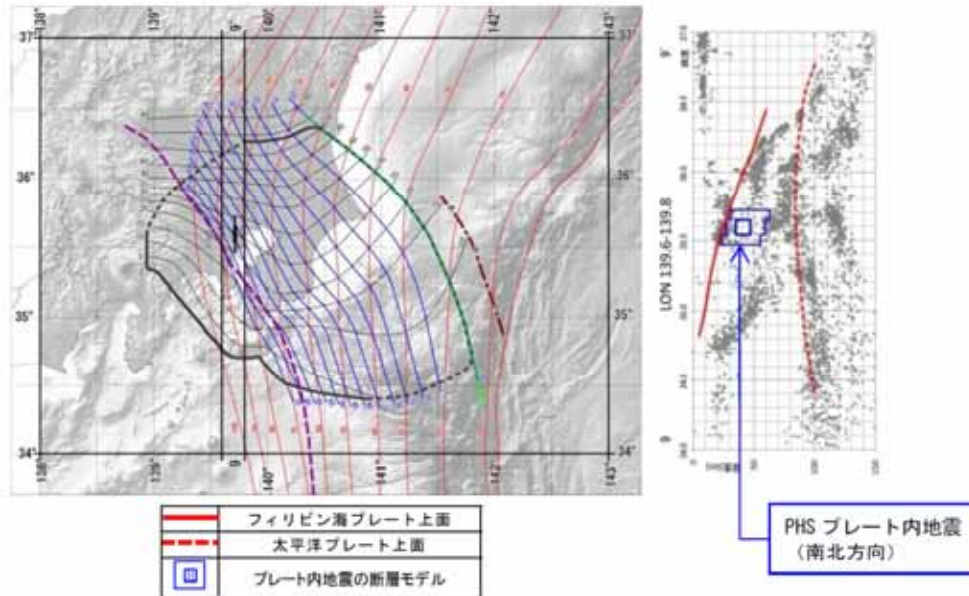


中央防災会議(2013)より抜粋

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

フィリピン海プレート内地震の応力降下量(2 / 3)

■ 1855年安政江戸地震の震度分布の再現から推定した断層パラメータについて



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(km ²)	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
SMGA	傾斜	90°	90°	
	すべり角	0°	0°	横ずれ
	応力パラメータ	30	52	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	4.3	平均すべり量 × 2
その他	地震モーメント(Nm)	1.7E+19	3.0E+19	Mos=μ DS
	Mw	6.8	6.9	1/σ × S/Ss
	破壊伝播速度(km/s)	2.9	2.9	
	fmax(Hz)	6	6	
その他	剛性率(Nm ⁻²)	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)スケーリング則を用いて初期モデルを設定し、そこから応力降下量を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。

フィリピン海プレート内地震の応力降下量(3 / 3)

■ 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)

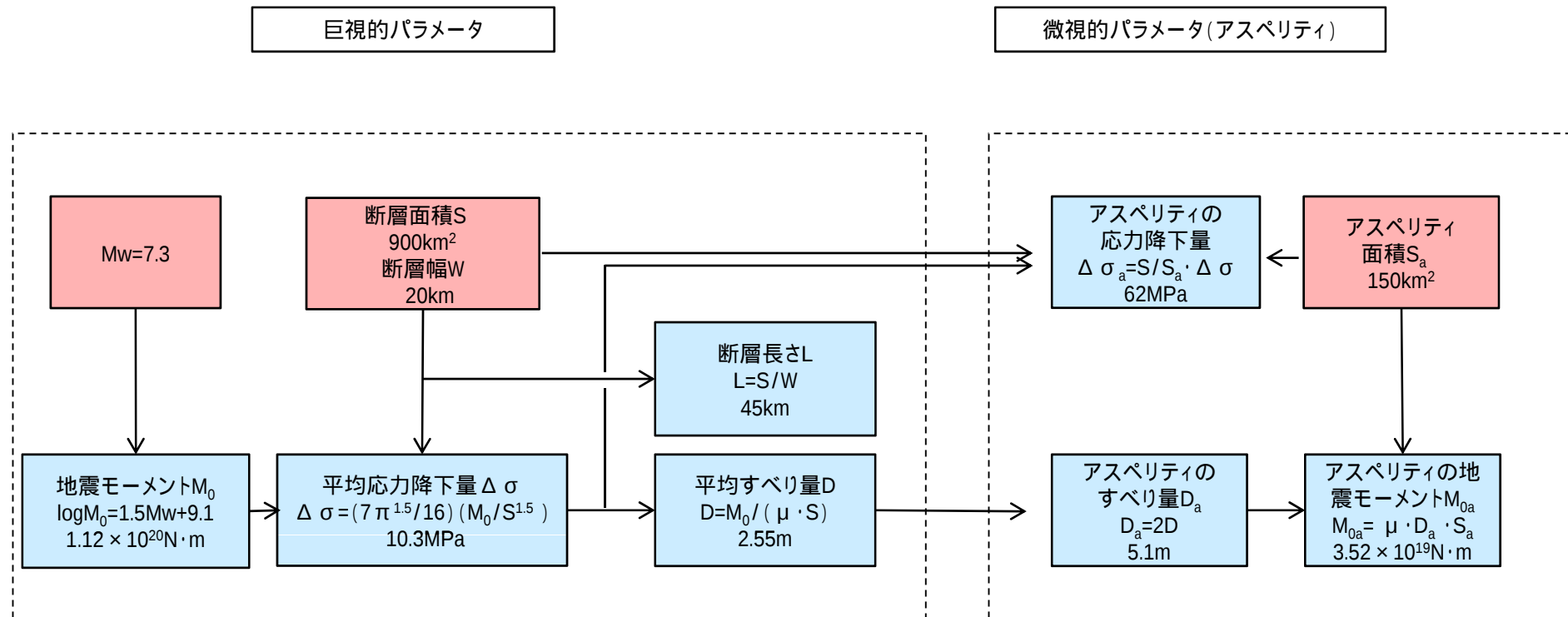
	セグメント	初期モデル	62MPa	備考
断層全体	面積(km ²)	900	900	岩田・浅野(2010)
	平均応力降下量(MPa)	5	10.3	面積と地震モーメントの関係より
	平均すべり量(m)	1.2	2.5	
	地震モーメント(Nm)	5.1E+19	1.1E+20	岩田・浅野(2010)
	Mw	7.1	7.3	
	長さ(km)	28.1	28.1	
	幅(km)	32.1	32.1	
	走向	0°	0°	南北走向
	傾斜	90°	90°	
	すべり角	0°	0°	横ずれ
SMGA	応力パラメータ	30	62	岩田・浅野(2010)
	面積(km ²)	150	150	
	面積比	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	Δσ × S/Ss
その他	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

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としている。また、その地震規模はMw7.3であるとしている。

基本震源モデルの設定

- 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(M_w=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、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」の北端(敷地に最も近い位置)とした。断層傾斜角は同報告書を基に90度とした。

・ずれの種類

震源域付近で発生した1921年茨城県龍ヶ崎付近の地震の震源メカニズム等を参考に、横ずれと設定する。

・断層面の深さ

同報告書によるフィリピン海プレートの上面位置にあわせ深さ38～54kmに設定する。

【主要なパラメータ】

・地震モーメント M_0

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

・断層面積 S

900km² とする。(中央防災会議(2013))

・アスペリティ面積 S_a

150km² 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
ここで、
 $\Delta \sigma = (7\pi^{1.5}/16) (M_0/S^{1.5})$
=10.3MPa

62MPa とする。

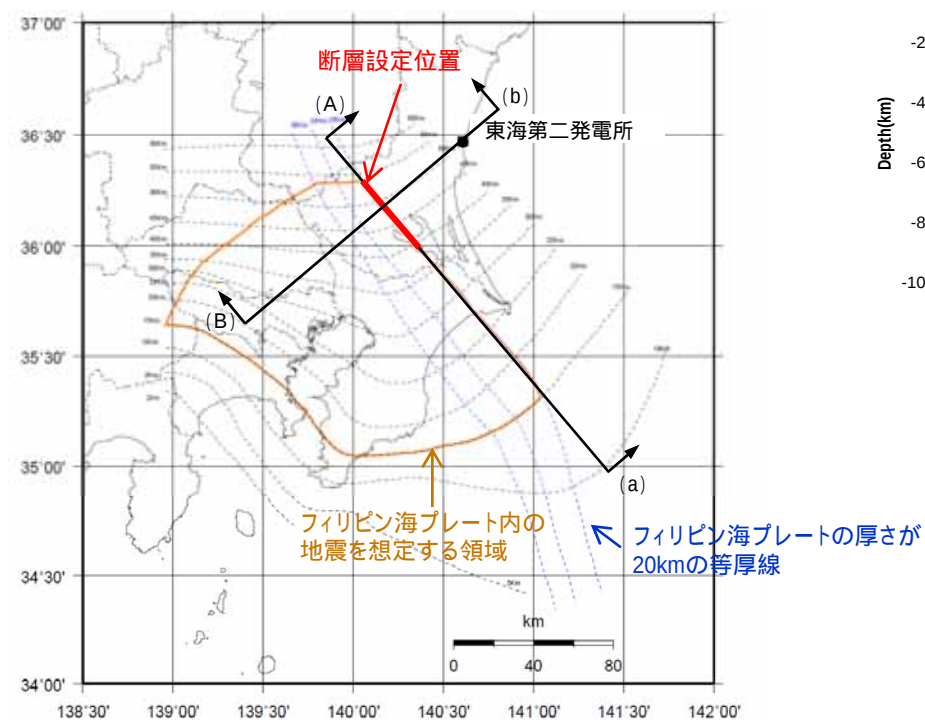
以上のパラメータについて次頁以降記述する。

基本震源モデルの設定(断層面の位置・形状)(1 / 3)

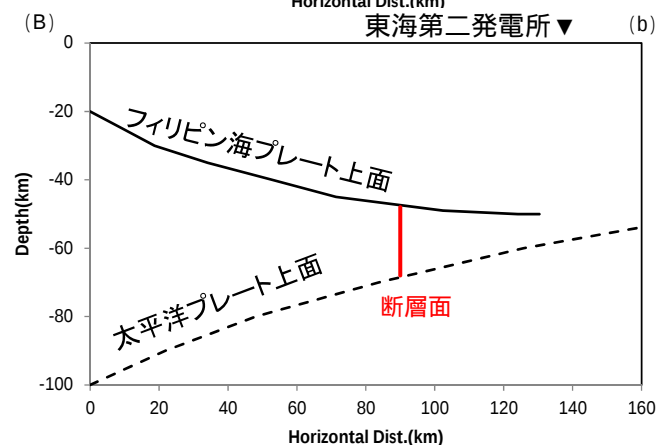
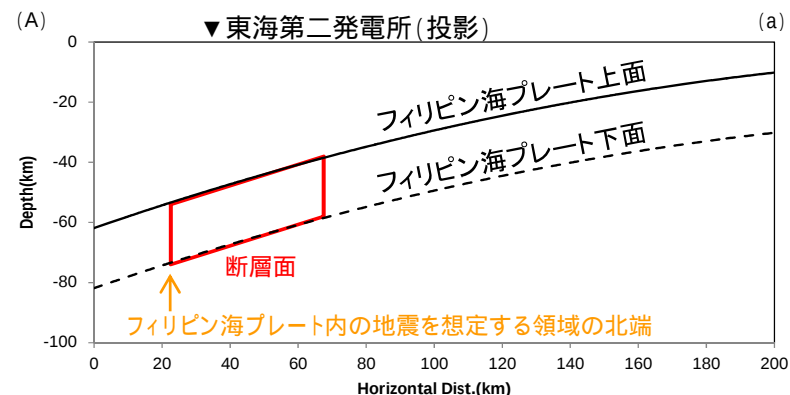
■ 断層面の位置・形状

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。断層幅と断層長さの比をおおよそ1:2と仮定すると, 断層位置については, 当該領域のうちプレートの厚さが20kmの等厚線に沿って設定できる。

敷地との位置関係から, 断層位置を当該領域の北端に接するときに敷地に最も近い位置となる。また, そのときの走向は140.7度である。断層傾斜角は中央防災会議(2013)に基づき90度とし, 断層上端深さは, 最新の知見を取り入れたフィリピン海プレート上面と対応させ, 38~54kmに設定する。



断層設定位置



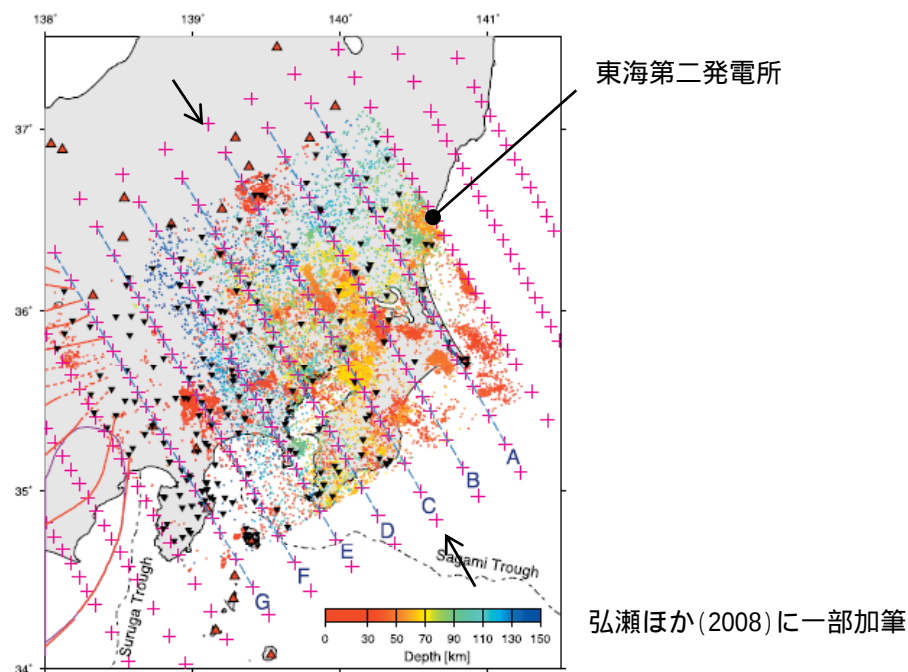
断層設定位置(模式図)

震源モデルの位置は, 敷地に最も近くなるよう「フィリピン海プレート内の地震を想定する領域」の北端に設定する。深さ方向の位置については, フィリピン海プレートの上面と対応させ, 深さ38~54kmに設定する。

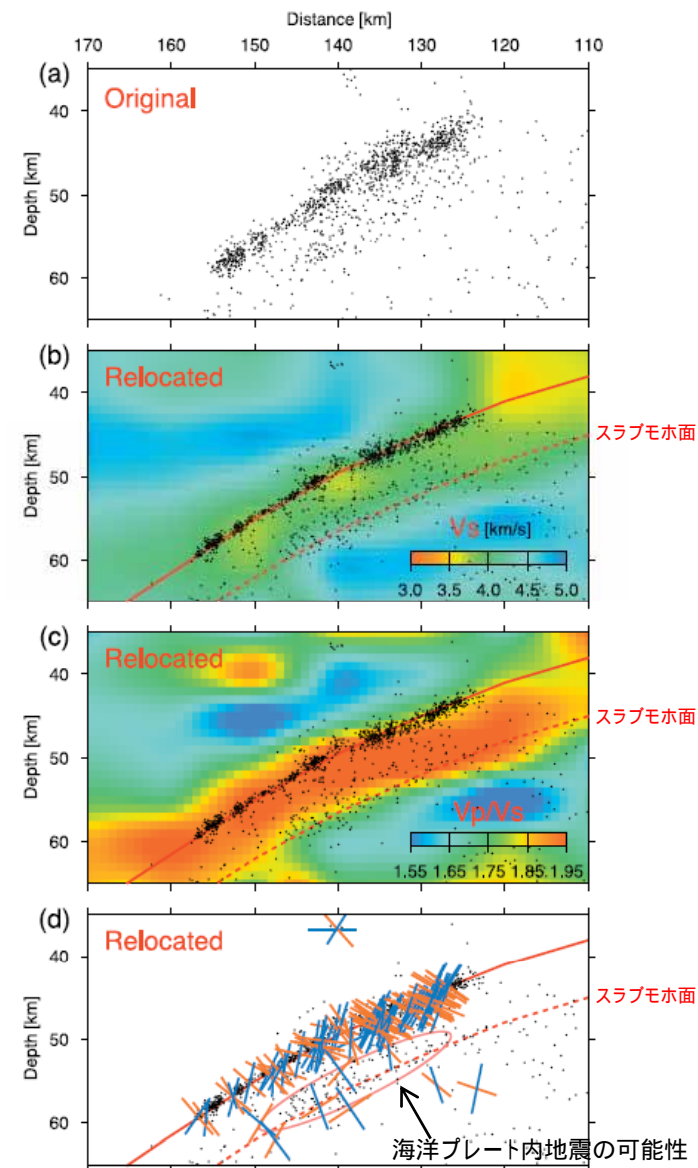
基本震源モデルの設定(断層面の位置・形状)(2 / 3)

■ 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。



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

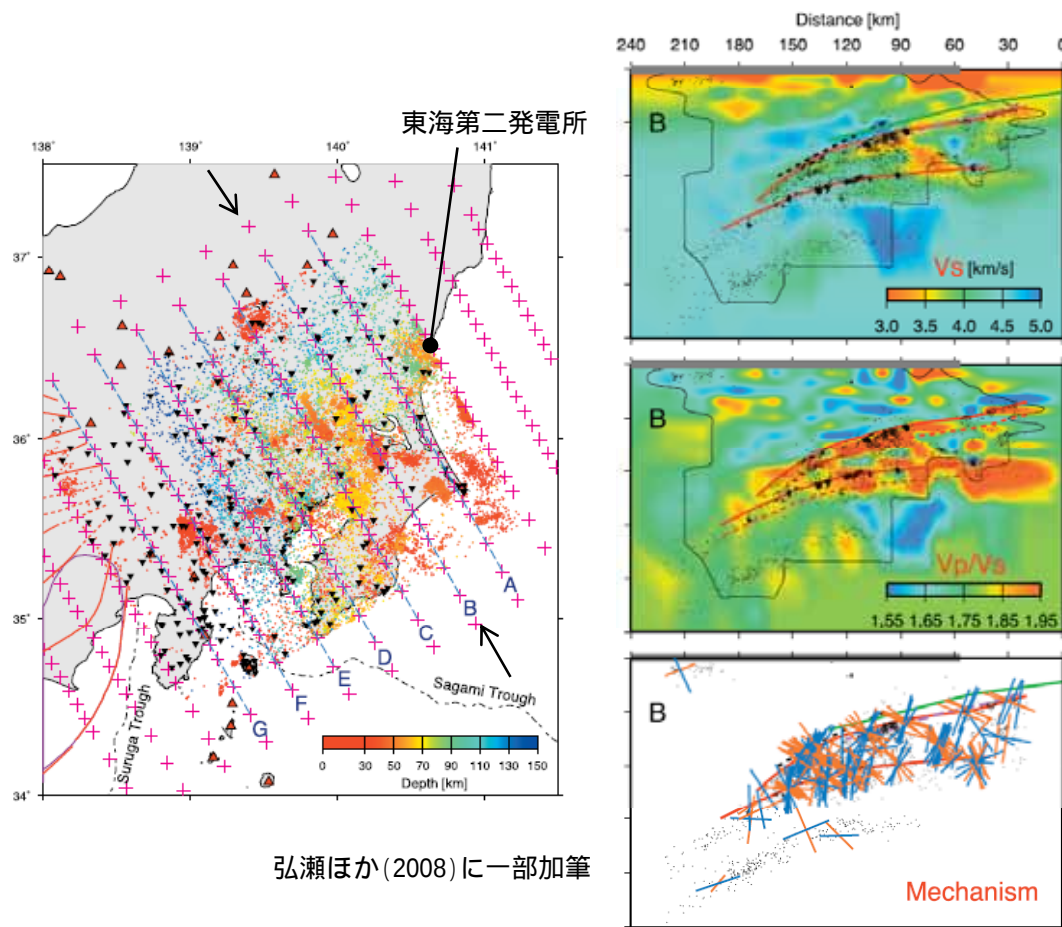


茨城県南西部を含む速度構造(Cに沿う断面)

基本震源モデルの設定(断層面の位置・形状)(3 / 3)

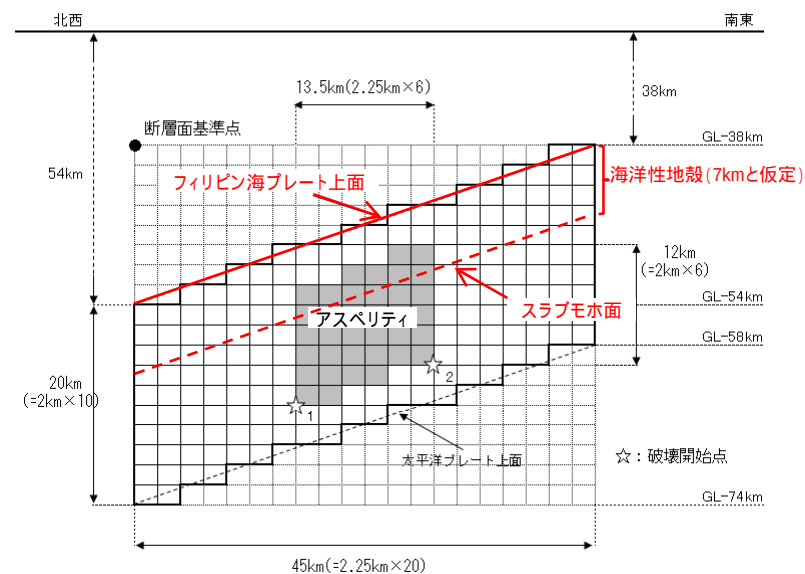
■フィリピン海プレートの海洋性地殻について(2 / 2)

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、フィリピン海スラブ地殻に相当する低Vs・高Vp/Vs層が顕著に確認されるとして、厚さ約7kmのフィリピン海スラブ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)



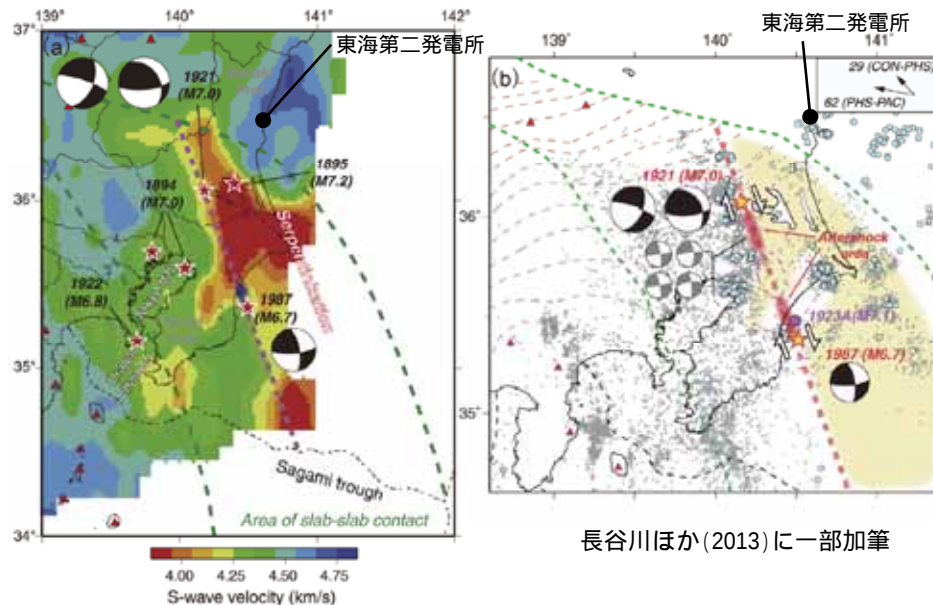
基本震源モデル

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プレート下面側に設定することも考えられるが、弘瀬ほか(2008)でも指摘されているように、海洋性地殻の厚さが7kmよりも浅い可能性もあることから、アスペリティ位置は断層の中央に設定することとする。

基本震源モデルの設定(ずれの種類)

■ フィリピン海プレートの内部で発生した過去の地震について

長谷川ほか(2013)では, フィリピン海プレートの内部で発生した過去のM7クラスの地震のメカニズムとその要因について検討がされている。

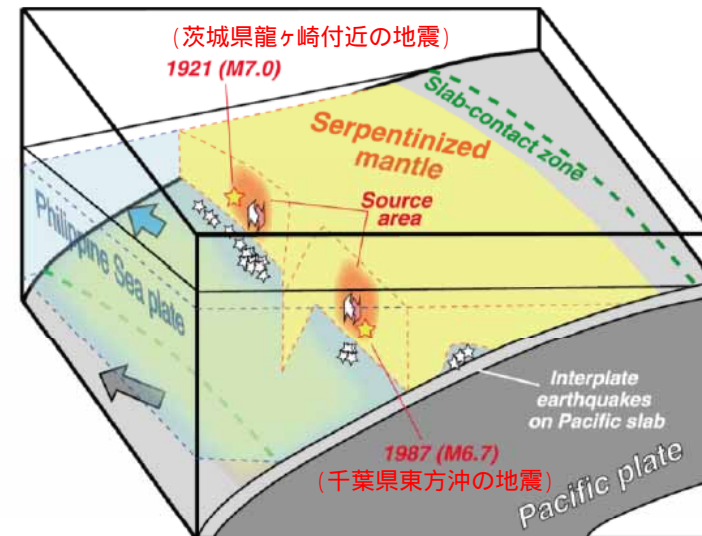


長谷川ほか(2013)に一部加筆

図 8 (a) 太平洋プレート上部境界面から上方に 10 km 離れた面に沿う S 波速度の分布。S 波速度をカラースケールで示す (Nakajima and Hasegawa, 2010)。2 つのプレートの接触域を緑の破線で囲んで示す。ピンク色の破線は蛇紋岩化域の西縁。ビーチボールは 1921 年竜ヶ崎地震 (石橋, 1975; 藤間田ほか, 1999) と 1987 年千葉県東方沖地震 (Okada and Kasahara, 1990) のメカニズム解。黒丸は 1987 年千葉県東方沖地震の余震。赤星印は 1885 年以降に南関東で発生した 5 つの M7 級地震 (地震調査研究推進本部, 2004)。 (b) フィリピン海プレートマントル内の地震の震央分布 (Nakajima and Hasegawa, 2010)。太平洋プレート上部境界面で発生した繰り返し小地震 (Uchida *et al.*, 2009) と低角逆断層型地震を薄青色の四角と丸で示す。1921 年竜ヶ崎地震と 1987 年千葉県東方沖地震に加えて、フィリピン海プレートのマントル内の 4 つの地震のメカニズム解も示す。紫色の丸は 1923 年関東地震の約 30 時間後に発生した M7.1 の余震の震央 (武村, 2003)。ピンク色の破線で囲んだ楕円は Okada and Kasahara (1990) が指摘したサイスマックギャップ。

南関東で発生した M7 クラスの地震の発生位置
(左図コンターは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)

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



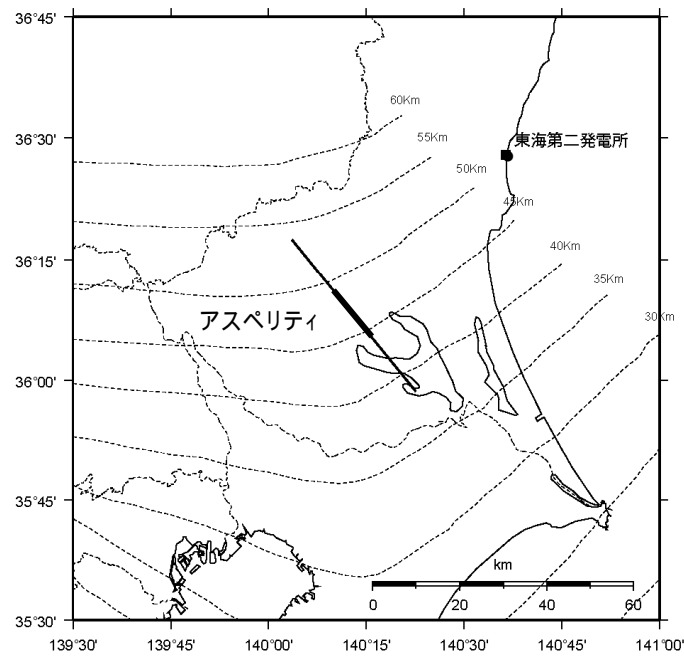
長谷川ほか(2013)に一部加筆

1921年茨城県龍ヶ崎付近の地震と1987年千葉県東方沖の地震の
発生位置・メカニズムの模式図

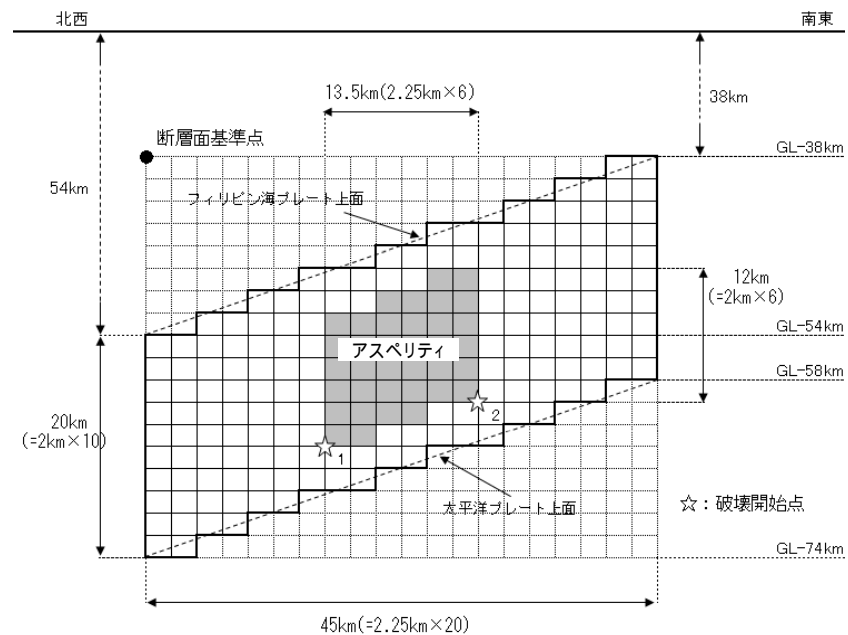
- 長谷川ほか(2013)によると, フィリピン海プレート内で発生した1921年茨城県龍ヶ崎付近の地震(M7.0)及び1987年千葉県東方沖の地震(M6.7)は横ずれ断層であるとされている。
- それは, 上盤側の北米プレートと下盤側の太平洋プレートとに挟まれてその隙間に沈み込もうとするフィリピン海プレートが, その先端部で抵抗を受けて, 蛇紋岩化域の西縁を境にして東西2つに裂けていく変形が進行しているからであると同論文で推察している。
- これらの知見を参考に, 基本震源モデルのずれの種類を横ずれと設定する。

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の設定位置，震源モデルを以下に示す。茨城県南部は，フィリピン海プレート内の地震を想定する領域の端に位置しているため，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。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う。



断層設定位置



震源モデル

基本震源モデルの設定(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」において敷地に最も近い位置とした。
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に対応させ, 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	震源域付近で発生した1921年茨城県龍ヶ崎付近の地震の震源メカニズム等を参考に, 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。 すべり角は中央防災会議(2013)に基づき0度と設定した。 破壊開始点は, アスベリティの下端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 $4.6\text{E}+10\text{N/m}^2$ 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。

基本震源モデルの設定(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
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
気象庁マグニチュード	M _j	7.3	M _j =M _w
モーメントマグニチュード	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	$\log M_0 - 1.5 M_w + 9.1$
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	-	横ずれ	中央防災会議(2013)
すべり角	λ(度)	0	中央防災会議(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 ベ 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} =μ D _a S _a
	応力降下量	Δ σ _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 π r _a Δ σ _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} / (μ 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	Δ σ _b (MPa)	12.4	Δ σ _b =0.2 Δ σ _a
Q値		Q	110f ^{0.69}	佐藤(1994)

不確かさの考慮について

- 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。

評価ケース	地震規模	震源位置 ¹	アスペリティ位置	断層傾斜角	応力降下量	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	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最も近い位置	海洋性地殻を考慮し敷地に最も近い位置に配置	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 ² に設定	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	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最も近い位置	海洋性地殻を考慮し敷地に最も近い位置に配置	基本震源モデルに対しディレクティブ効果を考慮するため37度に設定	中央防災会議(2013)に基づき62MPa ² に設定	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	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最も近い位置	海洋性地殻を考慮し敷地に最も近い位置に配置	中央防災会議(2013)に基づき90度に設定	77.59MPaに設定	アスペリティ下端に複数設定

- 1 震源位置を敷地に最も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。
- 2 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(52MPa)に2割程度の大きな地震を想定し62MPaとしている。

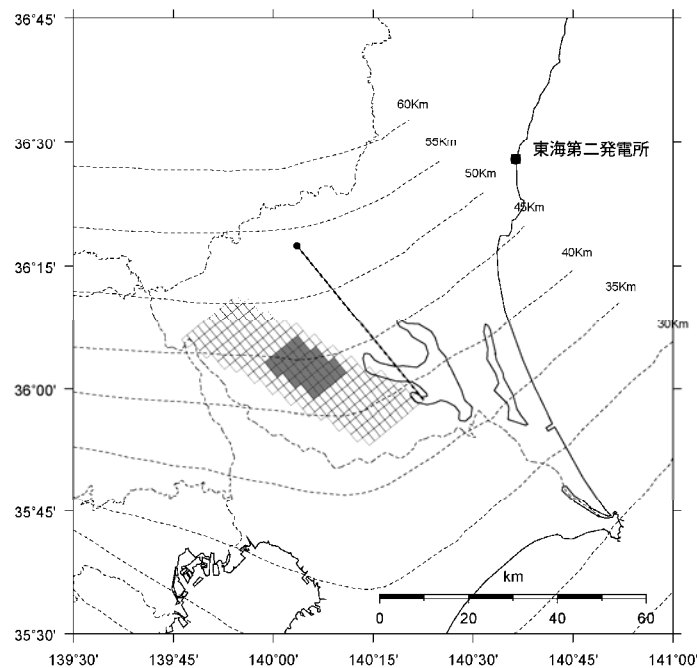
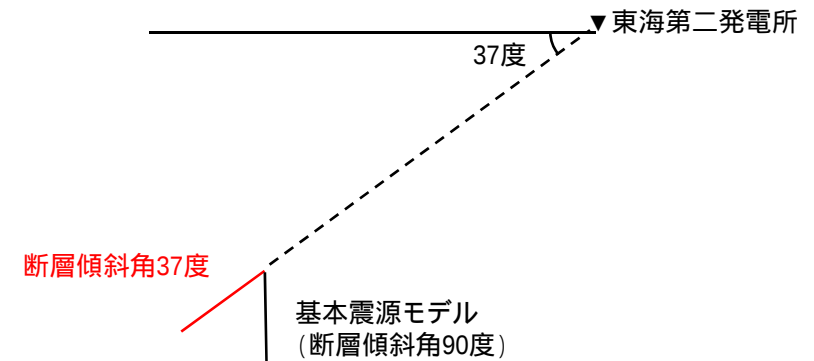
 予め不確かさを考慮して設定するパラメータ

 不確かさを考慮して設定するパラメータ

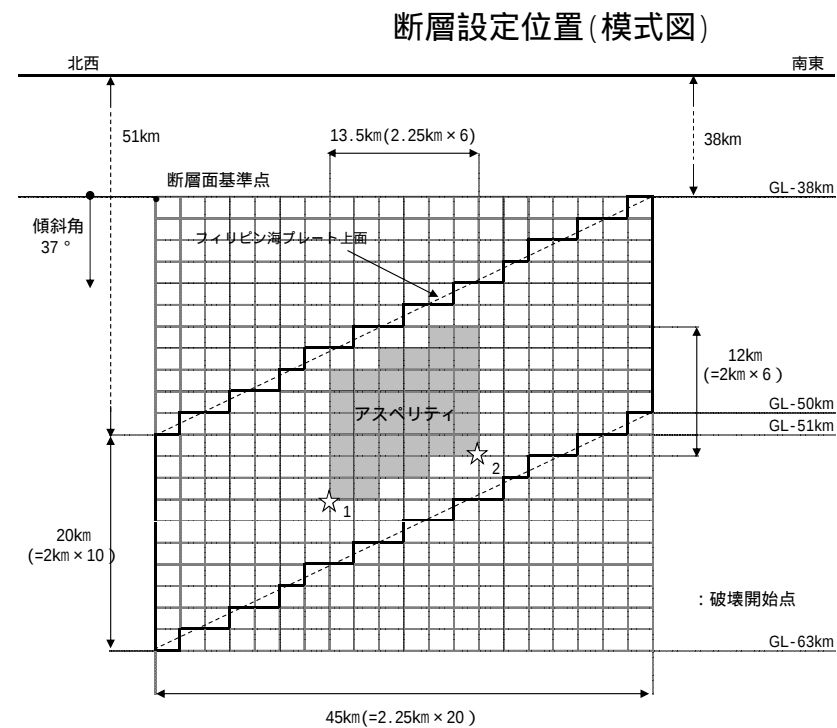
断層傾斜角の不確かさを考慮したモデルの設定

■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、ディレクティブティ効果を考慮するため、保守的に断層面を敷地へ向く傾斜角(37度)に設定する。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 (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)

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)

■ 断層パラメータ(断層傾斜角の不確かさを考慮)

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
気象庁マグニチュード	M _j	7.3	M _j =M _w
モーメントマグニチュード	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	logM 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	-	横ずれ	中央防災会議(2013)
すべり角	λ(度)	0	中央防災会議(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	μ=ρV _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 /(μS)
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} =μD _a S _a
	応力降下量	Δσ _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 =4πr _a Δσ _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} /(μS _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	Δσ _b (MPa)	12.4	Δσ _b =0.2Δσ _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。同論文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。

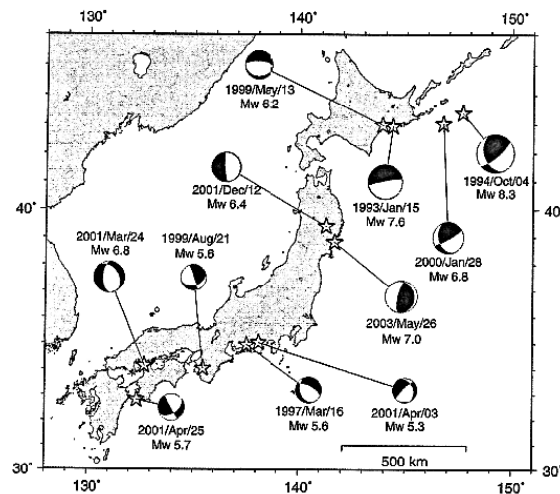


Fig. 2. Eleven intraslab earthquakes whose source models were estimated by the empirical Green's function method. Their focal mechanisms are also shown. The event list is given in Table 1.

Table 1. Fault parameters for eleven intraslab earthquakes.

Event Date	Depth H (km)	Moment M_0 (Nm)	Asperity area and stress drop on it S_a (km ²) / $\Delta\sigma$ (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)	406/82 256/82 144/382 144/300 256/137 (MS)		1.7×10^{21} (MS)
3) 1997 March 16 E. of Aichi Pre.	39	3.6×10^{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^{18} (H)	24.6/261 (A1)	56.3/62.4 (TS)	5.2×10^{18} (TS)
7) 2001 March 24 Geiyo	46	2.1×10^{18} (KH) 2.0×10^{18} (H)	33.1/47 24.8/41 (A1)	31.7/47.5 42.3/42.8 (M)	6.2×10^{18} (M) 6.0×10^{20} (I2)
8) 2001 Apr. 03 Central Shizuoka	30	8.2×10^{18} (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^{18} (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)

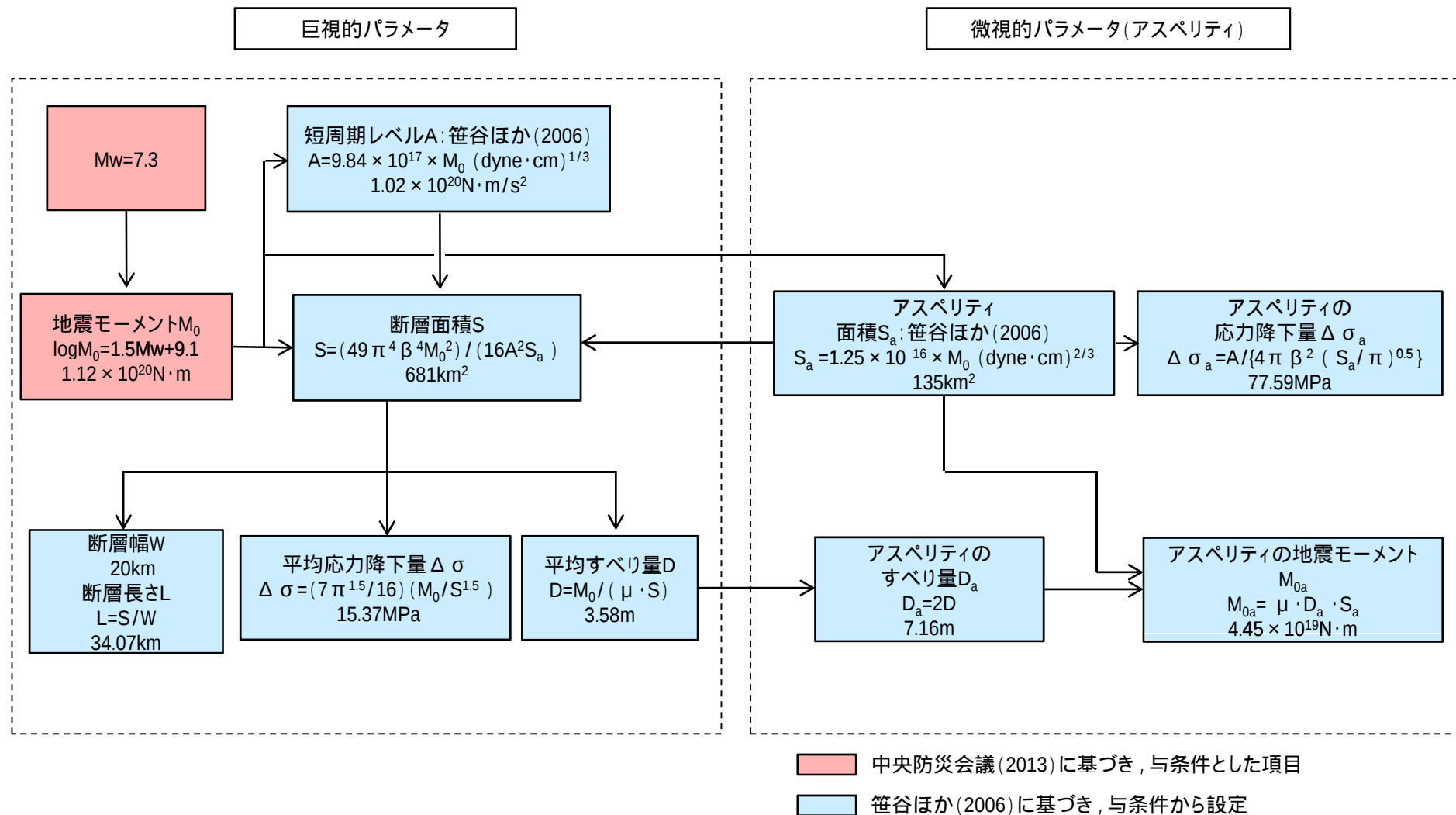
References: KK=Kikuchi & Kanamori (1995), T=Takeo et al. (1993), H=Harvard CMT, F=F-net, KH=Kakehi (2004), MS=Morikawa & Sasatani (2004), A1=Asano et al. (2003), TS=This Study, A2=Asano et al. (2004), I1=Ikeda et al. (2002), I2=Ikeda et al. (2004), M=Morikawa et al. (2002), MF=Morikawa and Fujiwara (2002),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

応力降下量の不確かさを考慮したモデルの設定(パラメータの設定フロー)

- 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」の北端(敷地に最も近い位置)とした。断層傾斜角は同報告書を基に90度とした。

・ずれの種類

震源域付近で発生した1921年茨城県龍ヶ崎付近の地震の震源メカニズム等を参考に、横ずれと設定する。

・断層面の深さ

同報告書によるフィリピン海プレートの上面位置にあわせ深さ42～54kmに設定する。

【主要なパラメータ】

・地震モーメント M_0

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

・断層面積 S

笹谷ほか(2006)に基づき、681m² とする。

・アスぺリティ面積 S_a

笹谷ほか(2006)に基づき、135km² とする。

・アスぺリティの応力降下量 $\Delta \sigma_a$

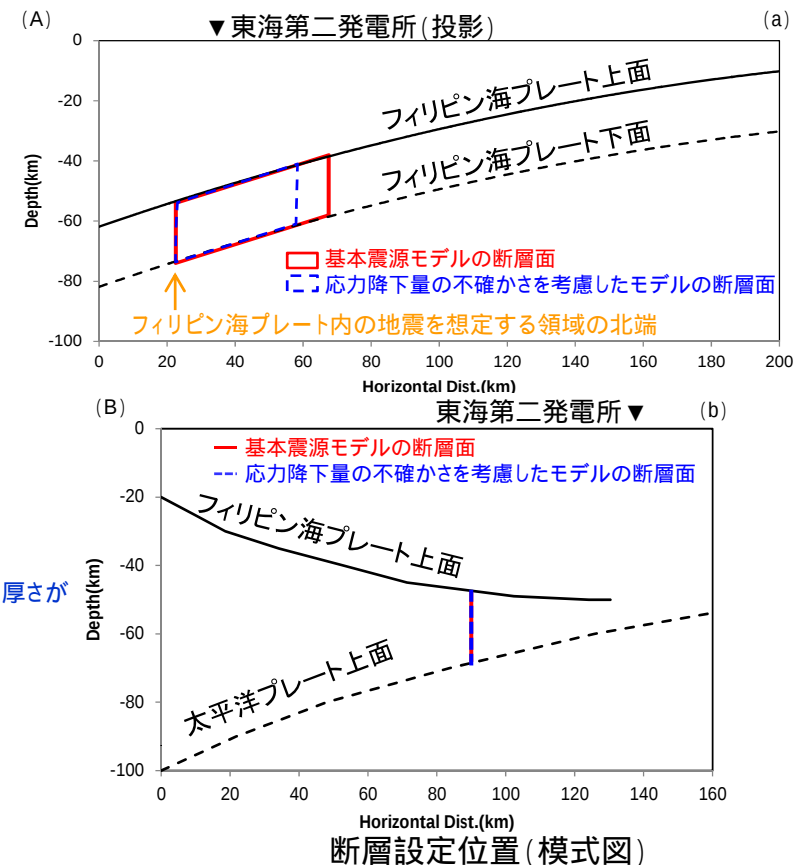
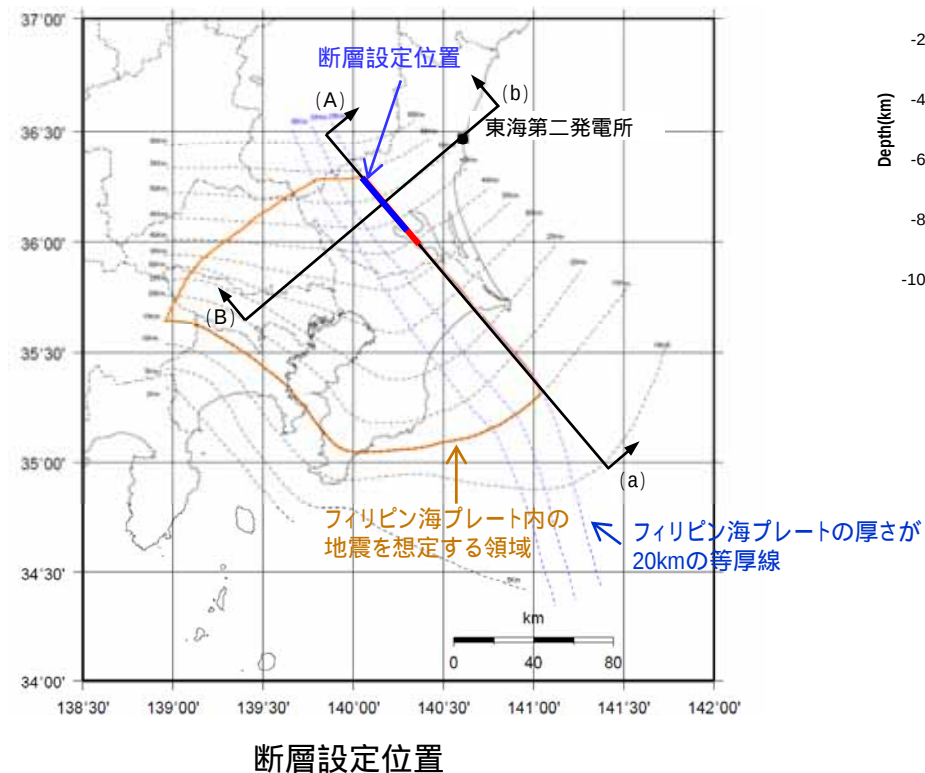
円形クラック式より、77.59MPa とする。

以上のパラメータについて次頁以降記述する。

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)

■断層面の位置・形状

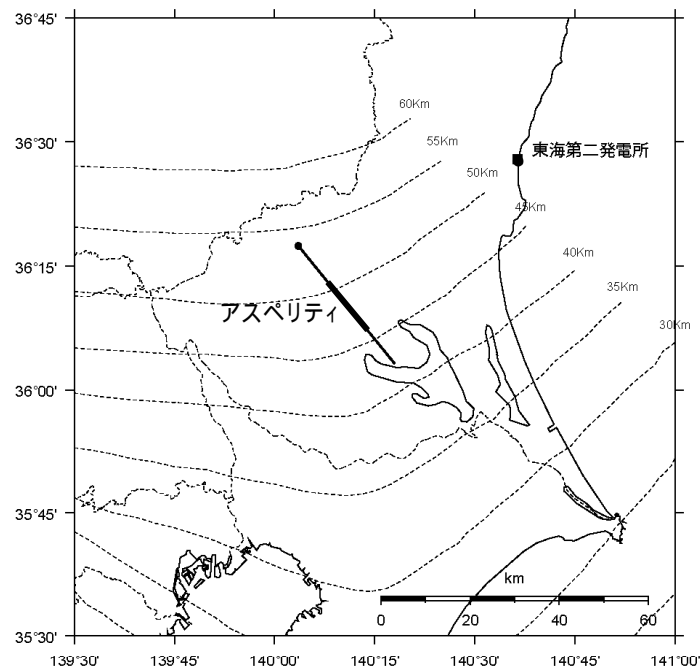
断層設定位置は、基本震源モデルと同様に「フィリピン海プレート内の地震を想定する領域」のうち、プレートの厚さが20kmの等厚線に沿って設定することとする。敷地との位置関係から、断層位置を当該領域の北端に接するときに敷地に最も近い位置となる。また、そのときの走向は140.7度である。断層傾斜角は中央防災会議(2013)に基づき90度とし、断層上端深さは、最新の知見を取り入れたフィリピン海プレート上面と対応させ、42～54kmに設定する。



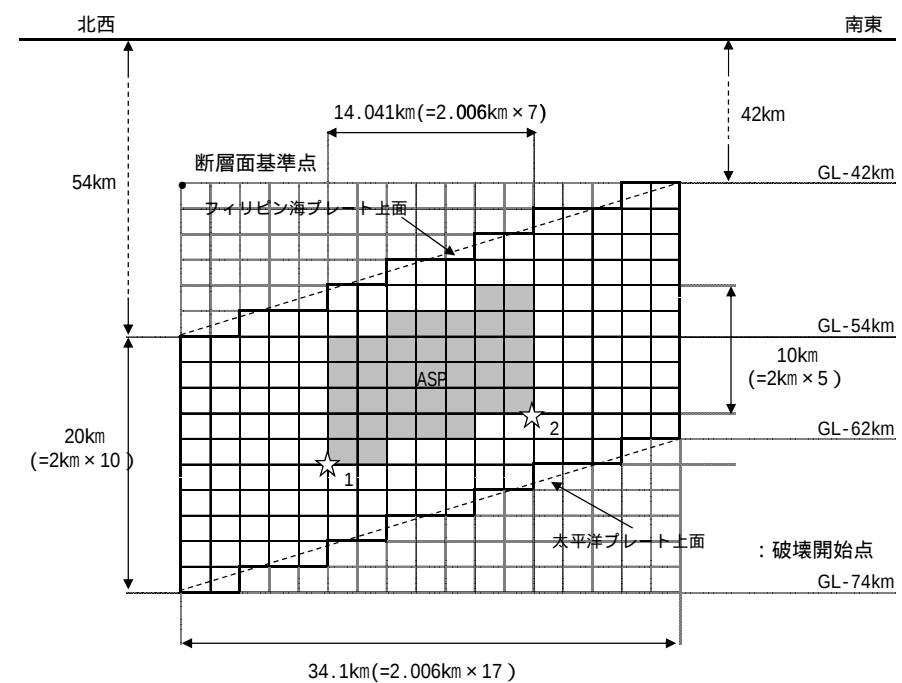
震源モデルの位置は、敷地に最も近くなるよう「フィリピン海プレート内の地震を想定する領域」の北端に設定する。深さ方向の位置については、フィリピン海プレートの上面と対応させ、深さ42～54kmに設定する。

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の設定(断層パラメータ設定根拠の整理)

■ 応力降下量の不確かさを考慮したケース

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」において敷地に最も近い位置とした。
断層面積 断層長さ, 幅	断層面積は笹谷ほか(2006)に基づき設定した。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と対応させ, 深さ42～54km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	震源域付近で発生した1921年茨城県龍ヶ崎付近の地震の震源メカニズム等を参考に, 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。 すべり角は中央防災会議(2013)に基づき0度と設定した。 破壊開始点は, アスベリティの下端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 $4.6\text{E}+10\text{N/m}^2$ 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。

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)

■ 断層パラメータ(応力降下量の不確かさを考慮したケース)

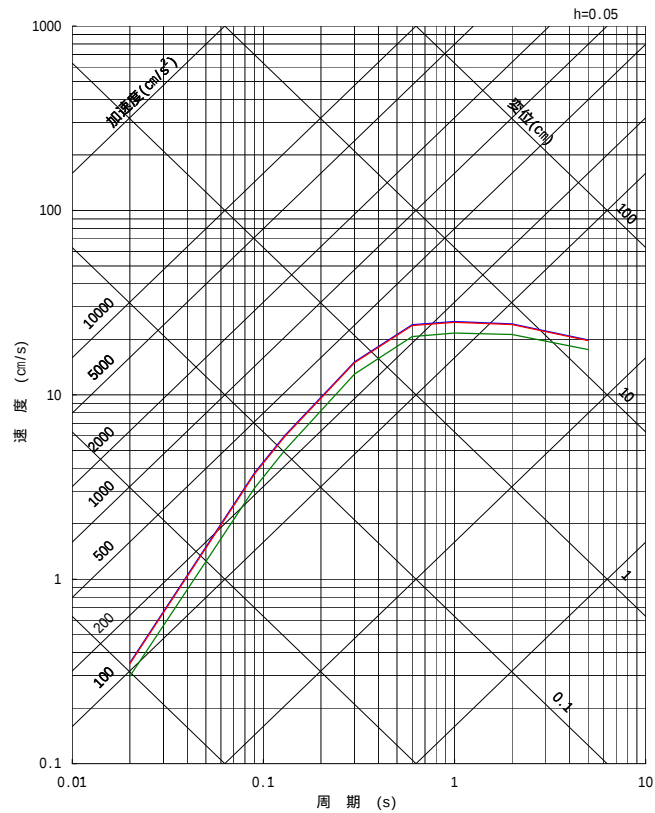
項目		設定値	設定方法
基準点 (断層北西端)	N(度)	36.291	中央防災会議(2013)のフィリピン海プレート内の地震を想定する領域の北端
	E(度)	140.06	
上端深さ	h(km)	42 ~ 54	フィリピン海プレートの上面位置
気象庁マグニチュード	M _j	7.3	M _j =M _w
モーメントマグニチュード	M _w	7.3	中央防災会議(2013)
地震モーメント	M ₀ (N・m)	1.12E+20	logM ₀ =1.5M _w +9.1
走向	θ(度)	140.7	中央防災会議(2013)のフィリピン海プレート内の地震を想定する領域
傾斜角	δ(度)	90	中央防災会議(2013)
ずれの種類	-	横ずれ	中央防災会議(2013)
すべり角	λ(度)	0	中央防災会議(2013)
平均応力降下量	Δσ(MPa)	15.37	Δσ=(7π ^{1.5} /16)(M ₀ /S ^{1.5})
断層面積	S(km ²)	681	S=(49π ⁴ β ⁴ M ₀ ²)/(16A ² S _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	μ=ρV _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 /(μS)
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=9.84×10 ¹⁷ ×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 ベ リ テ ィ	面積	S _a (km ²)	135
	すべり量	D _a (m)	7.16
	地震モーメント	M _{0a} (N・m)	4.45E+19
	応力降下量	Δσ _a (MPa)	77.59
背 景 領 域	面積	S _b (km ²)	546
	すべり量	D _b (m)	2.70
	地震モーメント	M _{0b} (N・m)	6.77E+19
	実効応力	Δσ _b (MPa)	15.52
Q値		Q	110f ^{0.69}
			佐藤(1994)

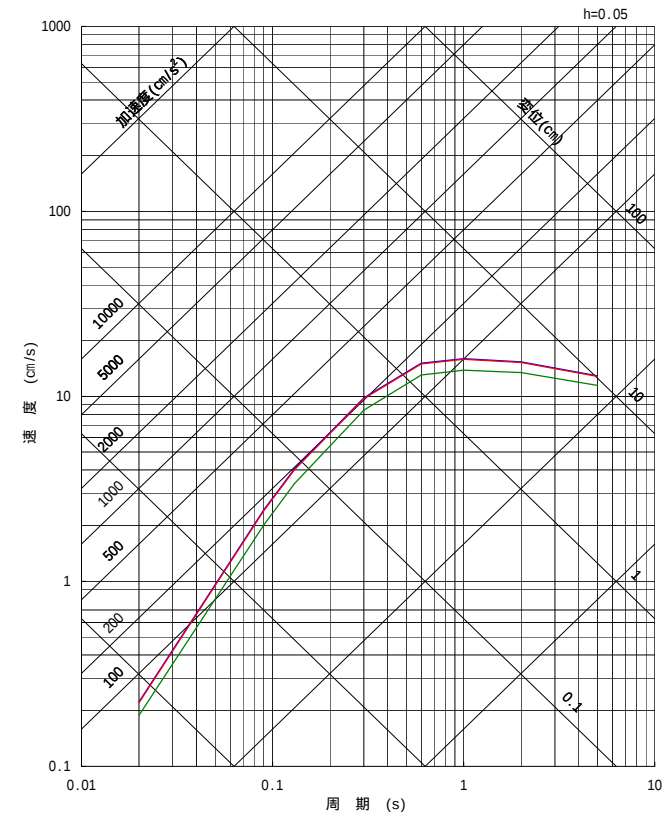
応答スペクトルに基づく手法による地震動評価

■ 応答スペクトルに基づく手法による地震動評価結果

- 基本震源モデル (M7.3, $X_{eq}=76.0\text{km}$)
- 断層傾斜角の不確かさを考慮したケース (M7.3, $X_{eq}=83.7\text{km}$)
- 応力降下量の不確かさを考慮したケース (M7.3, $X_{eq}=76.5\text{km}$)



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。

要素地震の選定(1 / 5)

■ 要素地震の選定のフロー

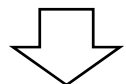
1996年9月以降に東海第二発電所で観測された記録を対象とする。

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。

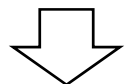


規模

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。

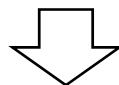


震源メカニズム

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。



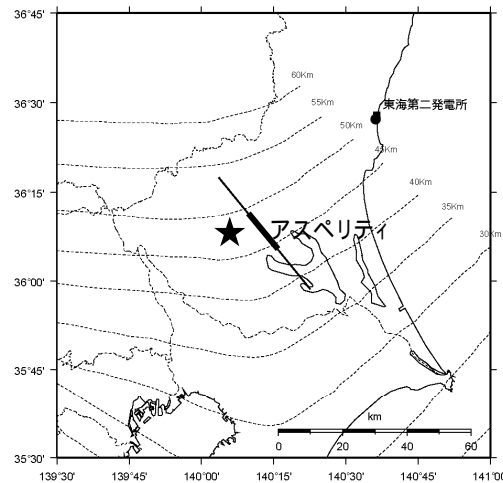
2014年11月12日の地震(M4.8)を用いることとする。

要素地震の選定(2 / 5)

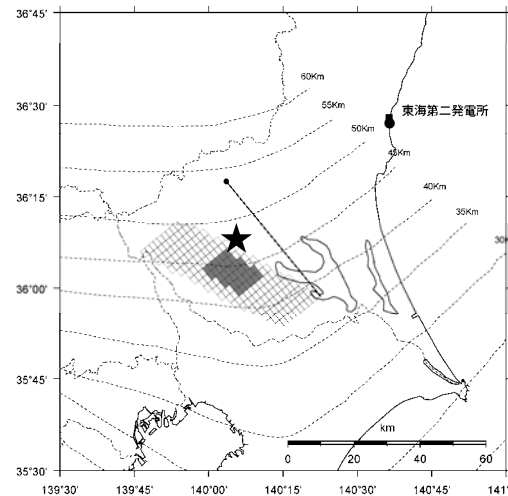
■ 要素地震の選定結果

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。

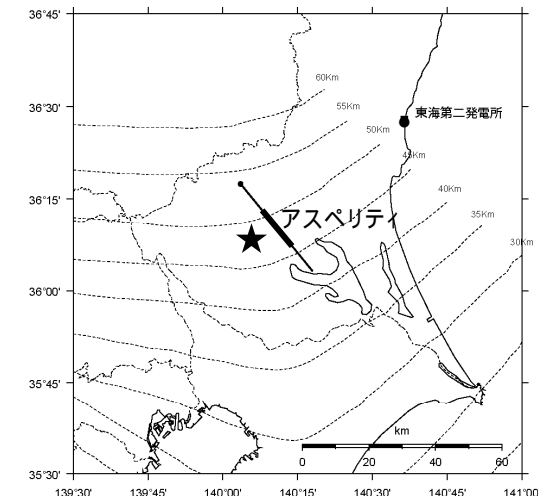
要素地震の震央位置



(基本震源モデル)



(断層傾斜角の不確かさ)



(応力降下量の不確かさ)

各断層面と要素地震の震央位置との関係

震源メカニズムの比較



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。

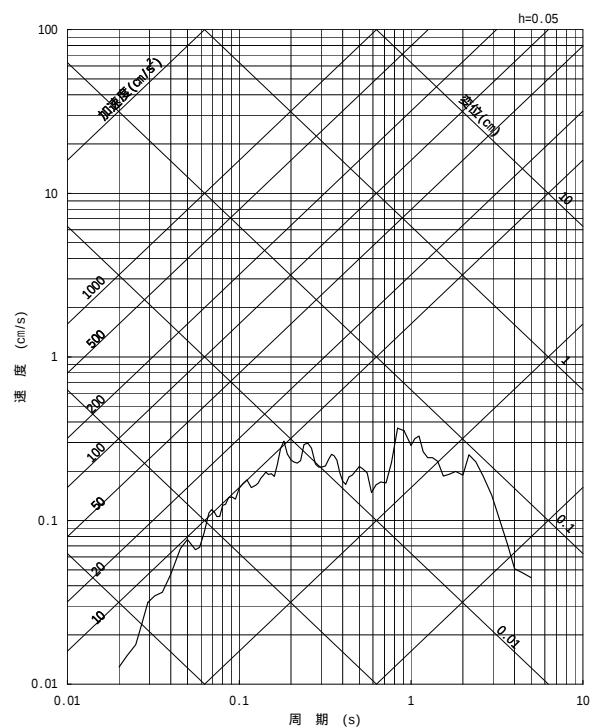
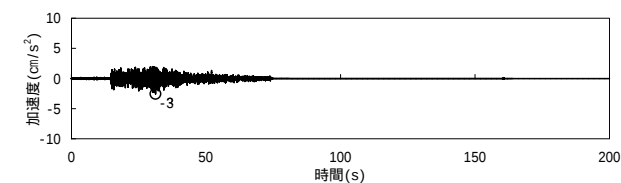
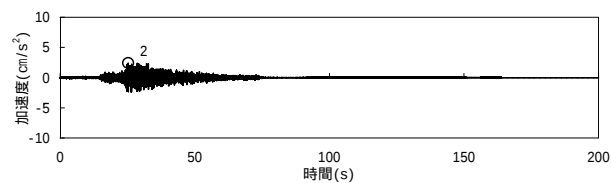
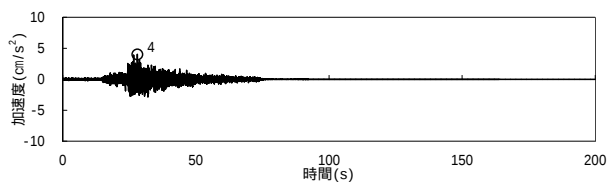
地震	メカニズム解			放射特性係数	
	走向(度)	傾斜(度)	すべり(度)	F _{SV}	F _{SH}
要素地震(2014.11.12, M4.8)	4	64	88	0.54	0.20
茨城県南部の地震(Mw7.3)	140.7	90	0	メッシュごとの方位角, 射出角を用いて算定 (参考) -0.10 ³ (参考) -0.66 ³	

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

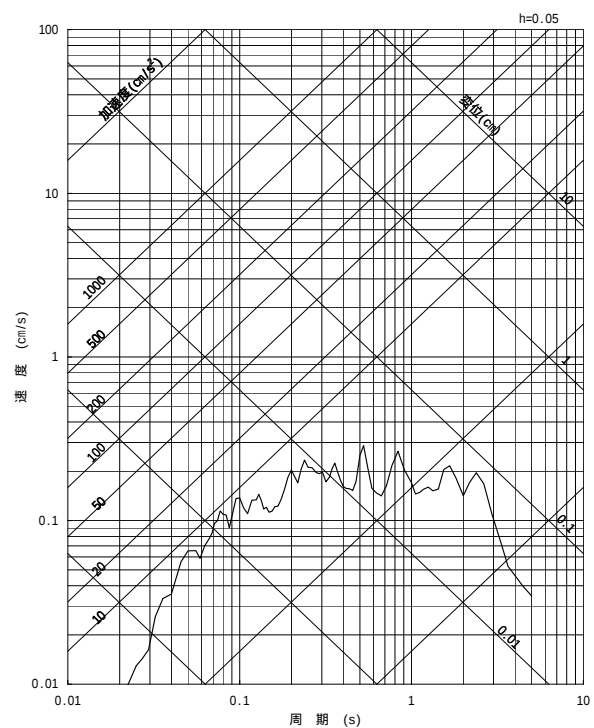
要素地震の選定(3 / 5)

■ 要素地震の解放基盤波

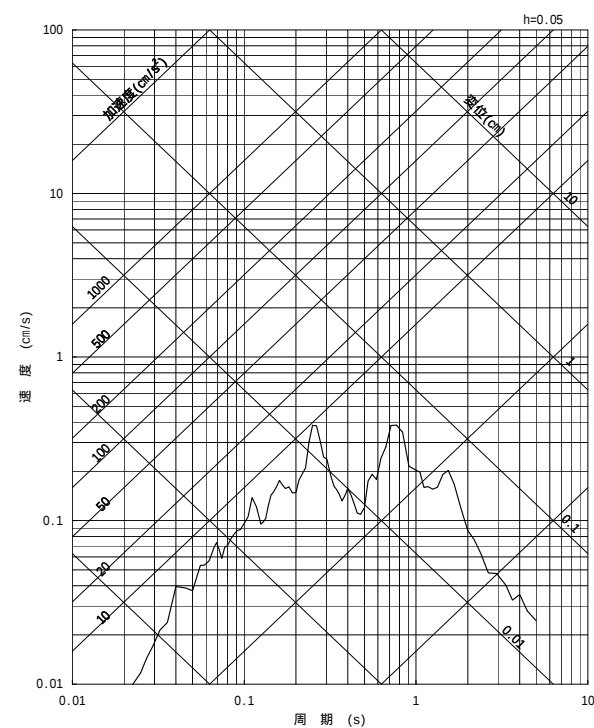
E.L.-372mの地震観測記録の解放基盤波を示す。



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, M4.8)

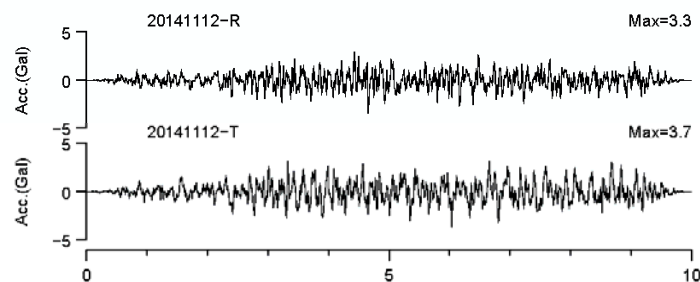
要素地震の選定 (4 / 5)

■ 要素地震の放射特性係数の補正の必要性について

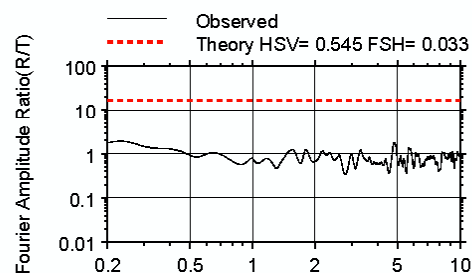
要素地震 (2014年11月12日 (M4.8)) について, 放射特性が明瞭に表れているかどうか確認を行う。

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)。

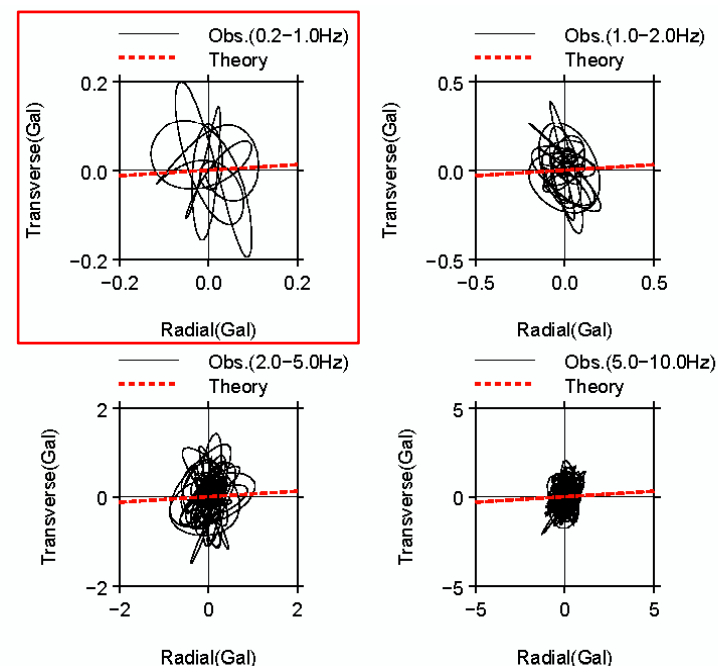
さらに, R-T変換後の加速度波形に対して, 各周波数帯域でバンドパスフィルターをかけ, S波初動部から10秒間についてのオービット曲線と理論値とを比較した (右図)。(周波数帯: 0.2 ~ 1.0Hz, 1.0 ~ 2.0Hz, 2.0 ~ 5.0Hz, 5.0 ~ 10.0Hz)



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 (5 / 5)

■ 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。

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

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。

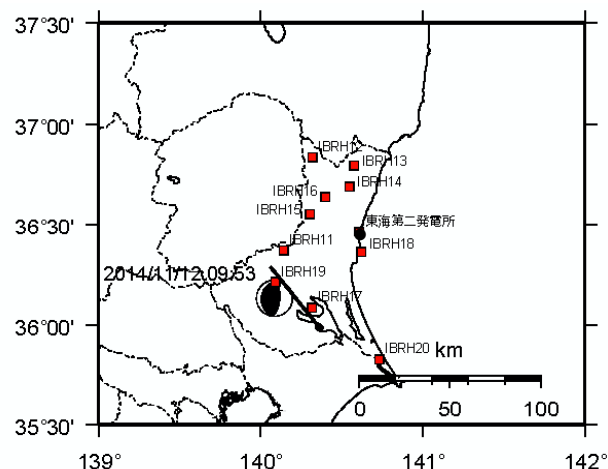
地震モーメントについては, F-netを用いると, 変位震源スペクトル $S(f)$ は以下のように求められる。

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

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 $f=2 \sim 5$ Hzの平均値により求め, 下式に示すBrune (1970) より応力降下量 $\Delta\sigma$ を求める。

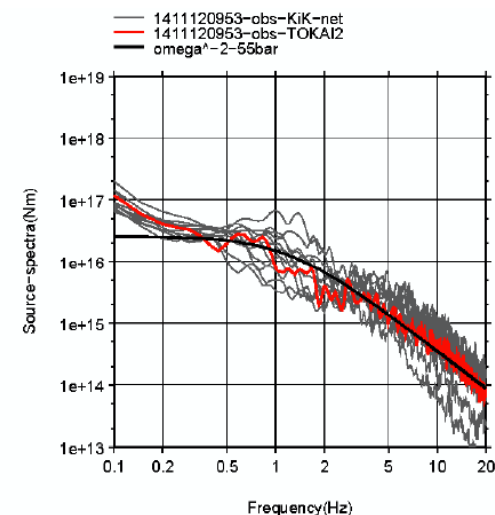
$$A = (2\pi f_c)^3 \cdot M_0$$

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



■ 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 $\Delta\sigma$ (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

評価結果(応答スペクトル)

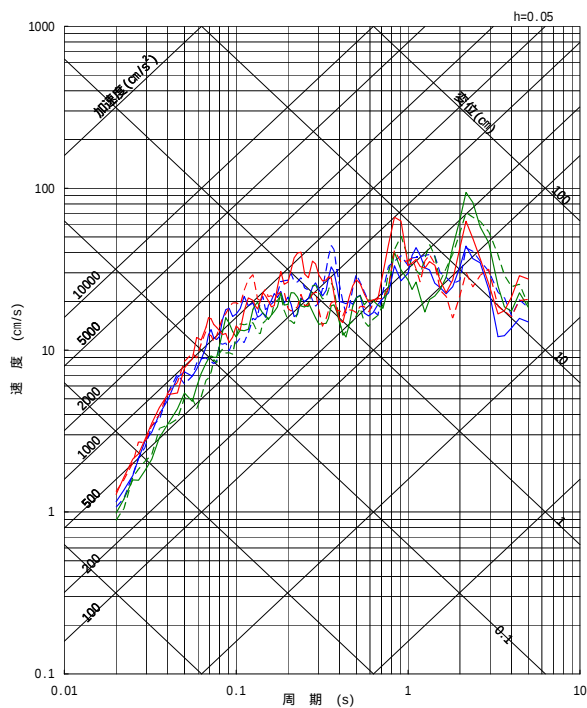
■断層モデルを用いた手法による地震動評価結果(経験的グリーン関数法)

波形合成はDan et al.(1989)の手法に基づき実施した。

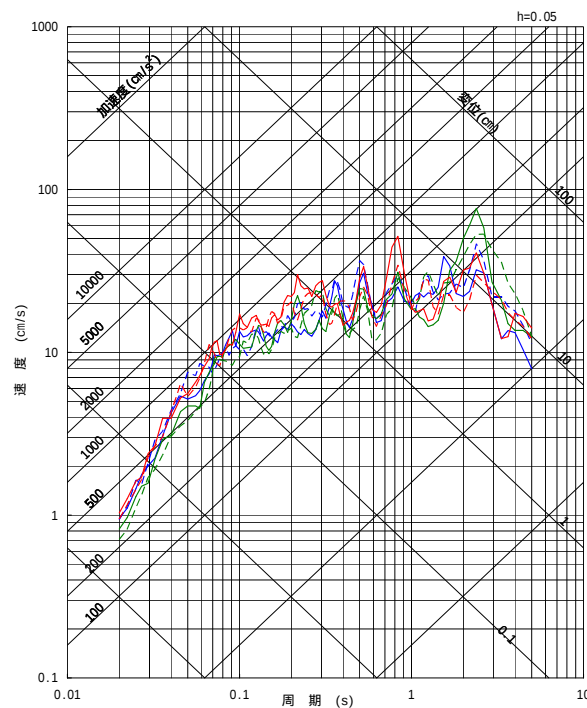
- 基本震源モデル
- 断層傾斜角の不確かさを考慮したケース
- 応力降下量の不確かさを考慮したケース

実線:破壊開始点1

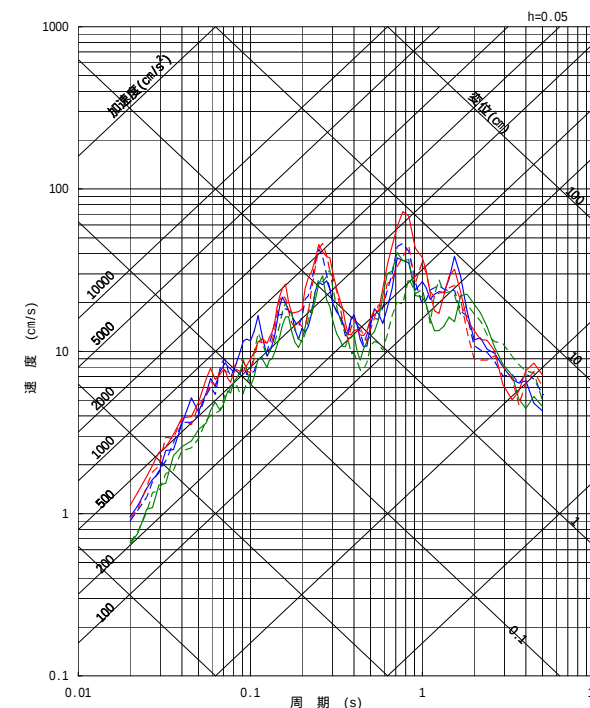
破線:破壊開始点2



NS成分



EW成分



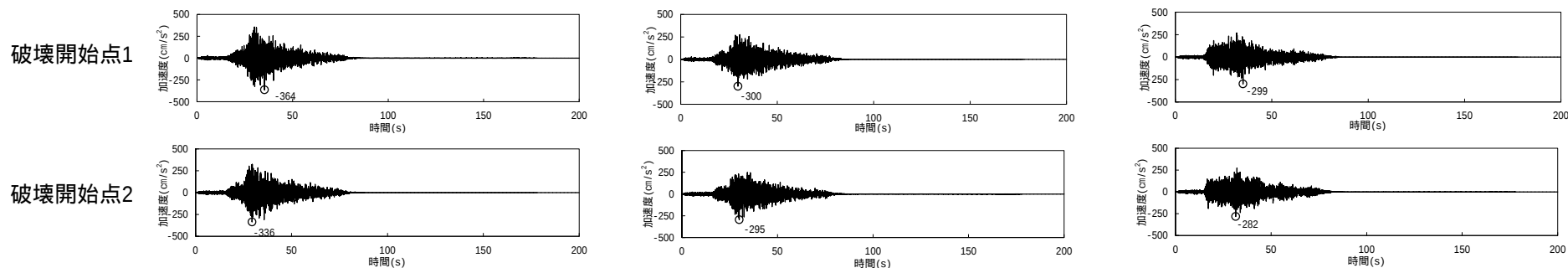
UD成分

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実施した。

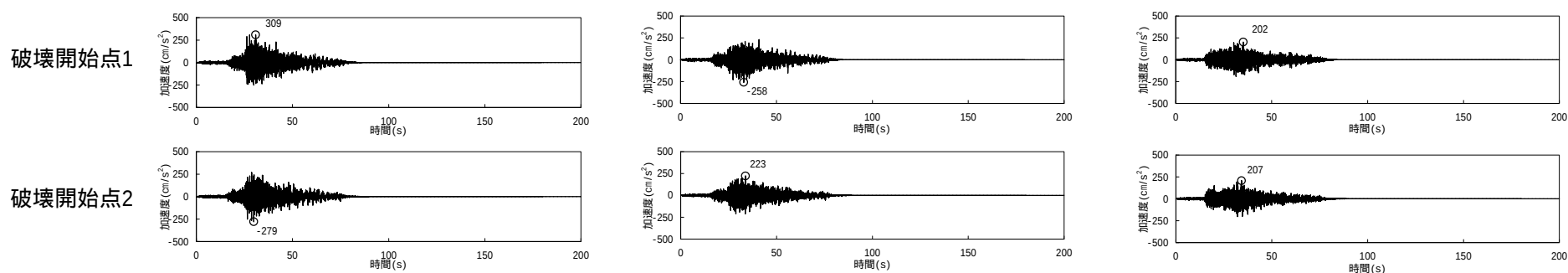
評価結果(加速度時刻歴波形)

■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)

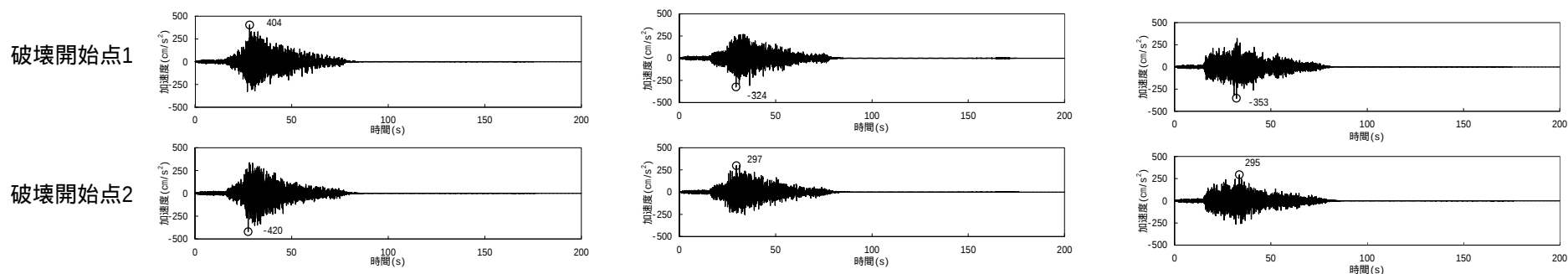
基本震源モデル



断層傾斜角の不確かさ



応力降下量の不確かさ



NS成分

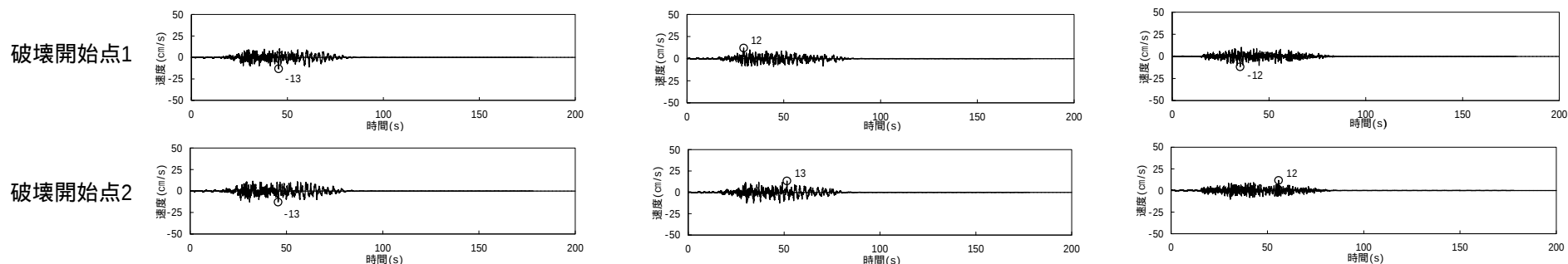
EW成分

UD成分

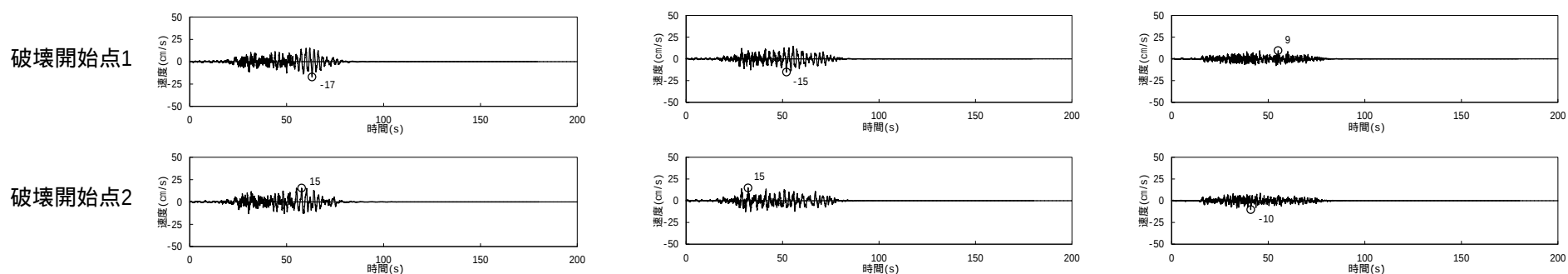
評価結果(速度時刻歴波形)

■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)

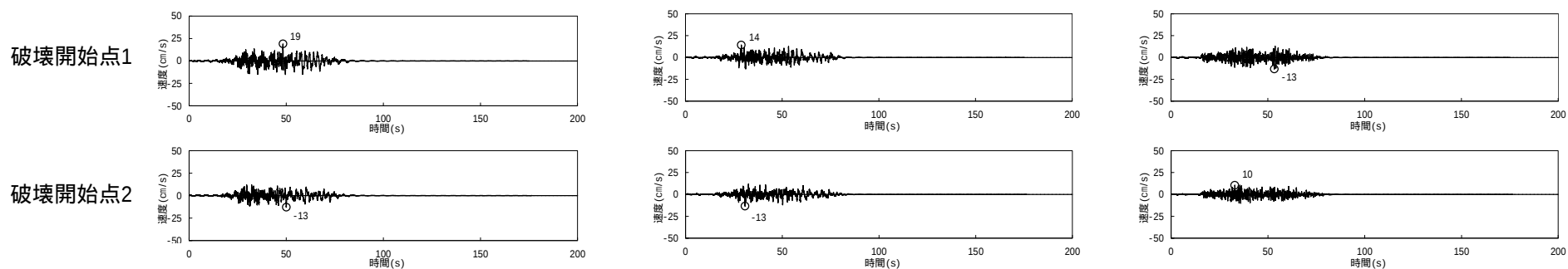
基本震源モデル



断層傾斜角の不確かさ



応力降下量の不確かさ



NS成分

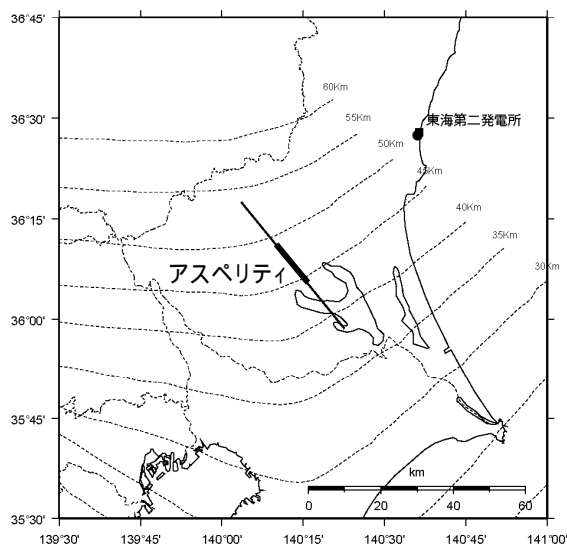
EW成分

UD成分

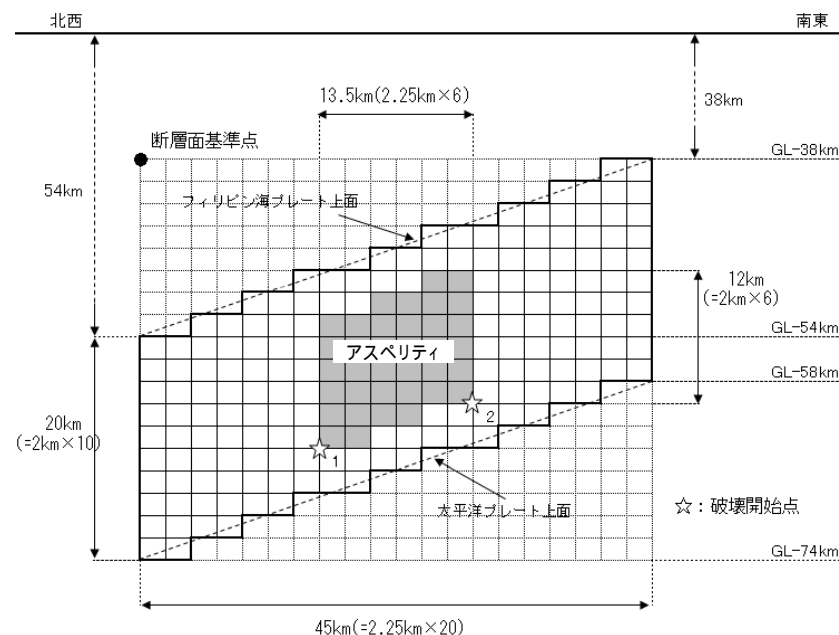
統計的グリーン関数法による地震動評価(1 / 5)

■ 統計的グリーン関数法による地震動評価

経験的グリーン関数法に用いる要素地震の妥当性確認のため、基本震源モデルに対し、統計的グリーン関数法による地震動評価を実施する。震源モデル及び評価に用いる地盤モデルを示す。



基本震源モデル



基本震源モデル

統計的グリーン関数法の評価に用いる地盤モデル

上面深度		層厚 (m)	密度 (g/cm ³)	Vs (m/s)	Vp (m/s)	hs	hp	備考
G.L. (m)	E.L. (m)							
0	8	378	-	-	-	-	-	▼解放基盤 EL-370m
-378	-370	107	1.85	790	2000	0.02 (Q=25)	0.01 (Q=50)	▼地震基盤 EL-677m
-485	-477	200	1.96	840	2110			
-685	-677	-	2.63	2750	4740	Q=110f ^{0.69}	Q=110f ^{0.69}	

統計的グリーン関数法による地震動評価(2 / 5)

■ 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
気象庁マグニチュード	M _j	7.3	M _j =M _w
モーメントマグニチュード	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	logM 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	-	横ずれ	中央防災会議(2013)
すべり角	λ(度)	0	中央防災会議(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による
密度	ρ(g/cm ³)	2.875	μ=ρV _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 /(μS)
破壊伝播速度	V _r (km/s)	2.9	中央防災会議(2013)
高周波遮断係数	f _{max} (Hz)	13.5	地震調査研究推進本部の海溝型地震

項目			設定値	設定方法
ア ス ベ 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} = μ D _a S _a
	応力降下量	Δ σ _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 π r _a Δ σ _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} / (μ 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	Δ σ _b (MPa)	12.4	Δ σ _b =0.2 Δ σ _a
Q値		Q	110f ^{0.69}	佐藤(1994)

統計的グリーン関数法による地震動評価(3 / 5)

■ 統計的グリーン関数法による地震動評価結果

基本震源モデルに対し、経験的グリーン関数法による評価結果と統計的グリーン関数法による評価結果とを比較する。

統計的グリーン関数法による地震動評価で用いる要素地震のスペクトル特性はBoore(1983)、経時特性は佐藤(2004)を用いて、地震基盤における地震波を作成する。地震基盤における地震波を一次元波動論に基づき解放基盤波を作成する。

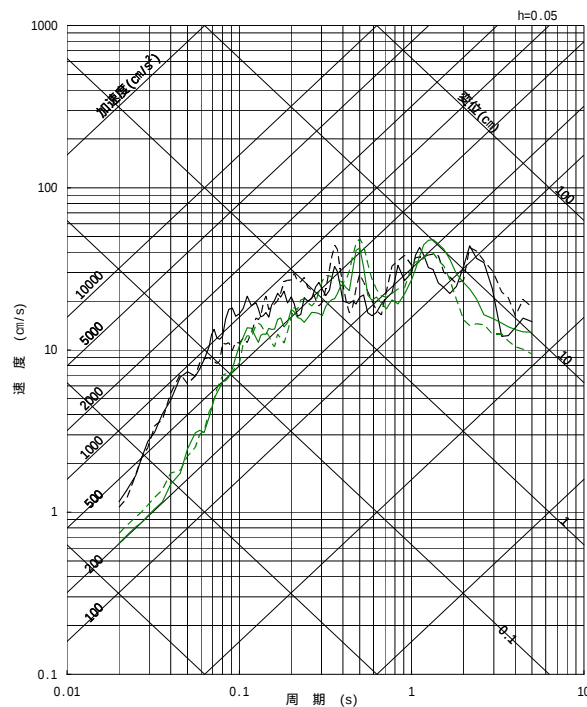
上記に基づき、Dan et al.(1989)の手法により波形合成を行った。

— 経験的グリーン関数法

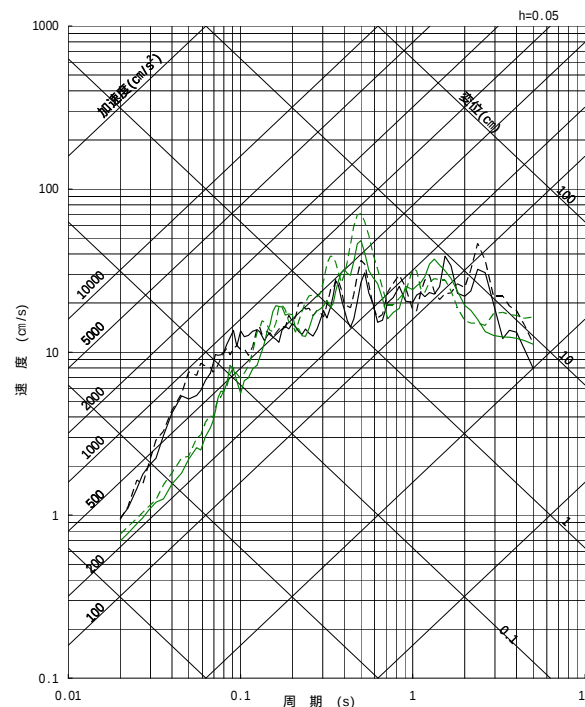
— 統計的グリーン関数法

実線:破壊開始点1

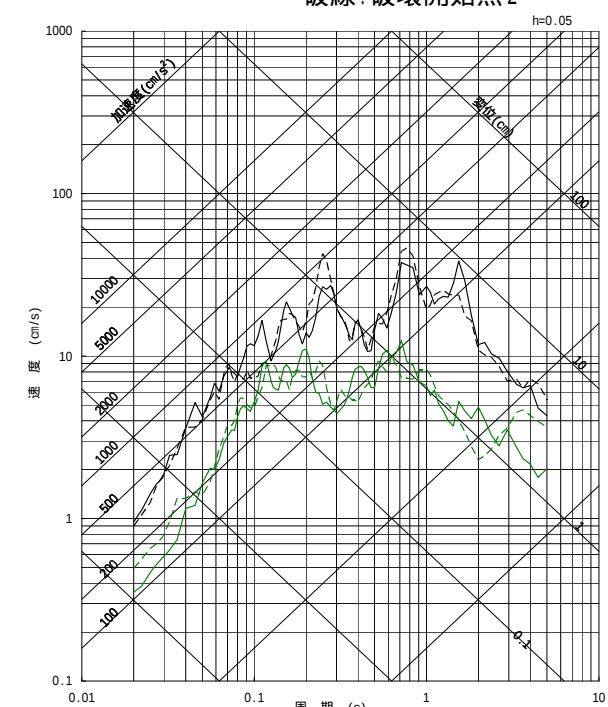
破線:破壊開始点2



NS成分



EW成分



UD成分

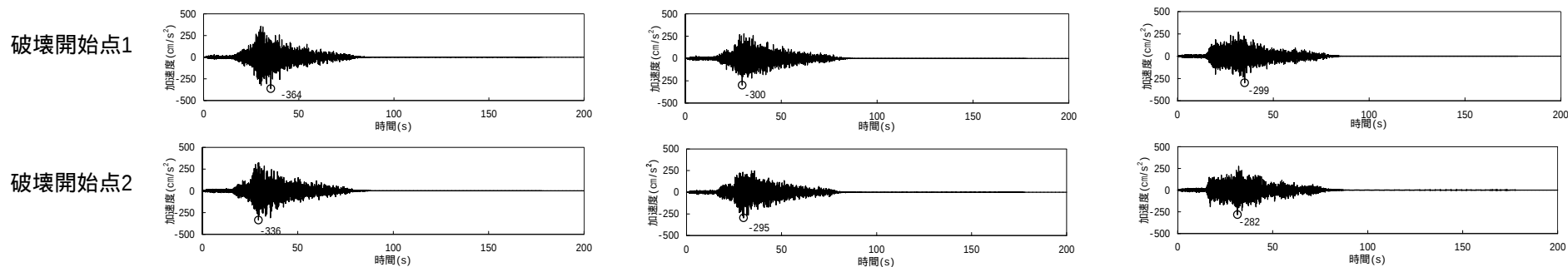
- 統計的グリーン関数法による評価結果について、水平方向の周期0.2秒程度から長周期側において経験的グリーン関数法による評価結果と概ね整合している。鉛直方向については、要素地震の放射特性係数の補正の有無による差異が生じている。
- 短周期側における評価結果の差異は、経験的グリーン関数法において $f_{\max}$ の補正無しで評価したことにより、要素地震の $f_{\max}$ の特性がそのまま合成結果に現れたためと考えられる。

統計的グリーン関数法による地震動評価(4 / 5)

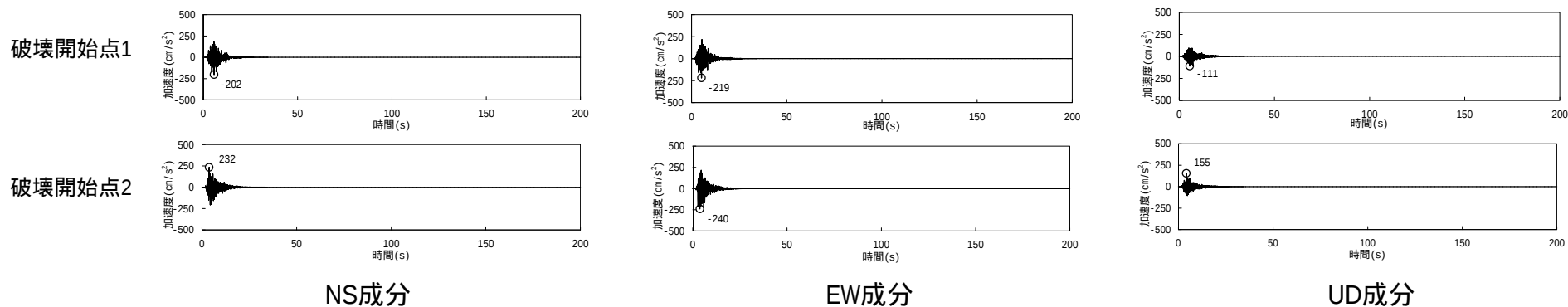
■ 統計的グリーン関数法による地震動評価結果(加速度時刻歴波形)

基本震源モデルに対し, 経験的グリーン関数法による評価結果と統計的グリーン関数法による評価結果とを比較する。

経験的グリーン関数法



統計的グリーン関数法

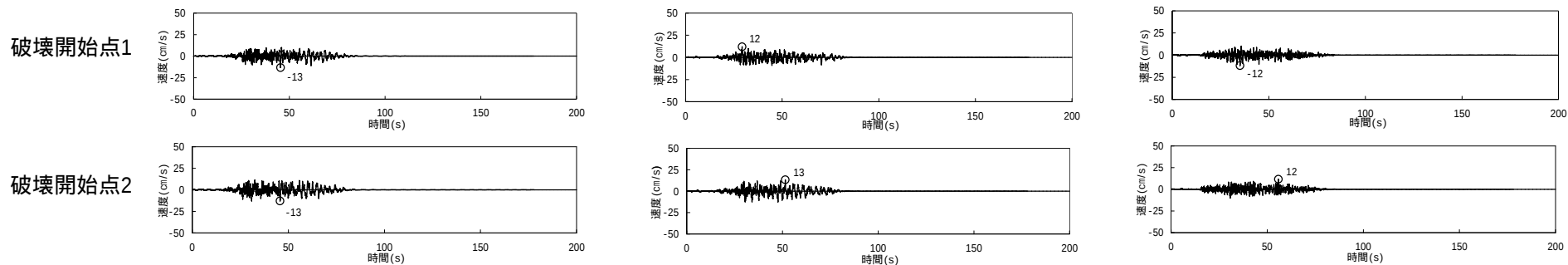


統計的グリーン関数法による地震動評価(5 / 5)

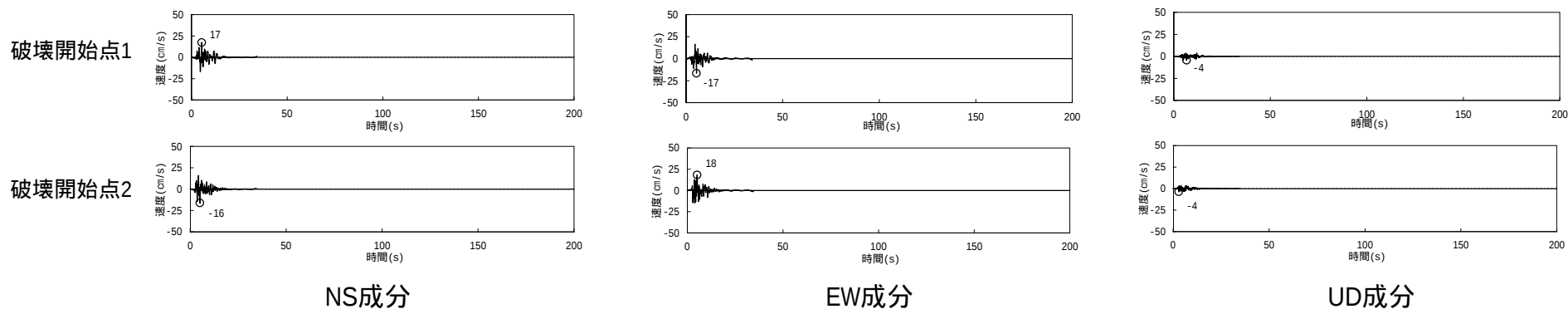
■ 統計的グリーン関数法による地震動評価結果(速度時刻歴波形)

基本震源モデルに対し, 経験的グリーン関数法による評価結果と統計的グリーン関数法による評価結果とを比較する。

経験的グリーン関数法

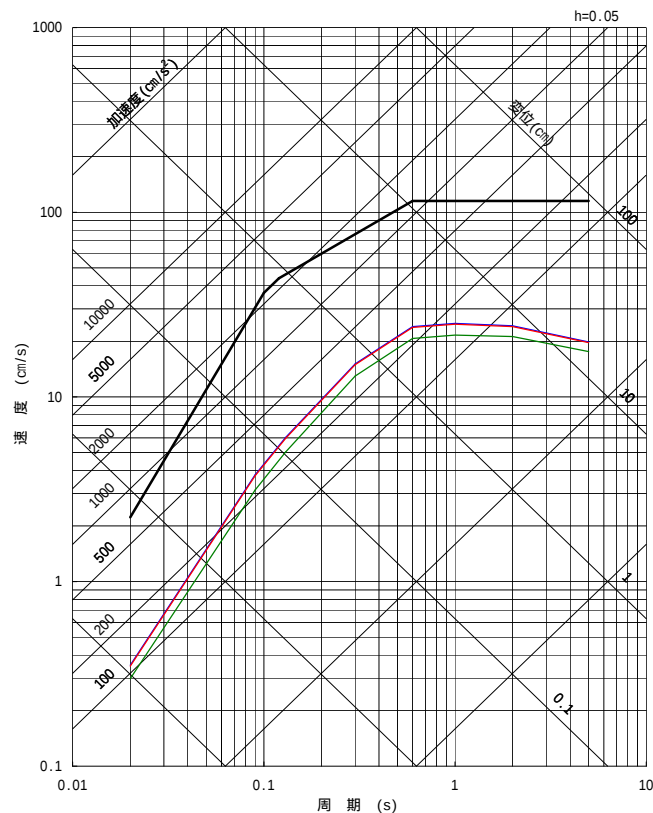


統計的グリーン関数法



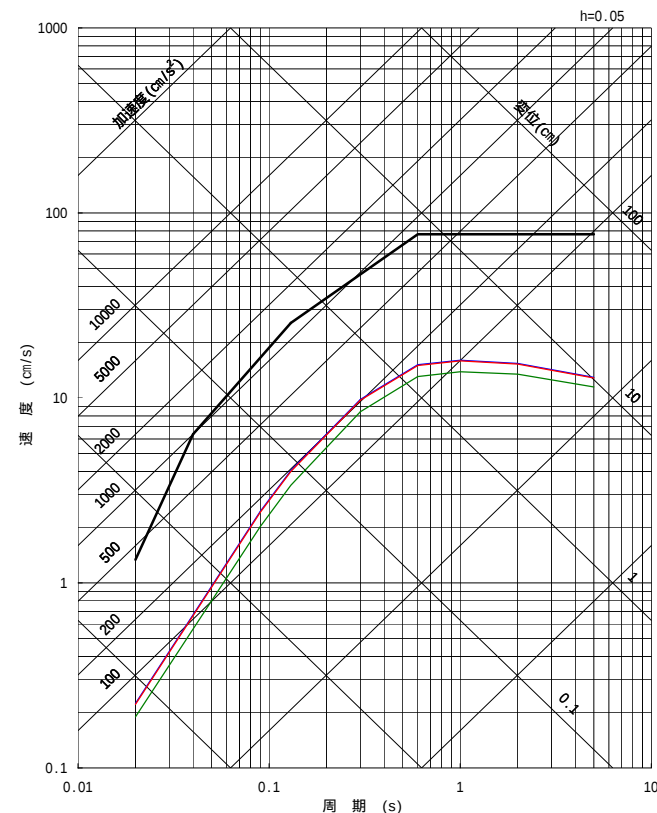
応答スペクトルに基づく手法による地震動評価結果

■ 応答スペクトルに基づく手法による地震動評価結果



水平成分

- 基本震源モデル (M7.3, $X_{eq}=76.0\text{km}$)
- 断層傾斜角の不確かさを考慮したケース (M7.3, $X_{eq}=83.7\text{km}$)
- 応力降下量の不確かさを考慮したケース (M7.3, $X_{eq}=76.5\text{km}$)
- $S_S - D$ (応答スペクトルに基づく手法による各評価結果を包絡し策定)



鉛直成分

基準地震動 S_s は設置変更許可申請時のものを記載している。

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。

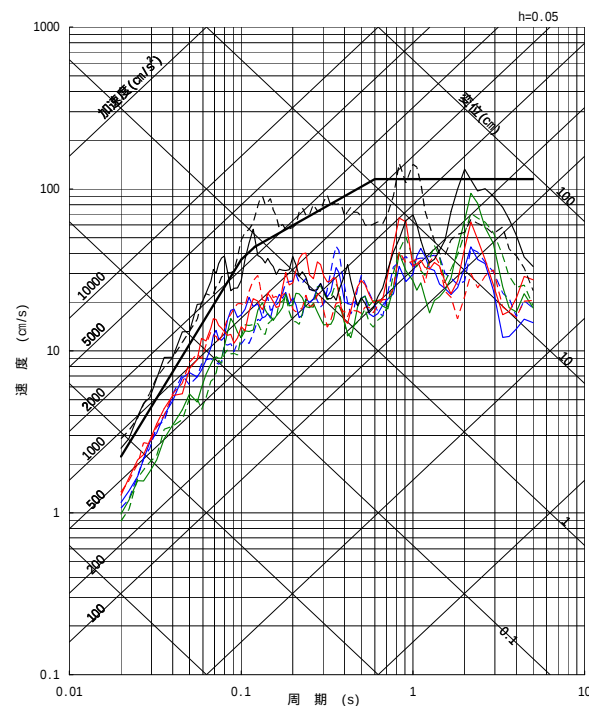
断層モデルを用いた手法による地震動評価結果(応答スペクトル)

■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)

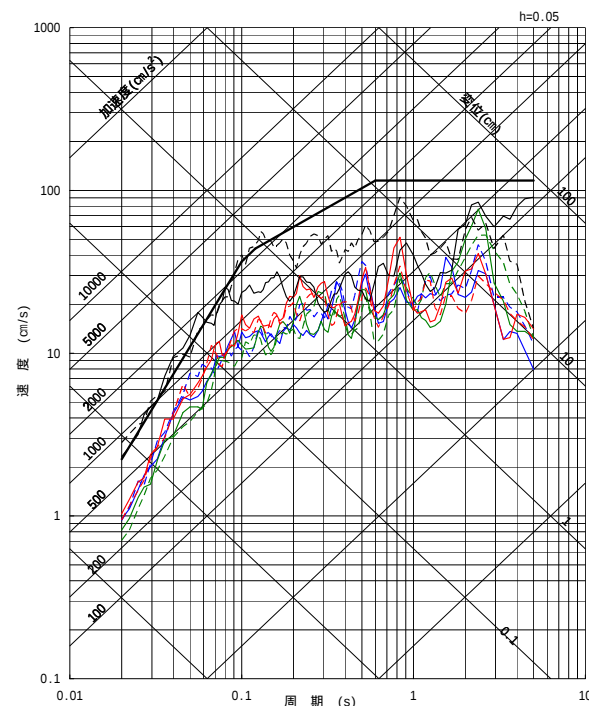
- 基本震源モデル
- 断層傾斜角の不確かさを考慮したケース
- 応力降下量の不確かさを考慮したケース

実線:破壊開始点1

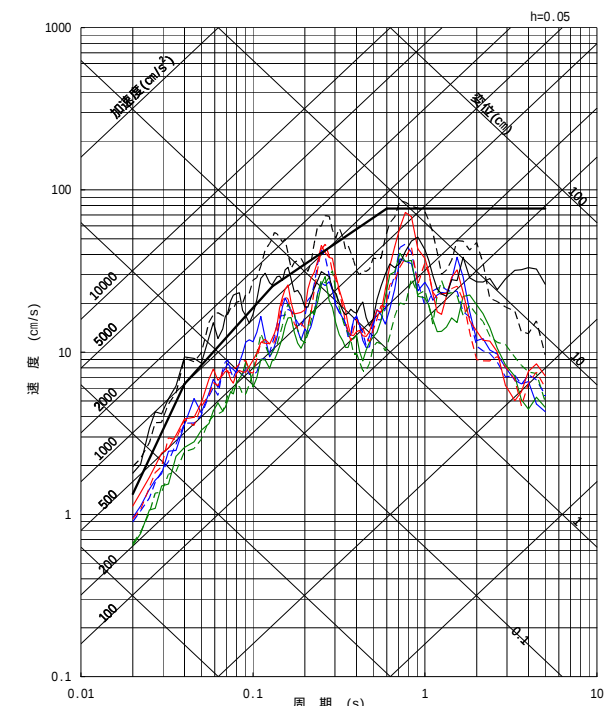
破線:破壊開始点2



NS成分



EW成分



UD成分

- $S_S - D$ (応答スペクトルに基づく手法による各評価結果を包絡し策定)
- $S_S - 1$ (F1断層, 北方陸域の断層の連動による地震(短周期レベルの不確かさを考慮))
- $S_S - 2$ (2011年東北地方太平洋沖地震(短周期レベルの不確かさを考慮))

基準地震動 S_s は設置変更許可申請時のものを記載している。

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実施した。

まとめ(海洋プレート内地震の地震動評価)

震源モデルの設定

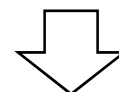
基本震源モデルの設定

「茨城県南部の地震」について、最新の知見によるフィリピン海プレートの形状に基づき、基本震源モデルの位置・形状を設定した。また、過去に発生した海洋プレート内地震による震度を再現する断層パラメータからさらに余裕を見込んだパラメータ(応力降下量 62MPaなど)を参考に、基本震源モデルのパラメータを設定した。【コメントNo.4を含む。】



不確かさの考慮

地震動評価結果に影響の大きいパラメータである断層傾斜角(敷地へ向く傾斜角に設定)、応力降下量(笹谷ほか(2006)に基づく)に関し不確かさを考慮した。



評価結果

応答スペクトルに基づく手法

Noda et al.(2002)の手法に、地震観測記録から算出した補正係数を考慮し評価を実施した。

断層モデルを用いた手法

適切な要素地震の選定を行い、経験的グリーン関数法により評価を実施した。また、統計的グリーン関数法による確認を実施した。【コメントNo.5, 6を含む。】

6. 参考文献

- (1) 気象庁:地震年報2012年版他
- (2) 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
- (3) 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
- (4) 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
- (5) 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
- (6) 勝又謙・徳永規一(1971):震度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
- (7) 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
- (8) 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」
- (9) 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
- (10) 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
- (11) 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
- (12) 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
- (13) 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
- (14) 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
- (15) 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
- (16) 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
- (17) 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
- (18) 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
- (19) 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

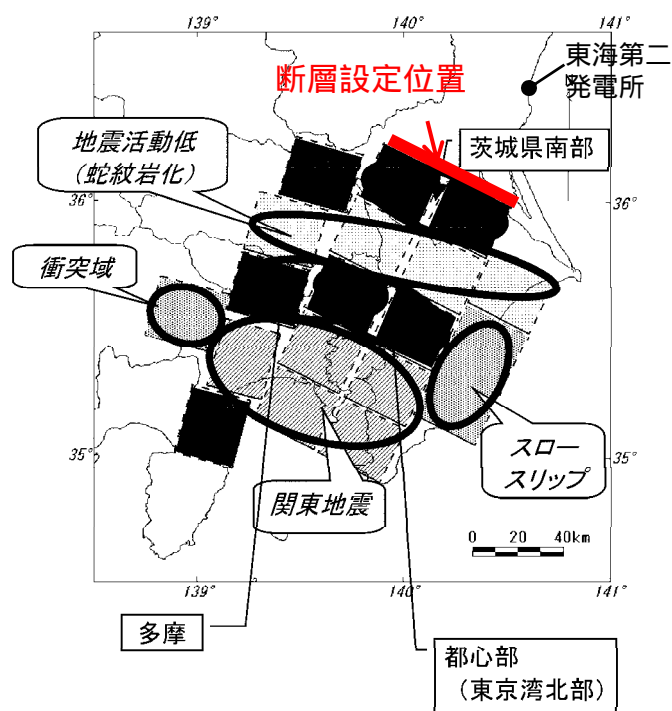
1.	審査会合におけるコメント		3
2.	海洋プレート内地震の評価フロー		4
3.	海洋プレート内地震に関する各種知見や敷地周辺の地震発生状況		5
4.	海洋プレート内地震の検討用地震の選定		10
5.	海洋プレート内地震の地震動評価		27
6.	参考文献		72
	参考資料		73
	中央防災会議(2004)に基づくモデルによる評価		
	中央防災会議(2013)と中央防災会議(2004)との比較		

No.	日付	回次	コメント内容	該当箇所	
4	平成27年 9月18日	第276回 審査会合	断層モデルの巨視的面等について、設定の妥当性を説明すること。	参考資料	74, 75
5	平成27年 9月18日	第276回 審査会合	要素地震の応力降下量の見積りについて、説明資料を充実させること。		86 ~ 89

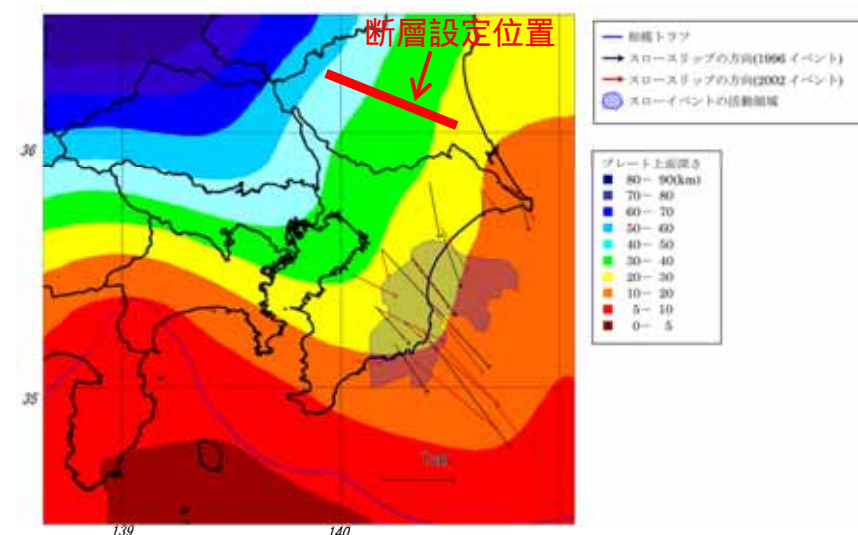
中央防災会議(2004)の断層設定位置

■断層面の位置・形状(中央防災会議(2004)の各断層面との位置関係)

- ・中央防災会議(2004)では、茨城県南部の海洋プレート内地震は図の「茨城県南部」の領域で発生することとされている。茨城県南部のプレート内地震の位置、走向については公表されていない。
- ・断層位置は、敷地への影響が大きくなるように茨城県南部の領域の北端(フィリピン海プレートの敷地に最も近い位置)としている。
- ・断層の走向は、断層位置を中央防災会議(2004)の茨城県南部のプレート間地震の北端位置に設定したため、走向もプレート間地震と同じ296度とした。
- ・断層の傾斜角は、中央防災会議(2004)に基づき90度とした。
- ・中央防災会議(2004)によるフィリピン海プレート上面と断層設定位置の関係を踏まえ、断層上端深さを30kmに設定する。



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



中央防災会議(2004)によるフィリピン海プレート上面の深さ分布
中央防災会議(2004)に一部加筆

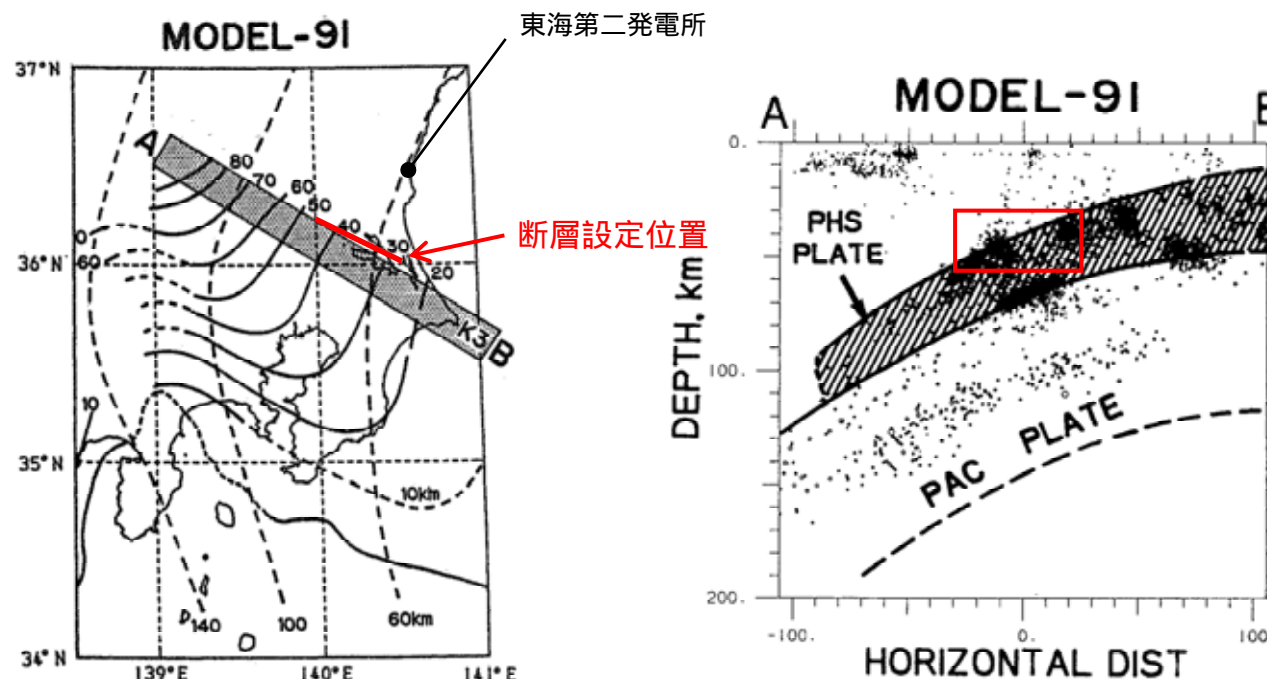
基本震源モデルの断層設定位置は、フィリピン海プレートが北西方向に沈み込んでいることを考慮し、敷地に最も近い位置となっている。

中央防災会議(2004)の断層設定位置

■断層面の位置・形状

(中央防災会議(2004)のフィリピン海プレートとの位置関係)

フィリピン海プレートの沈み込みとの対応について、中央防災会議(2004)が参照しているIshida(1992)によるフィリピン海プレートと、検討用地震である茨城県南部の地震の断層設定位置を比較する。断層が位置する範囲のフィリピン海プレート上面深さは30～50km程度である。断層の形状は、中央防災会議(2004)の東京湾北部直下のプレート内地震(断層上端深さ45km)と同様とし、茨城県南部においては保守的に敷地へ近くなるよう、断層上端深さを30kmと設定した。



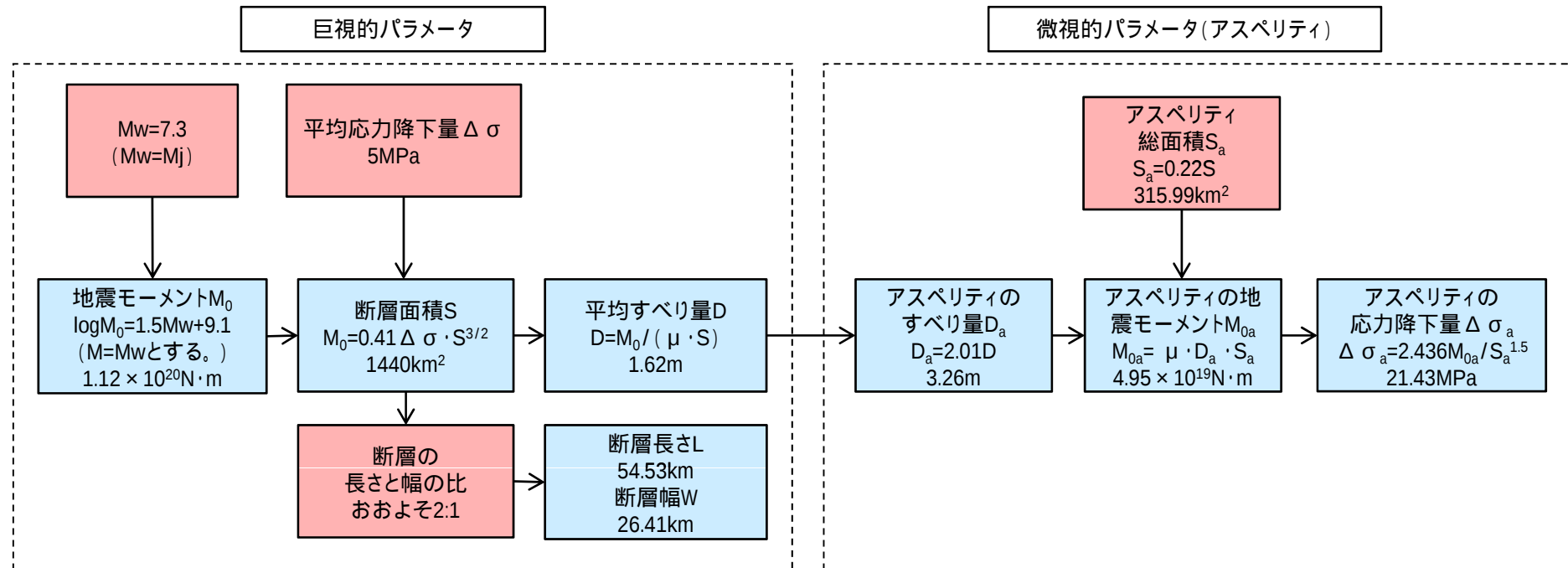
Ishida(1992)に一部加筆

茨城県南部の地震の断層面位置とフィリピン海プレート(Ishida(1992))との対応

- 断層設定位置は、フィリピン海プレートが北西方向に沈み込んでいる範囲のうち敷地に最も近い位置である。
- 断層上端については、敷地に近くなるよう、この範囲のフィリピン海プレートの上面の最も浅い部分である深さ30kmに設定した。

中央防災会議(2004)に基づく震源モデルの設定

- 中央防災会議(2004)に基づき, 基本震源モデルの断層パラメータを設定する。断層パラメータの設定フローを下記に示す。



Somerville et al.(1999)より

中央防災会議(2004)に基づき, 与条件とした項目

中央防災会議(2004)に基づき, 与条件から設定

中央防災会議(2004)に基づく震源モデルの設定

■基本震源モデルの設定

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で想定されている茨城県南部のフィリピン海プレート内地震を参考に設定する。

地震規模

同報告書に基づき、Mj7.3とする。

断層面の位置・形状

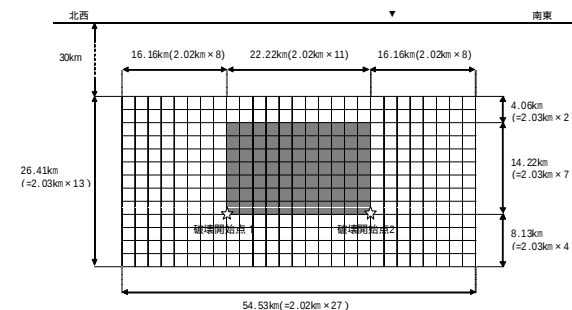
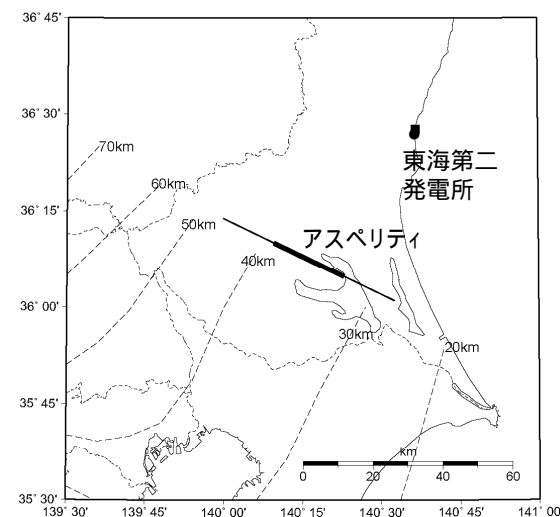
- ・断層位置は、同報告書の茨城県南部のプレート境界地震の断層面の北端(フィリピン海プレートの敷地に最も近い位置)とした。
- ・断層傾斜角は同報告書を基に90度とした。

断層面の深さ

同報告書(図表集)によるフィリピン海プレートの上面位置となる深さ30kmに設定する。

アスペリティの位置

同報告書(図表集)による東京湾北部直下のプレート内地震のモデルを参考に、断層の中央に設定する。



基本震源モデル

中央防災会議(2004):中央防災会議「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
中央防災会議(2004):中央防災会議「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(図表集),平成16年11月

中央防災会議(2004)に基づく震源モデルの設定

■ 主要なパラメータの設定

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では、フィリピン海プレート内地震のパラメータについて、下記3個の断層パラメータを与条件として与え、断層面積 S 、アスペリティの応力降下量 $\Delta\sigma_a$ については、パラメータ間の関係式を用いて算定している。

地震モーメント M_0 (N·m)

同報告書より

$M_w = M_j$ として $\log M_0 = 1.5M_w + 9.1$ より算出する。

平均応力降下量 $\Delta\sigma$ (MPa)

同報告書のプレート内の値として5MPaと設定する。

アスペリティ面積比 S_a/S

$S_a/S = 0.22$ (Somerville et al.(1999)より)

ここで、 S_a : アスペリティ面積

S : 断層面積

■ パラメータ間の関係式

・断層面積 S は同報告書より

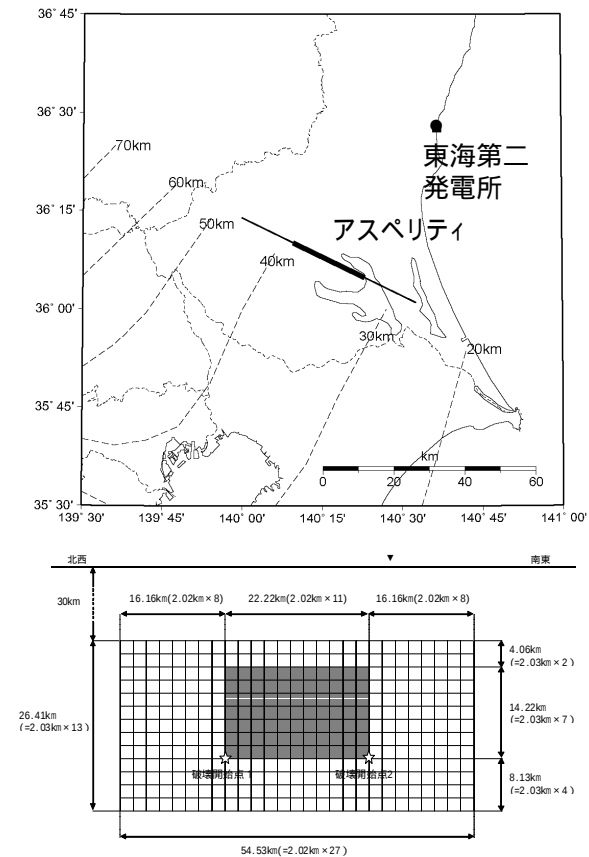
$$\Delta\sigma = 7\pi^{1.5}/16 \times M_0 / S^{1.5}$$

を用いて、 1440km^2 と算出する。

・アスペリティの応力降下量 $\Delta\sigma_a$ は同報告書より

$$\Delta\sigma_a = 2.436 \times M_{0a} / S_a^{1.5}$$

を用いて、 21.43MPa と算出する。



基本震源モデル

■ 断層パラメータ設定根拠の整理

項目	設定根拠
M, 断層位置	Mは中央防災会議(2004)に基づき設定。断層面付近で発生した過去の地震の規模よりも大きい規模となっている。断層位置は、茨城県南部においてフィリピン海プレートの地震が想定される範囲で敷地に最も近い位置とした。
断層面積 断層長さ, 幅	断層面積は, 平均応力降下量, 地震モーメントより円形クラック式を用いて算出した。断層長さ, 幅は, 中央防災会議(2004)に基づき設定。断層幅は, この地域のフィリピン海プレートの厚さ(20~25km程度)と同等の大きさとなっている。
断層上端深さ	断層面が位置する範囲でのフィリピン海プレート上面の最も浅い部分の深さである30kmに設定した。
断層傾斜角	中央防災会議(2004)に基づき, 90度と設定した。
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中央防災会議(2004)を参考に設定した。破壊開始点は, アスペリティの下端2か所に設定した。
平均応力降下量	中央防災会議(2004)に基づき, プレート内地震の値として $\Delta\sigma=5\text{MPa}$ と設定した。
密度	中央防災会議(2004)での設定値 2.8g/cm^3 に対し, 佐藤(2003)に基づき 3.0g/cm^3 とした。
S波速度	中央防災会議(2004)での設定値 3.5km/s に対し, 佐藤(2003)に基づき 4.0km/s とした。
剛性率	佐藤(2003)に基づく密度とS波速度から算出した。
破壊伝播速度	中央防災会議(2004)が採用しているGeller(1976)による $V_r=0.72V_s$ とした。

不確かさを考慮するパラメータの選定(1 / 3)

■ 不確かさの考慮

検討用地震として選定した茨城県南部の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した。

評価ケース	震源位置 ²	地震規模	アスぺリティ位置	断層傾斜角	応力降下量	破壊開始点
基本震源モデル	茨城県南部の領域のうち敷地から最も近い位置	茨城県南部で想定される最大規模であるM7.3	震源断層の中央に配置	90度に設定	21.43MPaに設定	アスぺリティ下端に複数設定
アスぺリティ位置の不確かさ	茨城県南部の領域のうち敷地から最も近い位置	茨城県南部で想定される最大規模であるM7.3	基本震源モデルに対しアスぺリティ位置を敷地へ最も近い位置に配置	90度に設定	21.43MPaに設定	アスぺリティ下端に複数設定
断層傾斜角の不確かさ ¹	茨城県南部の領域のうち敷地から最も近い位置	茨城県南部で想定される最大規模であるM7.3	震源断層の中央に配置	基本震源モデルに対しディレクティビティ効果を考慮するため70度に設定	21.43MPaに設定	アスぺリティ下端に複数設定

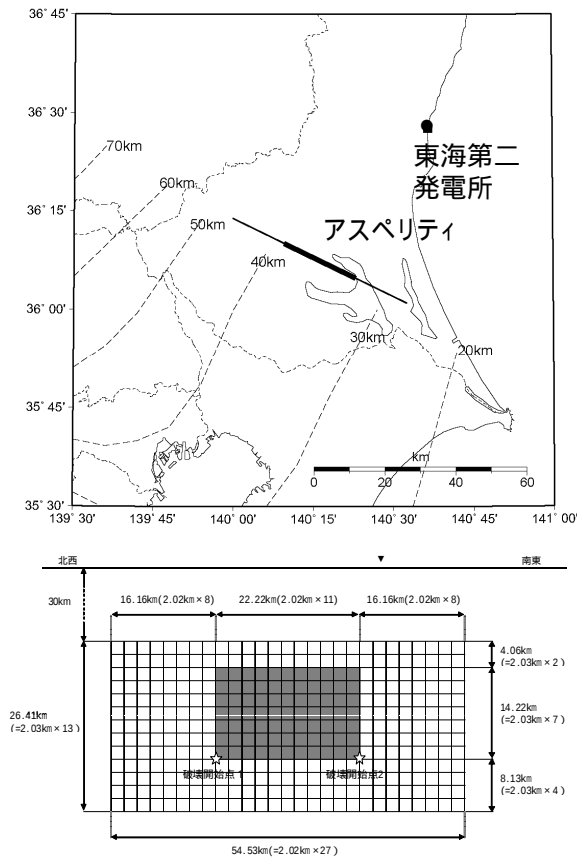
1 「日本原子力発電(株)東海第二発電所の申請内容に係る主要な論点」(2014年7月4日)のうち、「No.8 プレート内地震について、ディレクティビティ効果を考慮した不確かさに関する検討内容を示すこと」を踏まえた検討

2 震源位置を敷地に最も近く設定することにより、予め不確かさを考慮した。

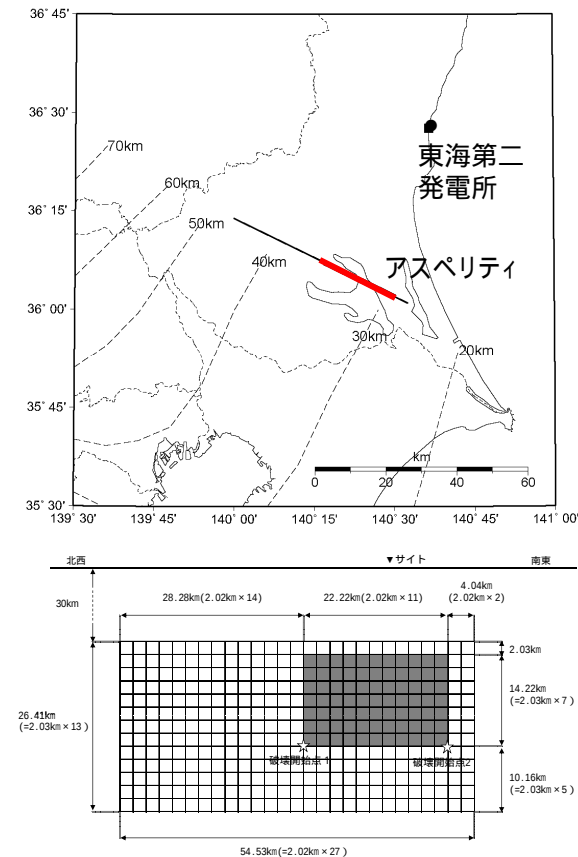
	予め不確かさを考慮して設定するパラメータ
	不確かさを考慮して設定するパラメータ

不確かさを考慮するパラメータの選定(2 / 3)

■ アスペリティ位置の不確かさの検討



基本震源モデル



アスペリティ位置の不確かさを考慮したモデル

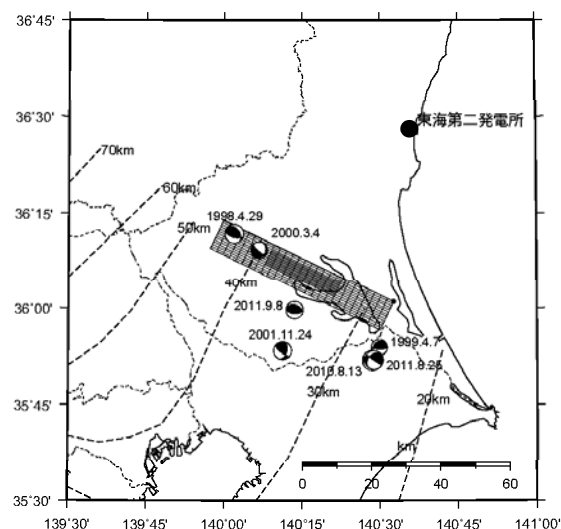
中央防災会議(2004)に基づき,断層面位置をフィリピン海プレート
の敷地から最も近い位置に設定する。

基本震源モデルに対し,アスペリティを敷地へ最も近い位
置に配置する。

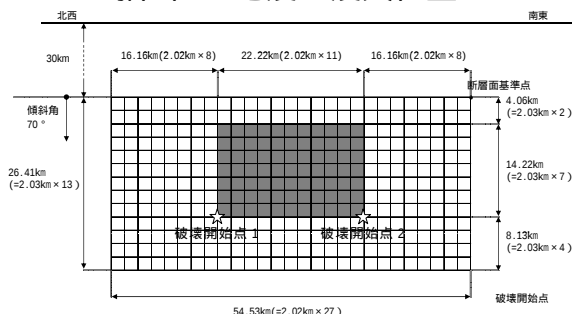
不確かさを考慮するパラメータの選定(3 / 3)

■ 断層傾斜角の不確かさの検討

震源断層面付近の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断層傾斜角を分析し、その結果を不確かさで考慮する傾斜角とした。



抽出した地震の震央位置



断層傾斜角の不確かさを考慮したモデル

検討対象地震の抽出

- ・フィリピン海プレート内地震に対応する震源深さである深さ20km～60kmの地震とする。
- ・太平洋プレートとフィリピン海プレートの境界で発生する地震を除くため、想定断層と同様の走向を示す地震とする。
- ・メカニズム解より、正断層(すべり角: -120度～-60度)と逆断層(すべり角: 30度～150度)の地震を以下のとおり抽出した。

抽出した地震の諸元

発生年月日	地震規模 M	深さ (km) ¹	メカニズム解 ²			断層タイプ
			走向(度)	傾斜(度)	すべり(度)	
1998. 4. 29	3.9	52.9	106	58	66	逆断層
1999. 4. 7	3.4	33.3	93	73	113	逆断層
2000. 3. 4	3.5	53.4	132	81	-115	正断層
2001.11.24	3.8	49.3	126	70	43	逆断層
2010. 8.13	4.2	33.9	119	79	117	逆断層
2011. 8.25	3.9	34.0	125	88	129	逆断層
2011. 9. 8	3.6	40.9	93	52	80	逆断層

1 震源深さは気象庁による。

2 メカニズム解はF-netによる。

- 抽出した7地震のメカニズム解について、傾斜角の平均値は約72度であった。
- 基本震源モデルに対し、ディレクティビティ効果を考慮するため断層傾斜角を70度に設定する。

中央防災会議(2004)に基づく震源モデルの設定(断層パラメータ)

■ 断層パラメータ(基本震源モデル, アスペリティ位置の不確かさモデル及び断層傾斜角の不確かさモデル)

項目		設定値	設定方法	項目		設定値	設定方法	
基準点 (断層南東端)	N	36 ° 1 ' 2 "	茨城県南部のプレート境界地震 の北東端	ア ス ペ リ テ ィ	面積	S _a (km ²)	315.99	S _a =0.22S
	E	140 ° 32 ' 33 "			すべり量	D _a (m)	3.26	D _a =2.01 × D
上端深さ	h(km)	30.0	陸のプレートとフィリピン海プレート の境界の等深線を参考		地震モーメント	M _{0a} (N・m)	4.95E+19	M _{0a} = μ D _a S _a
応力降下量	Δ σ _a (MPa)	21.43	Δ σ _a =2.436M _{0a} /S _a ^{1.5}		背 景 領 域	面積	S _b (km ²)	1124.43
気象庁マグニチュード	M _j	7.3	中央防災会議(2004)	地震モーメント		M _{0b} (N・m)	6.26E+19	M _{0b} =M ₀ -M _{0a}
モーメントマグニチュード	M _w	7.3	M _w =M _j	すべり量		D _b (m)	1.16	D _b =M _{0b} / (μ S _b)
地震モーメント	M ₀ (N・m)	1.12E+20	logM ₀ =1.5M _w +9.1	実効応力		Δ σ _b (MPa)	4.05	Δ σ _b =2.436M _{0b} /S _b ^{1.5}
走向	θ (度)	296 ¹	中央防災会議(2004)	短周期レベル(参考)		A(N・m/s ²)	4.59E+19	A=(A _a ² +A _b ²) ^{0.5} , A _i =4 π r _i Δ σ _i V _s ² (i=a , b)
傾斜角	δ (度)	90 (70) ²	中央防災会議(2004)	Q値		Q	154f ^{0.91}	佐藤 (2003)
すべり角	λ (度)	-90	中央防災会議(2004)					
平均応力降下量	Δ σ (MPa)	5.00	中央防災会議(2004)					
断層面積	S(km ²)	1440	Δ σ =7 π ^{1.5} /16 × M ₀ /S ^{1.5}					
長さ	L(km)	54.53	中央防災会議(2004)					
幅	W(km)	26.41	中央防災会議(2004)					
密度	ρ (g/cm ³)	3.0	佐藤(2003)					
せん断波速度	V _s (km/s)	4.0	佐藤(2003)					
剛性率	μ (N/m ²)	4.8E+10	μ = ρ V _s ²					
平均すべり量	D(m)	1.62	D=M ₀ / (μ S)					
破壊伝播速度	V _r (km/s)	2.88	V _r =0.72V _s					

1 中央防災会議(2013)と異なり, 断層基準点を南東端に設定

2 ()内は断層傾斜角の不確かさモデルで考慮

■ 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、更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。
- ・ 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を考慮する。
- ・ 地震規模は中央防災会議における茨城県南部の想定に基づきM7.3、等価震源距離(X_{eq})は65km(基本震源モデル)となる。

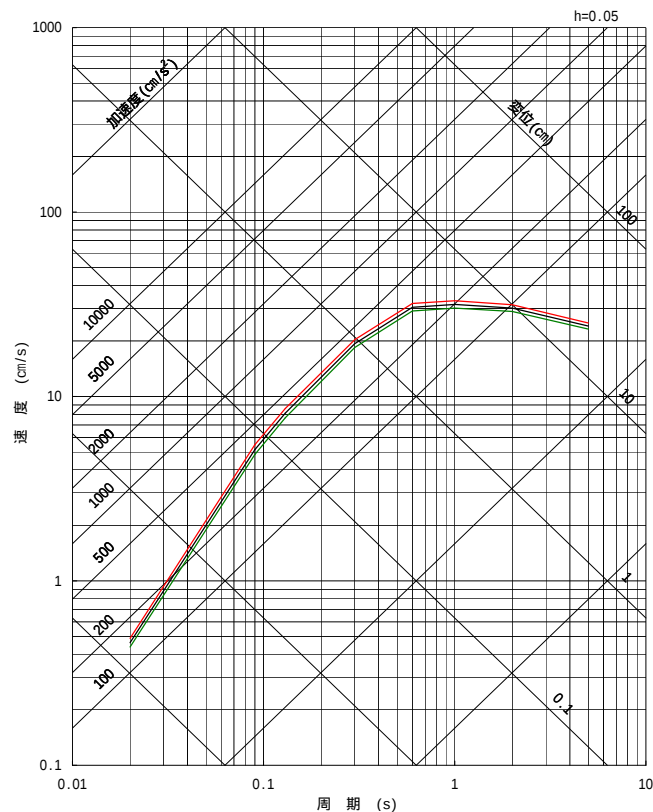
■ 断層モデルを用いた手法による地震動評価

震源近傍で発生した地震の適切な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。

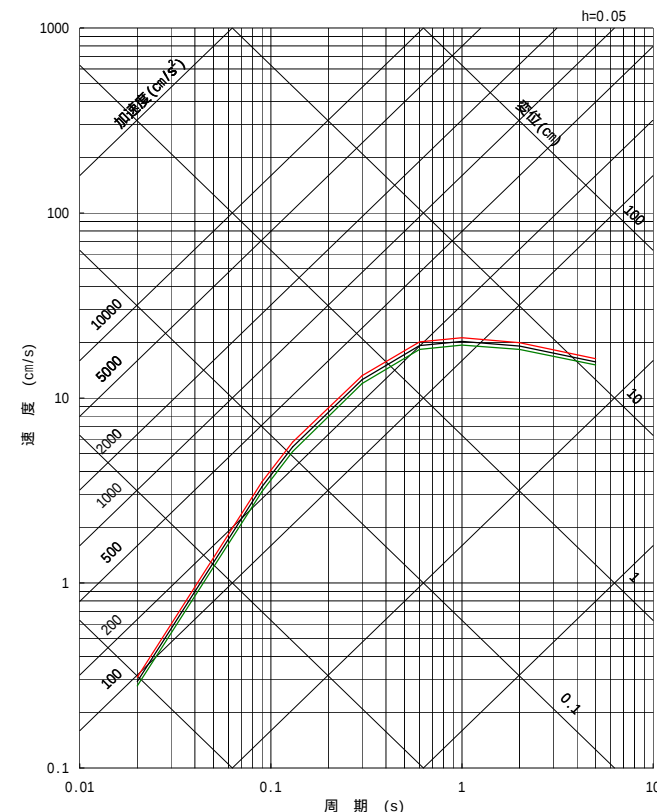
応答スペクトルに基づく手法による地震動評価結果

■ 応答スペクトルに基づく手法による地震動評価結果

- 基本震源モデル ($M7.3$, $X_{eq}=65\text{km}$)
- アスベリティ位置の不確かさを考慮したケース ($M7.3$, $X_{eq}=63\text{km}$)
- 断層傾斜角の不確かさを考慮したケース ($M7.3$, $X_{eq}=67\text{km}$)



水平成分



鉛直成分

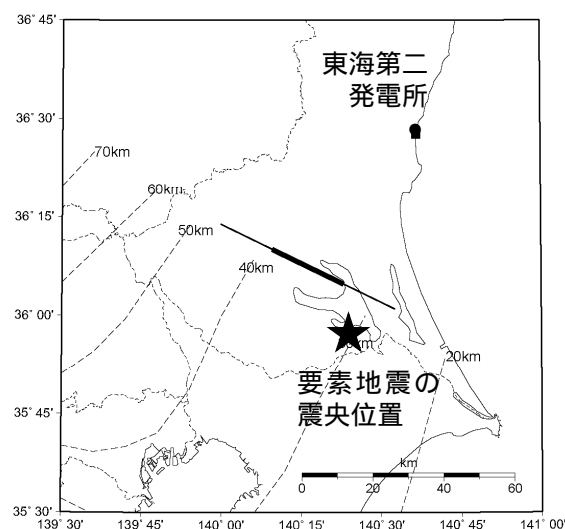
茨城県南部の地震の応答スペクトルに基づく手法による地震動評価は, Noda et al.(2002) の手法に補正係数を考慮し算定した。

要素地震の選定(1 / 4)

 第276回審査会合
資料1 61頁 再掲

■ 要素地震の選定方法

想定する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1999年7月15日の地震(M5.0)を要素地震として選定した。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を行い、要素地震として用いた。



要素地震の震央位置



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

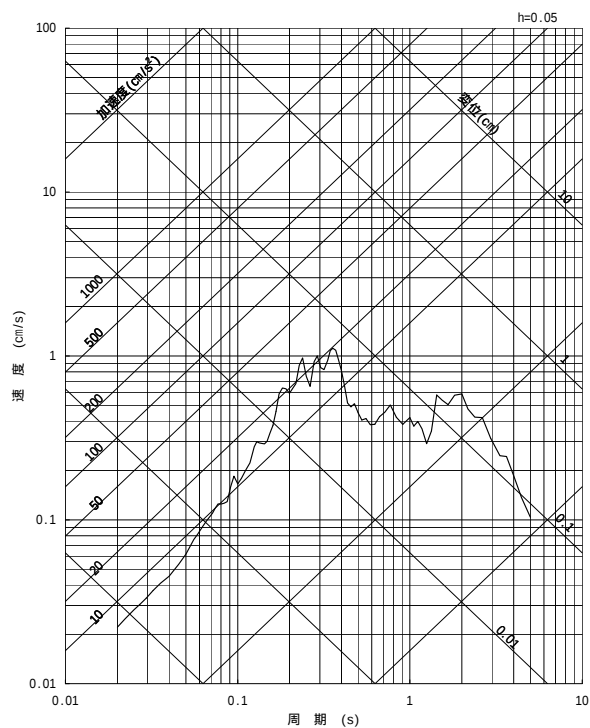
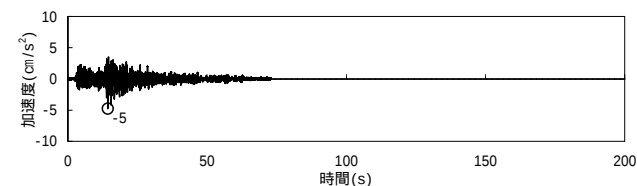
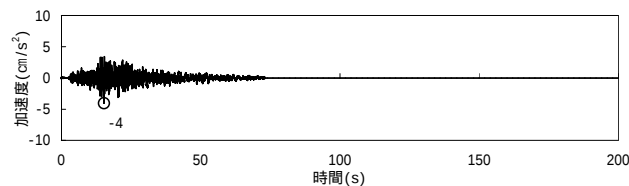
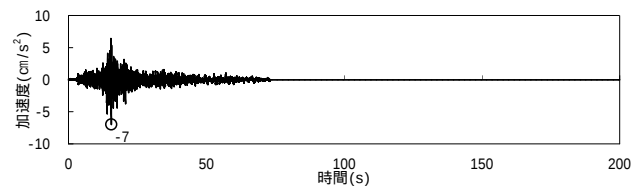
地震	メカニズム解			放射特性係数	
	走向(度)	傾斜(度)	すべり(度)	F _{SV}	F _{SH}
要素地震(1999.7.15, M5.0)	8	72	97	0.31 ³	0.37 ³
茨城県南部の地震(M7.3)	296	90	-90	メッシュごとの方位角, 射出角を用いて算定 (参考)-0.19 ³ (参考)-0.13 ³	

³ 方位角14.6度, 射出角129.4度で算定した場合

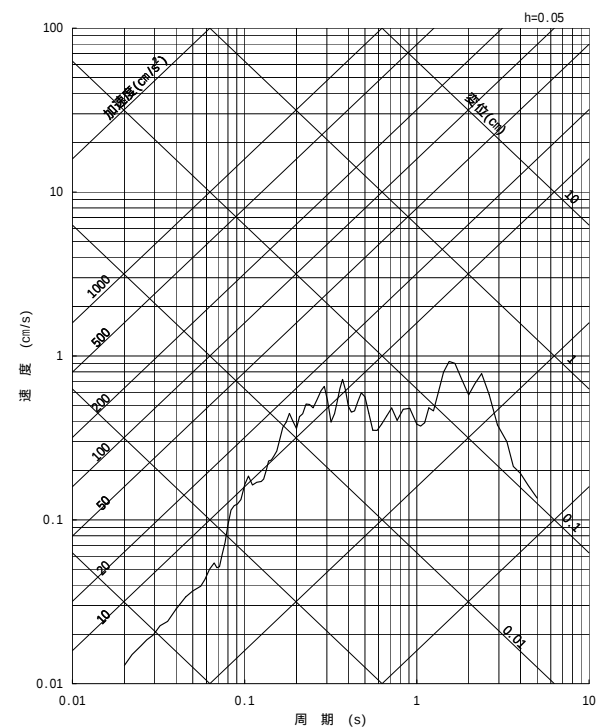
要素地震の選定(2 / 4)

■ 要素地震の解放基盤波

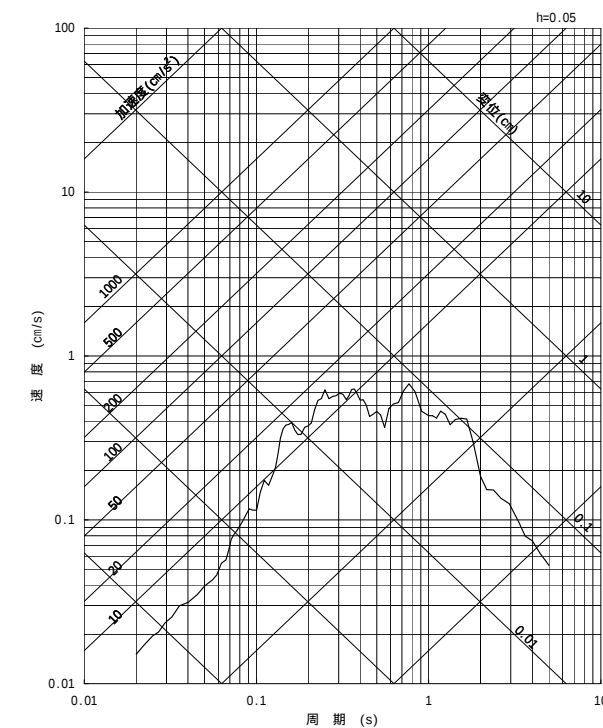
E.L.-372mの地震観測記録の解放基盤波を示す。



NS成分



EW成分



UD成分

要素地震の解放基盤波

要素地震の選定(3 / 4)

 第276回審査会合
資料1 63頁 修正

■要素地震の応力降下量の見積もり

敷地周辺のK-NET地震計を用いて下記のとおり行う。

・佐藤(2003)のスペクトルインバージョン解析で推定している経験的地盤増幅率とQ値を用いて,Boore(1983)の統計的モデルを参考に震源スペクトルを求める。

・震源のせん断波速度,密度及び地震基盤のせん断波速度,密度については佐藤(2003)より下記のとおりとする。

震源:せん断波速度4.0km/s,密度3.0g/cm³

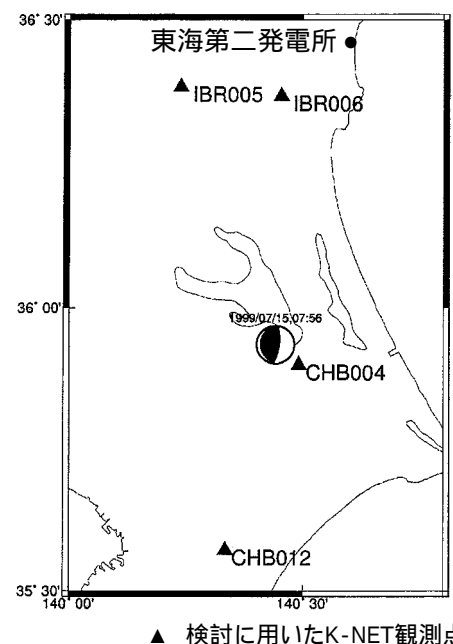
地震基盤:せん断波速度2.83km/s,密度2.67g/cm³

・ラディエーションパターン係数は0.6(Boore and Boatwright(1984))とする。

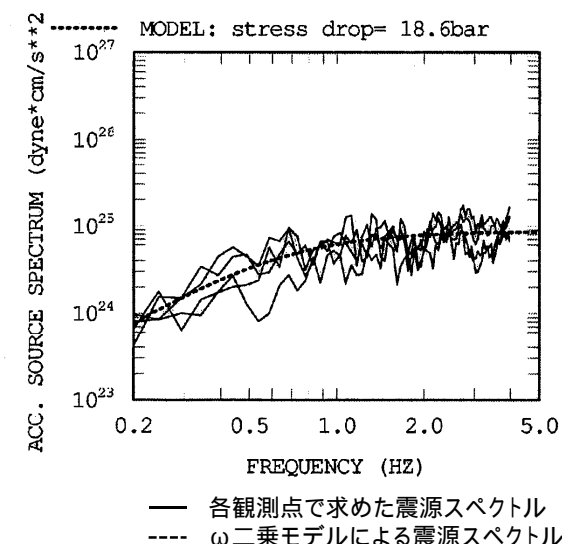
・地表面の増幅率は2.0とする。

・観測点の各観測記録から求めた震源スペクトルと ω 二乗モデルによる震源スペクトルが0.2~4Hzでフィッティングするよう短周期レベル等を推定する。

・F-netによる地震モーメントと上記で求めた短周期レベルから,応力降下量を求める。



▲ 検討に用いたK-NET観測点
要素地震の震央位置と
K-NET観測点



要素地震の震源スペクトルの
推定結果

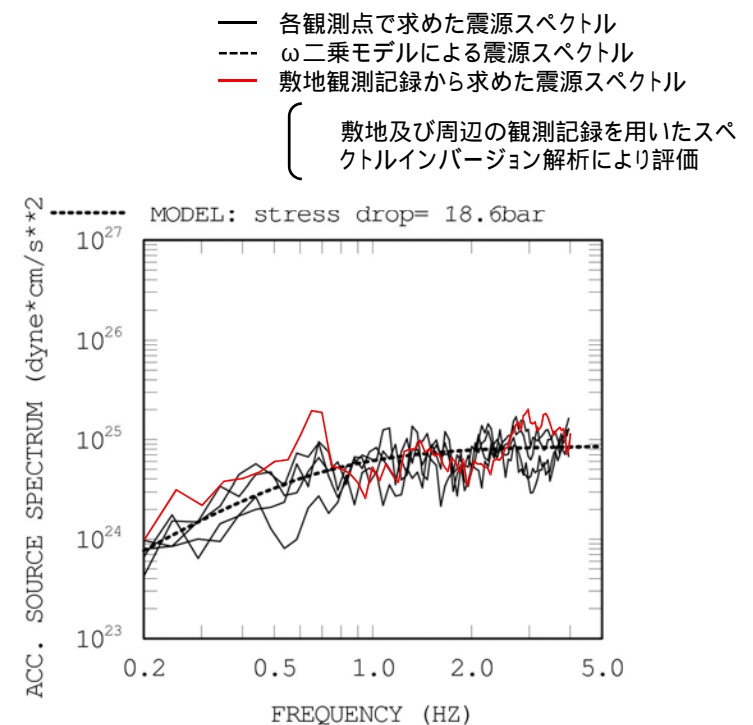
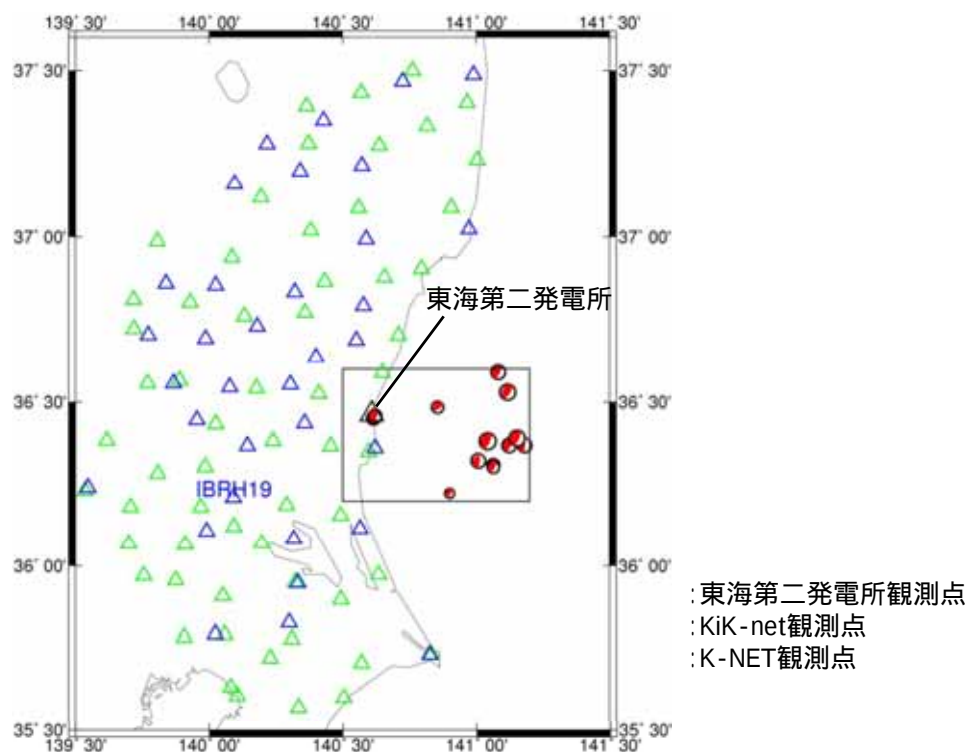
要素地震の諸元

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 $\Delta \sigma$ (MPa)
	緯度	経度					
1999年7月15日	35° 56' 8" N	140° 26' 28" E	5.0	49.6	5.33×10^{16}	0.64	1.86

要素地震の選定(4 / 4)

■ 敷地での観測記録を含むスペクトルインバージョン解析による要素地震の震源スペクトルの確認

- ・前頁で推定した震源スペクトルは、佐藤(2003)によるスペクトルインバージョン解析により経験的地盤増幅率が得られている観測点の記録から求めているため、それらには東海サイトの記録から求めた震源スペクトルは含まれていない。
- ・そこで、東海サイトの記録や敷地周辺のK-NET, KiK-netの記録を用いてスペクトルインバージョン解析を行い敷地での経験的地盤増幅率を求め、佐藤(2003)によるQ値を用いて要素地震の震源スペクトルを算出した。



要素地震の震源スペクトルの推定結果
(敷地の観測記録を用いた確認)

スペクトルインバージョンに用いる地震の震央位置(図中:赤)と観測点の位置

K-NETの記録から算出した要素地震の震源スペクトルと敷地の記録や敷地周辺のK-NET, KiK-netの記録から算出した震源スペクトルとは概ね整合していることを確認した。

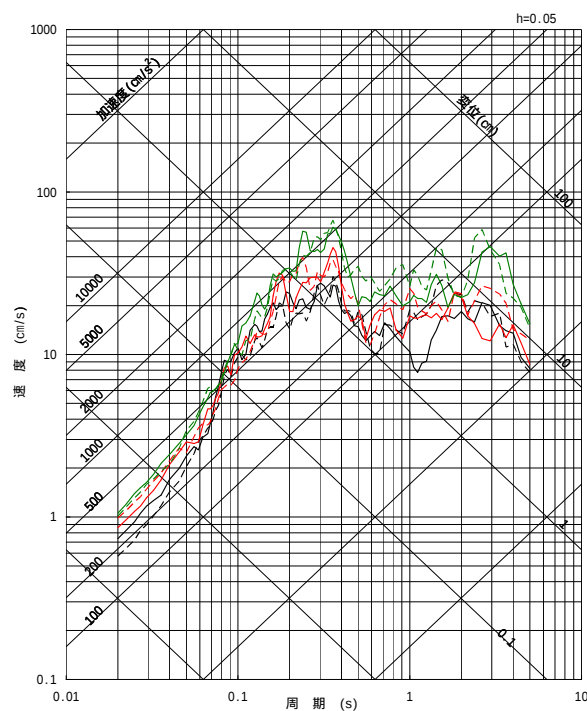
断層モデルを用いた手法による地震動評価結果(応答スペクトル)

■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)

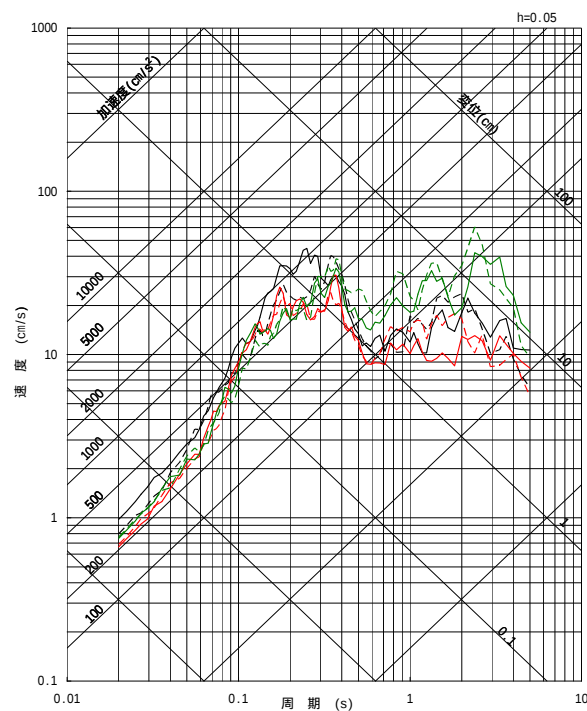
- 基本震源モデル
- アスぺリティ位置の不確かさを考慮したケース
- 断層傾斜角の不確かさを考慮したケース

実線:破壊開始点1

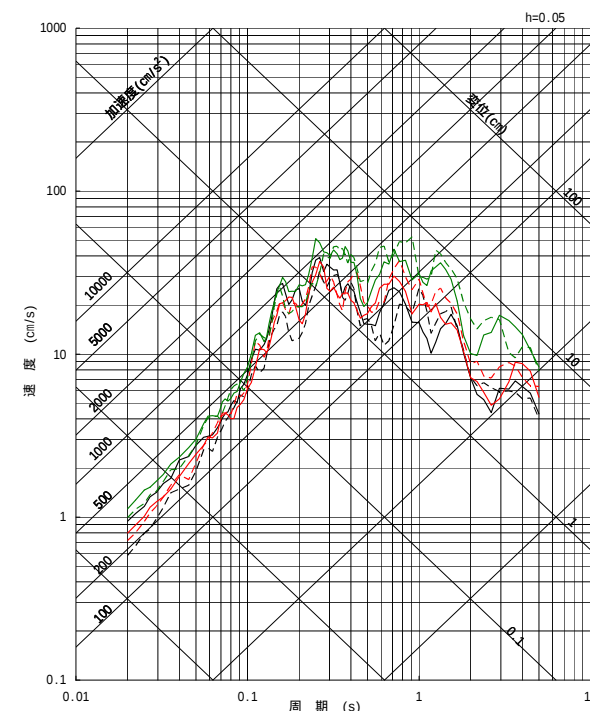
破線:破壊開始点2



NS成分



EW成分



UD成分

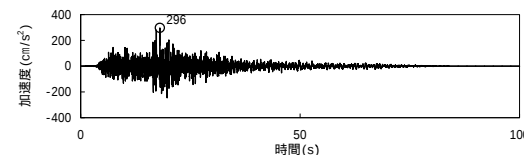
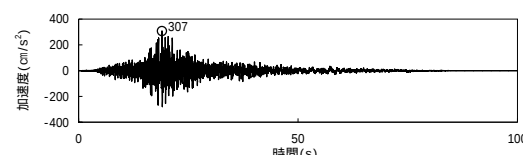
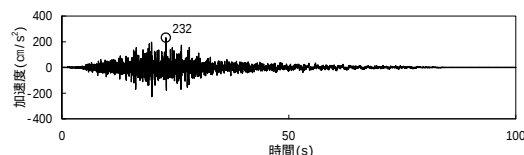
茨城県南部の地震の断層モデルを用いた手法による地震動評価は、経験的グリーン関数法により実施した。

断層モデルを用いた手法による地震動評価結果(時刻歴波形)

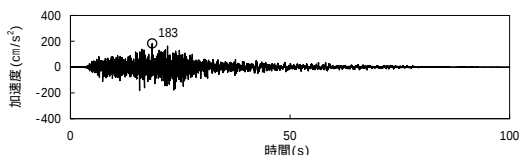
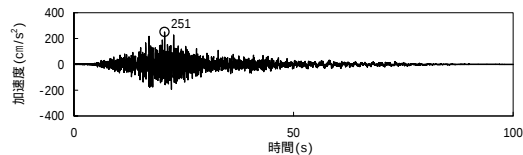
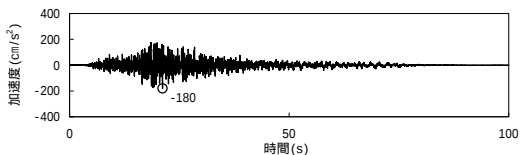
■断層モデルを用いた手法による地震動評価結果(経験的グリーン関数法)

基本震源モデル

破壊開始点1

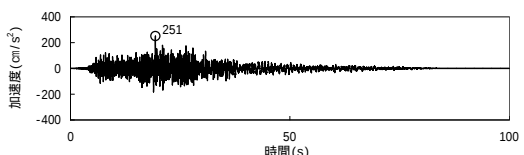
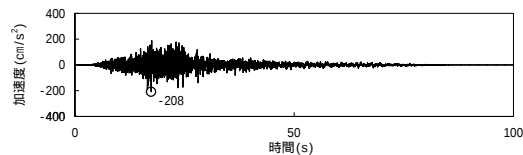
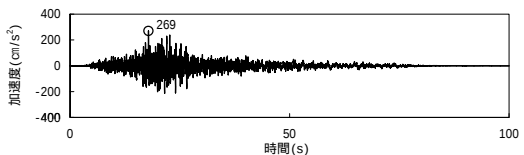


破壊開始点2

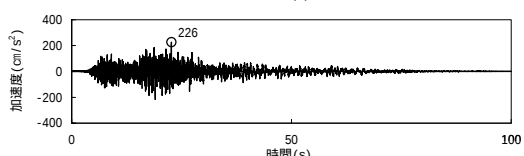
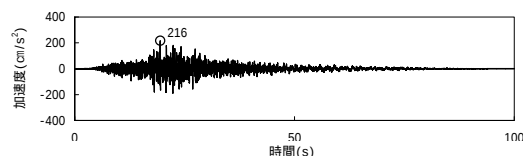
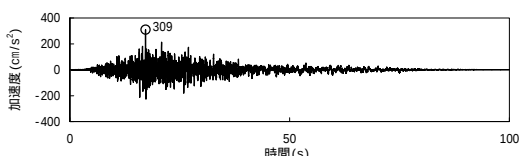


アスペリティ位置の不確かさを考慮

破壊開始点1

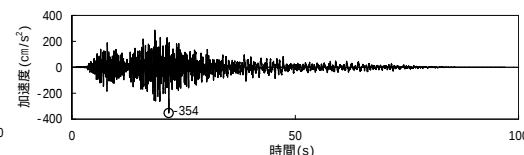
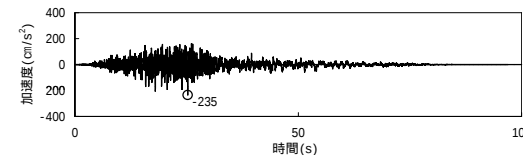
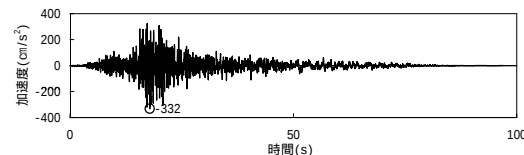


破壊開始点2

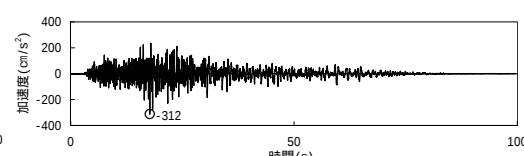
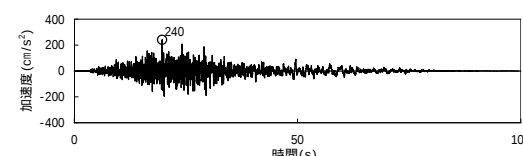
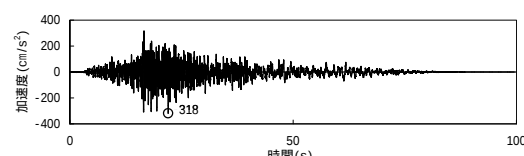


断層傾斜角の不確かさを考慮

破壊開始点1



破壊開始点2



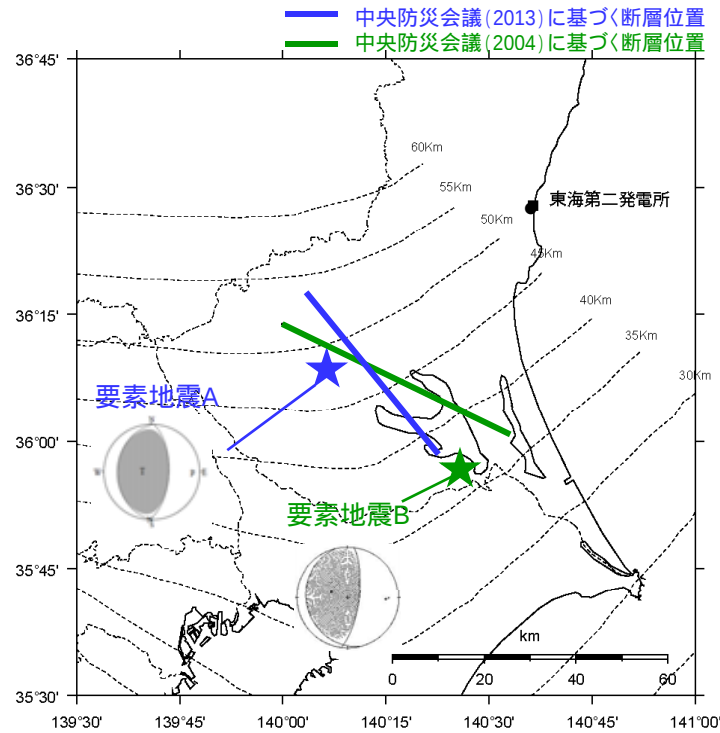
NS成分

EW成分

UD成分

1.	審査会合におけるコメント		3
2.	海洋プレート内地震の評価フロー		4
3.	海洋プレート内地震に関する各種知見や敷地周辺の地震発生状況		5
4.	海洋プレート内地震の検討用地震の選定		10
5.	海洋プレート内地震の地震動評価		27
6.	参考文献		72
	参考資料		73
	中央防災会議(2004)に基づくモデルによる評価		
	中央防災会議(2013)と中央防災会議(2004)との比較		

中央防災会議(2013)と中央防災会議(2004)との比較(1 / 2)

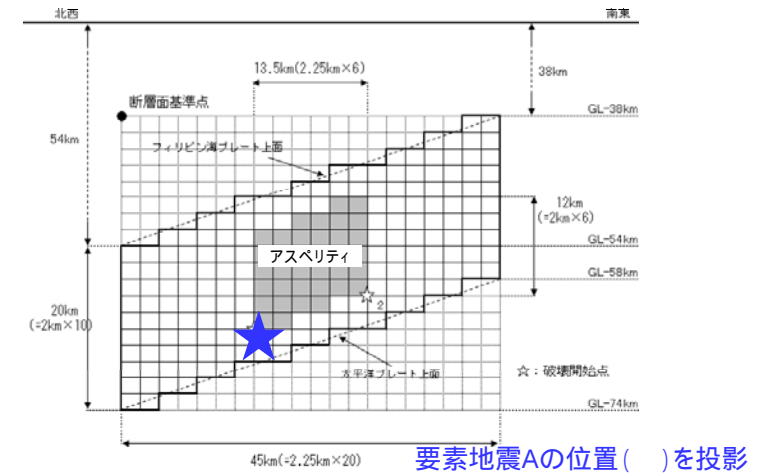


要素地震の震央位置
フィリピン海プレートの等深線は中央防災会議(2013)による。

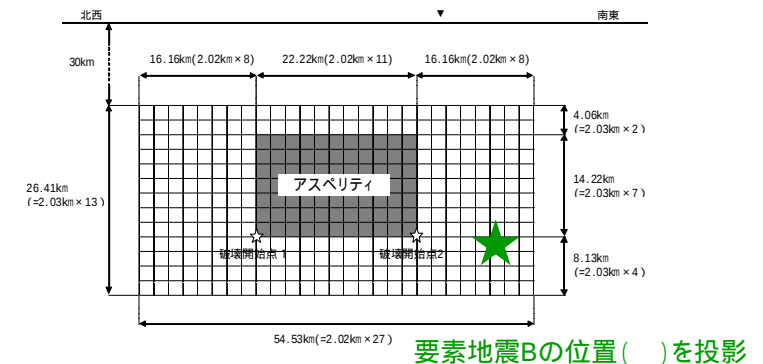
茨城県南部の地震の各震源モデルの比較

要素地震の諸元の比較

	発生年月日	M	震源深さ (km)	地震モーメント M_0 (N・m)
要素地震A	2014年11月12日	4.8	65.8	2.59×10^{16}
要素地震B	1999年7月15日	5.0	49.6	5.33×10^{16}



震源モデル(中央防災会議(2013)に基づく)



震源モデル(中央防災会議(2004)に基づく)

中央防災会議(2013)と中央防災会議(2004)との比較(2 / 2)

■ 茨城県南部の地震の地震動評価結果(応答スペクトル)

中央防災会議(2013)に基づく評価

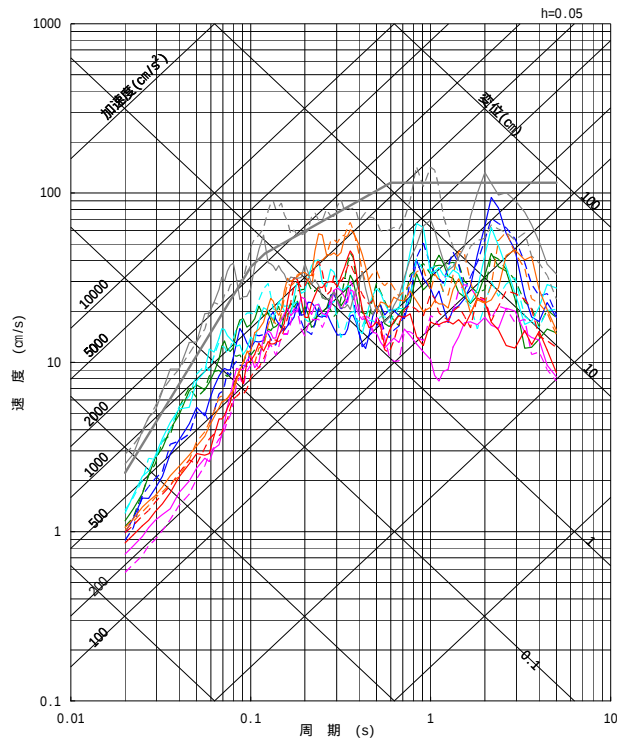
- 基本震源モデル
- 断層傾斜角の不確かさを考慮したケース
- 応力降下量の不確かさを考慮したケース

中央防災会議(2004)に基づく評価

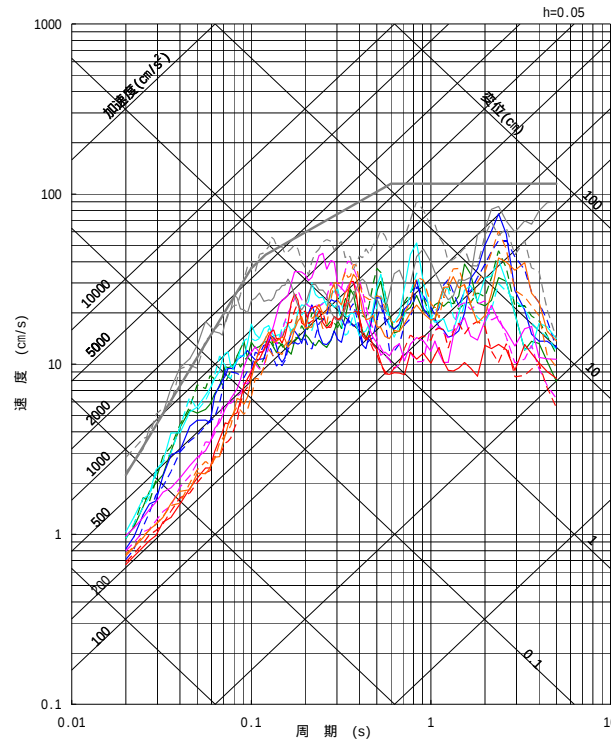
- 基本震源モデル
- アスぺリティ位置の不確かさを考慮したケース
- 断層傾斜角の不確かさを考慮したケース

実線:破壊開始点1

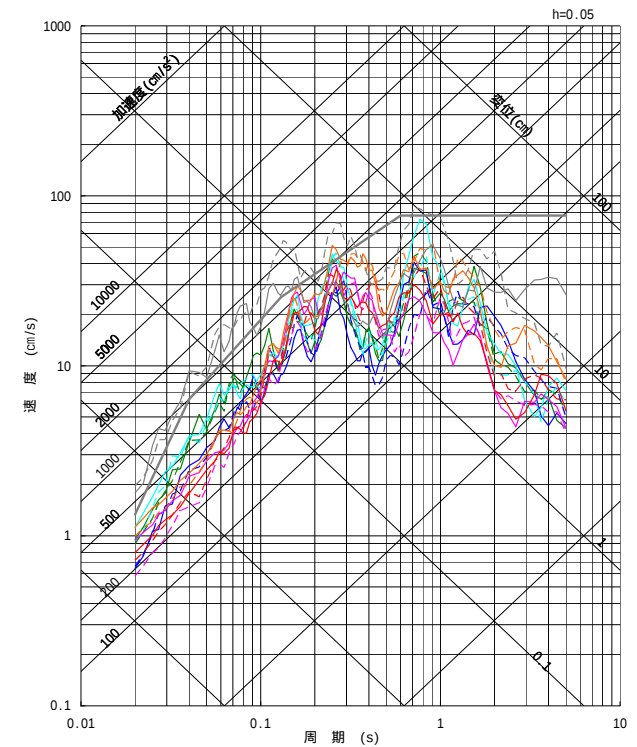
破線:破壊開始点2



NS成分



EW成分



UD成分

- $S_s - D$ (応答スペクトルに基づく手法による各評価結果を包摂し策定)
- $S_s - 1$ (F1断層, 北方陸域の断層の連動による地震(短周期レベルの不確かさを考慮))
- - $S_s - 2$ (2011年東北地方太平洋沖地震(短周期レベルの不確かさを考慮))

基準地震動 S_s は設置変更許可申請時のものを記載している。