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
プレート間地震について
（コメント回答）

平成28年4月28日

日本原子力発電株式会社

コメント一覧

No.	日付	回次	コメント内容	回答状況
1	平成27年 6月26日	第243回 審査会合	東北地方太平洋沖地震による敷地での揺れを再現する断層パラメータを基本ケースとすることの妥当性を説明すること。また，基本ケースの設定と関連して，考慮した不確かさの妥当性についても説明すること。	第336審査会合にて回答
2	平成27年 6月26日	第243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。	第336審査会合にて回答
3	平成27年 6月26日	第243回 審査会合	断層モデルのアスペリティ面積比，応力降下量等の設定の妥当性を説明すること。	第336審査会合にて回答
4	平成27年 6月26日	第243回 審査会合	要素地震の選定のプロセスを記載し，説明資料を充実させること。	第336審査会合にて回答
5	平成27年 6月26日	第243回 審査会合	断層モデルを用いた手法による地震動評価結果について，アスペリティ毎の寄与度について示すこと。	第336審査会合にて回答
6	平成27年 6月26日	第243回 審査会合	複数の破壊開始点について検討し，影響の度合いを検討すること。	第336審査会合にて回答
7	平成28年 3月4日	第336回 審査会合	地震動評価では東北地方太平洋沖地震を検討用地震に選定している一方で，津波評価では，これとは異なる茨城沖～房総沖の一部の領域による津波を検討対象に選定していることを踏まえ，検討用地震の選定の考え方について，津波地震との指摘もある1677年磐城・常陸・安房・上総・下総の地震の扱いも含めて整理して説明すること。	今回回答
8	平成28年 3月4日	第336回 審査会合	統計的グリーン関数法による評価について，最新の地盤モデルを用い評価すること。	今回回答
9	平成28年 3月4日	第336回 審査会合	諸井ほか（2013）に示されているアスペリティ面積比0.08とした場合の，断層パラメータの設定結果を示すこと。	今回回答
10	平成28年 3月4日	第336回 審査会合	応答スペクトルに基づく評価では，東北地方太平洋沖地震における敷地での解放基盤波（観測記録）を評価結果として採用しているが，一部周期帯で断層モデル手法による評価結果を上回っていることを踏まえ，不確かさの考慮について検討すること。	今回回答
11	平成28年 3月4日	第336回 審査会合	断層モデルによる手法において，強震動生成域の位置の不確かさと短周期レベルの不確かさの重畳について考慮が必要か検討すること。	今回回答
12	平成28年 3月4日	第336回 審査会合	フィリピン海プレートが陸のプレートと太平洋プレートの境界で発生する地震に対して破壊進展のバリアになることについて説明性を向上させること。	今回回答

目　次

1章　地震動評価の基本的な考え方

■プレート間地震の地震動評価は下記の考え方で行う。

コメントNo.1, 2,12

【4章　巨大プレート間地震に関する知見】

■4.1 国内外の巨大プレート間地震に関する知見

巨大地震では，大きなすべりを生ずるが強震動は放出しない領域と，すべり量は大きくないが強震動を放出する領域が分離する。

■4.2 東北地方太平洋沖地震に関する知見

① 最大加速度等の分布
敷地での揺れと他の地域の揺れとの比較から，敷地周辺は東北地方太平洋沖地震で大きく揺れたエリアの一つ

② 破壊領域
・破壊領域は宮城県沖～茨城県沖の範囲に分布し，過去の地震の震源域と対応
・過去に発生したプレート間地震の震源域は，固着域と関連づけることができると考えられる。
・フィリピン海プレートが南方への破壊進展のバリアとして作用

③ 強震動生成域
釜江・川辺（2011）等の震源モデルによるシミュレーション解析結果より，敷地での地震動は敷地近傍の強震動生成域に影響される。

④ 強震動予測レシピの適用性
諸井ほか（2013）では，Mw9.0の巨大地震に対しても強震動予測レシピが適用できることを確認

【5章　検討用地震の選定】

コメントNo.7

・過去の地震
・各機関の想定している震源等

応答スペクトル手法による評価に用いる補正係数の検討

検討用地震：東北地方太平洋沖地震

【6章　震源モデルの検討】

コメントNo.1～3,9,11

■6.1 基本震源モデルの検討

東北地方太平洋沖地震に関する知見整理結果を踏まえ，震源の規模，震源域を改めて検討した上で基本震源モデルを作成する。

・規模　Mw9.0，　震源域　茨城県沖以北～三陸沖中部
・強震動予測レシピに基づき震源モデルを作成する。

■6.2 不確かさを考慮した震源モデルの検討

評価結果に大きな影響を与える強震動生成域について下記のとおり不確かさを考慮する。

・強震動生成域の位置　→　敷地最短距離
・短周期レベル　→　宮城県沖～茨城県沖で発生する地震の平均的な値の1.5倍
・さらに，上記の不確かさについて重畳させたケースも考慮

【7章　地震動評価】

コメントNo.4～6,10

■7.3　応答スペクトル手法　→　東北地方太平洋沖地震における敷地での解放基盤波を基本とする。

■7.4　断層モデル手法　→　経験的グリーン関数法により行う。

2章　コメント回答の方針（1／2）

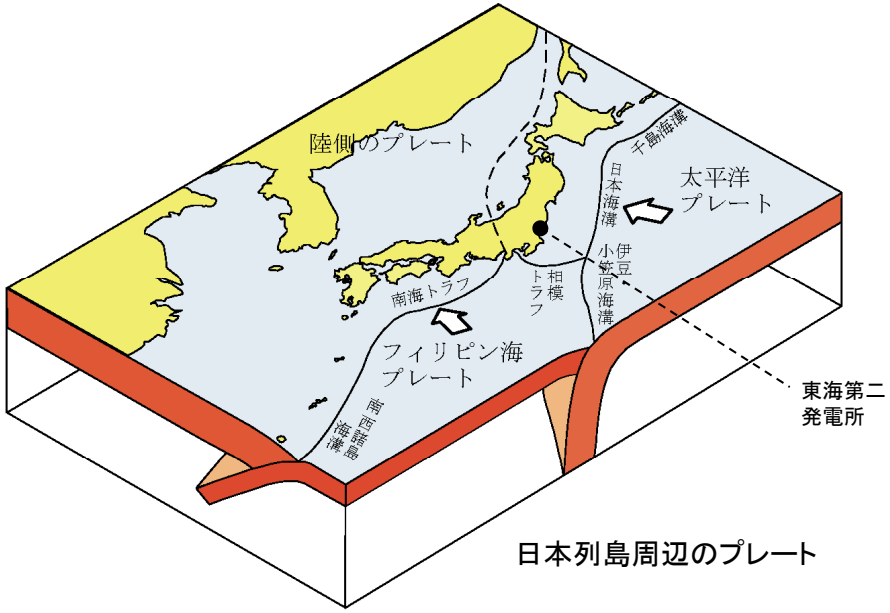
No.	コメント内容	回答方針	該当箇所
1	東北地方太平洋沖地震による敷地での揺れを再現する断層パラメータを基本ケースとすることの妥当性を説明すること。	東北地方太平洋沖地震における最大加速度分布等から，敷地周辺の揺れと他の地域の揺れとの相対的な大小関係を整理し，敷地は震源南端であるにも関わらず大きく揺れた地域の一つであることをまず確認する。その上で，東北地方太平洋沖地震に関する知見を整理し，基本震源モデルの地震規模，位置を改めて検討する。	4.2章：P17～20,22～37 6.1章：P73,74
	また，基本ケースの設定と関連して，考慮した不確かさの妥当性についても説明すること。	・主な断層パラメータを認識論的不確かさ（事前の調査や経験則等から設定できるもの）と偶然的不確かさ（事前の調査や経験則等から設定が困難なもの）に分類する。 ・上記で整理したパラメータの中から，敷地に大きな影響を与えるパラメータを抽出し，これを考慮する不確かさとしたうえで，認識論的不確かさについては独立して考慮することを基本とする。また，偶然的不確かさについては重畳させて考慮する。	6.2章：P95,96
2	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。	基本震源モデルや不確かさを考慮した震源モデルの主要な断層パラメータについて，東北地方太平洋沖地震について検討された各種文献で示されている断層パラメータとの比較を通して妥当性を確認する。	4.2章：P22～37 6.1章：P73,74,78～92 6.2章：P99
3	断層モデルのアスペリティ面積比，応力降下量等の設定の妥当性を説明すること。		
4	要素地震の選定のプロセスを記載し，説明資料を充実させること。	・発生位置や規模，震源メカニズムの観点から適切な要素地震を選定していることを示す。 ・要素地震の応力降下量は入倉・倉橋（2011）の値を採用している。採用に際しては，敷地や敷地周辺の記録を使ってこの要素地震の震源スペクトルを改めて評価し，入倉・倉橋（2001）で示された震源スペクトルと同等の結果になるかどうか確認していることを説明する。	7.2章：P103～109
5	断層モデルを用いた手法による地震動評価結果について，アスペリティ毎の寄与度について示すこと。	アスペリティ毎の地震動の応答スペクトルを評価し，それぞれのアスペリティが敷地に与える影響を確認する。	7.4章：P118,119
6	複数の破壊開始点について検討し，影響の度合いを検討すること。	複数の破壊開始点を設定してそれぞれ地震動を計算し，破壊開始点の違いが敷地への揺れに与える影響を確認する。	7.4章：P120,121

2章　コメント回答の方針（2／2）

No.	コメント内容	回答方針	該当箇所
7	地震動評価では東北地方太平洋沖地震を検討用地震に選定している一方で，津波評価では，これとは異なる茨城沖～房総沖の一部の領域による津波を検討対象に選定していることを踏まえ，検討用地震の選定の考え方について，津波地震との指摘もある1677年磐城・常陸・安房・上総・下総の地震の扱いも含めて整理して説明すること。	地震動評価と津波評価においてそれぞれ考慮している震源や波源を比較し，地震動評価の特徴，津波評価の特徴を踏まえたうえで，検討用地震の選定に至るまでのプロセスを示す。	5章：P69,70
8	統計的グリーン関数法による評価について，最新の地盤モデルを用い評価すること。	最新の地盤モデルを用いて統計的グリーン関数法による評価を行う。	参考資料3：P144-146
9	諸井ほか（2013）に示されているアスペリティ面積比0.08とした場合の，断層パラメータの設定結果を示すこと。	諸井ほか（2013）で示されたアスペリティ面積比0.08，0.125，0.18，0.245のそれぞれのケースについて，応力降下量，短周期レベル等のパラメータを示す。	6.1章：P79 6.2章：P99
10	応答スペクトルに基づく評価では，東北地方太平洋沖地震における敷地での解放基盤波（観測記録）を評価結果として採用しているが，一部周期帯で断層モデル手法による評価結果を上回っていることを踏まえ，不確かさの考慮について検討すること。	解放基盤波を包絡することで余裕を持たせた応答スペクトルを設定する。また，その効果を応答スペクトルのSI比で定量的に示す。	7.1章：P102 7.3章：P110 7.4章：P113
11	断層モデルによる手法において，強震動生成域の位置の不確かさと短周期レベルの不確かさの重畳について考慮が必要か検討すること。	強震動生成域の位置の不確かさと，短周期レベルの不確かさの重畳を考慮する。	6.2章：P95,96 7.4章：P112,113
12	フィリピン海プレートが陸のプレートと太平洋プレートの境界で発生する地震に対して破壊進展のバリアになることについて説明性を向上させること。	異なるプレート間で発生する地震の特徴を整理し，あるプレート間で発生した地震が，他の異なる組み合わせのプレート間に破壊が進展しないことを説明する。	4.2章：P30～37

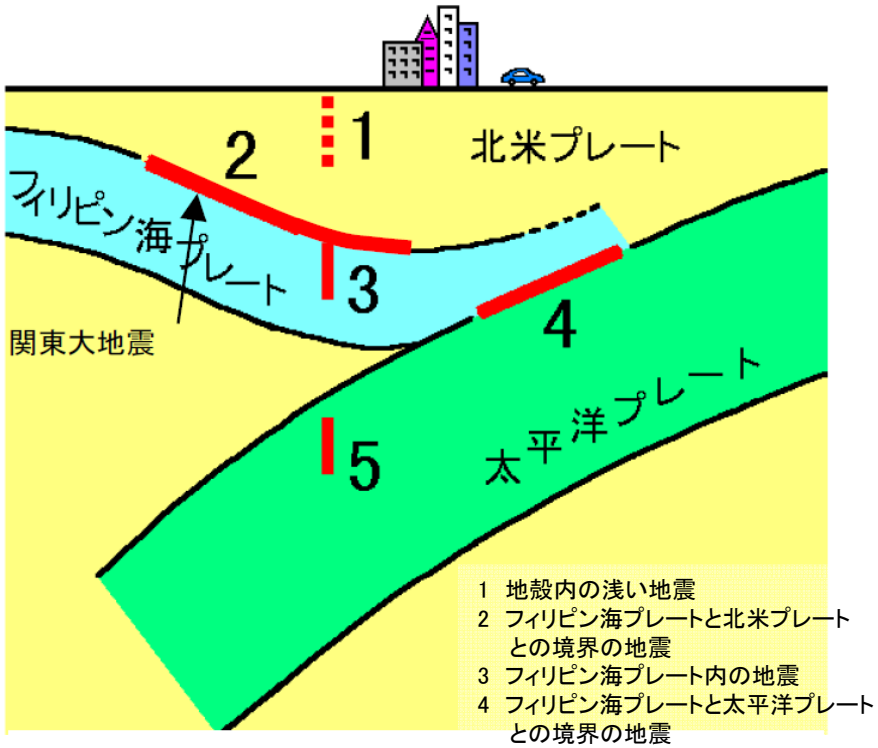
敷地周辺における各プレートの潜り込み

第336回審査会合
資料1　7頁　再掲



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

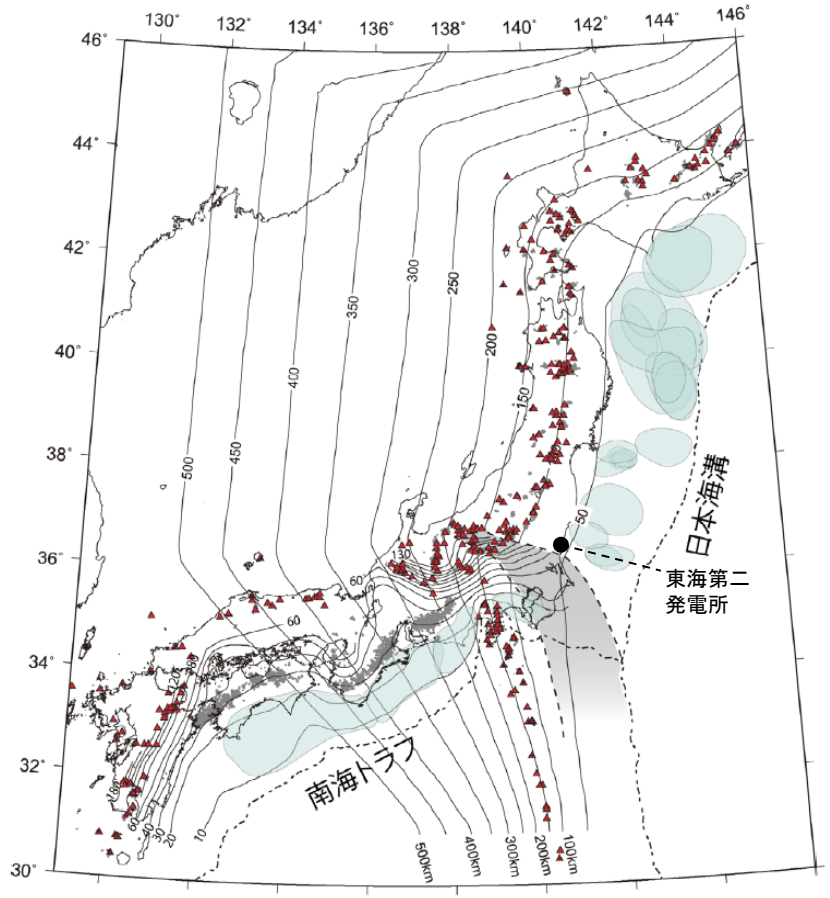
南関東地域で発生する地震のタイプ
（中央防災会議に一部加筆）

- 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。

太平洋プレートとフィリピン海プレートの境界

第336回審査会合
資料1　8頁　再掲

■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）

敷地周辺における太平洋プレートとフィリピン海プレートの接触（1／2）

第336回審査会合
資料1　9頁　再掲

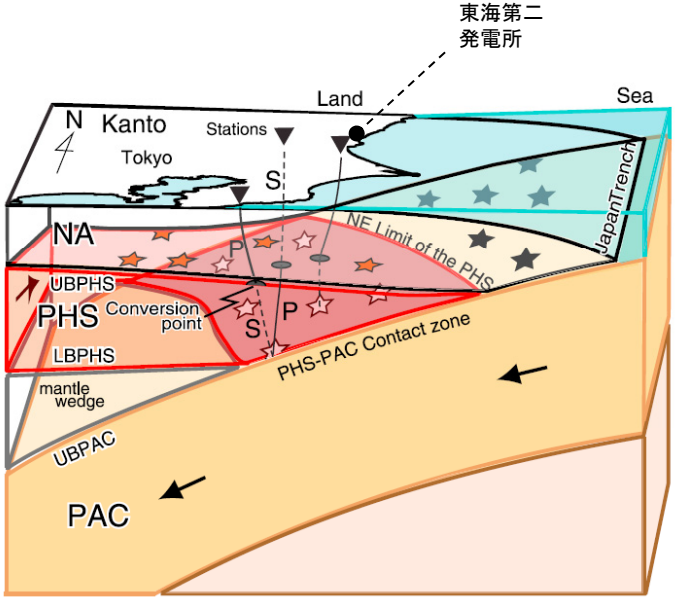


Figure 2. Schematic showing the configuration of three plates in Kanto. Not to scale. The Pacific plate (PAC) is subducting from the east beneath the North American (NA) plate. Between these two plates, the Philippine Sea plate (PHS) subducts from the southeast. Interplate earthquakes including small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

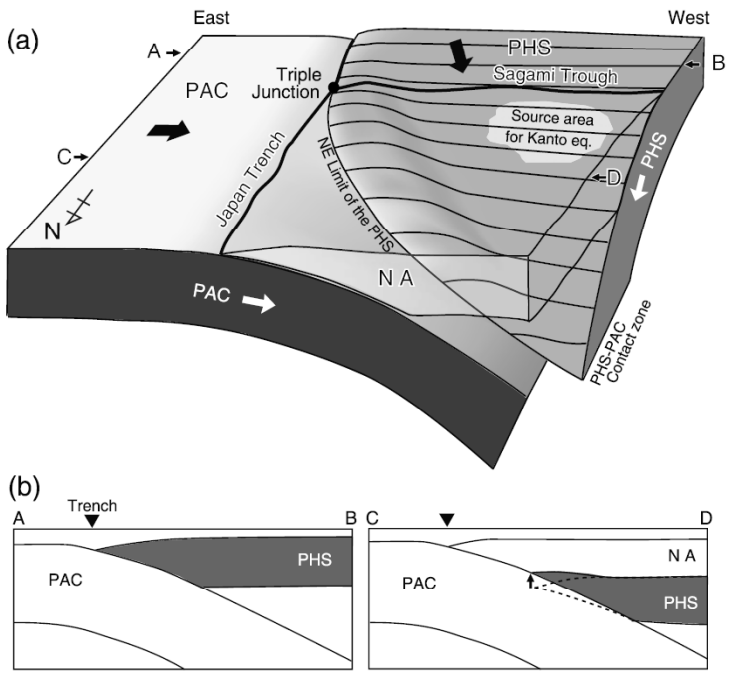


Figure 9. (a) Schematic figure showing the shape of the PHS subducting beneath Kanto. (b) East–west cross sections along A–B and C–D in Figure 9a. The PHS near the NE limit of the PHS is deformed because of the interaction with the PAC and the slab dip near the NE limit of the PHS is relatively gentle.

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

敷地周辺における太平洋プレートとフィリピン海プレートの接触（2／2）

■相模トラフから沈みこんだフィリピン海プレートは敷地のほぼ直下まで及んでいる。

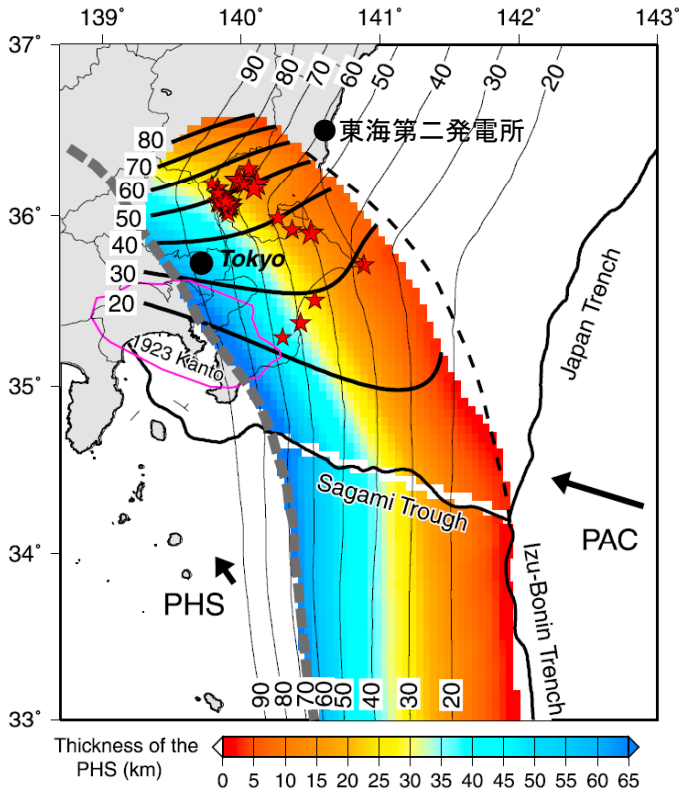


Figure 8. Thickness distribution of the PHS. Black and shaded dashed lines denote the NE and SW limits of the PHS-PAC contact zone, respectively [*Nakajima et al.*, 2009b; *Uchida et al.*, 2009]. For the SW limits beneath Boso peninsula and further south, which is not well constrained in *Nakajima et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

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

巨大プレート間地震の発生場所，発生間隔

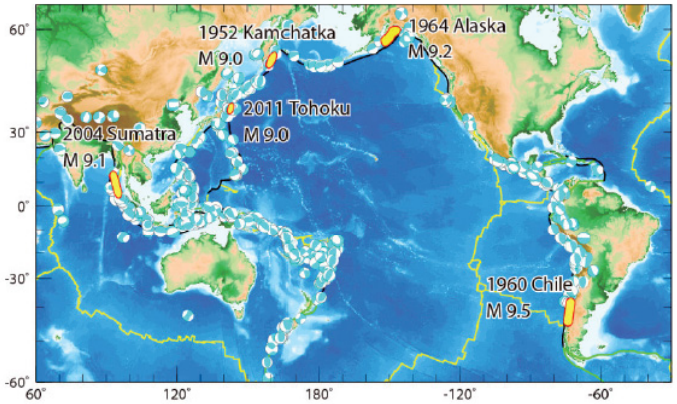
第336回審査会合
資料1 12頁 再掲

■ 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（佐竹（2013））について

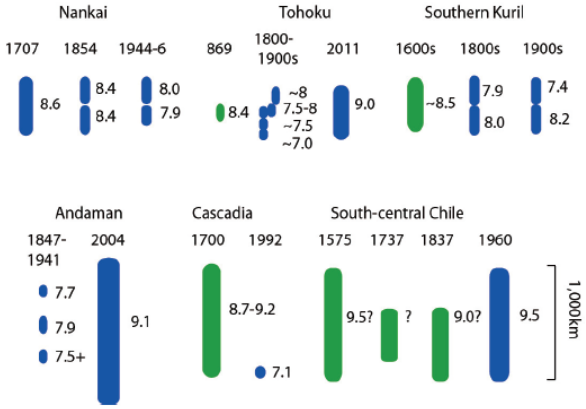
・第197回地震予知連絡会（2012年11月21日）での議題の一つである「世界の巨大地震・津波」について，当日の議論の内容を取りまとめたものである。

・2011年東北地方太平洋沖地震は日本周辺で発生した初のM9超巨大地震であったが，世界では20世紀以降でも数回の巨大地震が発生しているとしている。（左図）

・歴史記録が残っていない地域でもM9クラスの地震が数百年の間隔で発生していることが明らかになってきたが，同時に，これらの地震はすべて同じ規模で発生していないことも明らかになりつつあるとしている。（右図）



第 1 図．環太平洋における大地震の分布．水色のメカニズム解は，Global CMT による M7 以上の地震（1976 年～2011 年）を示す，20 世紀以降に発生した M9 以上の地震については，地震名・発生年とともに，震源域を黄色で示す．プレート境界を黄色（発散境界）と黒色（収束境界）で示す．



第 2 図．世界の沈み込み帯における巨大地震の規模の多様性．それぞれの形は大まかな震源域の大きさを表す（数字はモーメントマグニチュード）．青色は地震の器械記録・歴史記録に基づき，緑色は古地震データにも基づくもの．Satake and Atwater (2007)に東北地方太平洋沖地震を追加．

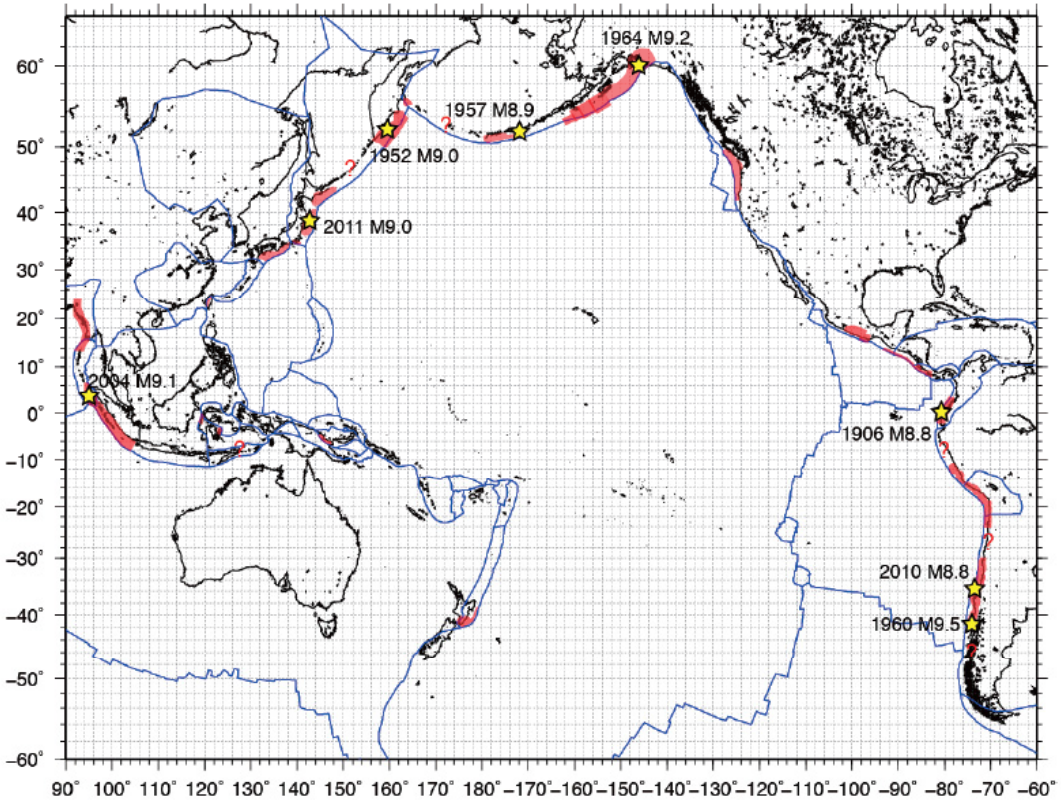
佐竹（2013）より抜粋

（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）

巨大プレート間地震とカップリングの関係

第336回審査会合
資料1 13頁 再掲

■ 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（西村（2013））について



第１図　環太平洋とその周辺における測地データから推定されたプレート間カップリング分布．赤色の領域は，滑り欠損速度が 2cm 以上と推定されている領域．1900 年以降の M8.8 以上の超巨大地震の震央を星印で示す．クエスチョンマークは，カップリングしていると疑われるが，文献が調査できなかった地域を示す．プレート境界位置（青線）は，PB2002[37]に基づく．

西村（2013）より抜粋

・測地データに基づくプレート間カップリングに関する既往研究を整理し，大地震の震源域との関係を検討している。

・20世紀以降に発生したM9クラスの超巨大地震は，全てカップリング係数が中程度以上の地域で発生していることが述べられている。

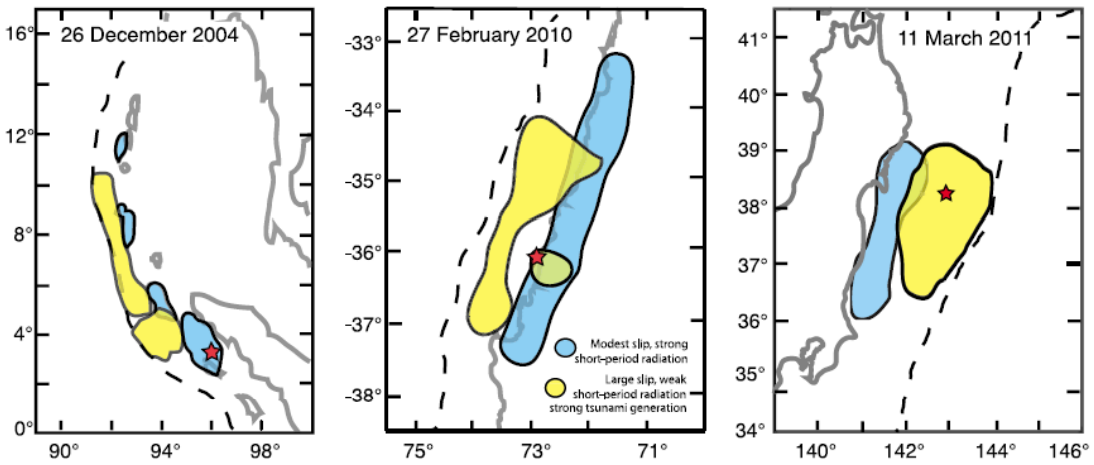
（西村 卓也(2013)：測地データから推定された環太平洋地域のプレート間カップリング,地震予知連絡会 会報 第89巻）

巨大プレート間地震の断層破壊に関する特徴

■Lay et al.(2012)について

・巨大プレート間地震（2004年スマトラ地震，2010年チリ地震，2011年東北地方太平洋沖地震）の断層破壊について，深さに応じた特徴を整理している。これらの特徴は巨大プレート間地震で共通であるとしている。

・特徴は深さに応じて次の通り示されている。①15km以浅は津波地震を発生する領域，②15km～35kmは大すべりを生じるがそれほど短周期成分は出さない領域，③35km～55kmは短周期を強く放出する領域，④30km～45kmはスロースリップなどが発生する領域とされている。



:Modest slip, strong short-period radiation

:Large slip, weak short-period radiation, strong tsunami generation

Figure 5. Schematic summary of patterns of coherent short-period radiation and large coseismic slip regions for the great (left) 26 December 2004 Sumatra (M_w 9.2), (middle) 27 February 2010 Chile (M_w 8.8), and (right) 11 March 2011 Tohoku, Japan (M_w 9.0) earthquakes. Regions of largest fault displacements (yellow) and regions of coherent short-period (~1 s) teleseismic radiation (blue) are indicated. The dashed lines are the position of the subduction zone trench, the thick gray lines are coastlines, and the red stars are the epicenters. In each case the coherent short-period radiation comes from downdip, closer to the coast (25–50 km deep), while the large slip zones are in the upper 25 km, extending seaward toward the trench. Short-period energy is located by network back-projections, while main slip regions are located by inverting seismic, geodetic, and/or tsunami observations, as described in the text for each event.

Lay et al.(2012)に一部加筆

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

4.2 東北地方太平洋沖地震に関する知見

第336回審査会合
資料1　15頁　再掲

東北地方太平洋沖地震について下記のとおり，知見の整理・分析を行う。

① 最大加速度等の分布

東北地方太平洋沖地震における最大加速度分布等から，敷地周辺の揺れと他の地域の揺れとの相対的な大小関係を整理する。

② 破壊領域

津波波形を用いたすべり分布や地震波形を用いたすべり分布など，提案されている様々なすべり分布に関する知見の整理を行う。また，破壊領域の生成に関する各種知見を整理する。

③ 強震動生成域

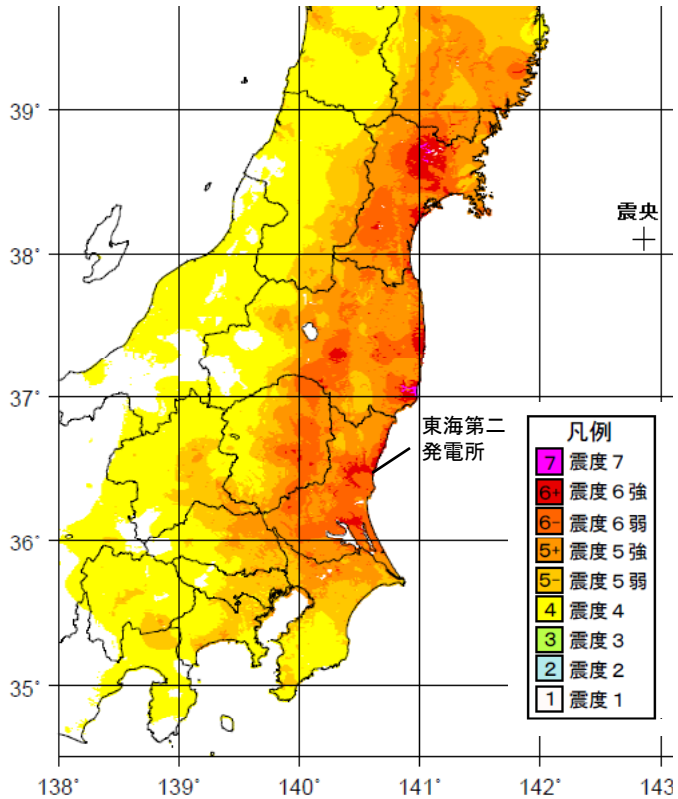
提案されている強震動生成域の震源モデルを用いて敷地観測記録のシミュレーション解析を実施し，巨大地震の揺れの特徴を整理するとともに，強震動生成域の震源モデルに関する知見を整理する。

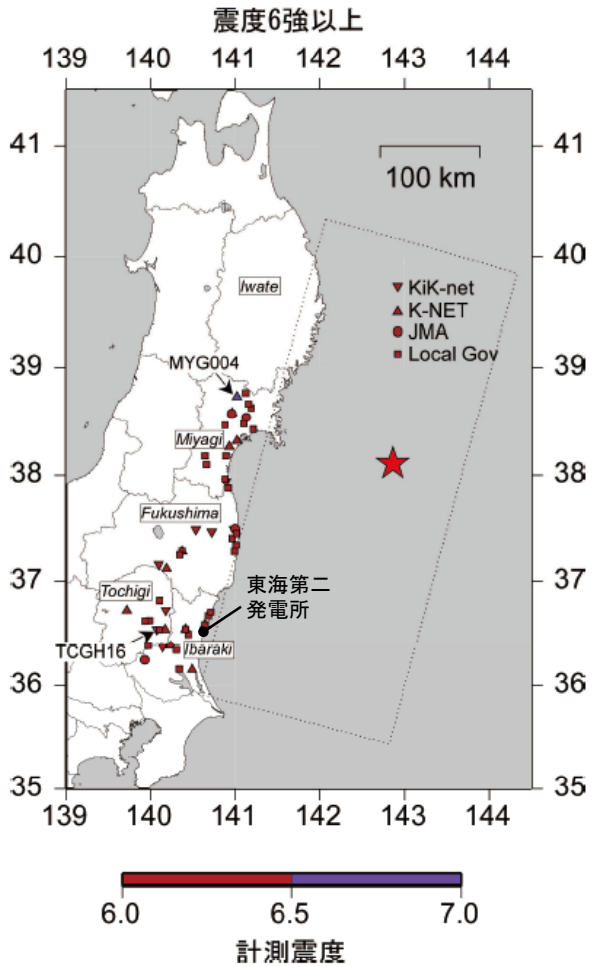
④ 強震動予測レシピの適用性

東北地方太平洋沖地震のような巨大プレート間地震に対する強震動予測レシピの適用性に関する知見を整理する。

コメントNo.1
第336回審査会合
資料1 16頁 再掲

震度分布





東北地方太平洋沖地震(本震)の諸元

発生日時	2011年3月11日14時46分
震源地	東北沖
北緯	38° 6.2′
東経	142° 51.7′
震源深さ(km)	24
地震規模	Mw9.0

東日本大震災合同調査報告書編集委員会(2014)に一部加筆

東北地方太平洋沖地震(本震)の震度分布(右図は震度6強以上の観測点)

宮城県，福島県，栃木県，茨城県では多数の観測点で震度6強を観測した。

(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)

コメントNo.1

第336回審査会合
資料1 17頁 再掲

最大加速度分布，最大速度分布

■東北地方太平洋沖地震における防災科学技術研究所K-NET，KiK-net及び港湾地域強震観測網で観測された最大加速度分布，最大速度分布を示す。

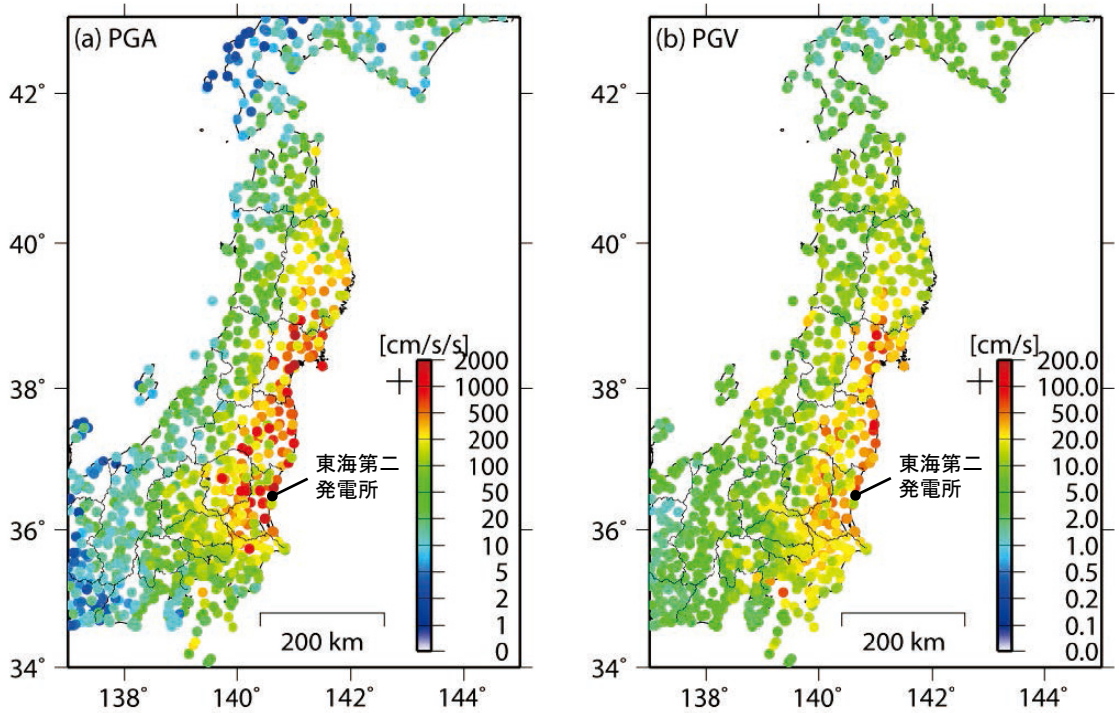


図 2. 2 平成 23 年東北地方太平洋沖地震において観測された (a)最大加速度分布および (b)最大速度分布．ここでの最大値は水平動二成分のベクトル合成における最大値である．(Distribution of peak ground acceleration (a) and velocity (b) observed during the 2011 Tohoku-oki earthquake. Here peak value is defined as the peak square root of the sum of squares of two orthogonal horizontal components)

東日本大震災合同調査報告書編集委員会(2014)に一部加筆

宮城県，福島県，栃木県，茨城県では振幅レベルの大きな揺れを多数の観測点で観測した。

（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）

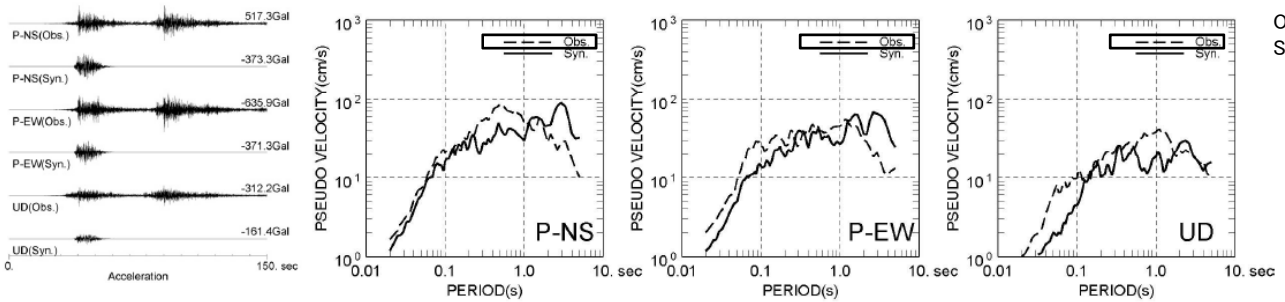
コメントNo.1

第336回審査会合
資料1 18頁 再掲

原子力サイトにおける観測記録

■東北地方太平洋沖地震における原子力サイトの観測記録（はぎとり波）を示す。

女川

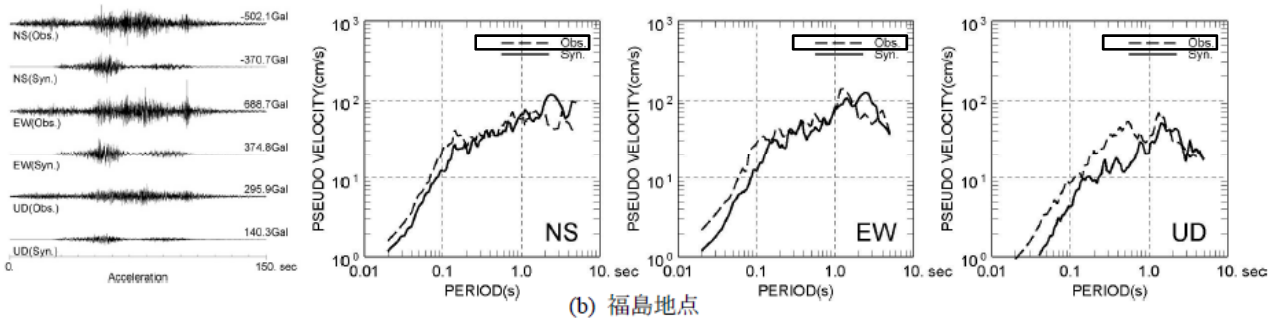


Obs：観測記録
Syn：解析結果

※女川地点の解析結果は，宮城県沖SMGA（震源の地域性を考慮し短周期レベルを1.4倍）による評価

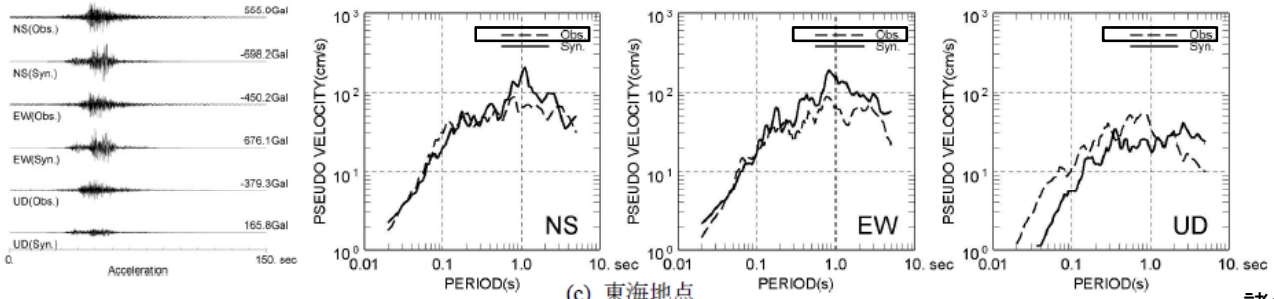
（SMGA： 強震動生成域）

福島



(b) 福島地点

東海



(c) 東海地点

諸井ほか(2013)に一部加筆

サイトによって時刻歴波形の形状は異なるものの，振幅レベルは概ね同様といえる。

コメントNo.1

第336回審査会合
資料1 19頁 再掲

加速度波形のペーストアップ

■各地域の震度観測点で観測された東北地方太平洋沖地震の加速度波形を下記に示す。

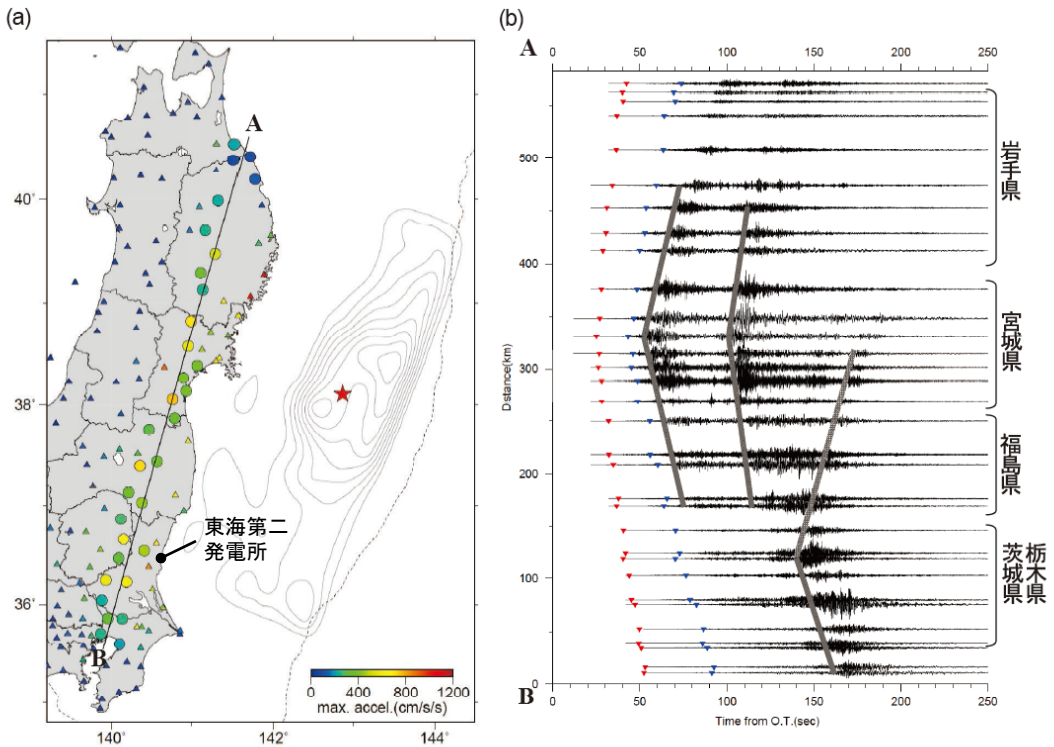


図5.1 震度観測点で観測された東北地方太平洋沖地震の加速度波形および3成分合成最大加速度（Distribution of peak acceleration at seismic intensity observation stations (left) and time histories of acceleration of these records (right).）. (a) 加速度波形記録が収集された気象庁の震度観測点における3成分合成最大加速度の分布．赤い星印は東北地方太平洋沖地震の震央，灰線は近地強震波形による震源過程解析による東北地方太平洋沖地震の断層面上のすべり量分布（コンター間隔4m），破線は海溝軸を示す．右上に本震のCMT解（下半球等積投影）を枠囲いで示した．(b) 加速度波形の南北成分のペーストアップ．(a)の丸印の観測点をA－Bに沿って距離順に並べてある．横軸は東北地方太平洋沖地震発生からの経過時間を示す．▼印は(a)に示した震央（赤星）からのJMA2001走時表によるP波（赤）とS波（青）の理論走時を示す．

東日本大震災合同調査報告書編集委員会(2014)に一部加筆

東北地方太平洋沖地震では継続時間が長く強い地震動が宮城県，福島県，栃木県，茨城県で観測された。

（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）

4.2 東北地方太平洋沖地震に関する知見

第336回審査会合
資料1　20頁　再掲

東北地方太平洋沖地震について下記のとおり，知見の整理・分析を行う。

① 最大加速度等の分布

東北地方太平洋沖地震における最大加速度分布等から，敷地周辺の揺れと他の地域の揺れとの相対的な大小関係を整理する。

② 破壊領域

津波波形を用いたすべり分布や地震波形を用いたすべり分布など，提案されている様々なすべり分布に関する知見の整理を行う。また，破壊領域の生成に関する各種知見を整理する。

③ 強震動生成域

提案されている強震動生成域の震源モデルを用いて敷地観測記録のシミュレーション解析を実施し，巨大地震の揺れの特徴を整理するとともに，強震動生成域の震源モデルに関する知見を整理する。

④ 強震動予測レシピの適用性

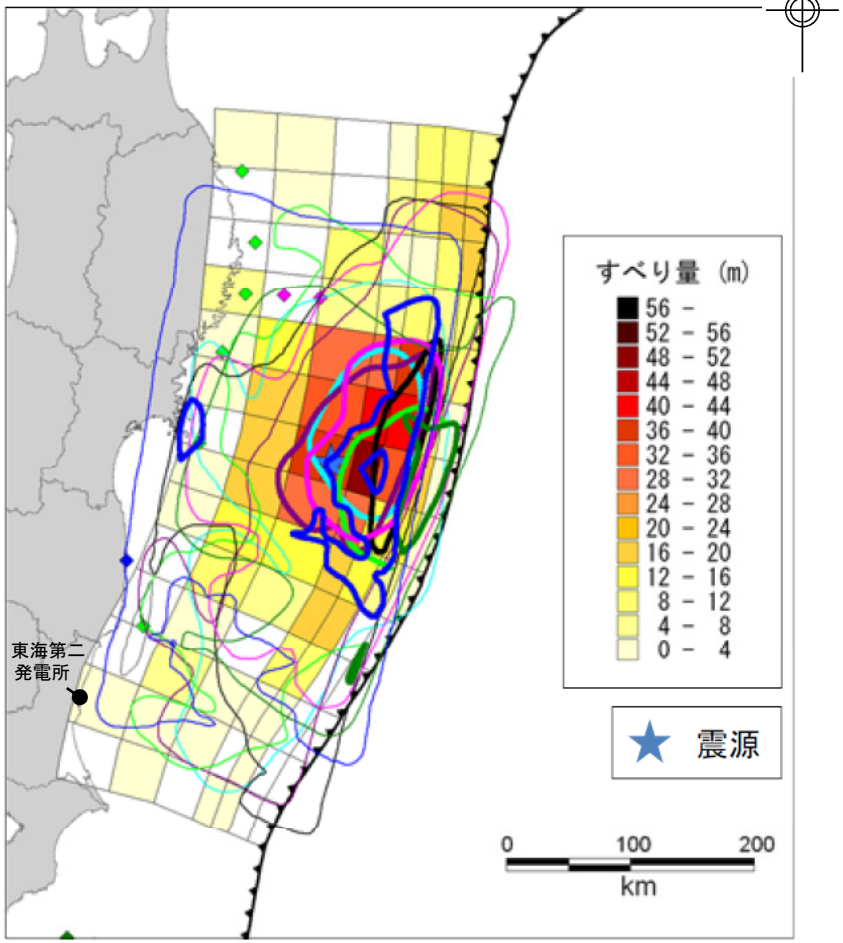
東北地方太平洋沖地震のような巨大プレート間地震に対する強震動予測レシピの適用性に関する知見を整理する。

コメントNo.1, 2

第336回審査会合
資料1 21頁 再掲

各種のすべり分布モデル： 長周期の強震波形やGPSデータを用いたモデル

■長周期の強震波形やGPSデータを用いて検討した震源モデルを示す。



2011年東北地方太平洋沖地震ですべりが生じた範囲

長周期の強震波形やGPSデータ等を用いて検討した震源モデルによれば，すべりが生じた領域は海溝軸付近に分布している。

引用論文
Ide et al. (2011)
Lay et al. (2011)
Lee et al. (2011)
Suzuki et al. (2011)
Yagi and Fukahata (2011)
Yoshida et al. (2011)
国土地理院・海上保安庁(2011)

中央防災会議(2012)より抜粋

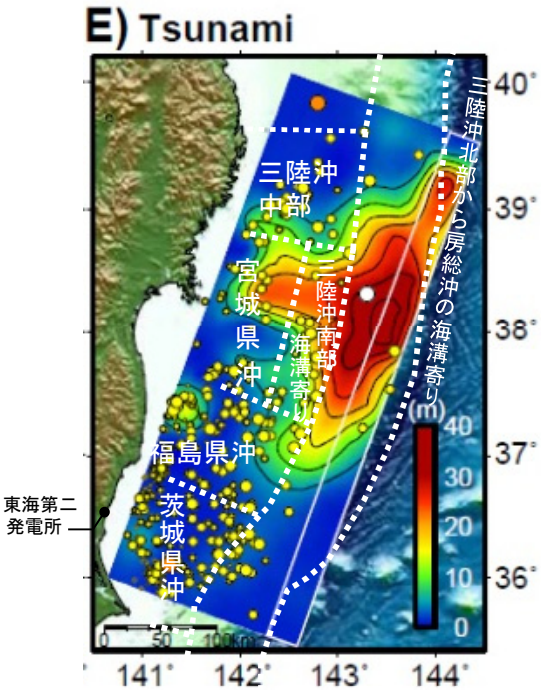
（中央防災会議(2012)：南海トラフの巨大地震による震度分布・津波高について（第一次報告））

コメントNo.1, 2

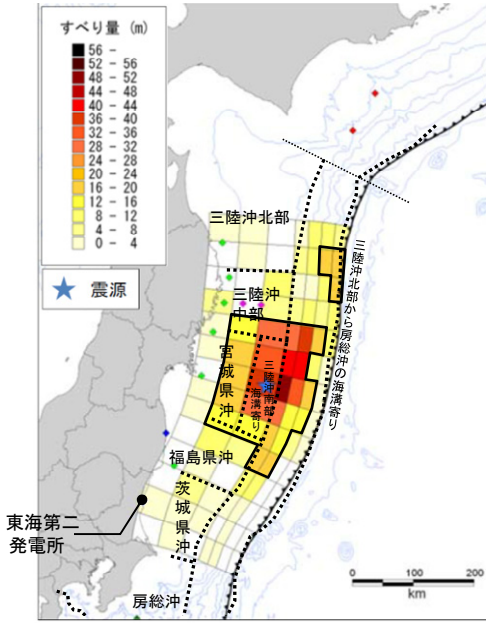
第336回審査会合
資料1 22頁 再掲

各種のすべり分布モデル： 津波波形を用いたモデル

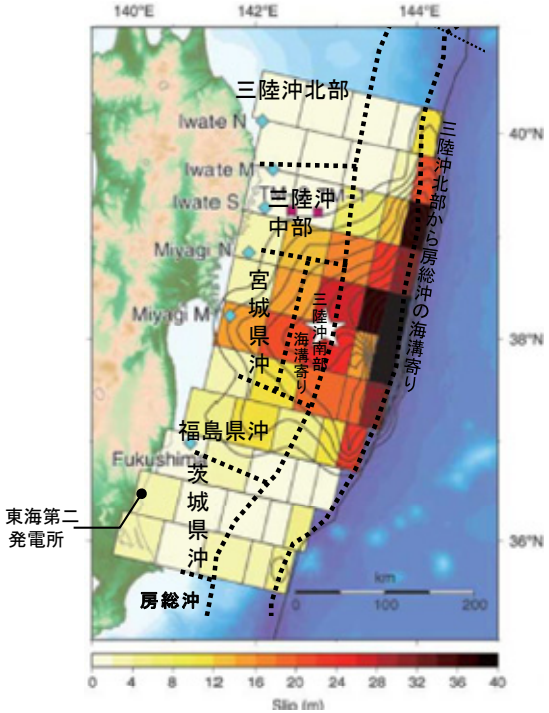
■津波波形を用いて推定した震源モデルを示す。



津波インバージョン解析
（Koketsu et al.（2011）に加筆）



津波インバージョン解析
（内閣府（2012）に加筆）



津波インバージョン解析
（Satake et al.（2013）に加筆）

津波波形を用いて推定した震源モデルによれば，大きなすべりが生じた領域は，前頁同様，海溝軸付近に分布している。

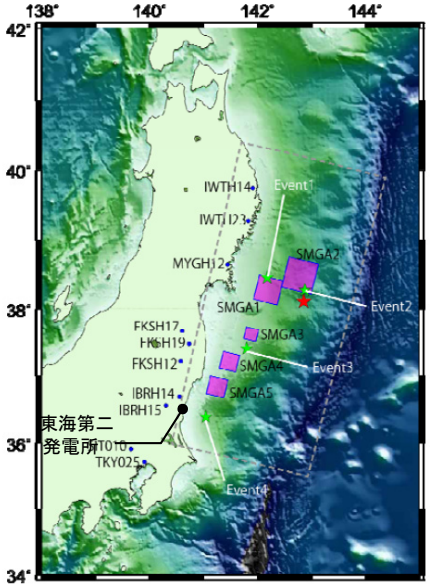
Koketsu,K., Y.Yokota, N.Nishimura, Y.Yagi, S.Miyazaki, K.Satake, Y.Fujii, H.Miyake, S.Sakai, Y.Yamanaka, and T.Okada（2011）: A unified source model for the 2011 Tohoku earthquake, Earth and Planetary Science Letters, Volume 310, Issues 3-4, pp.480-487, doi:10.1016/j.epsl.2011.09.009.
内閣府（2012）：南海トラフの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

コメントNo.1, 2

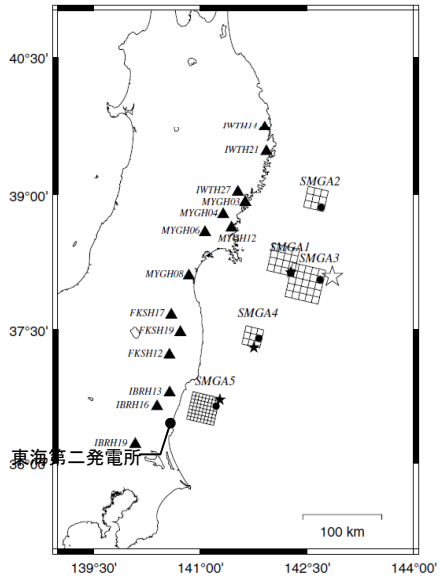
第336回審査会合
資料1 23頁 再掲

各種のすべり分布モデル： 短周期の強震波形を用いたモデル

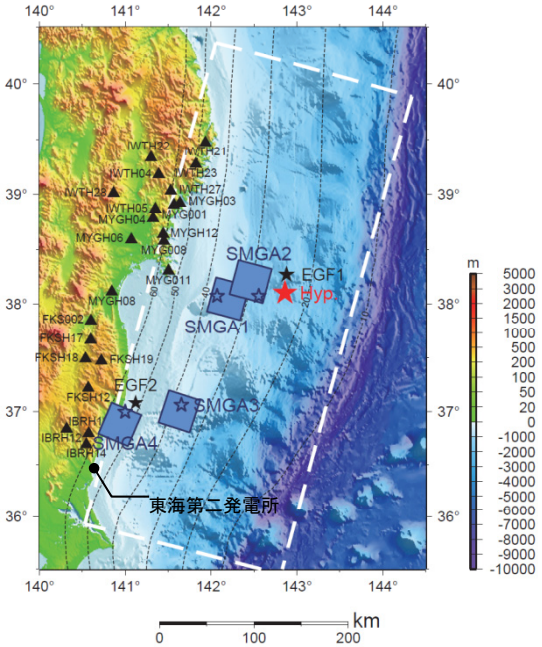
■短周期の強震波形を用いて推定した震源モデルを示す。



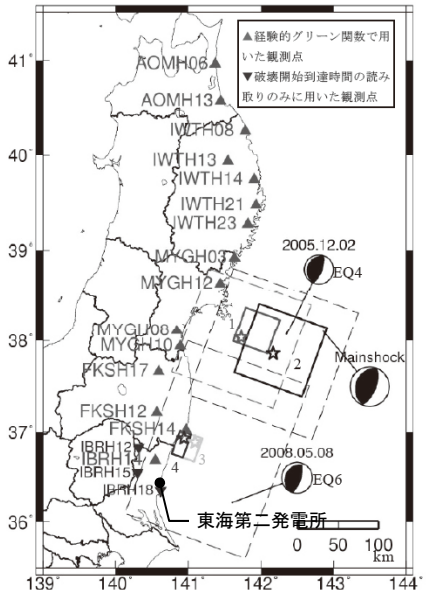
川辺・釜江(2013)による
震源モデル(一部加筆)



Kurahashi and Irikura(2013)による
震源モデル(一部加筆)



Asano and Iwata (2012)による
震源モデル(一部加筆)



佐藤(2012)による
震源モデル(一部加筆)

周期10秒程度以下(佐藤(2012)においては周期20秒程度以下)の周期帯の強震波形を用いて推定した震源モデルによれば，強震動生成域は，陸側に近いプレート境界の宮城県沖から茨城県沖の領域にわたって複数存在している。

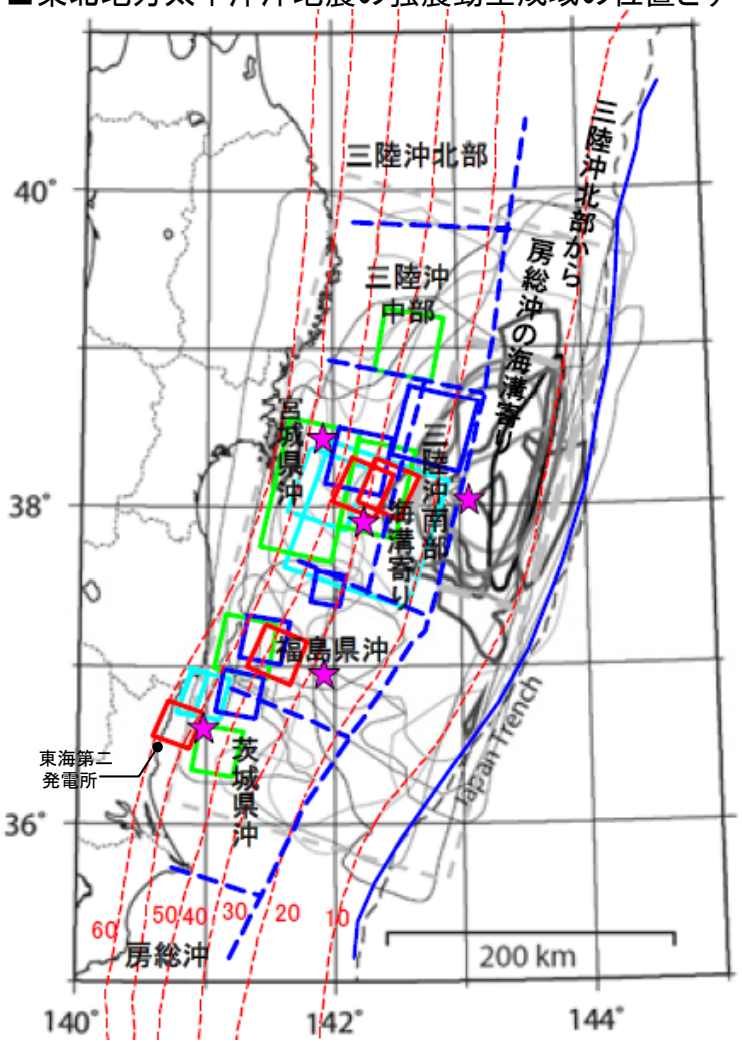
川辺秀憲・釜江克宏(2013)：2011 年東北地方太平洋沖地震の震源のモデル化，日本地震工学会論文集 第13 巻，第2 号(特集号)，2013
Susumu Kurahashi and Kojiro Irikura(2013)：Short-Period Source Model of the 2011 Mw 9.0 Off the Pacific Coast of Tohoku Earthquake, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 103, No. 2B, pp. 1373-1393, May 2013, doi: 10.1785/0120120157
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.
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ープレート境界地震の短周期レベルに着目してー，日本建築学会構造系論文集 第77巻 第675号，695-704，2012年5月

コメントNo.1, 2

第336回審査会合
資料1 24頁 再掲

強震動生成域と大すべり域

■東北地方太平洋沖地震の強震動生成域の位置とすべり量の大きな領域との比較



★：青木ほか(2011)
□：浅野ほか(2011)
□：川辺(2011)
□：Kurahashi et al (2011)
□：佐藤(2011)

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

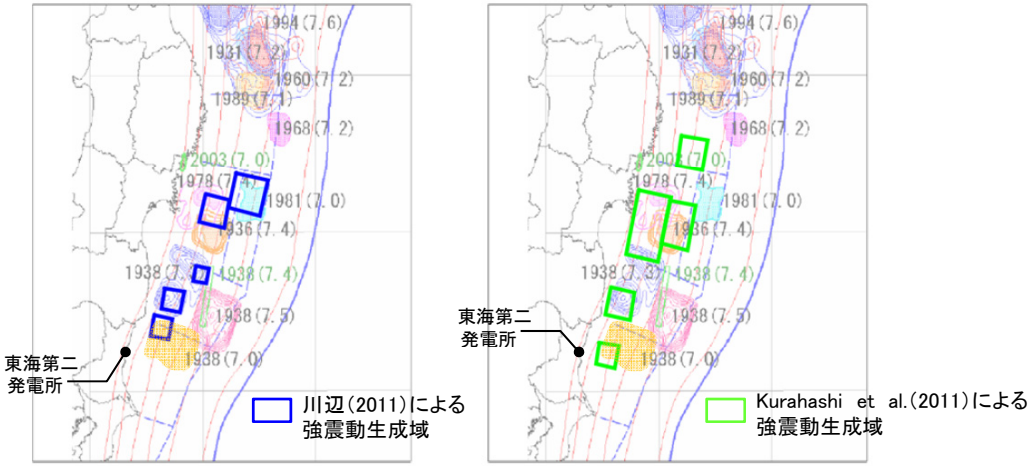
- 前述のとおり2011年東北地方太平洋沖地震については，様々なデータに基づく震源モデルが示されている。
- 内閣府「南海トラフの巨大地震検討会」は，2011年東北地方太平洋沖地震を含めた海溝型地震の震源モデルについて知見の整理を行っており，2011年東北地方太平洋沖地震の強震動生成域の位置はすべり量の大きな領域と必ずしも一致するものではなく，その多くがすべり量の大きな領域に比べて陸域側にあるとしている。

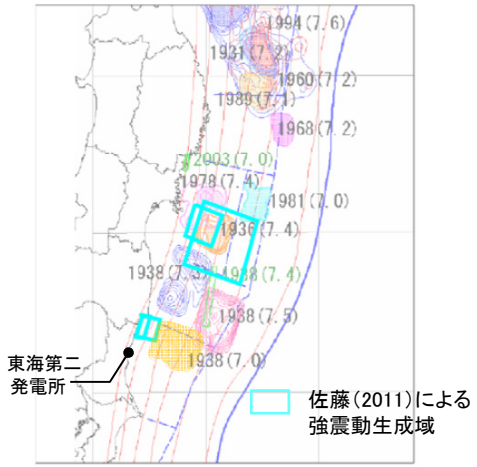
コメントNo.1, 2

第336回審査会合
資料1 25頁 再掲

強震動生成域と過去の地震の震源域（1／3）

■東北地方太平洋沖地震の強震動生成域の位置と過去の地震の震源域との比較





中央防災会議(2012)に一部加筆

内閣府「南海トラフの巨大地震モデル検討会」は，2011年東北地方太平洋沖地震の強震動生成域と過去の地震の震源域との関係について下記のとおりとしている。

「強震動生成域の位置は，研究者により多少異なるものの，2011年東北地方太平洋沖地震では，すべり量の大きな領域と必ずしも一致するものではなく，その多くがすべり量の大きな領域に比べて陸域側にあり，過去に発生した地震の強震動生成域と概ね類似の場所に位置する傾向がみられる。」

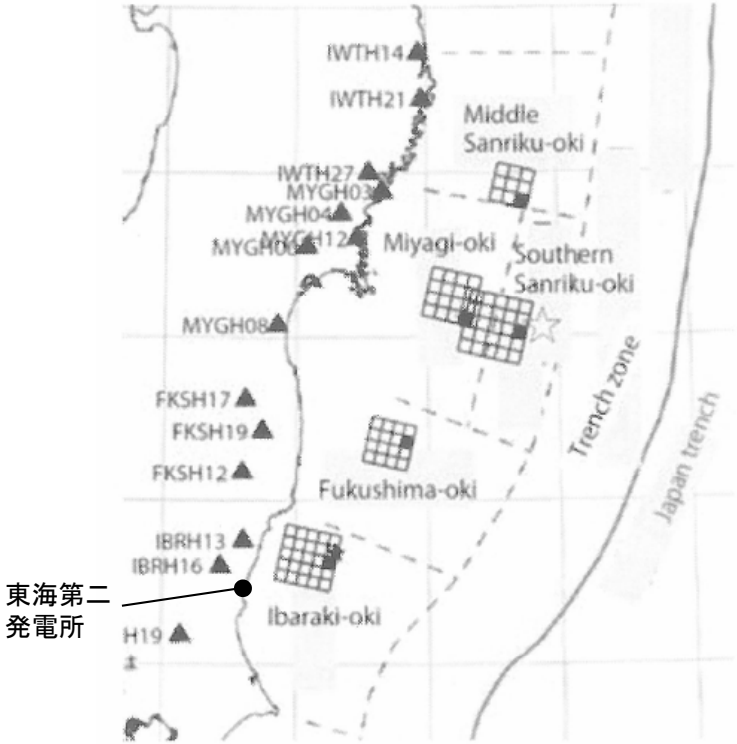
東北地方太平洋沖地震の強震動生成域と過去の地震の震源域との比較

コメントNo.1, 2

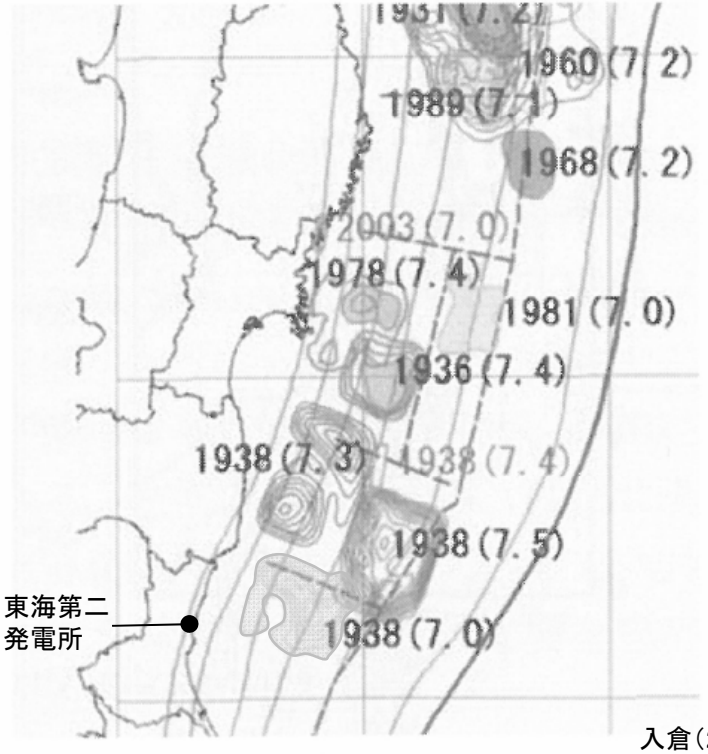
第336回審査会合
資料1 26頁 再掲

強震動生成域と過去の地震の震源域（2／3）

■東北地方太平洋沖地震の強震動生成域の位置と過去の地震の震源域との比較



東北地方太平洋沖地震の強震動生成域



入倉（2012）に一部加筆

過去の地震（1938年以降）の断層すべり分布

入倉（2012）では，東北地方太平洋沖地震について「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いることがわかる。」としている。

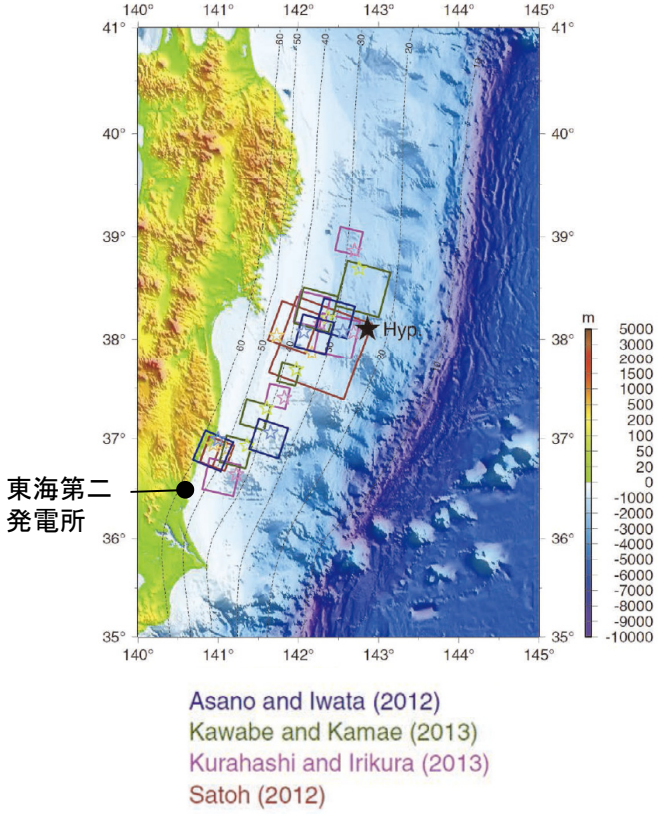
（入倉孝次郎(2012)：海溝型巨大地震の強震動予測のための震源モデルの構築，第40回地盤震動シンポジウム（2012））

コメントNo.1, 2

第336回審査会合
資料1 27頁 再掲

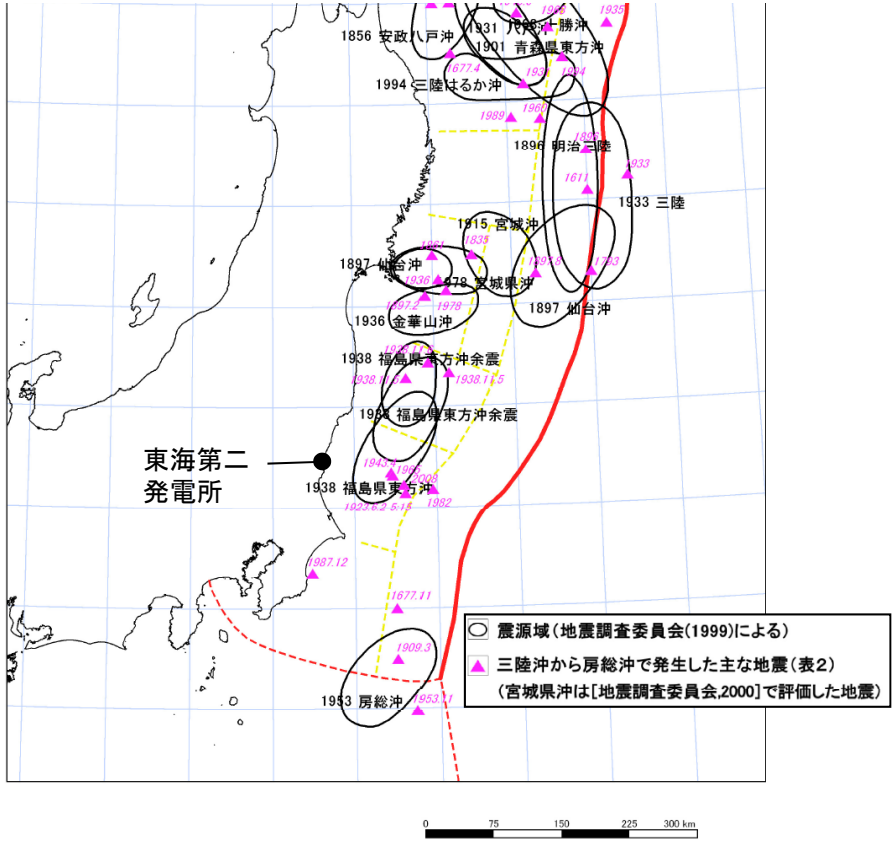
強震動生成域と過去の地震の震源域（3／3）

■東北地方太平洋沖地震の強震動生成域の位置と過去の地震の震源域との比較



東日本大震災合同調査報告書編集委員会(2014)に一部加筆

東北地方太平洋沖地震の強震動生成域の分布



地震調査研究推進本部(2009)に一部加筆

東北地方太平洋沖地震の強震動生成域の分布

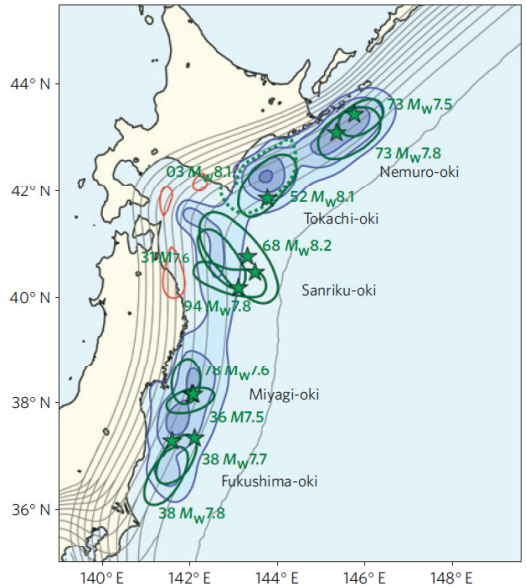
各文献で示された東北地方太平洋沖地震の強震動生成域と，過去に発生したプレート間地震の震源域を比較すると，海溝軸付近で発生した地震を除き，両者は概ね対応していると考えられる。

コメントNo.1, 2

第336回審査会合
資料1 28頁 再掲

プレート間地震の震源域と固着域の関係

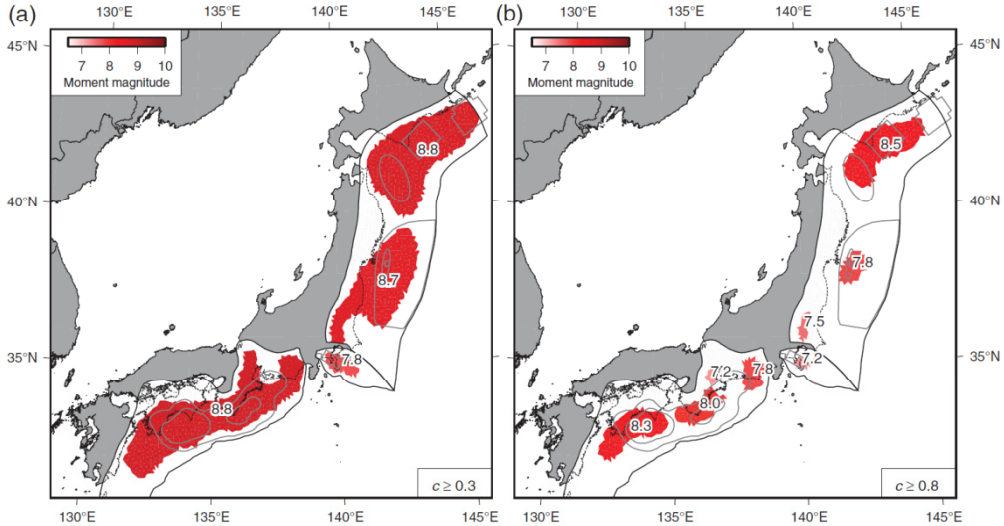
■破壊領域と固着に関する知見



すべり遅れ領域と過去に発生した地震の震源域

- 青のコンターは，3cm／年間隔のすべり遅れレート分布を示す。
- 緑の星印と緑の楕円はそれぞれ，20世紀の100年間にプレート間で発生したMw7.5以上の地震の震央位置と震源域を示す。

（Hashimoto et al.(2009)より抜粋）



プレート間カップリング率が0.3以上の領域　プレート間カップリング率が0.8以上の領域

いずれの図においても灰色の曲線は，各種文献に基づく過去の地震のすべり量コンターを表す。

- 1946年東南海地震（Mw8.3)及び1944年東南海地震（Mw 8.1）：すべり量1m及び3mのコンター
- 1923年関東地震（Mw ~ 7.9）：モデル化された破壊領域
- 2011年東北地方太平洋沖地震（Mw 9.0）:すべり量4mのコンター
- 1978年宮城沖（Mw 7.6）：余震域
- 2005年宮城沖（Mw 7.0）：震央位置
- 1968年十勝沖（Mw 8.2）：余震域
- 2003年十勝沖（Mw 8.2）:モデル化された破壊領域
- 1973年根室沖（Mw 8.0）:すべり量1mのコンター

（Loveless and Meade (2015)に一部加筆）

・Hashimoto et al.(2009) は，破壊領域と固着について，固着域は，20世紀の百年間にプレート間で発生したMw7.5以上の大地震の震源域とほぼ一致するとしている。

・Loveless and Meade(2015)は，日本海溝では，カップリング率0.3以上の領域と，東北地方太平洋沖地震の破壊領域はよく対応している。一方，カップリング率0.8以上の領域は日本周辺における20世紀以降の地震（東北地方太平洋沖地震を除く）の破壊領域と対応し，カップリング率0.8以上の領域は比較的頻度の高い地震の破壊領域を規定し，カップリング率0.3以上の領域は稀で巨大な地震の破壊領域に対応している可能性があるとしている。

・従って，プレート間で発生する規模の大きな地震は，空間的にランダムに発生するわけではなく，固着している領域で発生しやすいと考えることができる。

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.

コメントNo.1, 2, 12

フィリピン海プレートの影響

東北地方太平洋沖地震の破壊が茨城県沖で停止した理由については，フィリピン海プレートによる影響を指摘している文献が複数あることから，これらを下記の観点から整理する。

(a) 東北地方太平洋沖地震の余震との関連

(b) 茨城県沖南部～房総沖で発生している地震

(c) プレート間結合度

コメントNo.1, 2, 12

フィリピン海プレートの影響： (a) 東北地方太平洋沖地震の余震との関連（1／2）

第336回審査会合
資料1 29頁 再掲

■文部科学省測地学分科会（2013）は，破壊領域について以下の見解を示している。
「沈み込む海山及びプレート境界が破壊伝播のバリアとなっている。」
2011年東北地方太平洋沖地震の余震については，大きなすべりの領域は震源から南東方向に約20kmの浅い領域に位置しており，この領域は沈み込むフィリピン海プレートの北東限と沈み込む海山に囲まれた場所に位置するため，この地震の破壊の伝播の伝達がフィリピン海プレートと海山によって止められたように見え，大地震の発生場所と規模（震源域の広がり）を海底地形やプレート構造などの地学的要因からと関係する可能性があることが分かったとしている。

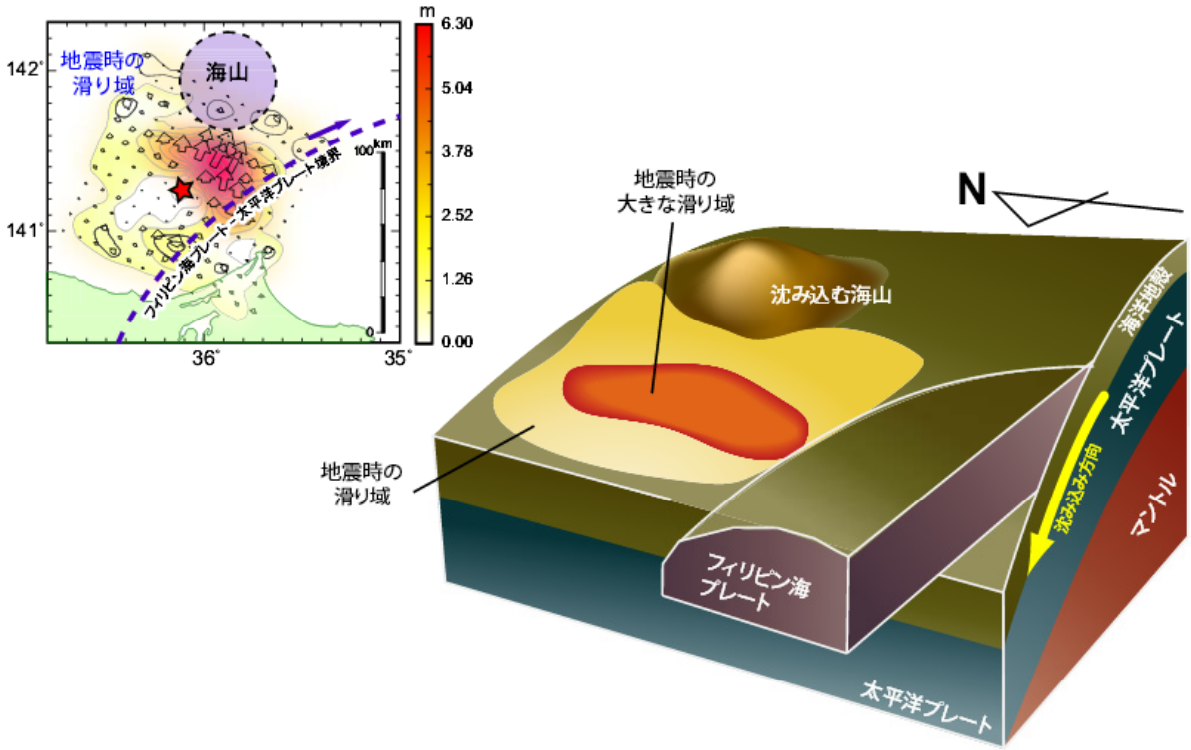


図12 （茨城県沖地震）2011年茨城県沖の地震（M7.6）震源域の模式図。右上図は，近地強震波形とGNSSデータ解析から求められた断層面上における滑り分布。大きな滑り域が太平洋プレート／フィリピン海プレート境界（青点線）と太平洋プレートとともに沈み込む海山（紫点線）に挟まれた位置にあり，これらの構造の境界が滑りを止めた可能性が考えられる。

（文部科学省測地学分科会（2013））

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）

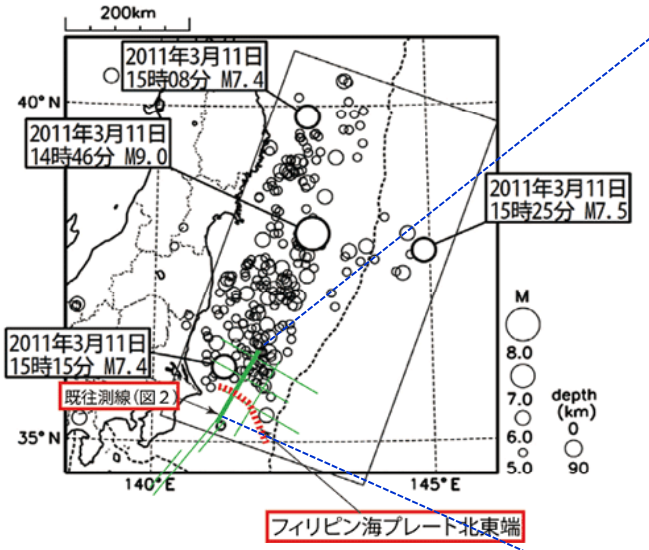
コメントNo.1, 2, 12

フィリピン海プレートの影響： (a) 東北地方太平洋沖地震の余震との関連（2／2）

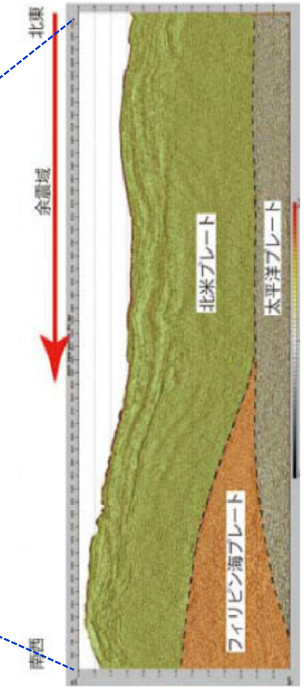
第336回審査会合
資料1 30頁 再掲

■海洋研究開発機構(2012) 及びShinohara et al.(2011)は，破壊領域について以下の見解を示している。
「プレート境界が破壊伝播のバリアとなっている。」

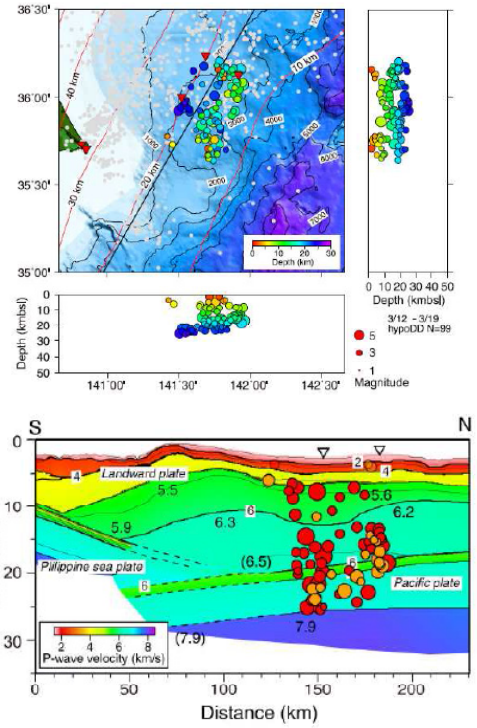
- 海洋研究開発機構(2012)は，2011年東北地方太平洋沖地震の余震分布はフィリピン海プレート北東端をほぼ南限としており，沈み込む太平洋プレートの上にのるプレートが，北米プレートからフィリピン海プレートに変わる領域において，破壊の南への伝搬が止められたとしている。
- Shinohara et al.(2011)は，2011年東北地方太平洋沖地震の余震分布に関する分析から，フィリピン海プレート北東端の位置と破壊域が一致していることを明らかにするとともに，フィリピン海プレートは，破壊伝播のバリアとして作用する重要な役割を果たす可能性があるとしている。



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



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。(海洋研究開発機構(2012)に一部加筆)



縦断面図

2011年東北地方太平洋沖地震の余震分布（3月12日-19日）とプレート境界面の位置関係（Shinohara et al.(2011)）

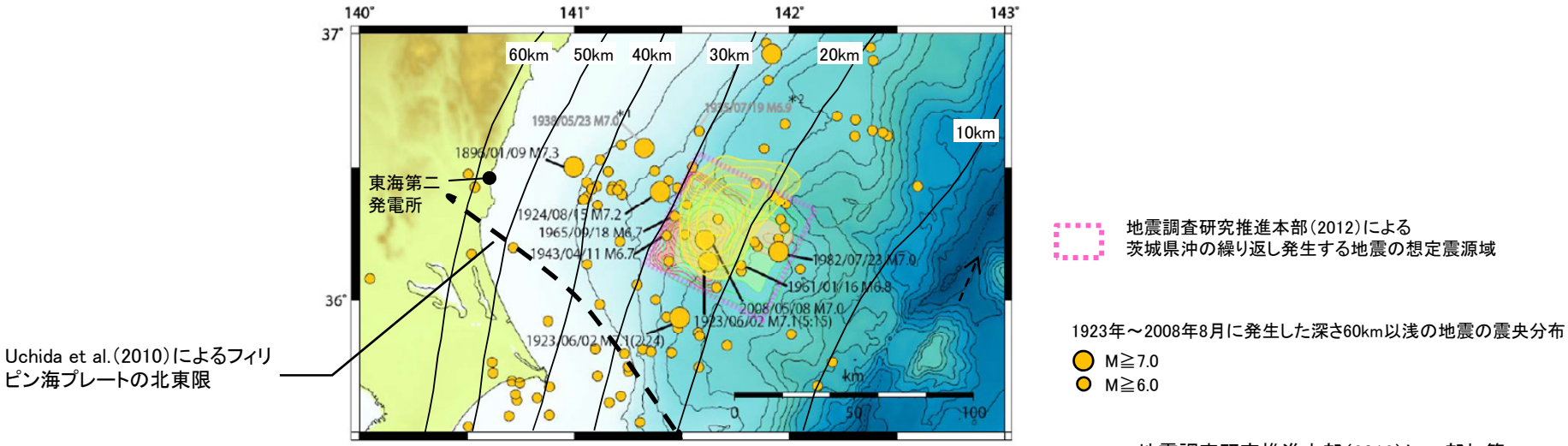
海洋研究開発機構(2012)：東北地方太平洋沖地震，震源域南限の地下構造，プレスリリース.
Shinohara, M., T. Yamada, K. Nakahigashi, S. Sakai, K. Mochizuki, K.,Uehira, Y. Ito, R. Azuma, Y. Kaiho, T. No, H. Shiobara, R. Hino, Y., Murai, H. Yakiwara, T. Sato, Y. Machida, T. Shinbo, T. Isse, H. Miyamachi, K. Obana, N. Takahashi, S. Kodaira, Y. Kaneda, 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.

コメントNo.1, 2, 12

フィリピン海プレートの影響： (b) 茨城県沖南部～房総沖で発生している地震（1／2）

■フィリピン海プレート北東限以南で発生している地震

地震調査研究推進本部（2012）で示された，1923年～2008年8月の地震（深さ60km以浅，M≧6.0）の分布を見ると，フィリピン海プレート北東限以南でも地震が発生していることからこれらの地震について調査する。



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）

- フィリピン海プレート北東限以南で発生する地震の震源深さは30～50km程度であり，それらの地震の震央位置と太平洋プレートの等深線との関係から，多くが太平洋プレートとフィリピン海プレートの境界で発生した地震と推定される。
- それらの地震の規模はマグニチュード7未満であり，茨城県沖で繰り返し発生しているようなM7以上の規模の地震は，フィリピン海プレート北東限以南では確認されていない。

コメントNo.1, 2, 12

フィリピン海プレートの影響： (b) 茨城県沖南部～房総沖で発生している地震（2／2）

➔ 繰り返し地震のスリップベクトル
→ 低角逆断層地震のスリップベクトル

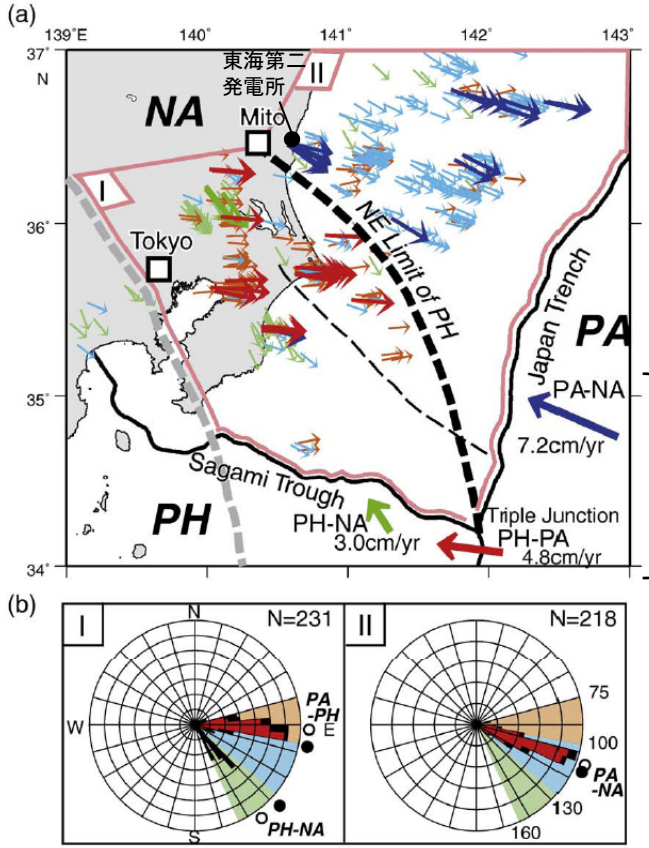
→ 図(b)の赤で示した角度の範囲（PH－PAの相対運動方向と整合）に入る地震のスリップベクトル
→ 図(b)の青で示した角度の範囲（PA－NAの相対運動方向と整合）に入る地震のスリップベクトル
→ 図(b)の緑で示した角度の範囲（PH－NAの相対運動方向と整合）に入る地震のスリップベクトル

PH：フィリピン海プレート
PA：太平洋プレート
NA：北米プレート

■各プレート間で発生する地震のすべり方向について

- Uchida et al.(2009)は，太平洋プレート上で発生する繰り返し小地震（図(a)における太矢印）や低角逆断層の地震（図(a)における細矢印）のスリップベクトルを分析し，プレート間の相対的な運動方向との対応を分析している。
- その分析結果によれば，上記地震に関するスリップベクトルの分布状況（図(a)）は，右図の領域ⅠとⅡの間で明らかにすべりの角度が異なることを示しているとしたうえで，領域ⅠとⅡの境界がフィリピン海プレートの北東限と考えられるとしている。

上記Uchida et al.(2009)の知見によると，フィリピン海プレート北東限を境に，地震のすべり方向が異なることがわかる。



北西向きの3個の矢印は各プレート間の相対運動方向

黒線：全地震のスリップベクトルに関するヒストグラム
赤線：PA上面10km以内の地震のスリップベクトルに関するヒストグラム

Uchida et al.(2009)に一部加筆

低角逆断層のすべり方向

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

コメントNo.1, 2, 12

フィリピン海プレートの影響： (c) プレート間結合度（1／2）

■プレート間結合度の分布について

- Uchida et al.(2009)は，繰り返し小地震のすべり量から推定したプレート間結合度の分布を検討し，フィリピン海プレート端部を境にして，その境より南ではプレート間結合度が低くなっているとしている。
- また，長谷川ほか（2013）では，Uchida et al.(2009)等の分析結果を踏まえ，東北地方太平洋沖地震について，「北から伝播してきた破壊が，上盤側がフィリピン海プレートに変わり，プレート間結合度が小さく，すべり遅れがほとんどない領域に入ると，そこで破壊がとまったということになる。すべり遅れのない領域には破壊が広がっていかないはずであり，すべり域の南限はそれで規定されたと考えられる。」としている。

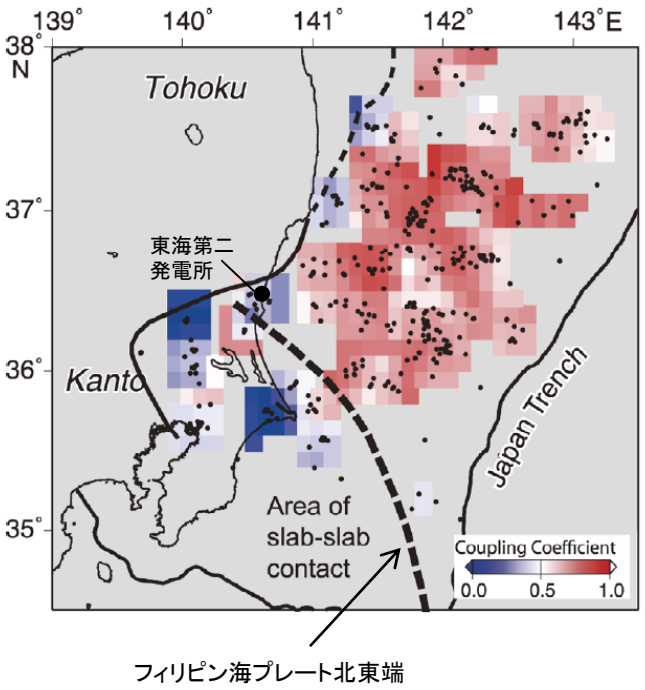


図 4 繰り返し小地震のすべり量の積算から推定されたプレート間結合度の分布（Uchida *et al.*, 2009）．各領域で推定されたカプリング係数をカラースケールで示す．黒点は推定に用いた繰り返し小地震の各グループの位置を示す．太破線はフィリピン海プレートの北東端．

Fig. 4 Spatial distribution of interplate coupling (color) estimated from cumulative slip of repeating earthquakes sequences (Uchida *et al.*, 2009). Black dots and thick broken curve denote locations of repeating earthquake sequences and northeastern edge of PHS plate, respectively.

長谷川ほか(2013)に一部加筆

プレート間結合度の分布

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

コメントNo.1, 2, 12

フィリピン海プレートの影響： (c) プレート間結合度（2／2）

■プレート間結合度が異なる要因

- Uchida et al.(2009)は，地震波速度トモグラフィ解析によりS波速度構造を調べ，プレート間結合度との対応を検討している。
- その検討結果によれば，太平洋プレート上面において，上盤が北米プレートとなる領域では低速度層が存在しないが，上盤がフィリピン海プレートとなる領域では低速度層が存在する。
- この低速度層の存在する領域とプレート間結合度の低い領域は一致しているとされている。
- また，この低速度層域はKamimura et al.(2002)等の指摘している蛇紋岩化域と一致し，蛇紋岩化域がプレート間結合度を低下させる要因としている。

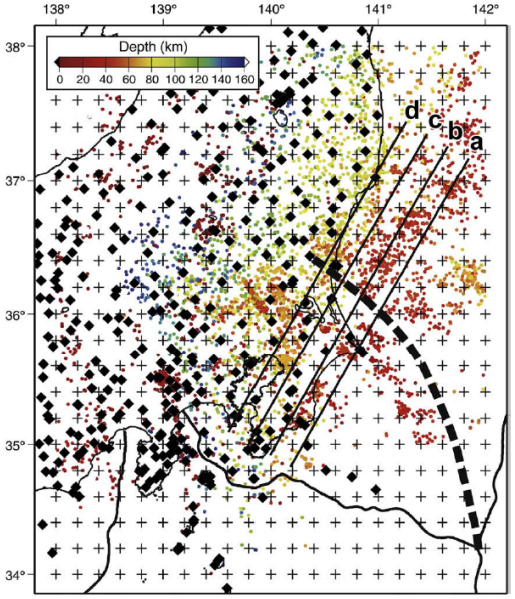
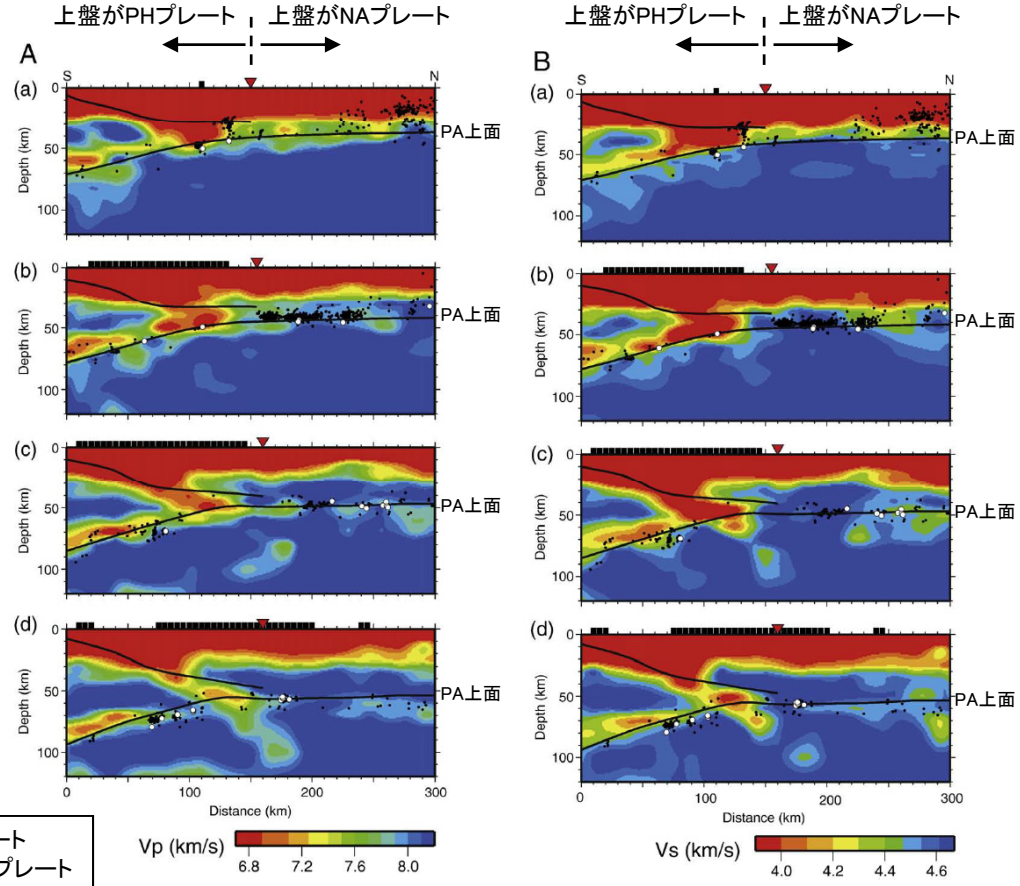


Fig. 8. Earthquakes (dots), stations (diamonds) and grid nodes (crosses) used in the tomographic inversions. The color of dot represents the focal depth of each earthquake. Bold dashed line is the same as that in Fig. 4. Black straight lines show locations of cross sections shown in Fig. 9.

▼：PHプレート北東限



PA：太平洋プレート
PH：フィリピン海プレート
NA：北米プレート

Uchida et al.(2009)に一部加筆

コメントNo.1, 2, 12

フィリピン海プレートの影響： まとめ

■文献調査結果

破壊伝播とフィリピン海プレートの関係について，下記のとおり整理した。

(a)東北地方太平洋地震の余震とフィリピン海プレートの関係から，破壊伝播はフィリピン海プレートがバリアになった可能性が示唆される。

(b)各プレート間で発生する地震のすべり方向は，プレート間の相対的な運動と対応し，フィリピン海プレートの北東限を境に明確に異なる。

(c)陸のプレートと太平洋プレート間の結合度と，フィリピン海プレートと太平洋プレート間の結合度は明瞭に差があり，後者の結合度は低い。
プレート間の結合度に差を生じさせる要因は，境界面直上のフィリピン海プレートに低速度層である蛇紋岩化域が存在していることによると考えられる。

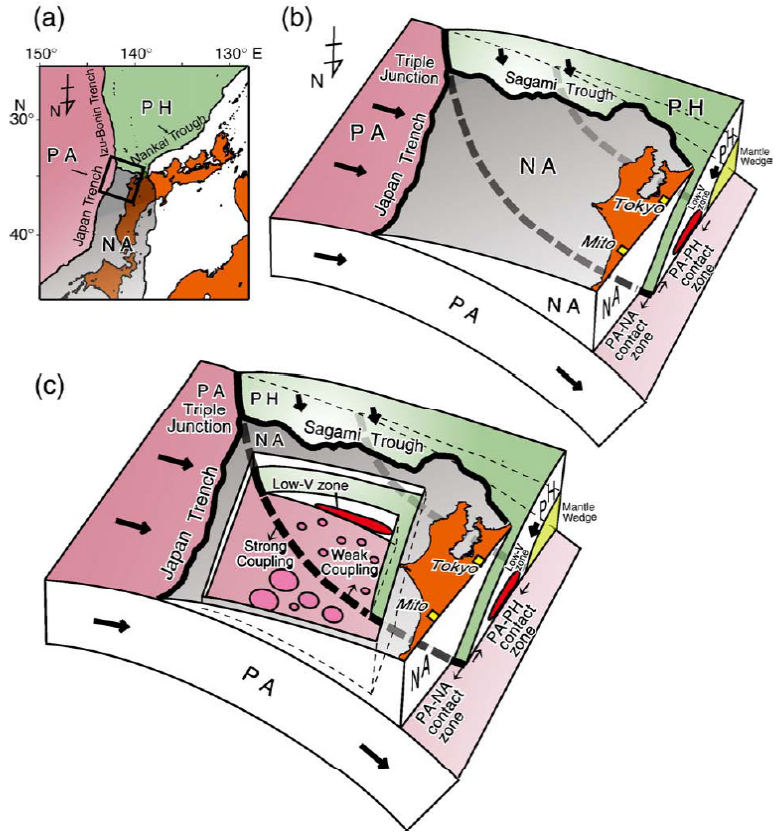


Fig. 10. Schematic figures showing plate configuration and interplate coupling at the upper surface of the PA. (a) Location of schematic figure. (b) Plate configuration of PA, PH and NA. Dashed dark gray and gray lines denote the border of the overlying plates and the downdip limit of the PH–PA contact zone. Red area shows the low velocity area in the lowermost portion of the PH. (c) Difference in interplate coupling across the border of the overlying plates. Large and small patches denote asperities that are responsible for interplate earthquakes.

Uchida et al.(2009)に一部加筆

プレートの潜り込みの状況とプレート間結合度や低速度層の関係

以上の文献調査結果より，フィリピン海プレート北東限以南ではプレート間相対運動が異なり，また強度が弱い蛇紋岩化域の影響でプレート間結合度が低いことから，陸のプレートと太平洋プレートの境界で発生した地震による破壊が，フィリピン海プレートとの境界に伝播し，強震動の大規模な放出を伴う巨大地震へと進展する可能性は低いと考えられる。

4.2 東北地方太平洋沖地震に関する知見

第336回審査会合
資料1　31頁　再掲

東北地方太平洋沖地震について下記のとおり，知見の整理・分析を行う。

① 最大加速度等の分布

東北地方太平洋沖地震における最大加速度分布等から，敷地周辺の揺れと他の地域の揺れとの相対的な大小関係を整理する。

② 破壊領域

津波波形を用いたすべり分布や地震波形を用いたすべり分布など，提案されている様々なすべり分布に関する知見の整理を行う。また，破壊領域の生成に関する各種知見を整理する。

③ 強震動生成域

提案されている強震動生成域の震源モデルを用いて敷地観測記録のシミュレーション解析を実施し，巨大地震の揺れの特徴を整理するとともに，強震動生成域の震源モデルに関する知見を整理する。

④ 強震動予測レシピの適用性

東北地方太平洋沖地震のような巨大プレート間地震に対する強震動予測レシピの適用性に関する知見を整理する。

釜江・川辺(2011)の震源モデルを用いたシミュレーション解析： モデル概要(1／2)

第336回審査会合
資料1 32頁 再掲

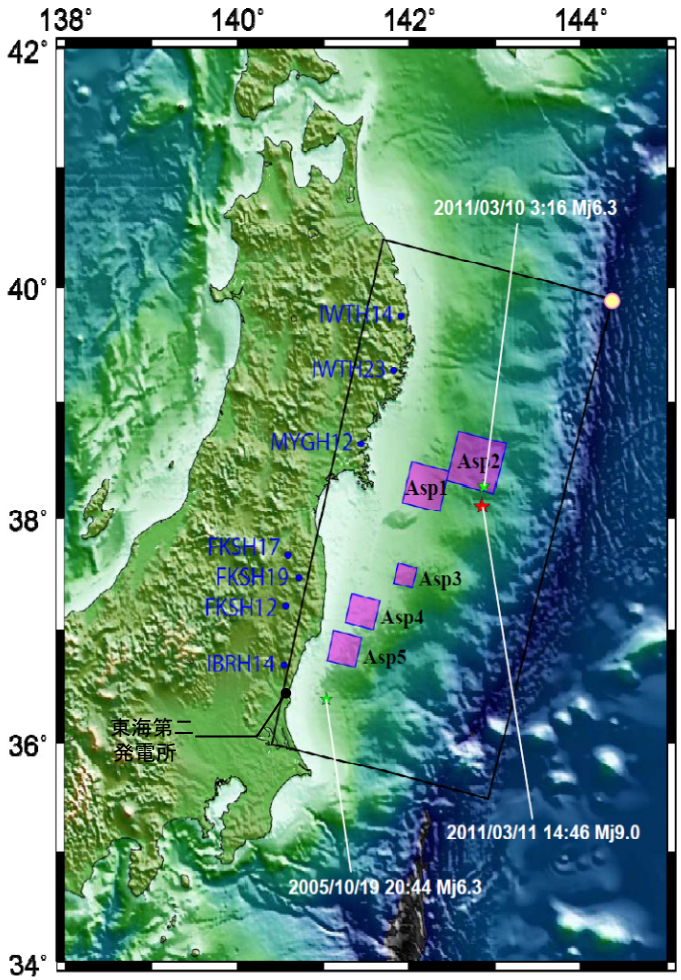
■釜江・川辺モデルの概要

太平洋沿岸部のKiK-net観測記録(0.1～10Hz)を用いて，経験的グリーン関数法によるフォワードモデリングに基づき，強震動生成域のモデル化を行った結果，宮城県沖，岩手県南部沖，福島県沖，茨城県沖等の5箇所に強震動生成域を配置した震源モデルを提案した。

グリーン関数として使用した地震の震源パラメータ

	要素地震A※3	要素地震B※3
発生日時※1	2005/10/19 20:44	2011/03/10 03:16
震源地※1	茨城県沖	宮城県沖
北緯(度)※1	36.382	38.271
東経(度)※1	141.043	142.879
震源深さ(km)※1	48.3	28.9
地震規模M※1	6.3	6.4
地震モーメントM_0(N・m)※2	3.18×10^{18}	1.10×10^{18}

※1 気象庁による。
※2 F-netによる。
※3 要素地震AはAsp5に，要素地震BはAsp1～4に用いている。

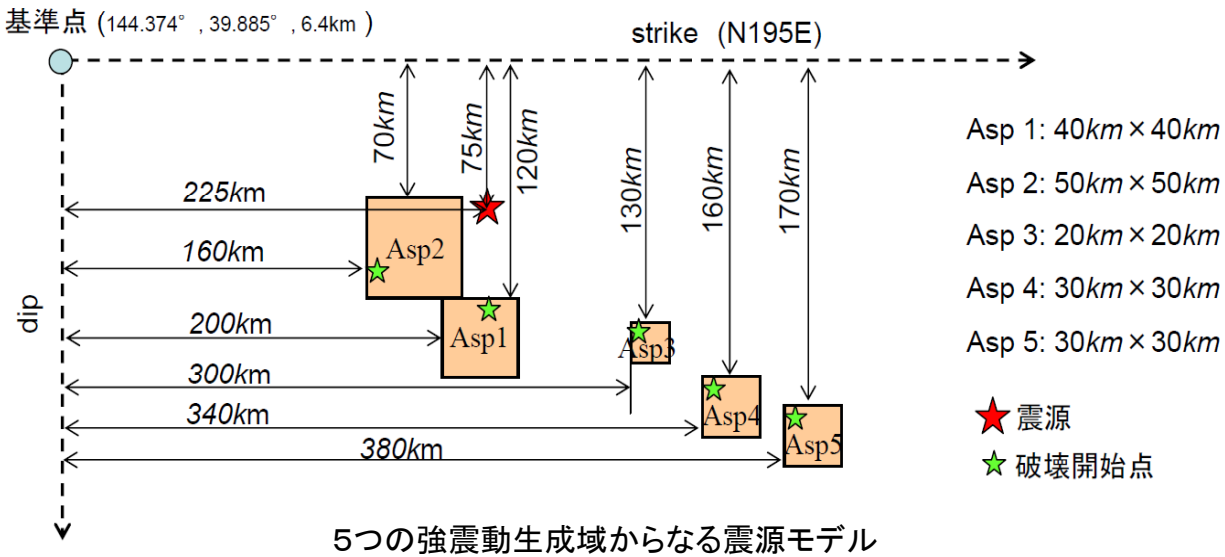


釜江・川辺(2011)による
震源モデル(一部加筆)

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

釜江・川辺(2011)の震源モデルを用いたシミュレーション解析： モデル概要(2／2)

第336回審査会合
資料1 33頁 再掲



5つの強震動生成域からなる震源モデル

釜江・川辺モデルの震源パラメータ

		Asp1	Asp2	Asp3	Asp4	Asp5
走行	(°)	195	195	195	195	195
傾斜角	(°)	13	13	13	13	13
面積	(km^2)	40×40	50×50	20×20	30×30	30×30
地震モーメント	(N・m)	4.93×10^{20}	1.10×10^{21}	8.8×10^{19}	1.19×10^{20}	2.58×10^{20}
応力降下量	(MPa)	18.9	21.6	27.0	10.8	23.1
ライズタイム	(s)	3.6	4.5	1.8	2.7	2.7
破壊開始時間	(s)	0.0	35.0	57.0	87.0	102.0
経験的グリーン関数として用いた地震		2011/03/10 3:16 M6.4	2011/03/10 3:16 M6.4	2011/03/10 3:16 M6.4	2011/03/10 3:16 M6.4	2005/10/19 20:44 M6.3

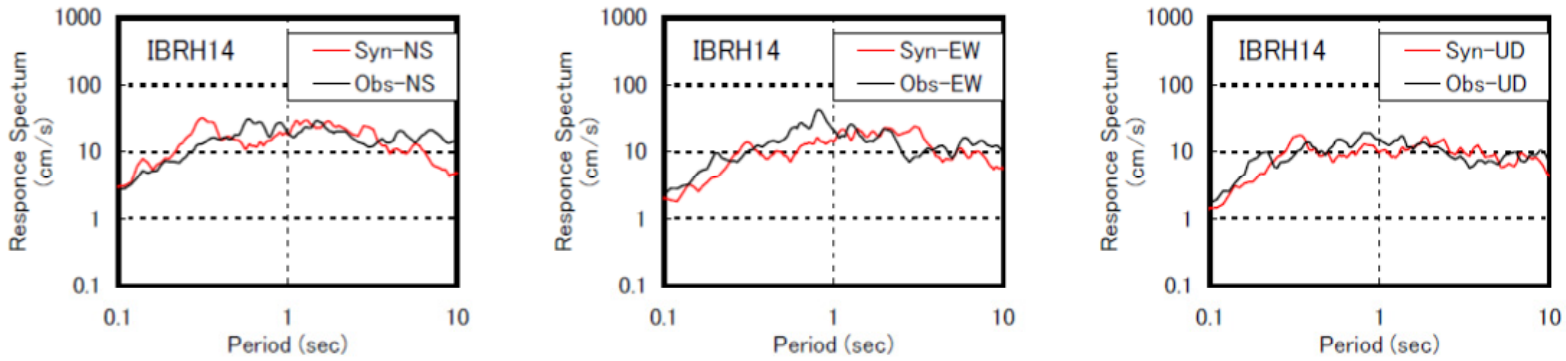
釜江・川辺(2011)より抜粋

釜江・川辺(2011)の震源モデルを用いたシミュレーション解析： 解析結果(1／3)

第336回審査会合
資料1 34頁 再掲

■発電所周辺KiK-net観測点の応答スペクトル(h=5%) 【釜江・川辺(2011)より抜粋】

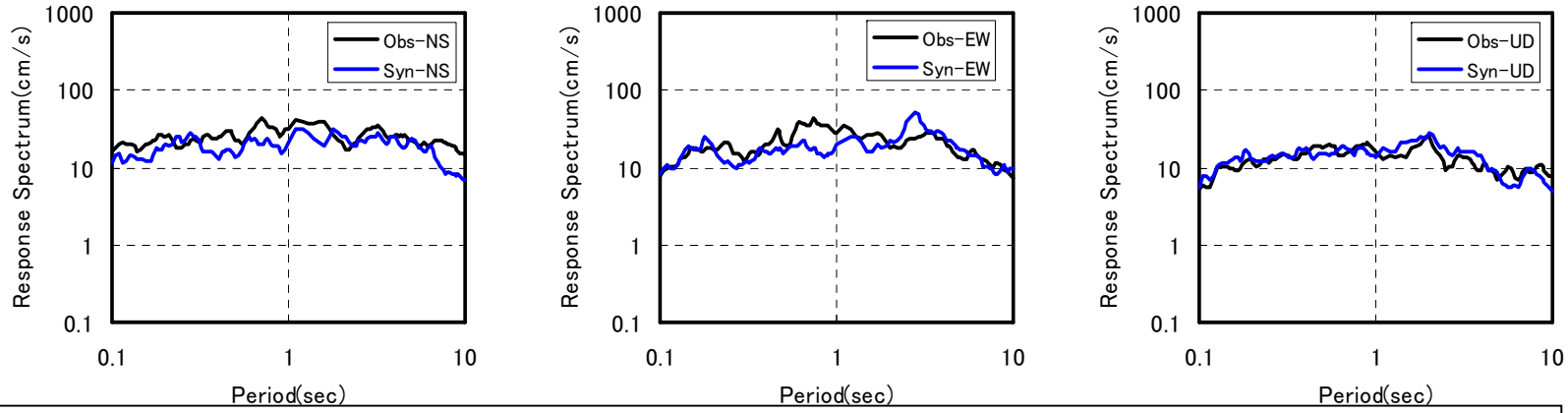
KiK-net
IBRH14(十王)
観測点



■東海第二発電所の応答スペクトル(h=5%)

釜江・川辺(2011)でグリーン関数として使用した地震については発電所敷地でも観測しているため，これらを用いて経験的グリーン関数法により解析を行う。また，対象とする周期帯も釜江・川辺(2011)同様，0.1～10Hzとする。

東海第二観測点
(E.L.-372m)



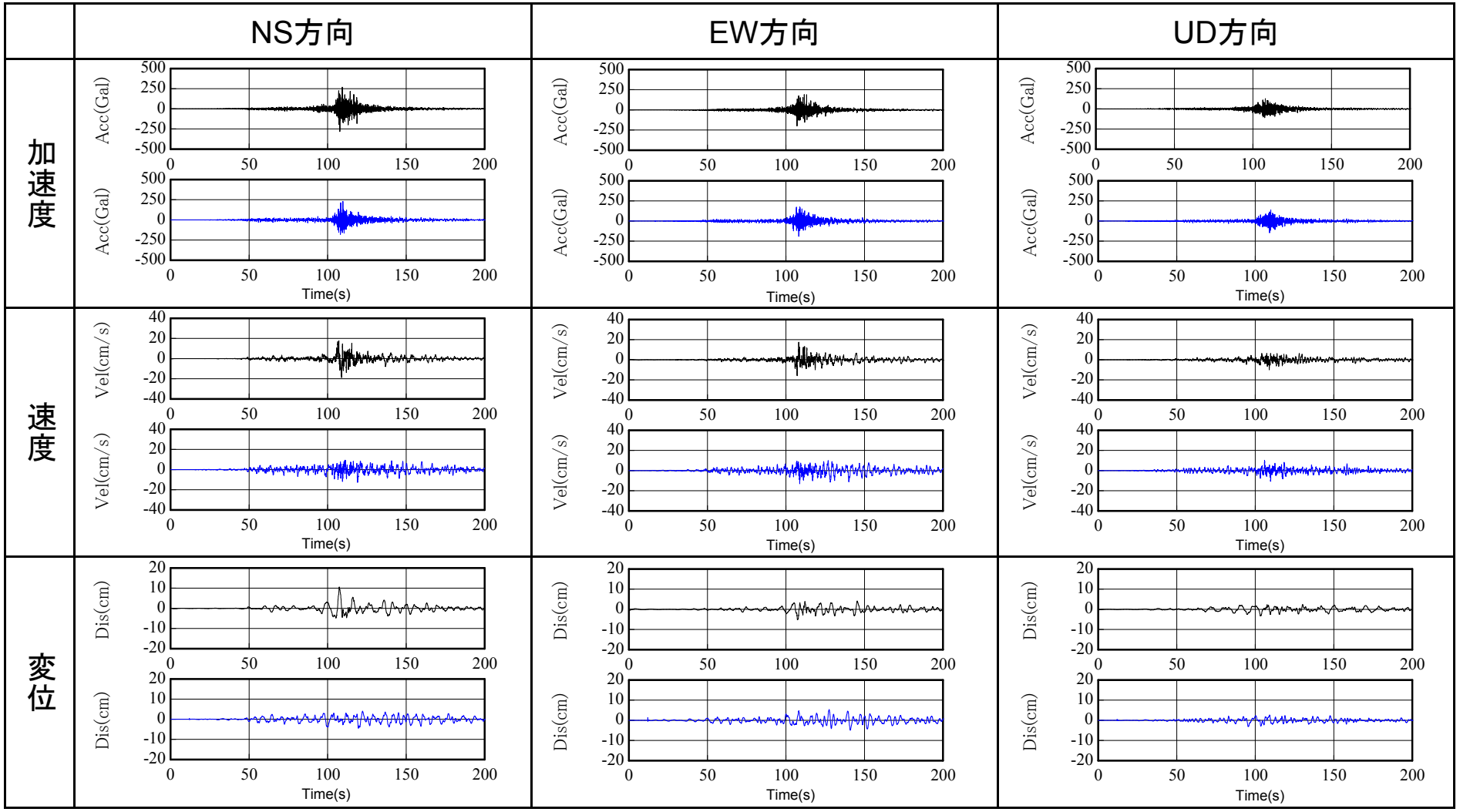
釜江・川辺(2011)では，シミュレーション解析結果は敷地周辺の観測点の記録を良く再現しているとされている。また，釜江・川辺(2011)の震源モデルを用いた東海第二発電所でのシミュレーション結果は，敷地周辺の観測点と同様の再現性を有している。

釜江・川辺(2011)の震源モデルを用いたシミュレーション解析： 解析結果(2／3)

第336回審査会合
資料1 35頁 再掲

■東海第二発電所 解放基盤表面相当位置(E.L.-372m)での加速度・速度・変位時刻歴波形

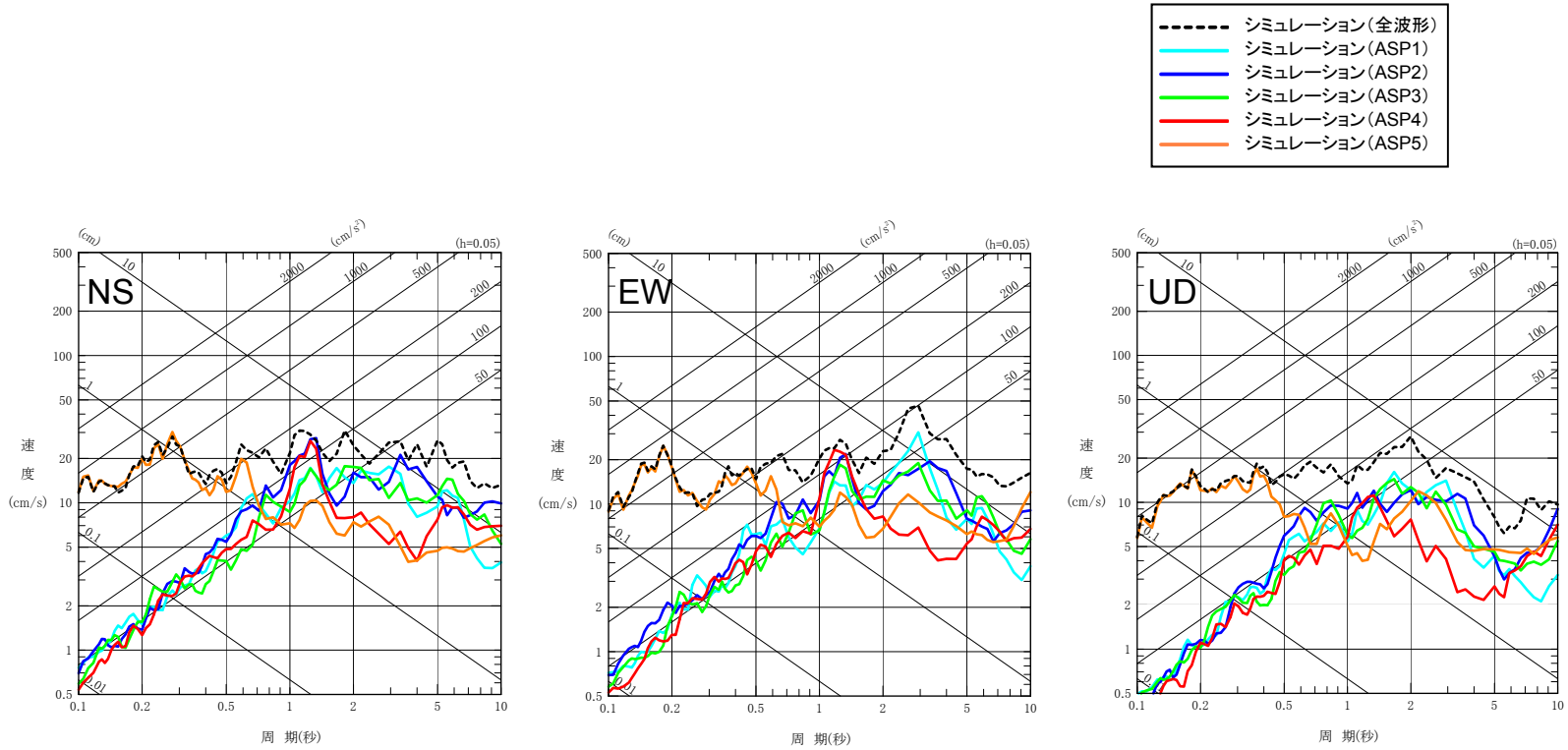
観測波形(黒線)，シミュレーション結果(青線)



釜江・川辺(2011)の震源モデルを用いたシミュレーション解析： 解析結果(3／3)

第336回審査会合
資料1 36頁 再掲

■各強震動生成域による応答スペクトルの比較(h=5%)



短周期側(約0.5～0.6秒以下)では，敷地に最も近い強震動生成域であるASP5の影響が支配的であり，それより長周期側ではASP5以外の強震動生成域による影響を受けている。

入倉・倉橋(2011)の震源モデルを用いたシミュレーション解析： モデル概要

第336回審査会合
資料1 37頁 再掲

■入倉・倉橋モデルの概要

K-NET及びKiK-netの観測記録(0.1～8秒)を用いて，経験的グリーン関数法によるフォワードモデリングに基づき，強震動生成域のモデル化を行った結果，５箇所に強震動生成域を配置した震源モデルを提案した。

入倉・倉橋モデルの震源パラメータ

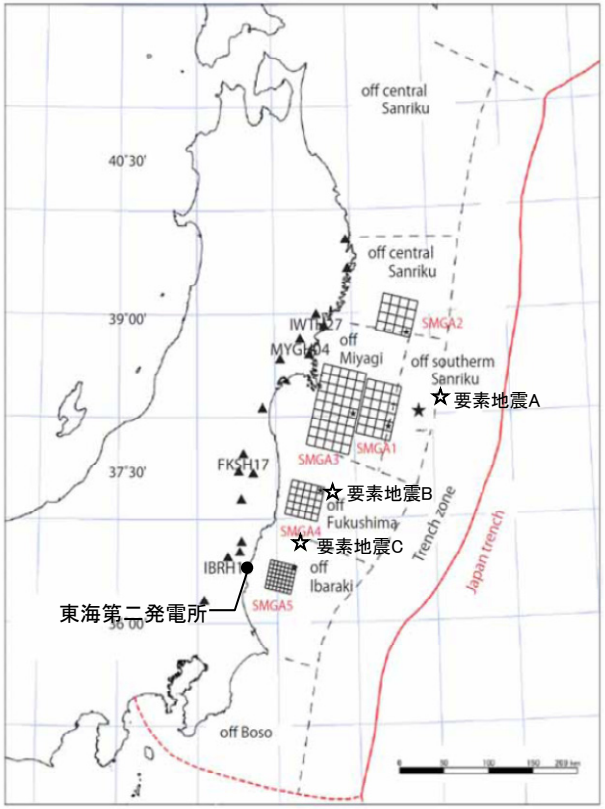
	L (km)	W (km)	Mo(Nm)	Stress Drop (Mpa)	Delay time from Origin time (sec)
SMGA 1	62.40	41.60	2.31E+21	41.3	15.64
SMGA 2	41.60	41.60	7.05E+20	23.6	66.42
SMGA 3	93.60	52.00	4.34E+21	29.5	68.41
SMGA 4	38.50	38.50	3.83E+20	16.4	109.71
SMGA 5	33.60	33.60	3.99E+20	26.0	118.17

入倉・倉橋(2011)より抜粋

入倉・倉橋モデルの要素地震の諸元

	要素地震A※3	要素地震B※3	要素地震C※3
発生日時※1	2011/03/10 06:24	2007/11/26 22:51	2009/02/01 06:51
震源地※1	宮城県沖	福島県沖	茨城県沖
北緯(度)※1	38.172	37.304	36.717
東経(度)※1	143.045	141.757	141.279
震源深さ(km)※1	9.3	44.1	47.0
地震規模M※1	6.8	6.0	5.8
地震モーメントM_0(N・m)※2	5.51×10^{18}	7.66×10^{17}	4.65×10^{17}

※1 気象庁による。
※2 F-netによる。
※3 要素地震AはSMGA1～3に，要素地震BはSMGA4に，要素地震CはSMGA5に用いている。



入倉・倉橋(2011)による
震源モデル(一部加筆)

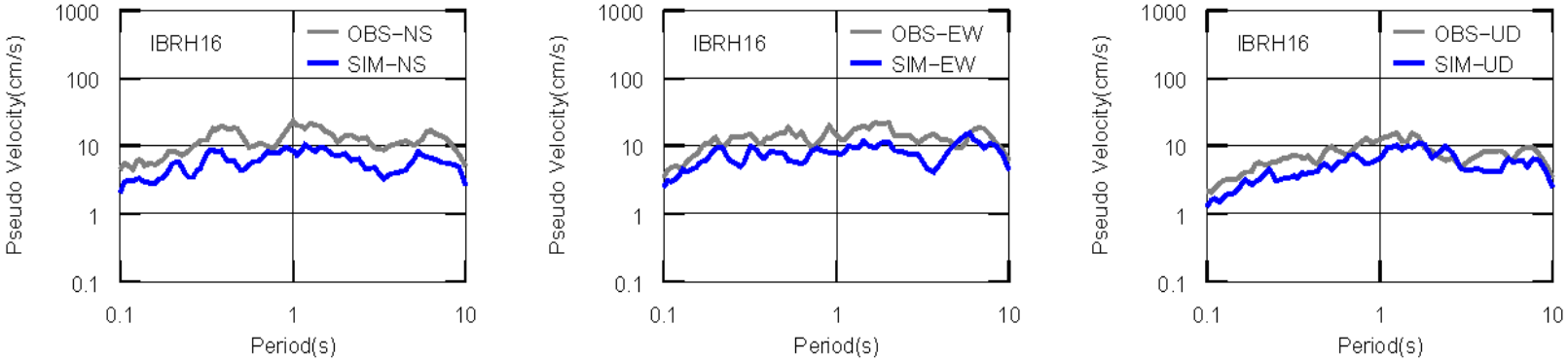
入倉孝次郎・倉橋奨(2011):2011年東北地方太平洋沖地震の強震動生成域のための震源モデル,日本地球惑星科学連合2011年大会

入倉・倉橋(2011)の震源モデルを用いたシミュレーション解析： 解析結果(1／3)

第336回審査会合
資料1 38頁 再掲

■敷地周辺KiK-net観測点の応答スペクトル(h=5%) 【再現解析】

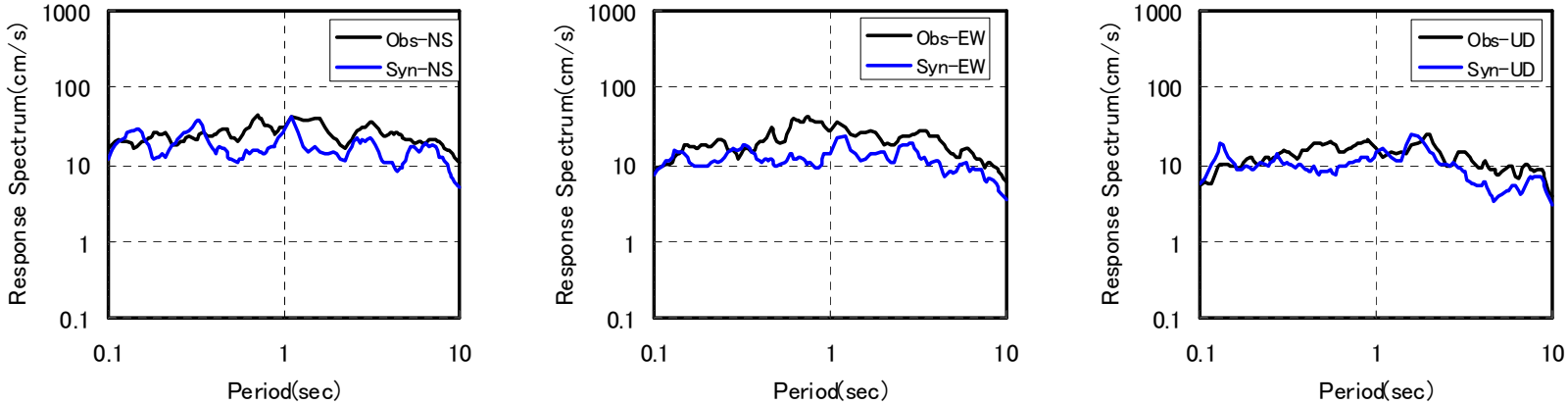
KiK-net
IBRH16(山方)
観測点



■東海第二発電所の応答スペクトル(h=5%)

入倉・倉橋(2011)でグリーン関数として使用した地震については発電所敷地でも観測しているため，これらを用いて経験的グリーン関数法により解析を行う。また，対象とする周期帯も入倉・倉橋(2011)同様，0.1～8秒とする。

東海第二観測点
(E.L.-372m)



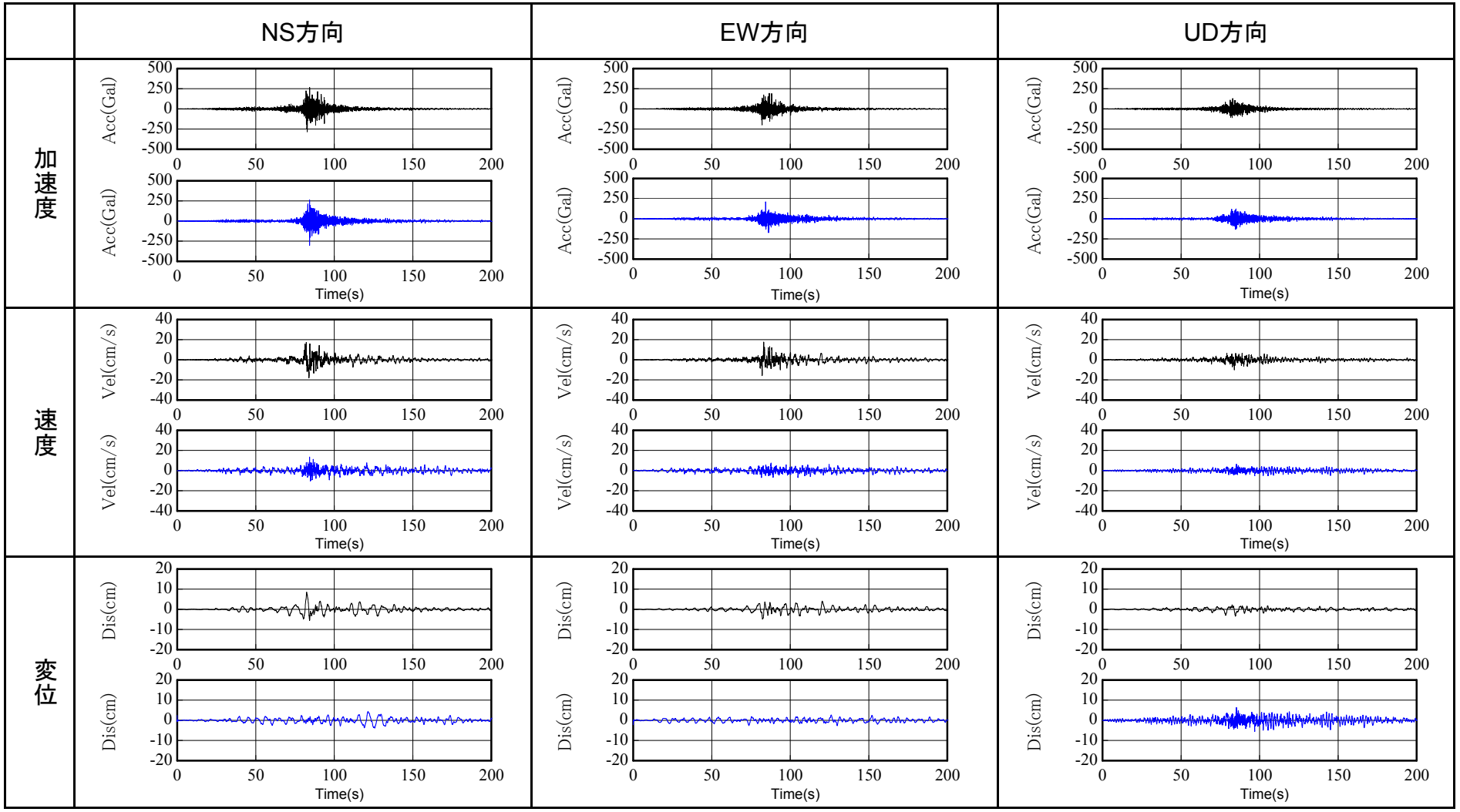
入倉・倉橋(2011)では，シミュレーション解析結果は敷地周辺の観測点の記録を良く再現しているとされている。また，入倉・倉橋(2011)の震源モデルを用いた東海第二発電所でのシミュレーション結果は，敷地周辺の観測点と同様の再現性を有している。

入倉・倉橋(2011)の震源モデルを用いたシミュレーション解析： 解析結果(2／3)

第336回審査会合
資料1 39頁 再掲

■東海第二発電所 解放基盤表面相当位置(E.L.-372m)での加速度・速度・変位時刻歴波形

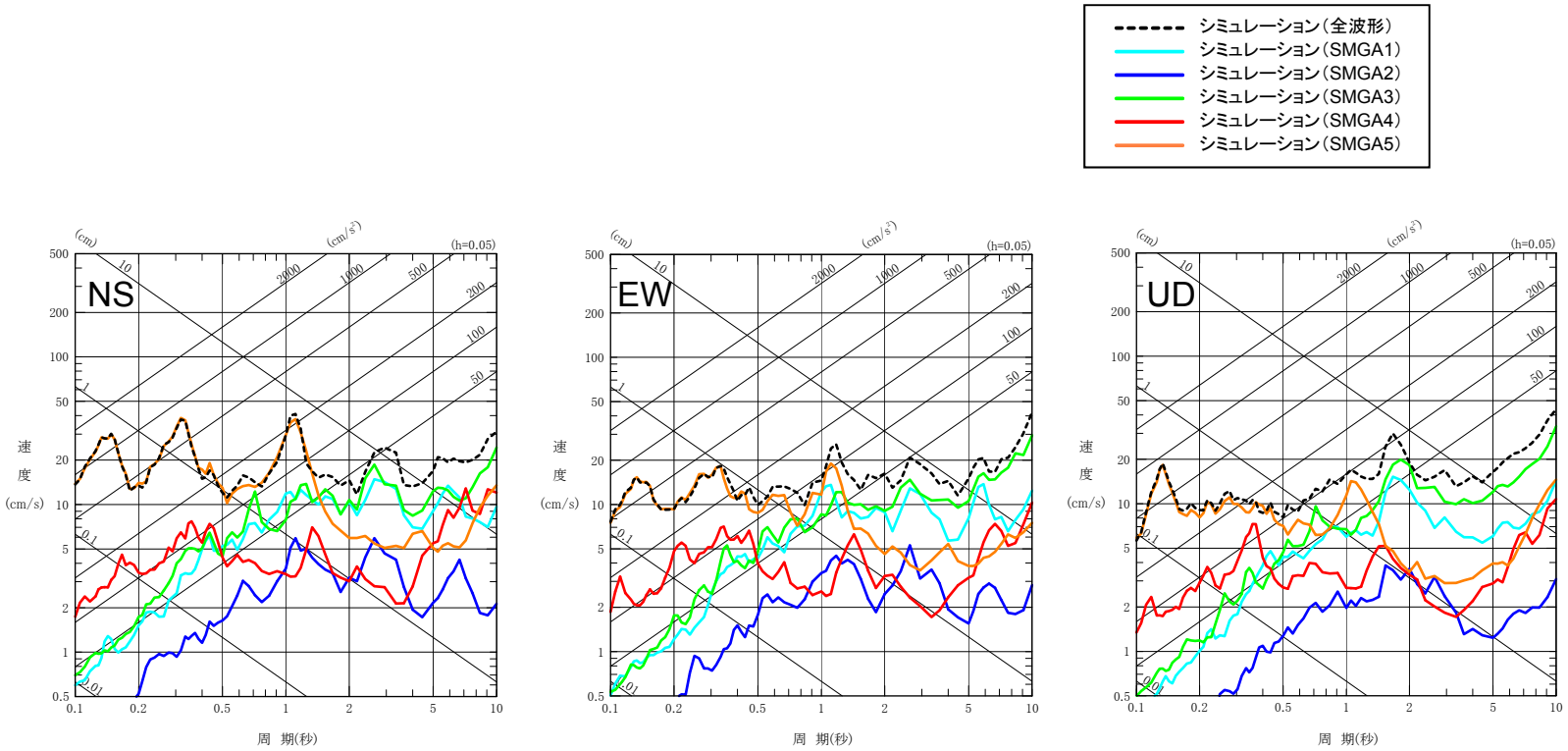
観測波形(黒線)，シミュレーション結果(青線)



入倉・倉橋(2011)の震源モデルを用いたシミュレーション解析： 解析結果(3／3)

第336回審査会合
資料1 40頁 再掲

■各強震動生成域による応答スペクトルの比較(h=5%)

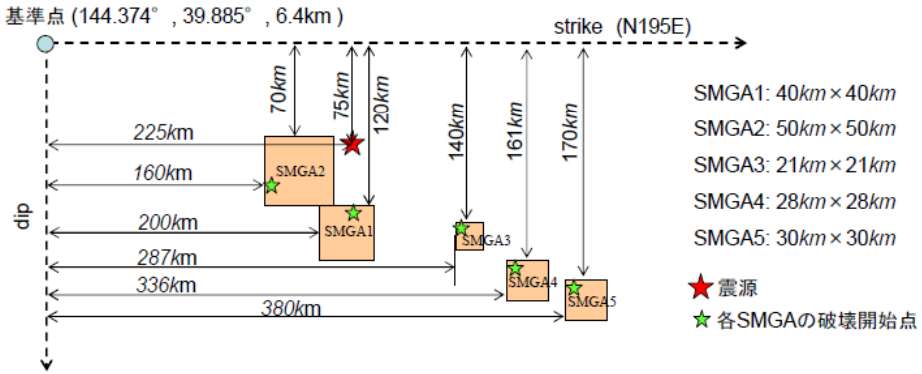


短周期側(約1秒以下)では，敷地に最も近い強震動生成域であるSMGA5の影響が支配的であり，それより長周期側ではSMGA5以外の強震動生成域による影響を受けている。

川辺・釜江 (2013)の概要： 震源モデル

■川辺・釜江(2013)モデルの概要

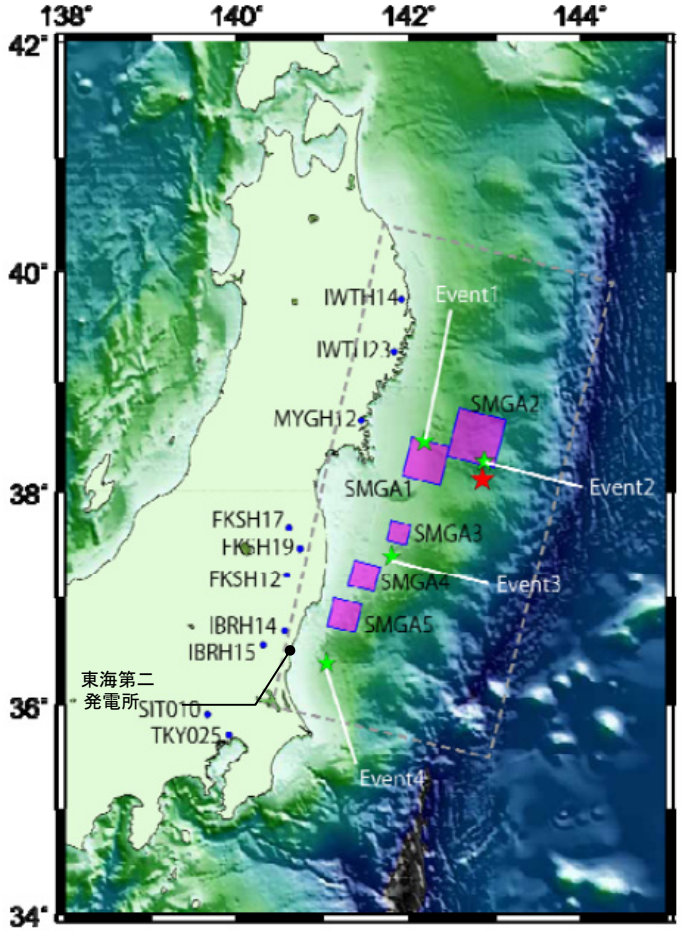
川辺・釜江(2013)では，太平洋沿岸部のKiK-net観測記録(0.1～10Hz)を用いて，経験的グリーン関数法による解析に基づき，強震動生成域のモデル化を行った結果，宮城県沖，岩手県南部沖，福島県沖，茨城県沖に全体で5箇所の強震動生成域を配置した震源モデルを提案している。



川辺・釜江(2013)による震源モデル

川辺・釜江(2013)のモデルの震源パラメータ

		SMGA1	SMGA2	SMGA3	SMGA4	SMGA5
走行	(°)	195	195	195	195	195
傾斜角	(°)	13	13	13	13	13
面積	(km^2)	40×40	50×50	21×21	28×28	30×30
地震モーメント	(N・m)	5.02×10^{20}	1.10×10^{21}	6.43×10^{19}	1.02×10^{20}	2.58×10^{20}
応力降下量	(MPa)	20.4	21.6	15.7	10.5	23.1
ライズタイム	(s)	3.6	4.5	1.9	2.5	2.7
破壊開始時間	(s)	24.0	59.0	81.0	111.0	126.0
EGF地震		2005/12/17 3:32 M6.1	2011/03/10 3:16 M6.4	2010/06/13 12:33 M6.2	2010/06/13 12:33 M6.2	2005/10/19 20:44 M6.3
重ね合わせ数	n	4	5	3	4	3
本震とEGF地震の応力降下量の比	c	7.0	8.0	3.0	2.0	3.0



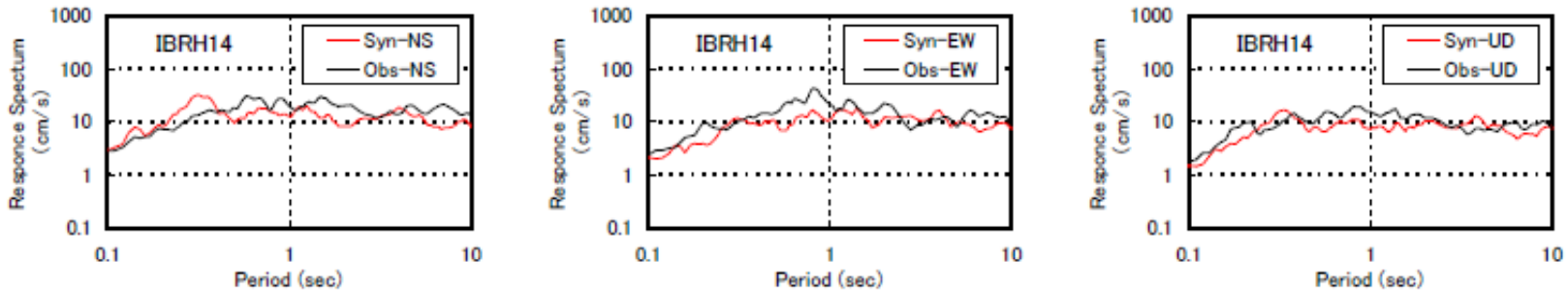
川辺・釜江(2013)による
震源モデル(一部加筆)

川辺・釜江(2013)の概要： シミュレーション解析結果

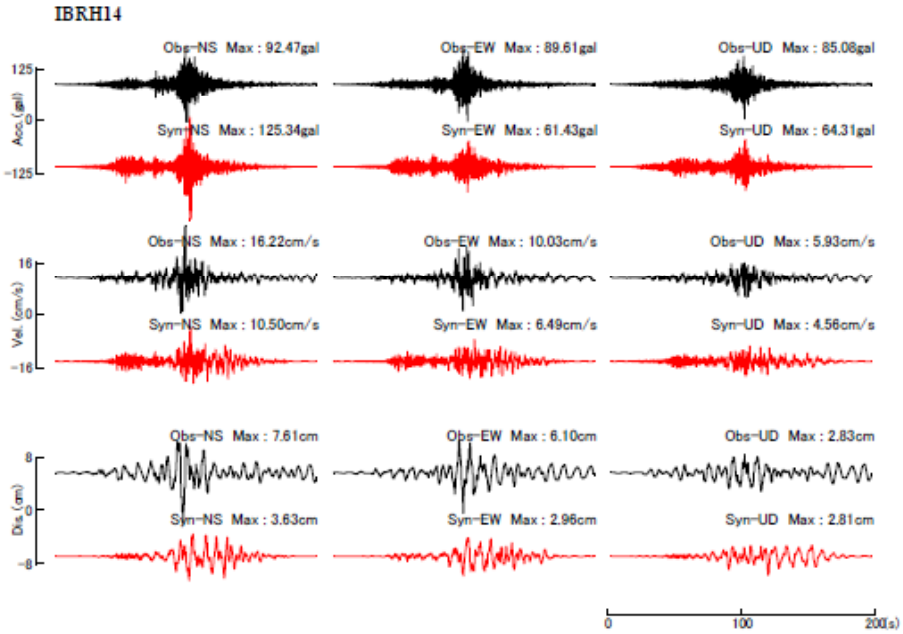
第336回審査会合
資料1 42頁 再掲

■解析に用いたKiK-net観測点のうち，敷地に近い茨城県内の観測点(IBRH14)に対する結果を示す。

黒：観測記録
赤：解析



川辺・釜江(2013)より抜粋



川辺・釜江(2013)による解析結果と観測波形との比較

川辺・釜江(2013)では，シミュレーション結果について下記のとおり考察している。

- 単純化した5つのSMGAからなる震源モデルで観測波形を再現できた。
- 推定したSMGAの位置は，地震調査研究推進本部の領域区分のうち，宮城県沖，三陸沖南部海溝寄り，福島県沖，茨城県沖にそれぞれほぼ対応している。
- 推定したSMGAの位置は，遠地実体波や津波などを使ったすべり分布と大きく異なっている。

Kurahashi and Irikura(2013)の概要： 震源モデル

第336回審査会合
資料1 43頁 再掲

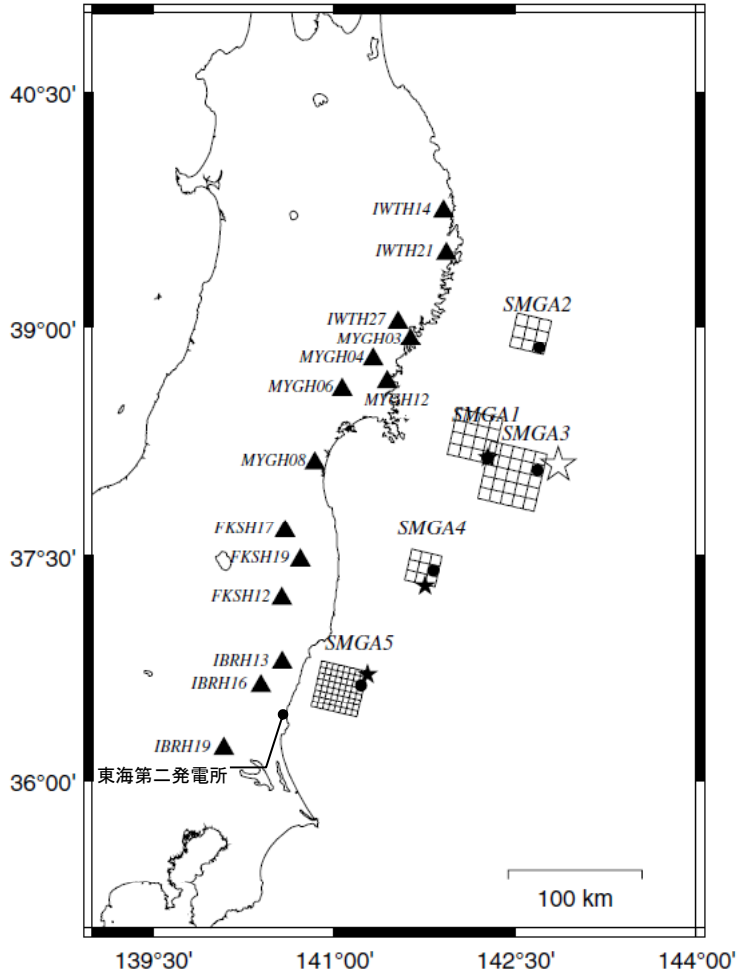
■Kurahashi and Irikura(2013)モデルの概要

Kurahashi and Irikura(2013)では，太平洋沿岸部のKiK-net観測記録(0.1～10Hz)を用いて，経験的グリーン関数法による解析に基づき，強震動生成域のモデル化を行った結果，宮城県沖(SMGA1)，三陸沖中部(SMGA2)，三陸沖南部(SMGA3)，福島県沖(SMGA4)，茨城県沖(SMGA5)にそれぞれ1箇所の計5箇所に強震動生成域を配置した震源モデルを提案している。

Kurahashi and Irikura(2013)モデルの震源パラメータ

	L (km)	W (km)	M_0 (N·m)	Stress Parameter (MPa)	Rupture Delay Time from Origin Time (s)
SMGA1	34.0	34.0	2.68×10^{20}	16.0	24.5
SMGA2	25.5	25.5	1.41×10^{20}	20.0	66.5
SMGA3	42.5	42.5	6.54×10^{20}	20.0	66.5
SMGA4	23.1	23.1	1.24×10^{20}	25.2	117.5
SMGA5	35.2	35.2	5.95×10^{20}	26.0	127.5

Kurahashi and Irikura(2013)より抜粋



Kurahashi and Irikura(2013)による
震源モデル(一部加筆)

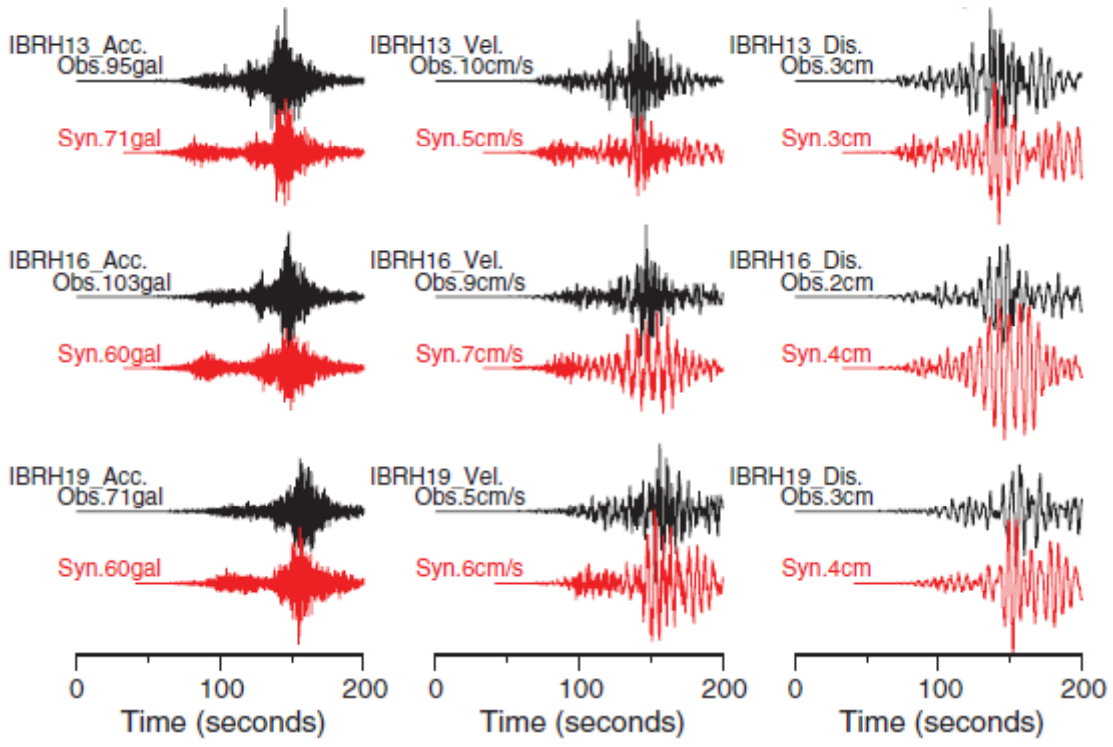
Susumu Kurahashi and Kojiro Irikura(2013) : Short-Period Source Model of the 2011 Mw 9.0 Off the Pacific Coast of Tohoku Earthquake, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 103, No. 2B, pp. 1373-1393, May 2013, doi: 10.1785/0120120157

Kurahashi and Irikura(2013)の概要： シミュレーション解析結果

第336回審査会合
資料1 44頁 再掲

■解析に用いたKiK-net観測点のうち，敷地に近い茨城県内の観測点（IBRH13，IBRH16，IBRH19）に対する結果を示す。

黒：観測記録
赤：解析



Kurahashi and Irikura(2013)より抜粋

Kurahashi and Irikura(2013)による解析結果と観測波形との比較

Kurahashi and Irikura(2013)では，シミュレーション結果について下記のとおり考察している。

・5つのSMGAで観測波形を再現することができた。

・推定したSMGAの位置は，海溝軸付近の領域を除き，それぞれ地震調査研究推進本部の領域区分に対応している。

・短周期震源モデルは，GPSや津波データから推定した長周期震源モデルと異なる。

Asano and Iwata（2012）の概要： 震源モデル

■Asano and Iwata（2012）モデルの概要

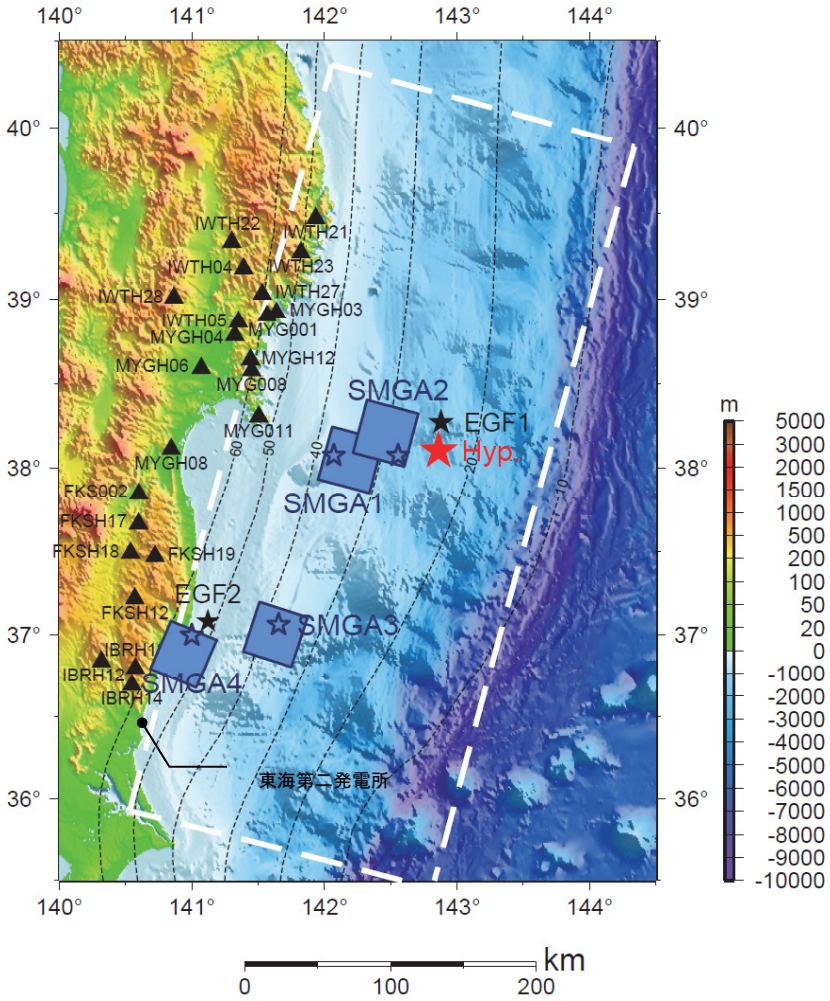
Asano and Iwata（2012）では，太平洋沿岸部のKiK-net観測記録（0.1～10Hz）を用いて，経験的グリーン関数法による解析に基づき，強震動生成域のモデル化を行った結果，宮城県沖に2箇所，福島県沖に2箇所の計4箇所に強震動生成域を配置した震源モデルを提案している。

Asano and Iwata（2012）のモデルの震源パラメータ

Table 5. Estimated parameters of SMGAs. L, W, S, T, M_0, $\Delta\sigma$, and D denote the length, width, area, rise time, seismic moment, stress drop, and slip, respectively.

	N	C	Strike (deg.)	Dip (deg.)	L (km)	W (km)	S (km^2)	T (s)	M_0 (Nm)	$\Delta\sigma$ (MPa)	D (m)
SMGA1	3	12.0	195	13	36	36	1296	6.90	4.57×10^{20}	23.9	5.2
SMGA2	3	14.0	195	13	36	36	1296	6.90	5.33×10^{20}	27.8	6.1
SMGA3	5	10.6	198	17	35	35	1225	1.70	3.07×10^{20}	17.5	3.7
SMGA4	5	4.0	203	20	35	35	1225	1.70	1.16×10^{20}	6.6	1.4
Total							5042		1.41×10^{21}		

Asano and Iwata（2012）より抜粋



Asano and Iwata（2012）による震源モデル（一部加筆）

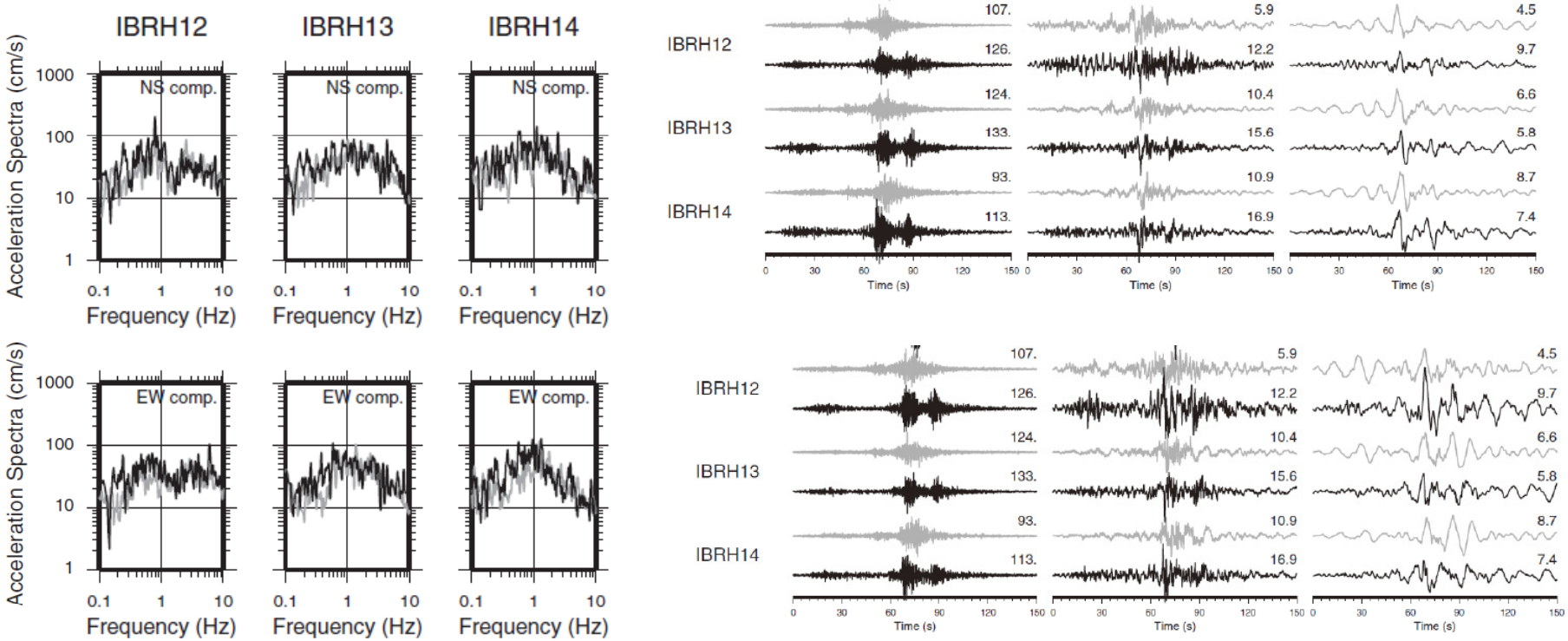
Asano, K. and T. Iwata (2012): Source model for strong ground motion generation in the frequency range 0.1-10 Hz during the 2011 Tohoku earthquake, Earth Planets Space, 64, 1111-1123.

Asano and Iwata（2012）の概要： シミュレーション解析結果

第336回審査会合
資料1 46頁 再掲

■解析に用いたKiK-net観測点のうち，敷地に近い茨城県内の観測点（IBRH12，IBRH13，IBRH14）に対する結果を示す。

灰色：観測記録
黒 ：解析



Asano and Iwata（2012）による解析結果と観測波形との比較

Asano and Iwata（2012）より抜粋

Asano and Iwata（2012）では，シミュレーション結果について下記のとおり考察している。

・シミュレーション結果は，観測波形の特徴をよく再現している。

・推定したSMGAは，1930年代に発生したM7クラスの震源域に対応している。

・強震動の震源モデルと津波の波源モデルは補完的である。

佐藤(2012)の概要： 震源モデル

第336回審査会合
資料1 47頁 再掲

■佐藤(2012)モデルの概要

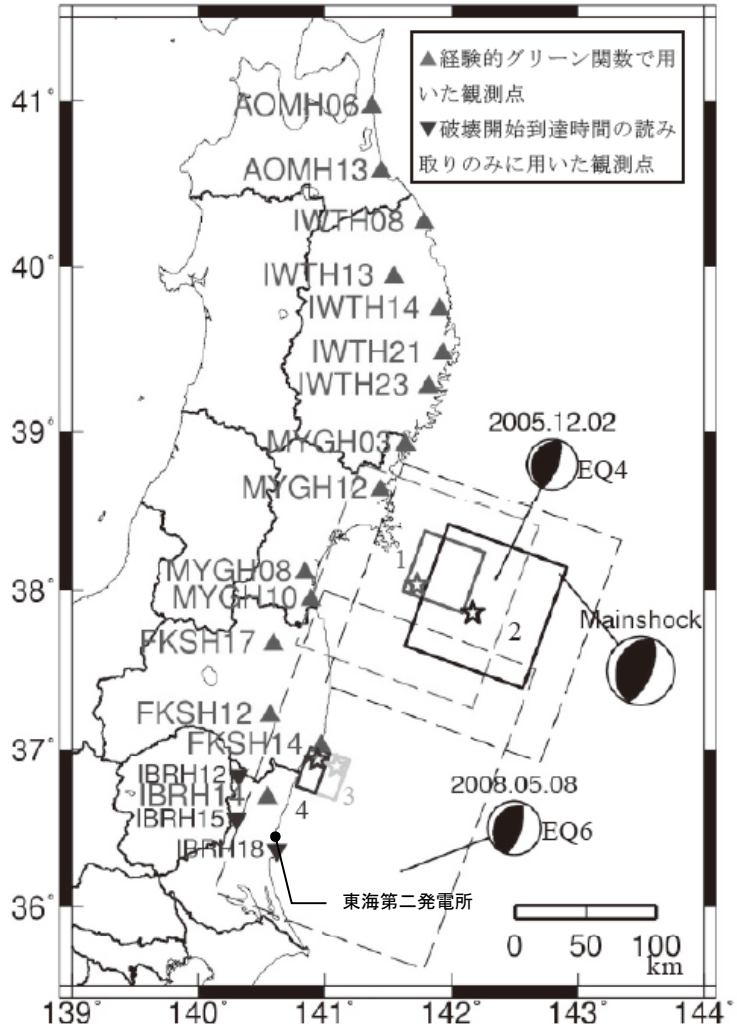
佐藤(2012)では，太平洋沿岸部のKiK-net観測記録(0.05～10Hz)を用いて，経験的グリーン関数法によるフォワードモデリングに基づき，強震動生成域のモデル化を行った結果，宮城県沖に2箇所，茨城県沖の北部に2箇所の計4箇所に強震動生成域を配置した震源モデルを提案した。

佐藤(2012)のモデルの震源パラメータ

表 2 推定した震源モデル

パラメータ		強震動生成領域1	強震動生成領域2	強震動生成領域3	強震動生成領域4	強震動生成領域全体
長さ[km]		45.0	90.0	30.0	15.0	－
幅[km]		45.0	90.0	30.0	30.0	－
面積[km^2]		2025.0	8100.0	900.0	450.0	11475.0
地震モーメント[dyne・cm]		1.49E+28	7.73E+28	3.23E+27	8.06E+26	9.63E+28
応力降下量[bar]		397.7	258.5	291.0	205.7	－
すべり量[cm]		1530.3	1989.5	746.6	373.2	－
短周期レベル[dyne・cm/s^2]		2.03E+27	2.64E+27	9.90E+26	4.95E+26	3.51E+27
破壊開始時間[s]		28.0	58.0	103.4	107.9	－
破壊伝播速度[km/s]		3.0	2.0	2.0	2.0	－
破壊開始点	経度[度]	141.729	142.168	141.093	140.941	－
	緯度[度]	38.036	37.863	36.892	36.937	－
	深さ[km]	48.0	36.6	50.9	54.8	－

佐藤(2012)より抜粋



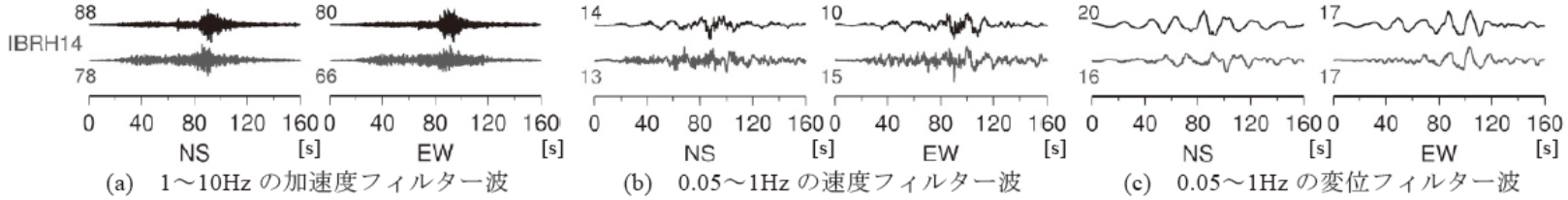
佐藤(2012)による
震源モデル(一部加筆)

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，695-704，2012年5月

佐藤(2012)の概要： シミュレーション解析結果

第336回審査会合
資料1 48頁 再掲

■解析結果



(a) 1～10Hz の加速度フィルター波　(b) 0.05～1Hz の速度フィルター波　(c) 0.05～1Hz の変位フィルター波

図 5 観測波形と経験的グリーン関数法に基づくシミュレーション波形(上段：観測、下段：シミュレーション、波形先端の数字は最大値)

佐藤(2012)によるシミュレーション結果と観測記録との比較(時刻歴波形)(IBRH14(KiK-net十王観測点))

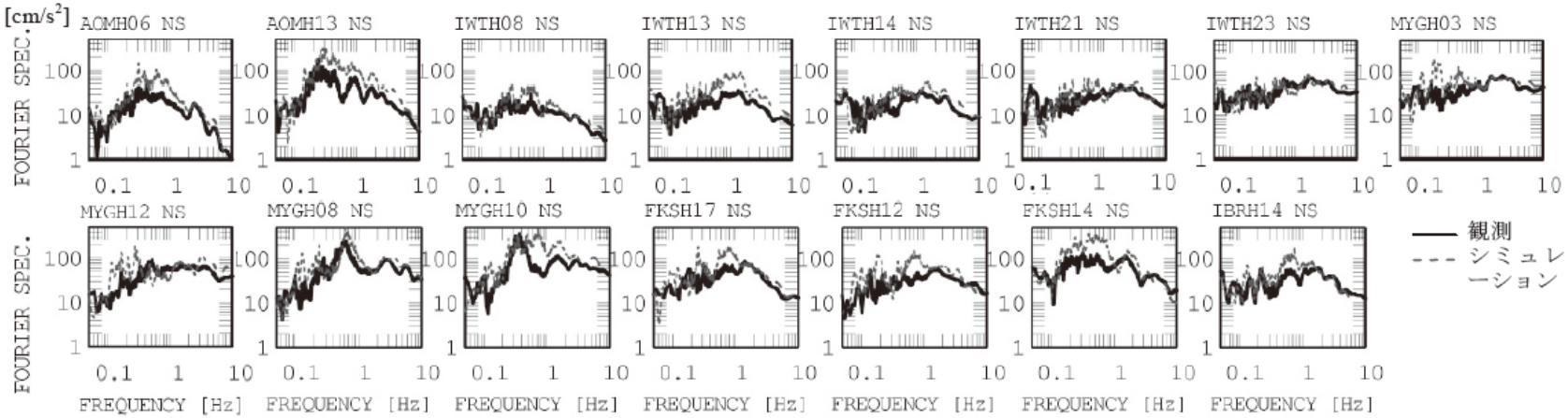


図 6 観測波形とシミュレーション波形の加速度フーリエスペクトル(NS 成分)

佐藤(2012)によるシミュレーション結果と観測記録との比較(フーリエスペクトル)

佐藤(2012)より抜粋

佐藤(2012)では，シミュレーション結果について下記のとおり考察している。

・全体としてシミュレーション波はほぼ観測波を再現している。

・0.2Hz～0.5Hz付近で，シミュレーション波がやや過大となった。その原因として，複数個の強震動生成域がある短周期レベルは，各強震動生成域の二乗和平方根として表現されるが，宮城県沖の強震動生成域1，2からの波群はほとんどの観測点で重ならない時間帯が多いため，0.2Hz～0.5Hz付近では地震波のランダムな重ね合わせを仮定した二乗和平方根が当てはまらず過大評価となったことが考えられる。

・推定したSMGAの位置は，すべり量の大きい海溝軸付近の領域より陸側の深い部分にある。

4.2 東北地方太平洋沖地震に関する知見

第336回審査会合
資料1　49頁　再掲

東北地方太平洋沖地震について下記のとおり，知見の整理・分析を行う。

① 最大加速度等の分布

東北地方太平洋沖地震における最大加速度分布等から，敷地周辺の揺れと他の地域の揺れとの相対的な大小関係を整理する。

② 破壊領域

津波波形を用いたすべり分布や地震波形を用いたすべり分布など，提案されている様々なすべり分布に関する知見の整理を行う。また，破壊領域の生成に関する各種知見を整理する。

③ 強震動生成域

提案されている強震動生成域の震源モデルを用いて敷地観測記録のシミュレーション解析を実施し，巨大地震の揺れの特徴を整理するとともに，強震動生成域の震源モデルに関する知見を整理する。

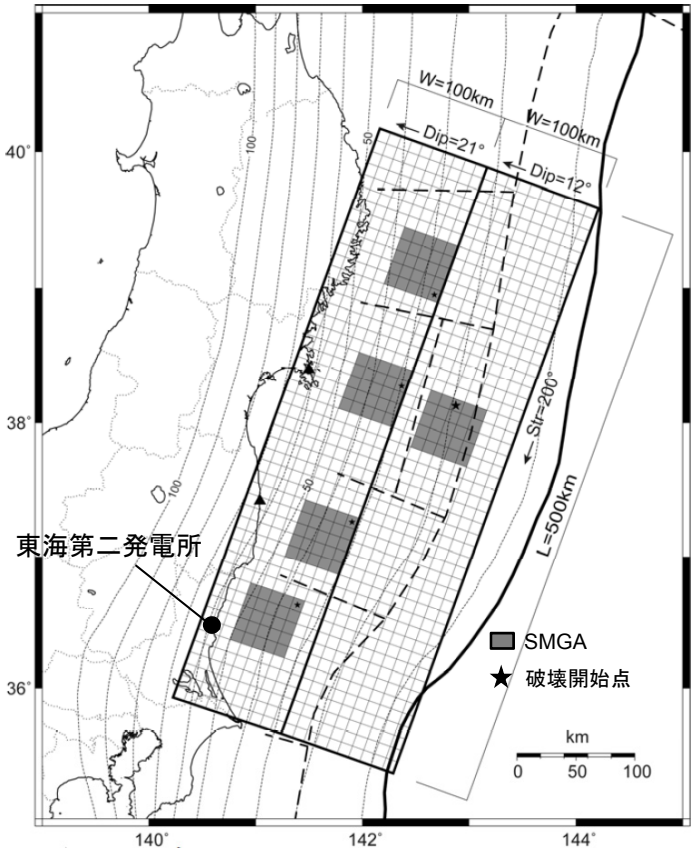
④ 強震動予測レシピの適用性

東北地方太平洋沖地震のような巨大プレート間地震に対する強震動予測レシピの適用性に関する知見を整理する。

諸井ほか(2013)による知見(1／2)

第336回審査会合
資料1 50頁 再掲

■諸井ほか(2013)は，東北地方太平洋沖地震について，地震発生前の先験的な情報に基づき標準的な強震動予測レシピを用いて震源をモデル化し，統計的グリーン関数法により東海第二発電所を含めた原子力発電所の強震動記録の再現を実施している。



背景の太線は日本海溝，破線は海溝型地震の発生領域

諸井ほか(2013)による震源モデル
(一部加筆)

与条件

【Mw9.0】 → ・断層面積S： logS=M−4.0 （M=Mwとする）
・地震モーメントM_0： $\log M_0$=1.5Mw+9.1

先験情報

【短周期レベルA】 → 強震動生成域の面積比0.125
当該地域で発生した地震の平均的な特性

【強震動生成域の位置】
当該地域で発生したM7～M8の地震の震源域

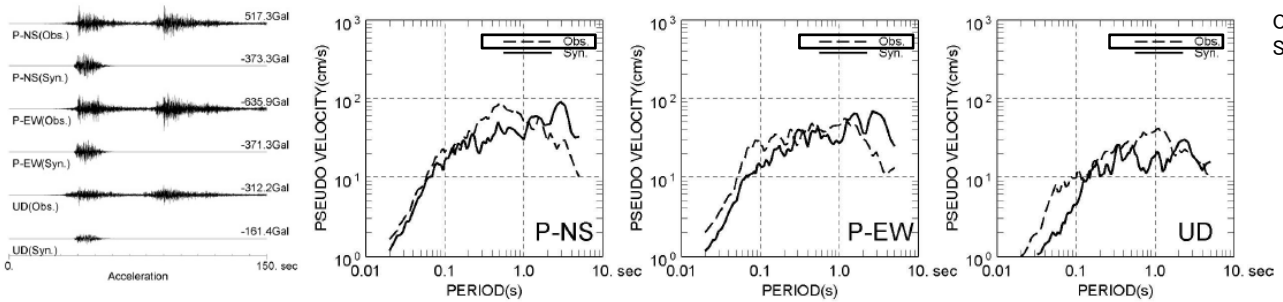
強震動予測レシピの関係式を用いて残りのパラメータを算定

諸井ほか(2013)による断層パラメータ

	面積 S(km^2)	地震モーメント M_0(Nm)	平均すべり量 D(m)	応力降下量 Δσ(MPa)	短周期レベル A(Nm/s^2)
断層全体	100,000	4.0E+22	8.5	3.08	2.97E+20
SMGA1個あたり	2,500	2.0E+21	17.1	24.6	1.33E+20
背景領域	87,500	3.0E+22	7.3	4.9	—

諸井ほか(2013)による知見(2／2)

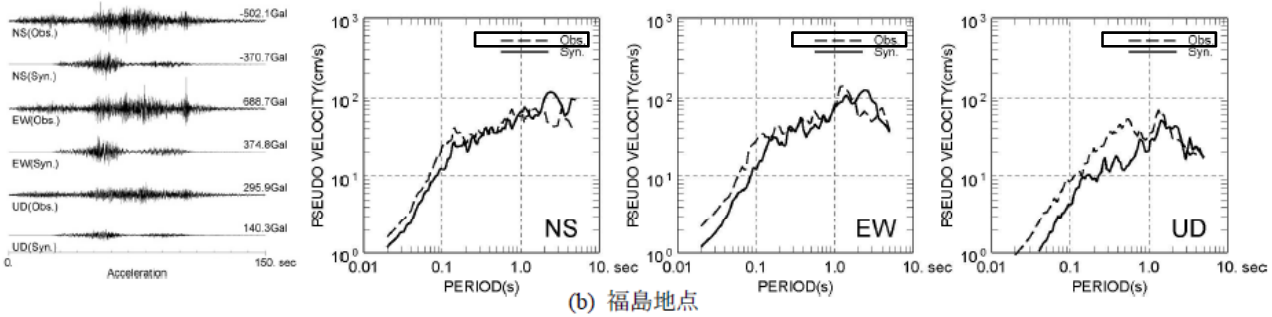
第336回審査会合
資料1 51頁 再掲



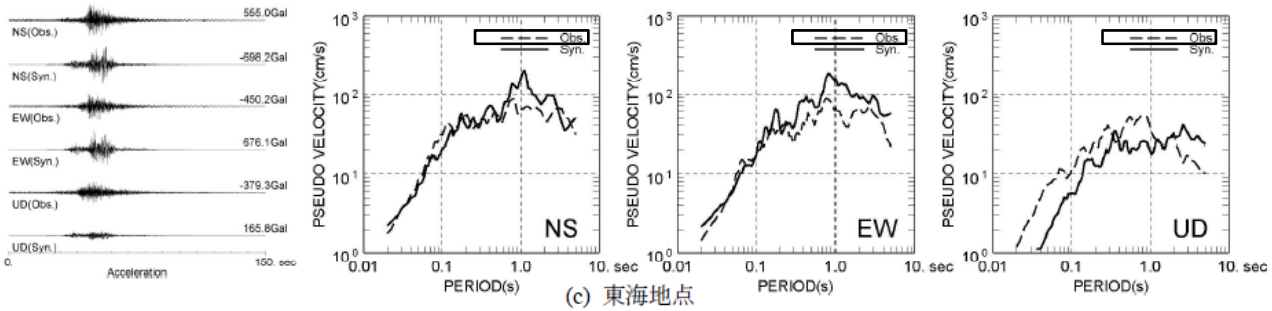
Obs：観測記録
Syn：解析結果

東北地方太平洋沖地震の女川地点の強震動

※女川地点の解析結果は，宮城県沖SMGA(震源の地域性を考慮し短周期レベルを1.4倍)による評価



(b) 福島地点



(c) 東海地点

東北地方太平洋沖地震の福島地点及び東海地点の強震動

諸井ほか(2013)に一部加筆

諸井ほか(2013)では，東海第二発電所等における評価結果は，はぎとり波の地震動レベルと整合していることから，プレート間巨大地震に対して，強震動予測レシピが有用であるとしている。

巨大プレート間地震に関する知見のまとめ

第336回審査会合
資料1　52頁　再掲

■国内外の巨大プレート間地震に関する知見

巨大地震では，大きなすべりを生ずるが強震動を放出しない領域と，すべり量は大きくないが強震動を放出する領域が分離する。

■東北地方太平洋沖地震に関する知見

① 最大加速度等の分布

・震度6強以上を観測したエリアは，宮城県～茨城県にまたがり，広範囲に分布する。

・敷地での揺れと他の地域の揺れとの比較から，敷地周辺は東北地方太平洋沖地震で大きく揺れたエリアの一つである。

② 破壊領域

・宮城県沖の海溝軸付近では大きなすべり量が観測されているが，強震動生成域はこれとは別に，陸側に近いプレート境界の宮城県沖から茨城県沖の領域にわたって存在し，過去の地震の震源域と概ね対応する。

・過去に発生したプレート間地震の震源域は，固着域と関連づけることができると考えられる。

・フィリピン海プレートが破壊進展のバリアとして作用する可能性がある。

③ 強震動生成域

敷地での地震動の大きさは，敷地近傍の強震動生成域に大きく影響される。

④ 強震動予測レシピの適用性

諸井ほか（2013）では，Mw9クラスの巨大地震に対しても強震動予測レシピが適用できることを確認している。

検討用地震の選定フロー

第336回審査会合
資料1　54頁　再掲

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。

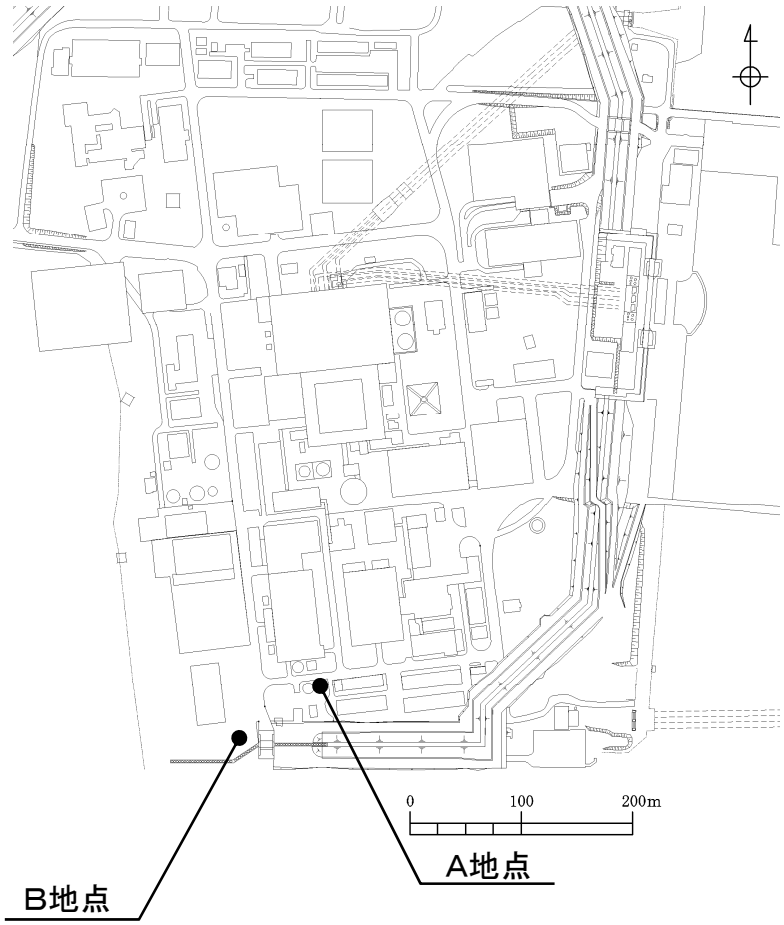
応答スペクトル手法による地震動評価に用いる補正係数： 地震計設置状況

■東海第二発電所では，敷地地盤において以下の通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	

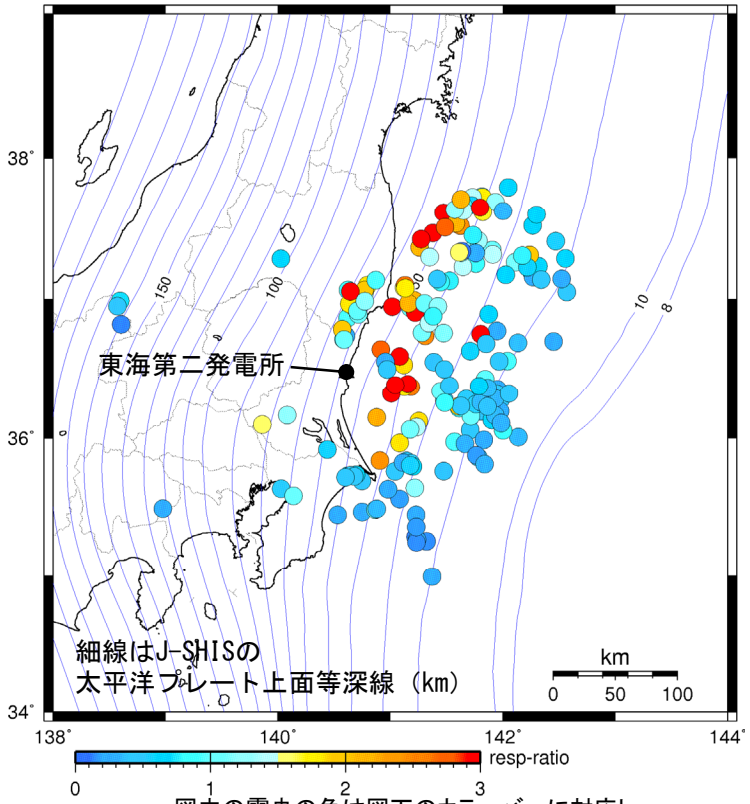


地震観測点位置（平面）

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

第336回審査会合
資料1 56頁 再掲

■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。補正係数算出に用いた地震のリストを参考資料に示す。



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。

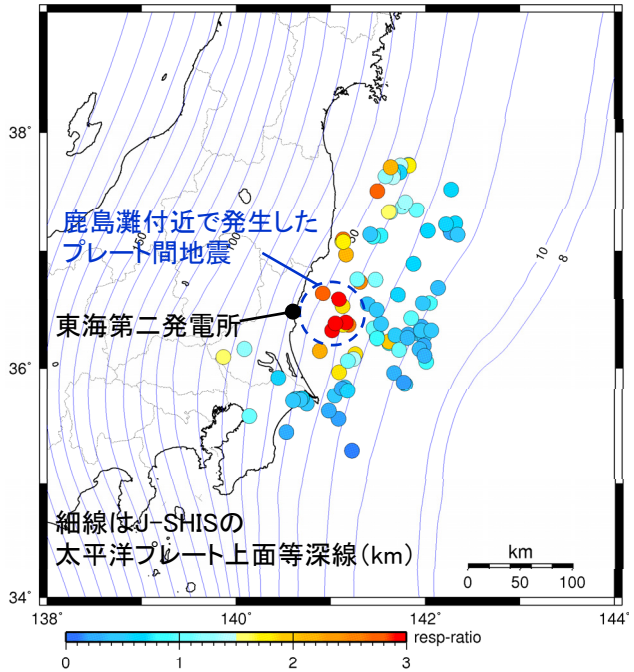
・プレート間地震，海洋プレート内地震，内陸地殻内地震の地震発生様式ごとに各地震の「応答スペクトル比」を算出し，地域性の観点からグルーピングを行う。

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

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

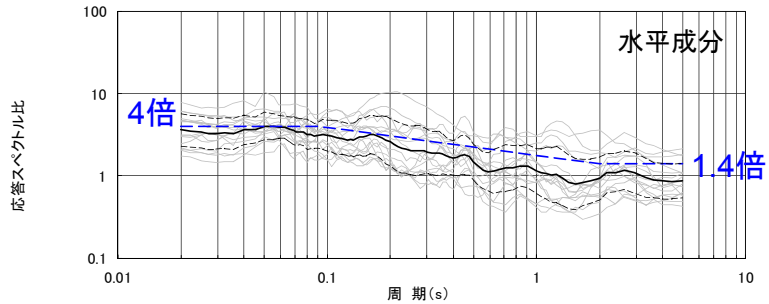
第336回審査会合
資料1　57頁　再掲

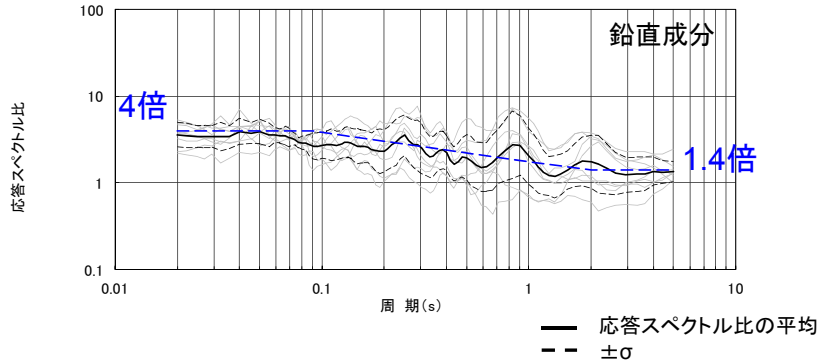
■補正係数（鹿島灘付近の地震）



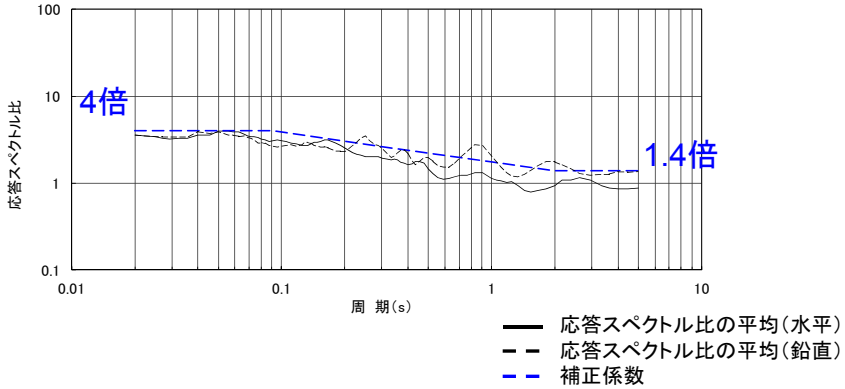
図中の震央の色は図下のカラーバーに対応し，
応答スペクトル比を示している（周期0.02秒～0.1秒の平均）。

検討対象地震の震央分布図
（水平成分）





応答スペクトル比



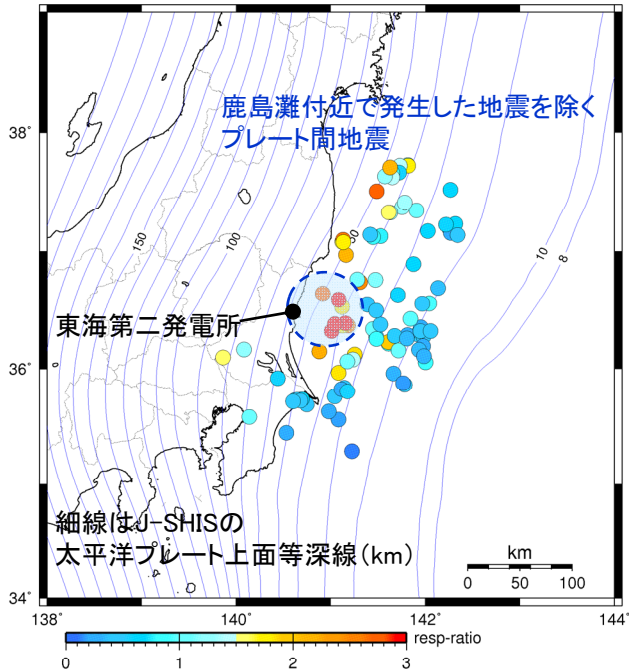
補正係数

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

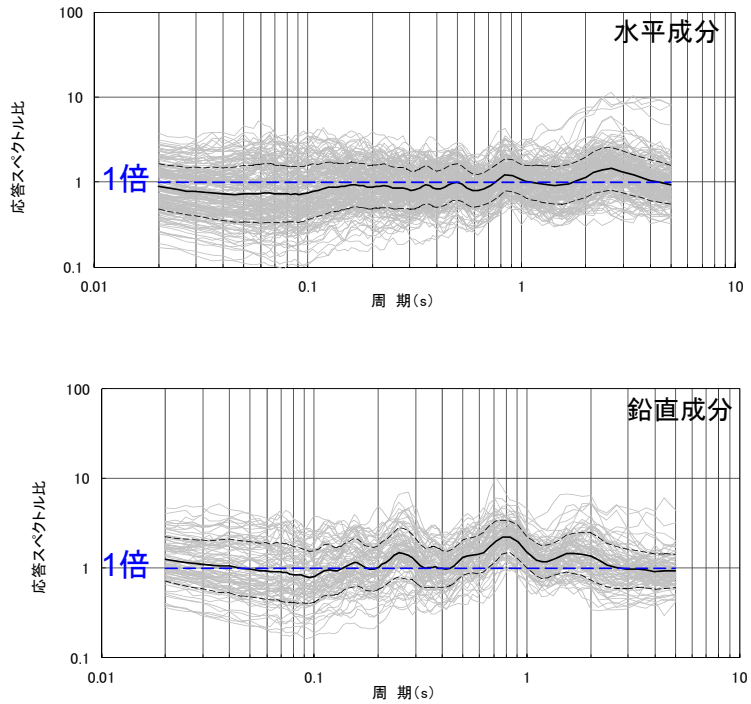
第336回審査会合
資料1 58頁 再掲

■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

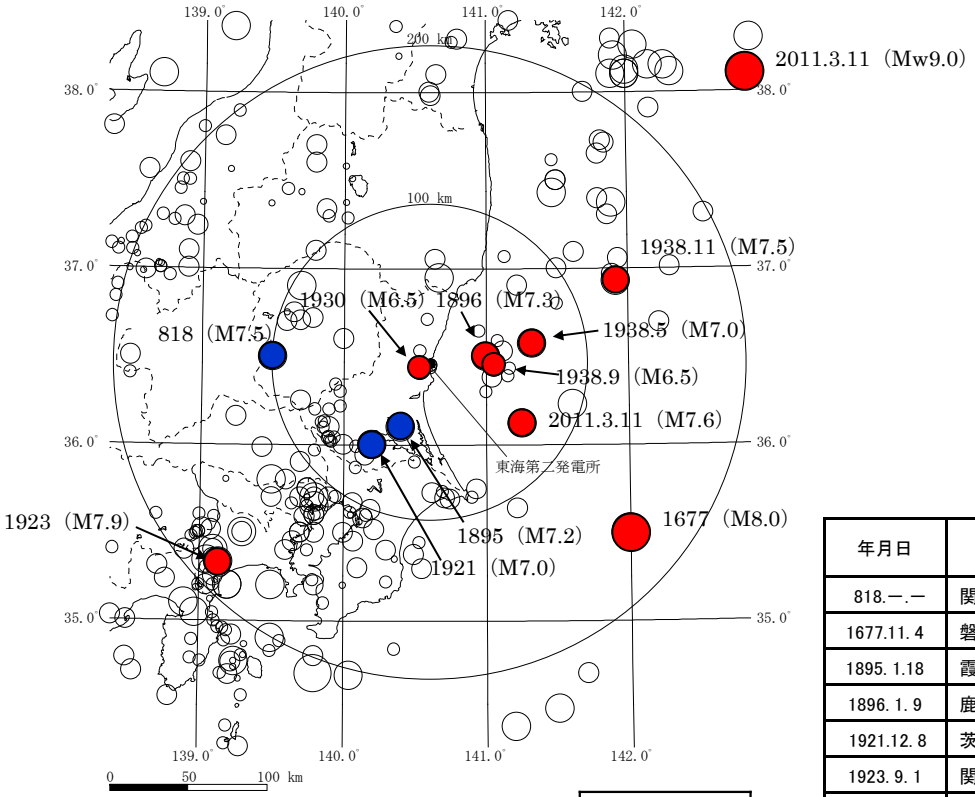
応答スペクトル比

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。

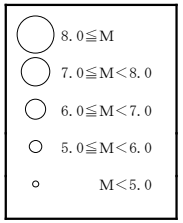
過去の被害地震

第336回審査会合
資料1　59頁　再掲

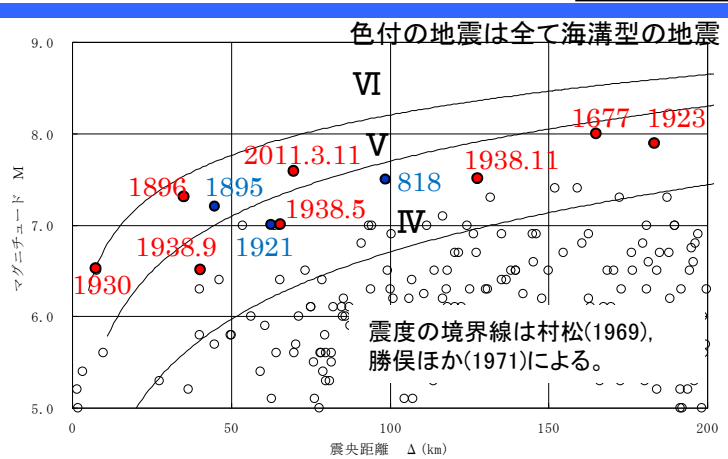
■敷地で震度5程度以上となる過去の被害地震を抽出する。



敷地周辺で震度5弱程度以上と推定される地震
- 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

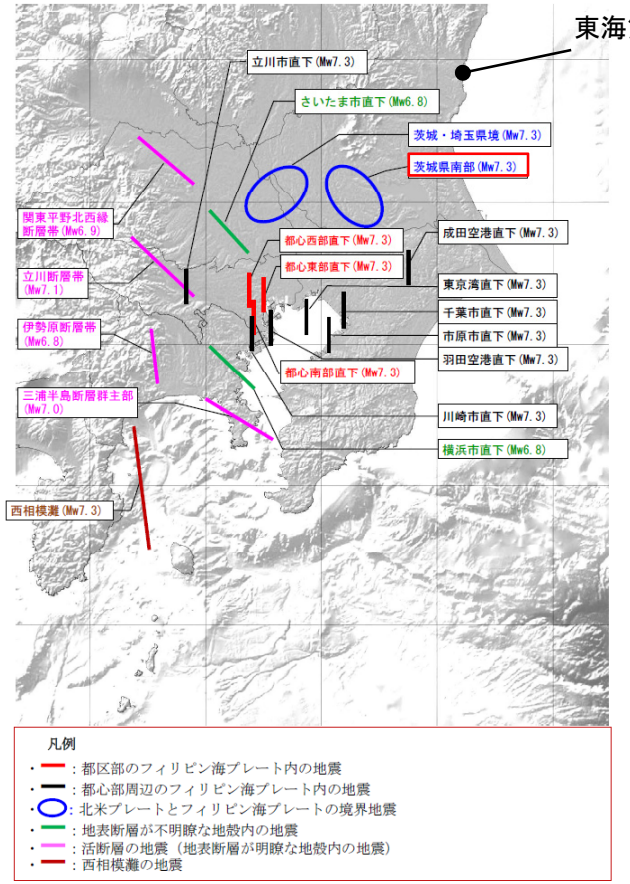
年月日	地震	地震規模 M	震央距離 (km)	深さ (km)	地震発生様式
818.－.－	関東諸国の地震	7.5	99	－	海洋プレート内地震
1677.11. 4	磐城・常陸・安房・上総・下総の地震	8.0	165	－	プレート間地震
1895. 1.18	霞ヶ浦付近の地震	7.2	45	－	海洋プレート内地震
1896. 1. 9	鹿島灘の地震	7.3	35	－	プレート間地震
1921.12. 8	茨城県龍ヶ崎付近の地震	7.0	64	－	海洋プレート内地震
1923. 9. 1	関東大地震	7.9	183	23	プレート間地震
1930. 6. 1	那珂川下流域の地震	6.5	8	54	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，いずれもプレート間地震または海洋プレート内地震である。
- 内陸地殻内地震で敷地で震度5程度以上となる被害地震は確認されていない。

各機関の想定した震源：　中央防災会議（2013）

第336回審査会合
資料1　60頁　再掲

■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

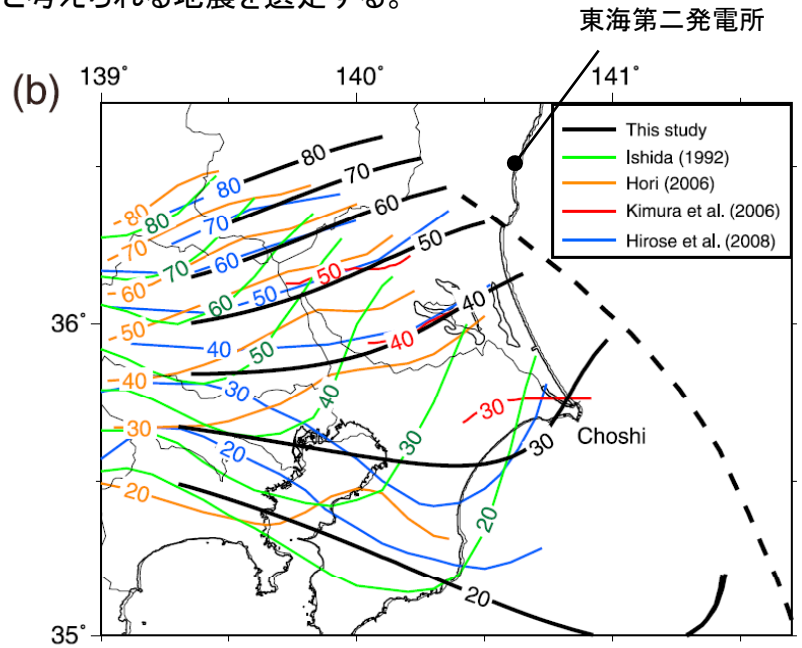


Figure 7. (a) Depth to the upper boundary of the PHS (contours). Blue dashed contours represent a result without the data from earthquakes on the UBPHS. Red dashed contours represent a result with equal weight (10 times more than the *SP-P*/*S-PS* data of the highest grade) for the data from earthquakes 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

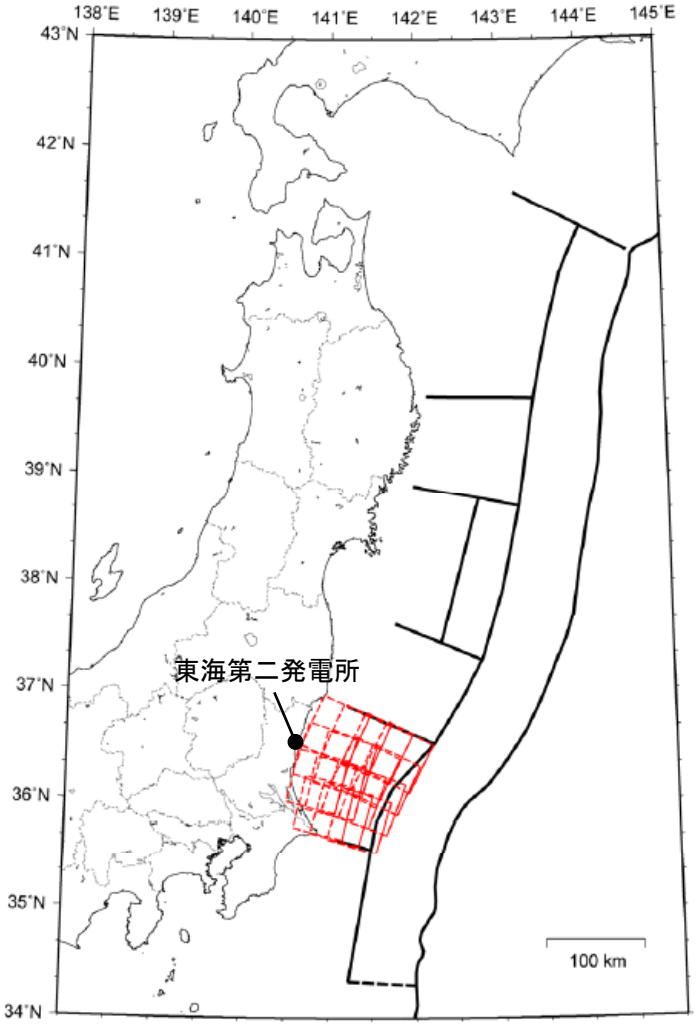
中央防災会議（2013）では，茨城県南部においてフィリピン海プレートと北米プレートとの境界の地震としてM7.3が想定されている。フィリピン海プレートの形状を考慮すると，当該震源の敷地からの距離は，フィリピン海プレート上面のほかの震源である茨城・埼玉県境（M7.3）と比較し近くなる。よって，フィリピン海プレートと北米プレートの境界の地震としてM7.3の地震を茨城県南部に設定する。

（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）

各機関の想定した震源：　地震調査研究推進本部(2012)

第336回審査会合
資料1　61頁　再掲

■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)による茨城県沖の地震の震源域(一部加筆)

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。

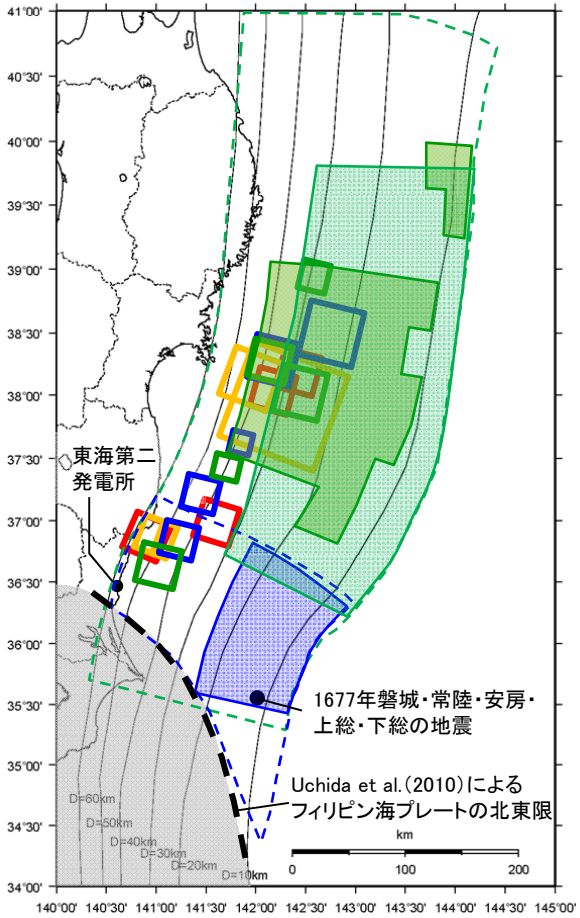
コメントNo.7

当社の津波評価で考慮している波源

■津波評価で考慮している主な波源と地震動評価で考慮している震源との関係について整理し，敷地への影響を検討する。

- 東北地方太平洋沖地震に関する内閣府(2012)等，津波インバージョン解析によるすべり量の大きな領域
- 当社の津波評価で考慮している東北地方太平洋沖型の津波波源(網掛け部は大すべり域)
- 当社の津波評価で考慮している茨城県沖に想定する津波波源(網掛け部は大すべり域)

東北地方太平洋沖地震の強震動生成域
- Asano and Iwata(2012)
- Kurahashi and Irikura(2013)
- 川辺・釜江(2013)
- 佐藤(2012)



津波評価及び地震動評価で考慮している主な波源，震源

■津波評価，地震動評価の基本方針

過去に発生した地震や，今後発生が想定される地震等の中から敷地に与える影響の大きいものを選定し，詳細評価を行う。

■津波評価と地震動評価の着目点

・Mw9.0程度の規模の大きい地震では，大すべり域と強震動生成域が空間的に分離し，また分布の範囲も異なる。

・津波評価では大すべり域を海溝軸付近に配置する場合に影響が大きく，一方，地震動評価では強震動生成域を敷地に近い場所に配置するほど影響が大きい。

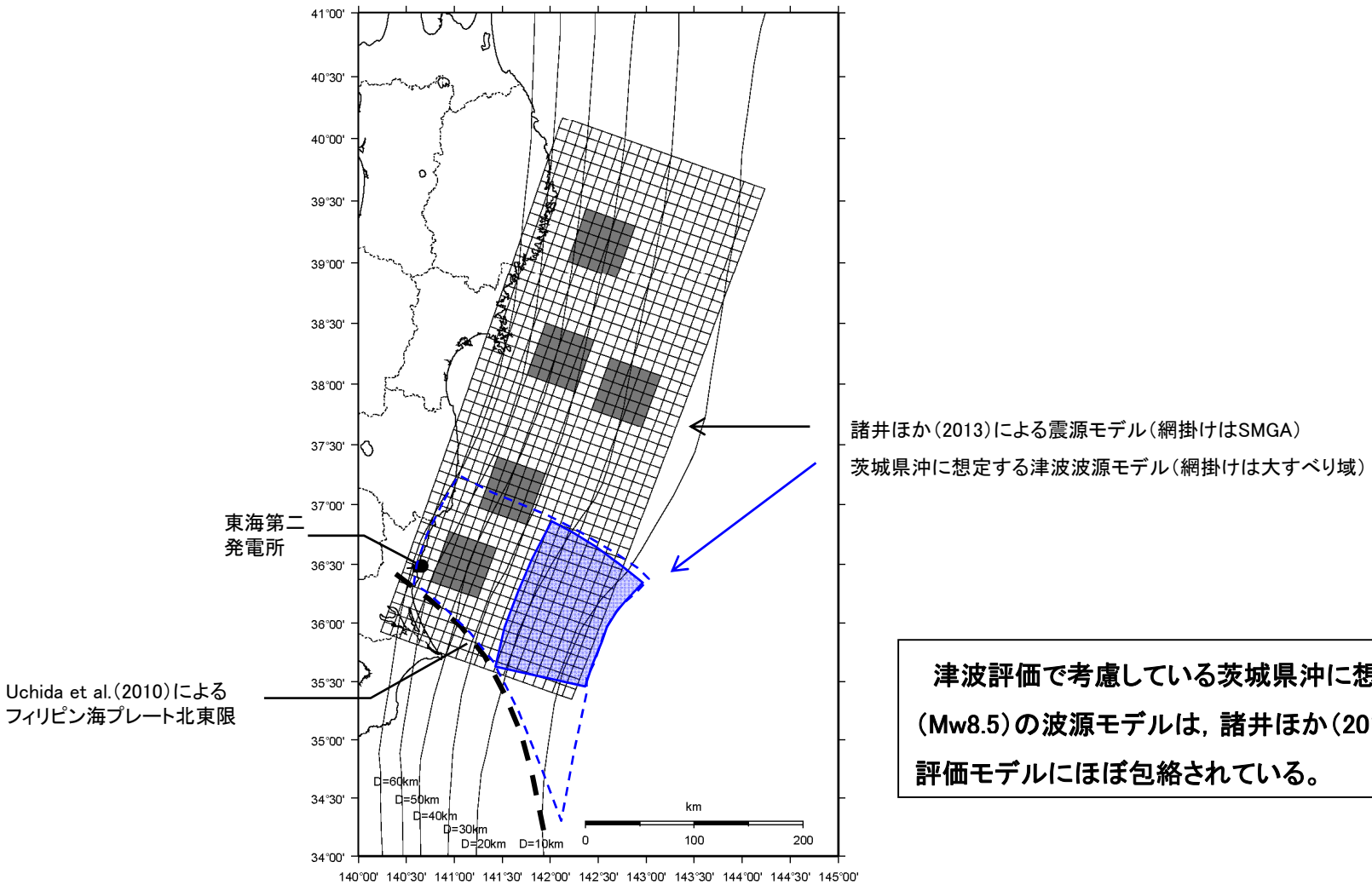
地震	津波評価での扱い	地震動評価での扱い
1677年磐城・常陸・安房・上総・下総の地震(延宝の地震)(M8.0)	敷地に影響を及ぼした既往津波として評価	・中央防災会議(2013)等によれば，大きな揺れの被害はなく，津波地震の可能性が高いとされている。 ・しかしながら宇佐美ほか(2013)の諸元に基づきM-⊿図で評価すると震度5程度以上となるため，地震動評価を実施
2011年東北地方太平洋沖地震(Mw9.0)	・敷地に影響を及ぼした既往津波として評価 ・今後発生が想定される津波として評価を実施	敷地で震度5程度以上であり，また敷地に最も大きな影響を与えた地震として地震動評価を実施
茨城県沖に想定する津波波源(Mw8.5)	過去に発生していないが，今後発生が想定される津波として評価を実施	・東北地方太平洋沖地震の強震動生成域は，大すべり域と異なり茨城沖にも存在し，敷地での揺れは茨城県沖の強震動生成域の影響が大きい。 ・従って，茨城県沖に想定する津波波源による地震動は東北地方太平洋沖地震の地震動で代表させることとする。

表中の網掛け：　敷地に与える影響が最も大きい波源または震源

コメントNo.7

茨城県沖に想定する津波波源と東北地方太平洋沖地震の強震動評価モデルの対応

■茨城県沖に想定する津波波源モデルと東北地方太平洋沖地震の強震動評価モデルを比較する。



茨城県沖に想定する津波波源モデルと
東北地方太平洋沖地震の強震動評価モデル

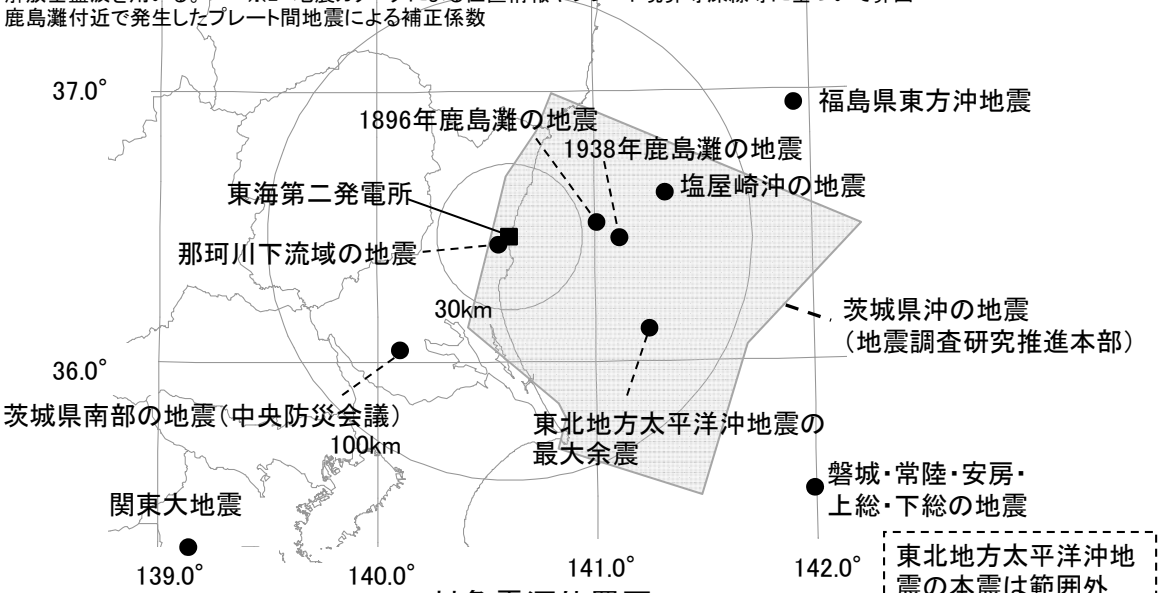
津波評価で考慮している茨城県沖に想定する津波(Mw8.5)の波源モデルは，諸井ほか(2013)の強震動評価モデルにほぼ包絡されている。

検討用地震の選定

第336回審査会合
資料1　62頁　再掲

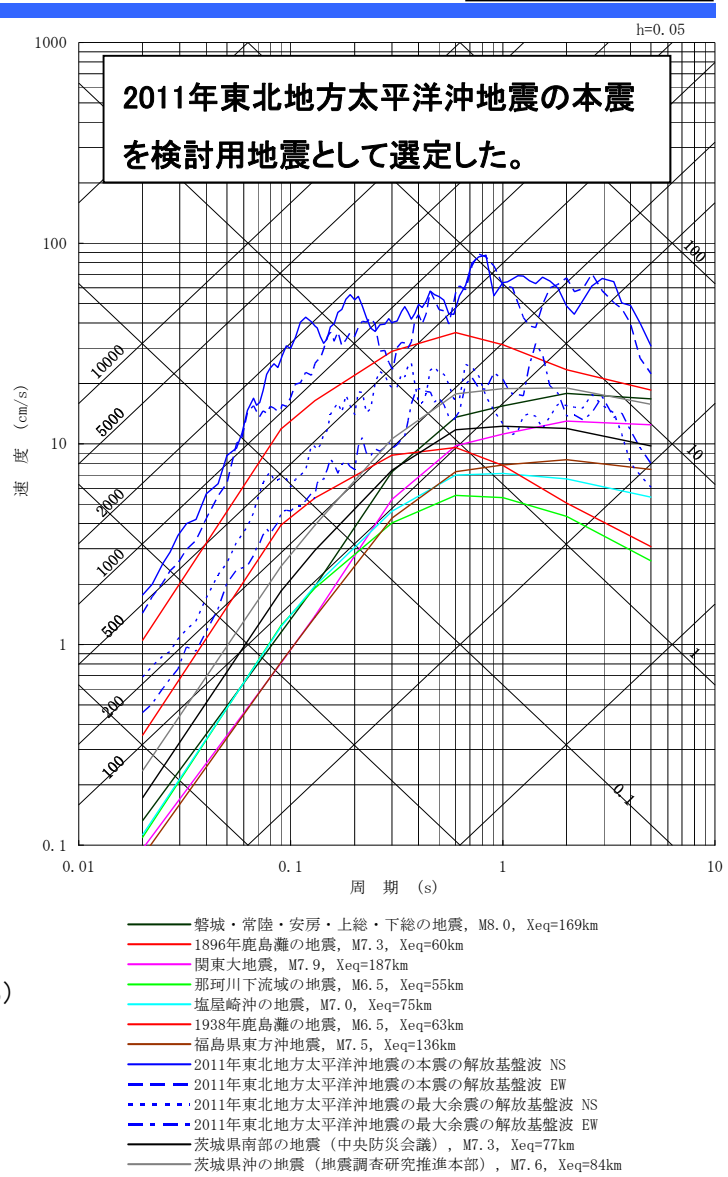
年月日	地名（地震名）	地震規模 M	等価震源距離 (km)※2	補正係数※3
1677.11. 4	磐城・常陸・安房・上総・下総の地震	8.0	169	
1896. 1. 9	鹿島灘の地震	7.3	60	考慮
1923. 9. 1	関東大地震	7.9	187	
1930. 6. 1	那珂川下流域の地震	6.5	55	
1938. 5.23	塩屋崎沖の地震	7.0	75	
1938. 9.22	鹿島灘の地震	6.5	63	考慮
1938.11. 5	福島県東方沖地震	7.5	136	
2011. 3.11	2011年東北地方太平洋沖地震の本震※1	Mw9.0	―	
2011. 3.11	2011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

東北地方太平洋沖地震の本震は範囲外



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）

基本震源モデル及び不確かさを考慮した震源モデルの検討方針

コメントNo.1～3
第336回審査会合
資料1　64頁　再掲

■基本震源モデル及び不確かさを考慮した震源モデルは下記の方針で設定する。

コメントNo.1, 2,12

【4章　巨大プレート間地震に関する知見】

■4.1 国内外の巨大プレート間地震に関する知見

巨大地震では，大きなすべりを生ずるが強震動は放出しない領域と，すべり量は大きくないが強震動を放出する領域とが分離する。

■4.2 東北地方太平洋沖地震に関する知見

① 最大加速度等の分布
敷地での揺れと他の地域の揺れとの比較から，敷地周辺は東北地方太平洋沖地震で大きく揺れたエリアの一つである。

② 破壊領域
・破壊領域は宮城県沖～茨城県沖の範囲に分布し，過去の地震の震源域と対応する。
・過去に発生したプレート間地震の震源域は，固着域と関連づけることができると考えられる。
・フィリピン海プレートが南方への破壊進展のバリアとして作用した。

③ 強震動生成域
釜江・川辺（2011）等の震源モデルによるシミュレーション解析結果より，敷地での地震動は敷地近傍の強震動生成域に影響される。

④ 強震動予測レシピの適用性
諸井ほか（2013）では，Mw9.0の巨大地震に対しても強震動予測レシピが適用できることを確認した。

【6章　震源モデルの検討】

コメントNo.1～3,9,11

■6.1 基本震源モデル

東北地方太平洋沖地震に関する知見整理結果を踏まえ，震源の規模，震源域を改めて検討した上で基本震源モデルを作成する。

・規模　Mw9.0，　震源域　茨城県沖以北～三陸沖中部

・強震動予測レシピに基づき震源モデルを作成する。

■6.2 不確かさを考慮した震源モデル

評価結果に大きな影響を与える強震動生成域について下記のとおり不確かさを考慮

・強震動生成域の位置　→　敷地最短距離

・短周期レベル　→　宮城県沖～茨城県沖で発生する地震の平均的な値の1.5倍

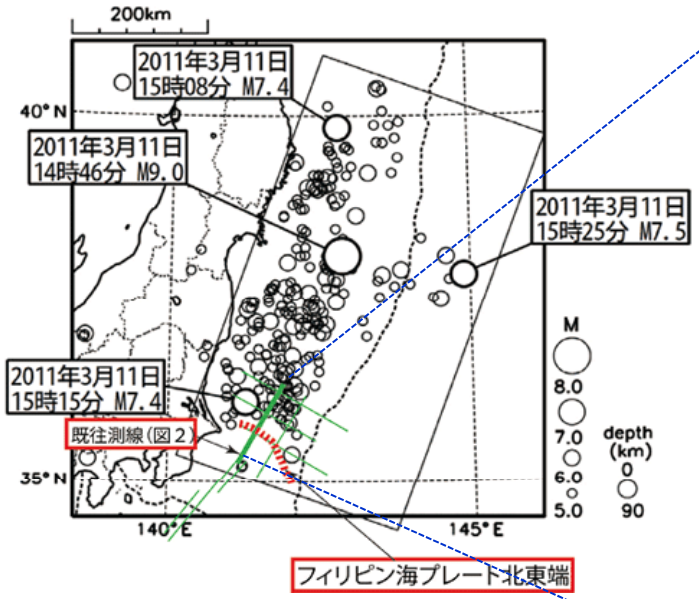
・さらに，上記の不確かさについて重畳させたケースも考慮

コメントNo.1, 2

第336回審査会合
資料1 65頁 再掲

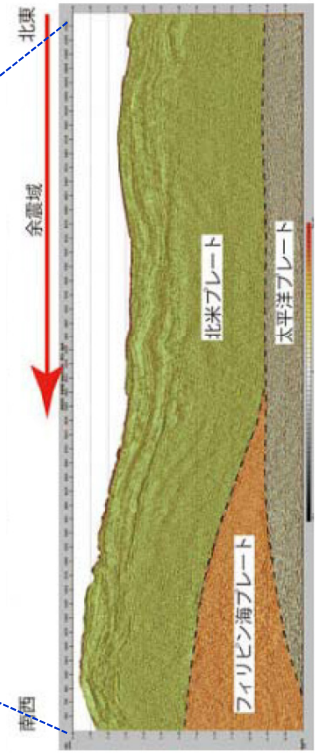
震源の規模，震源域

■東北地方太平洋沖地震に関する破壊領域の検討結果（4.2章「東北地方太平洋沖地震に関する知見」）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。

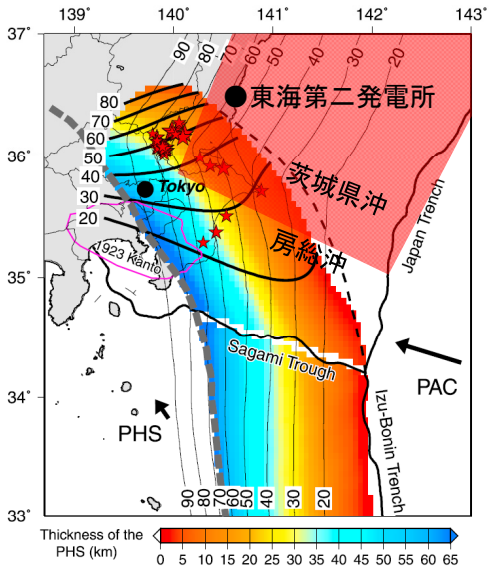


Figure 8. Thickness distribution of the PHS. Black and shaded dashed lines denote the NE and SW limits of the PHS-PAC contact zone, respectively [*Nakajima et al.*, 2009b; *Uchida et al.*, 2009]. For the SW limits beneath Boso peninsula and further south, which is not well constrained in *Nakajima et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

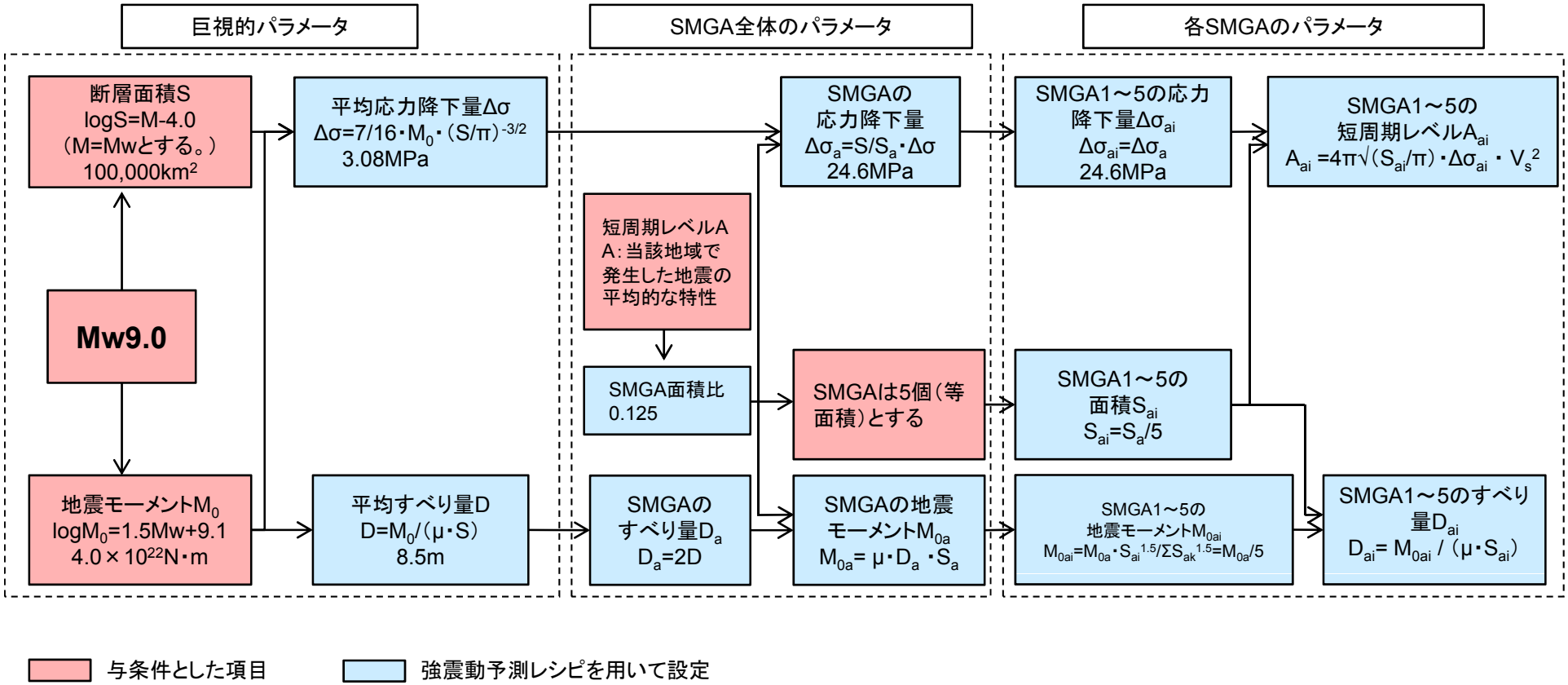
Uchida et al.(2010)に一部加筆

フィリピン海プレートの分布との位置

- **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を，前述（4.2章）のとおり確認している。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。



（SMGA： 強震動生成域）

基本震源モデルの設定（1／2）

第336回審査会合
資料1 67頁 再掲

■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）

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

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）

第336回審査会合
資料1 68頁 再掲

■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】

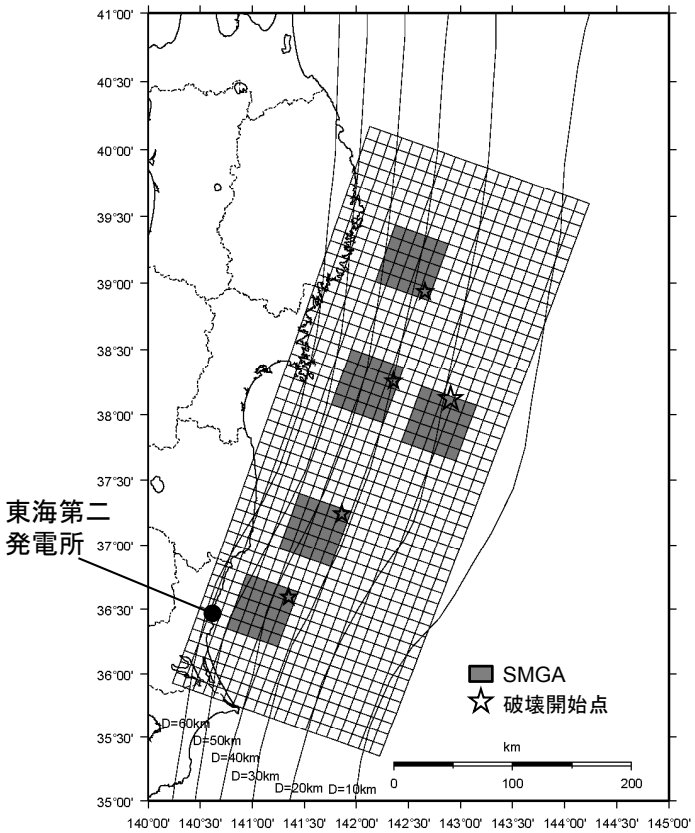
・地震調査研究推進本部の領域区分に基づき5個のSMGAを設定し，東北地方太平洋沖地震のSMGAや，それぞれの領域で過去に発生したM7～M8クラスの地震の震源域を参考に配置する。

・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

コメントNo.3

第336回審査会合
資料1 69頁 再掲

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。

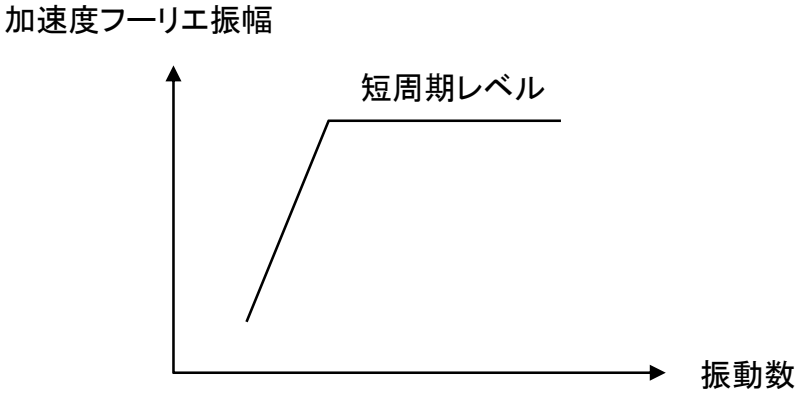
$$A = 4\pi \times \beta^2 \times \Delta\sigma_a \times r_a$$

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

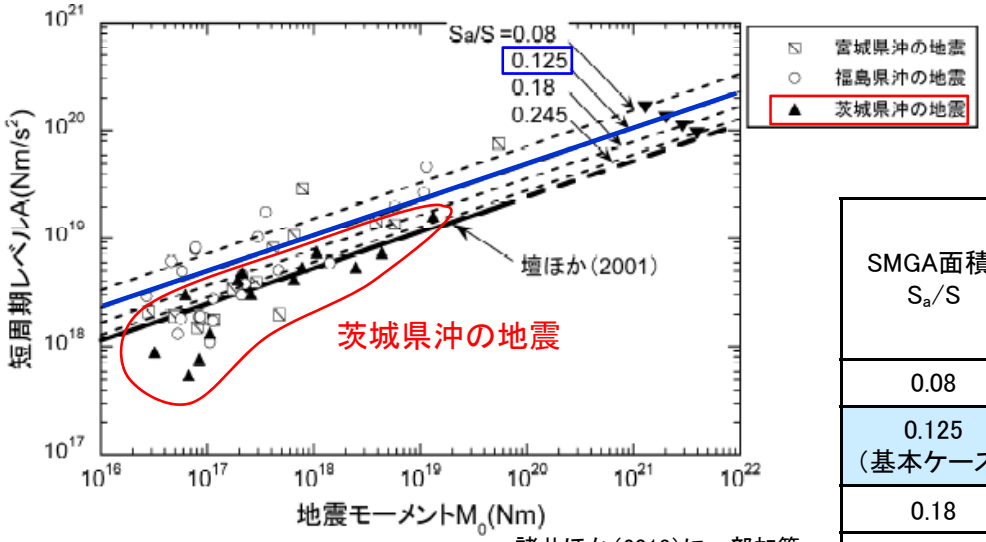
田島礼子・松元康広・司宏俊・入倉孝次郎(2013):内陸地殻内および沈み込みプレート境界で発生する巨大地震の震源パラメータに関するスケーリング則の比較研究，地震,第2輯,第66巻(2013),p 31－45

コメントNo.3, 9

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。

コメントNo.3

第336回審査会合
資料1　71頁　再掲

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_{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).

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_{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	1392	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	8.63E+19
10	2011 Tohoku, Japan	Kurahashi and Irikura (2013)	4.81E+22	9.1	1.76E+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: avearge 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

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/s^{2}としている。

コメントNo.3

第336回審査会合
資料1 72頁 再掲

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。

コメントNo.3

第336回審査会合
資料1 73頁 再掲

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(km^2)	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	23.9	4.57E+20	7.7	5.2
SMGA②	1296	27.8	5.33E+20	7.8	6.1
SMGA③	1225	17.5	3.07E+20	7.6	3.7
SMGA④	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	41.3	2.31E+21	8.2	–
SMGA②	1731	23.6	7.05E+20	7.8	–
SMGA③	4867	29.5	4.34E+21	8.4	–
SMGA④	1482	16.4	3.83E+20	7.7	–
SMGA⑤	1129	26.0	3.99E+20	7.7	–
合計	11805	–	8.14E+21	8.5	–
割合※1	13.1%	–	23.9%	–	–
割合※2	9.8%		19.3%		
釜江・川辺(2011)					
SMGA①	1600	18.9	4.93E+20	7.7	–
SMGA②	2500	21.6	1.10E+21	8.0	–
SMGA③	400	27.0	8.80E+19	7.2	–
SMGA④	900	10.8	1.19E+20	7.3	–
SMGA⑤	900	23.1	2.58E+20	7.5	–
合計	6300	–	2.06E+21	8.1	–
割合※1	7.0%	–	6.1%	–	–
割合※2	5.3%		4.9%		
佐藤(2012)					
SMGA①	2025	39.8	1.49E+21	8.0	15.3
SMGA②	8100	25.9	7.73E+21	8.5	19.9
SMGA③	900	29.1	3.23E+20	7.6	7.5
SMGA④	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(km^2)	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(km^2)	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(km^2)	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(km^2)	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

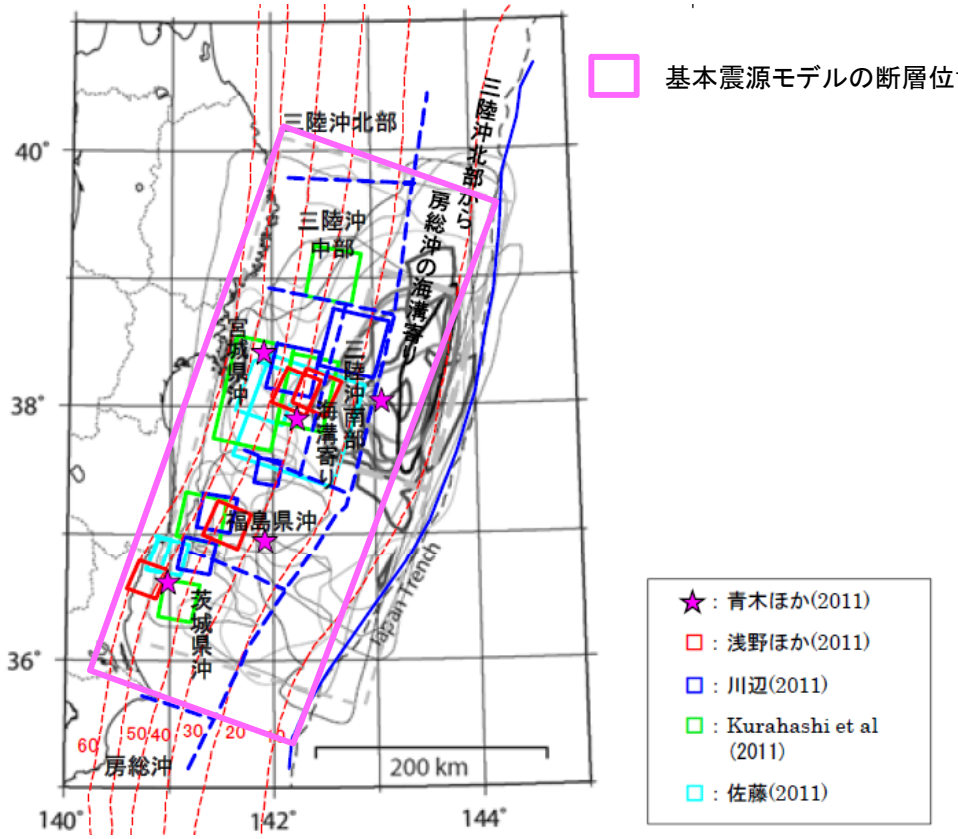
コメントNo.2

第336回審査会合
資料1 74頁 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100,000km^{2}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。

コメントNo.2

第336回審査会合
資料1 75頁 再掲

パラメータの検証： 断層面積（2／3）

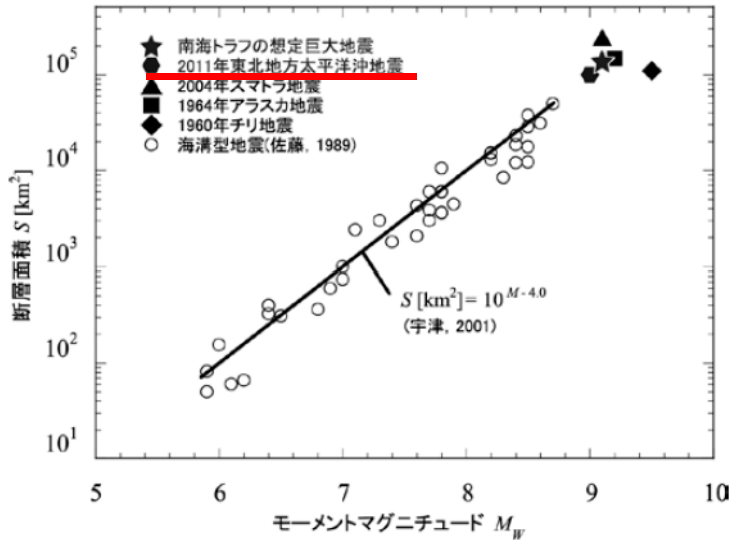
■壇ほか(2014)の知見

・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100,000km^{2}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）

コメントNo.2

第336回審査会合
資料1 76頁 再掲

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	57600	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	76000	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	106704	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72,000～107,100km^{2}とされており，基本震源モデルで設定した100,000km^{2}と整合している。

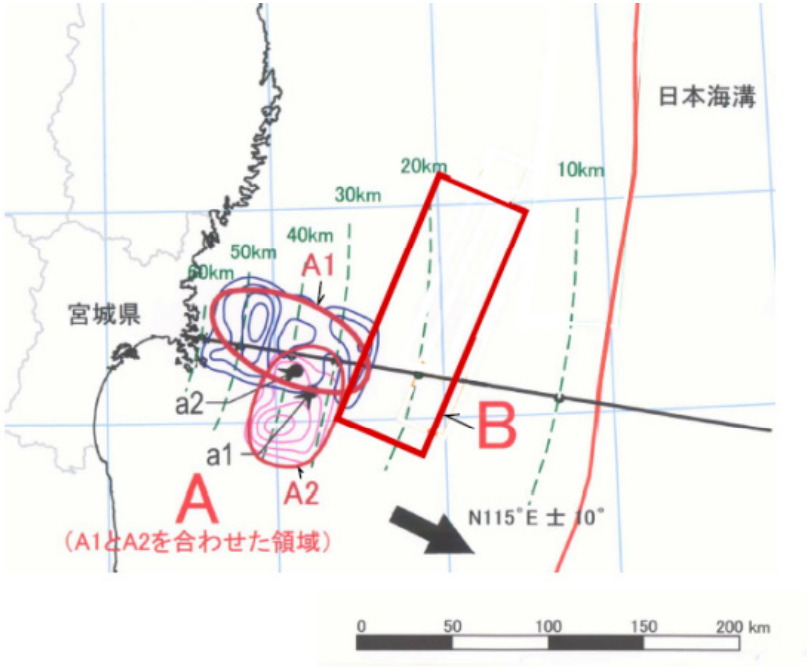
コメントNo.2

第336回審査会合
資料1 77頁 再掲

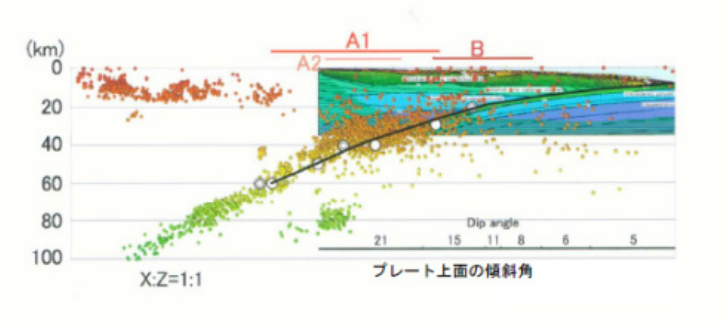
パラメータの検証： 断層形状（1／2）

■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。）

コメントNo.2

第336回審査会合
資料1 78頁 再掲

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。

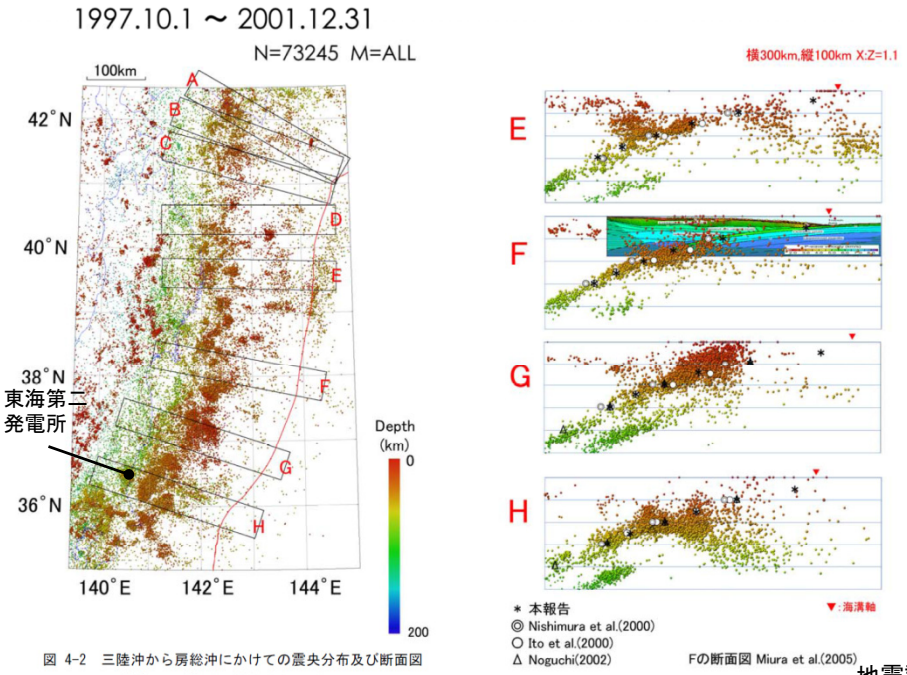
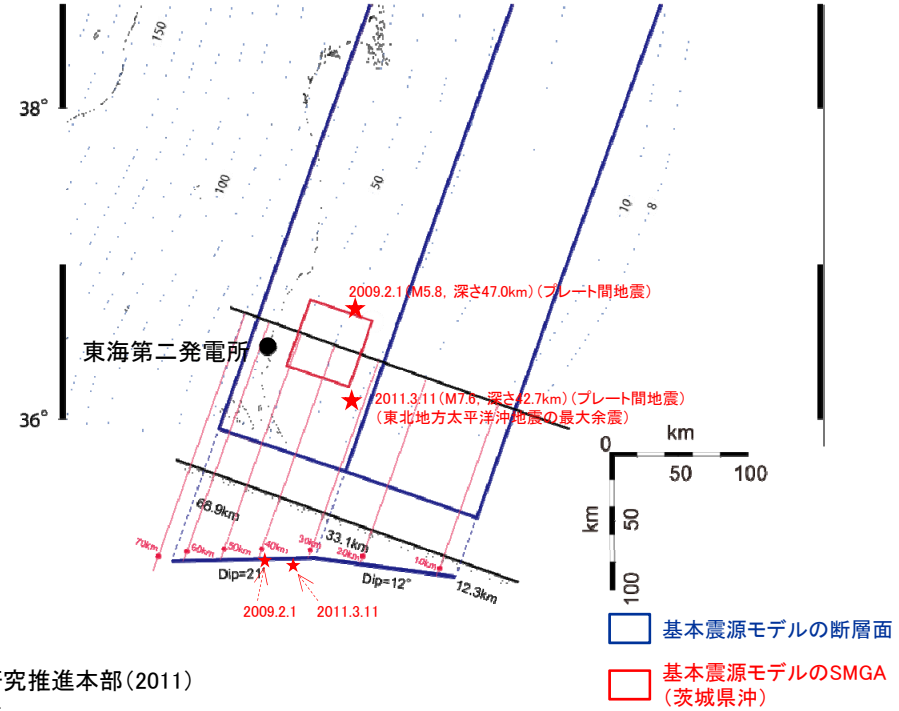


図 4-2 三陸沖から房総沖にかけての震央分布及び断面図及びプレート境界の位置（その２）

Fの断面図 Miura et al.(2005)

地震調査研究推進本部（2011）に一部加筆

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



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。

コメントNo.3

第336回審査会合
資料1 79頁 再掲

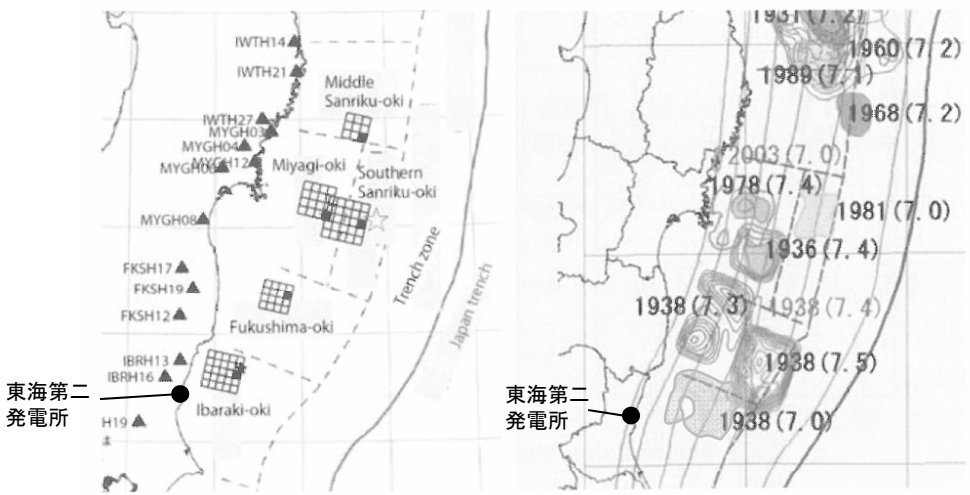
パラメータの検証： SMGA配置（1／4）

■基本震源モデルのSMGA配置

・4.2章「東北地方太平洋沖地震に関する知見」で述べたとおり，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。

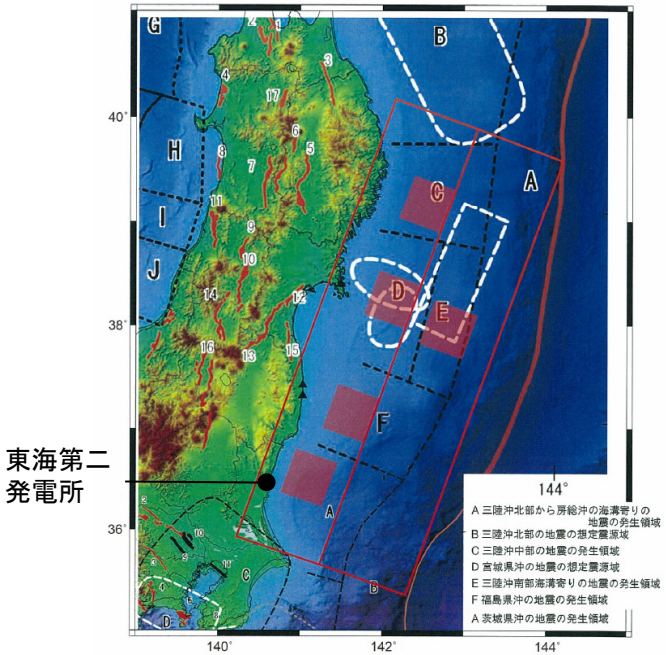
・入倉（2012）では，東北地方太平洋沖地震における強震動生成域が過去のマグニチュード8以下の震源域に対応しており，地震調査研究推進本部の領域区分に関係づけられるとしている。

・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

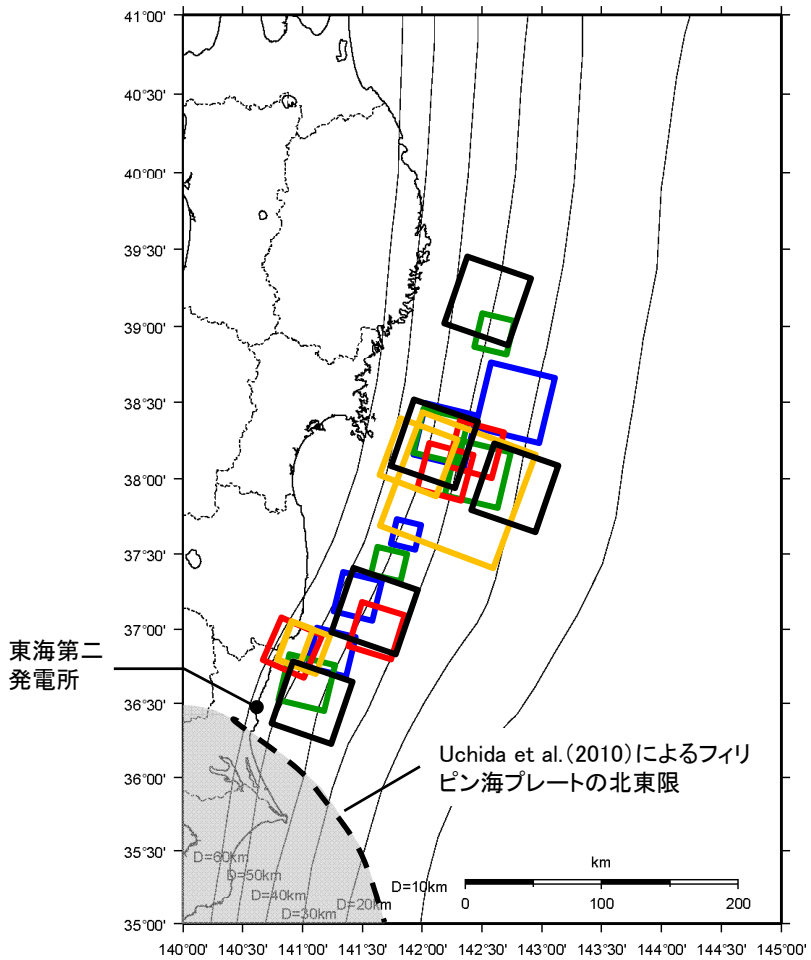
地震調査研究推進本部（2012）の海溝型地震の発生領域と基本震源モデル

コメントNo.3

第336回審査会合
資料1 80頁 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。



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

各震源モデルと基本震源モデルの強震動生成域

- 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。

コメントNo.3

第336回審査会合
資料1 81頁 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。

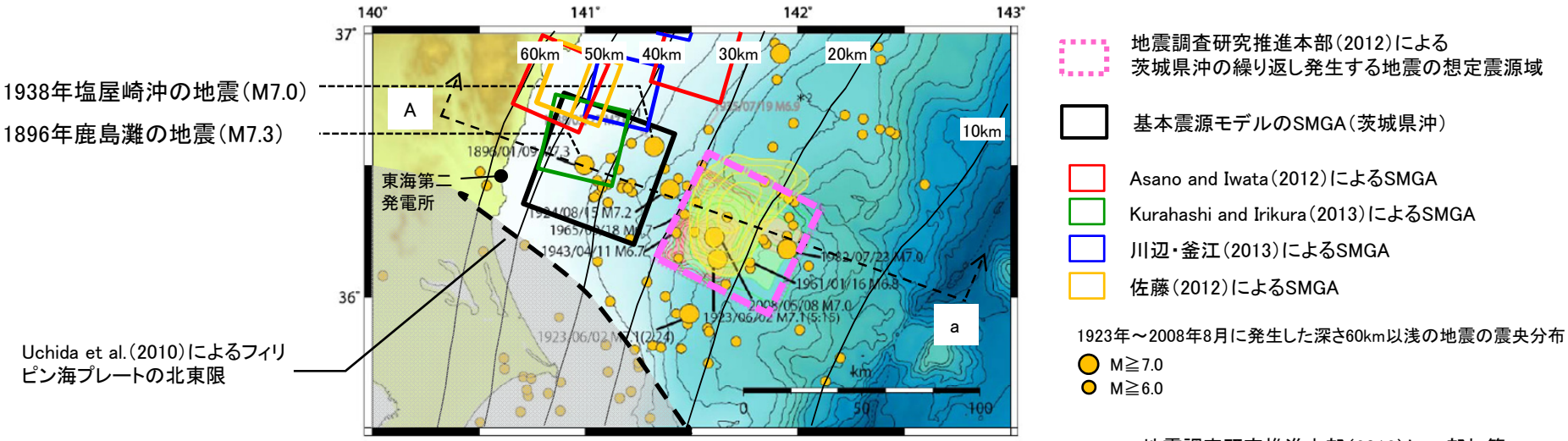
・また，茨城県沖のSMGAは，フィリピン海プレートの北東限近くに位置しており，フィリピン海プレートが破壊進展のバリアになることを考慮すれば，基本震源モデルのSMGA配置としては妥当であると考えられる。

コメントNo.3

第336回審査会合
資料1 82頁 修正

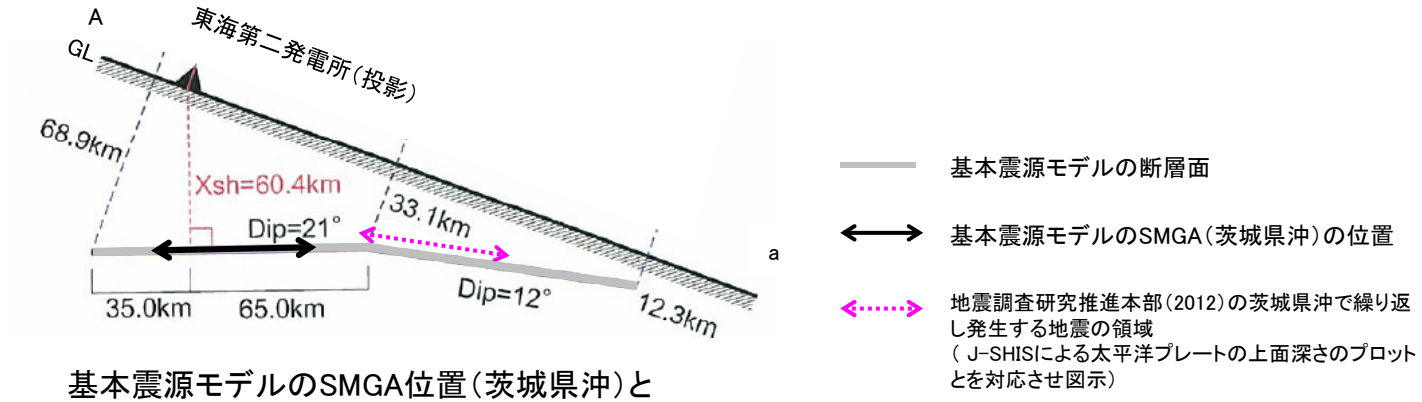
パラメータの検証： SMGA配置（4／4）

■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。

コメントNo.3

第336回審査会合
資料1 83頁 再掲

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	1392	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	8.63E+19
10	2011 Tohoku, Japan	Kurahashi and Irikura (2013)	4.81E+22	9.1	1.76E+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: avearge 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		

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	$S=L\times W$
平均応力降下量	$\Delta\sigma$(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)

コメントNo.1, 11

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。

コメントNo.1，11

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

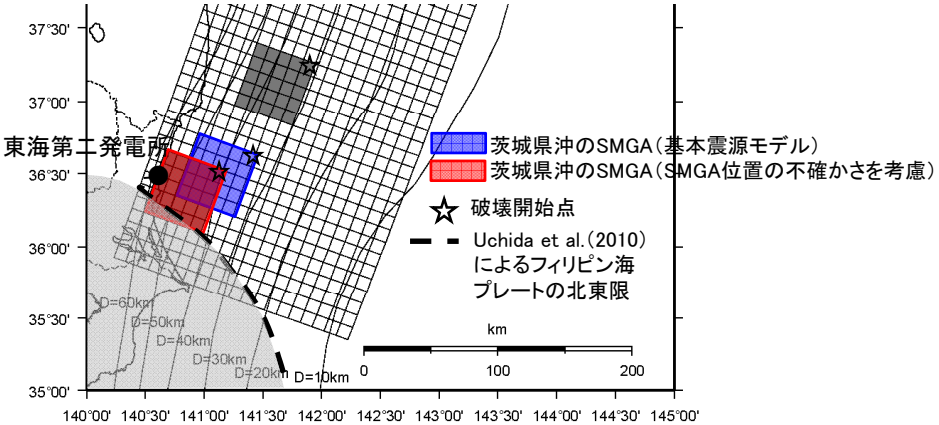
不確かさを考慮して設定するパラメータ

※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

第336回審査会合
資料1　88頁　再掲

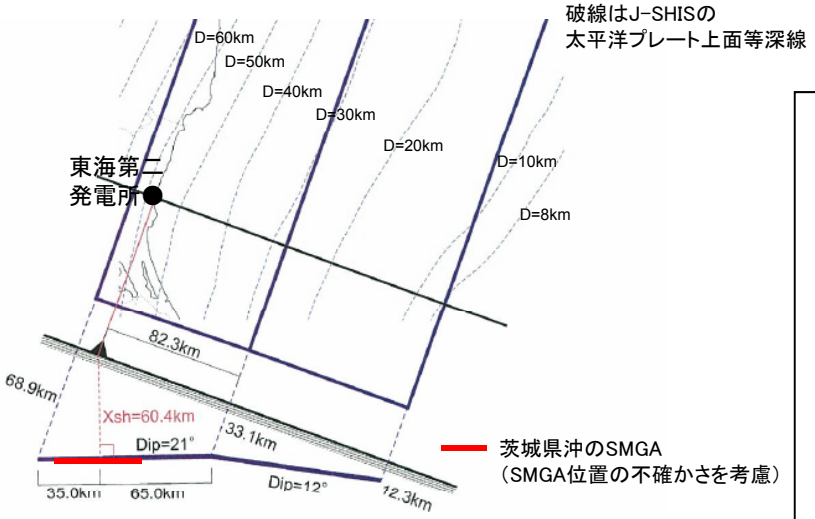
■茨城県沖のSMGAを敷地に最も近い位置に移動させたケースを考慮する。



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



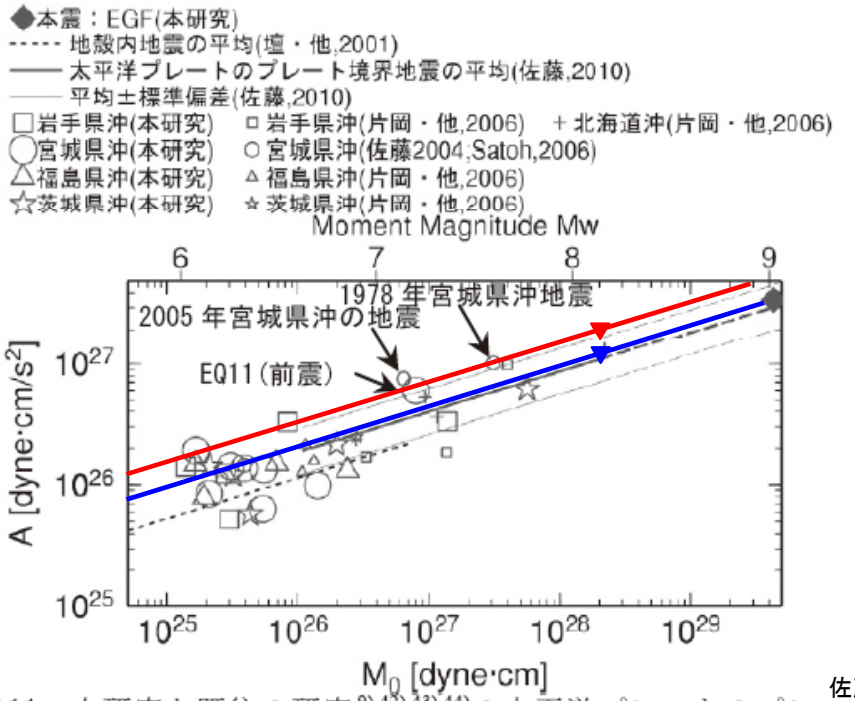
SMGA位置（断面図）

- 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

第336回審査会合
資料1 89頁 再掲

■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。



佐藤（2012）に一部加筆

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

- 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ープレート境界地震の短周期レベルに着目してー 日本建築学会構造系論文集 第77巻 第675号，695-704

コメントNo.3, 9

第336回審査会合
資料1　90頁　修正

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。

コメントNo.11

第336回審査会合
資料1　91頁　修正

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	$S=L\times W$
平均応力降下量	$\Delta\sigma$(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）

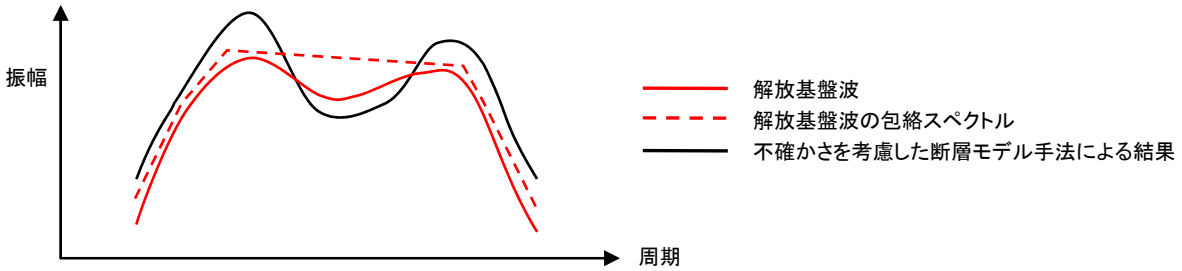
7.1 地震動評価手法

コメントNo.10
第336回審査会合
資料1 93頁 修正

■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。

コメントNo.4
第336回審査会合
資料1 94頁 再掲

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

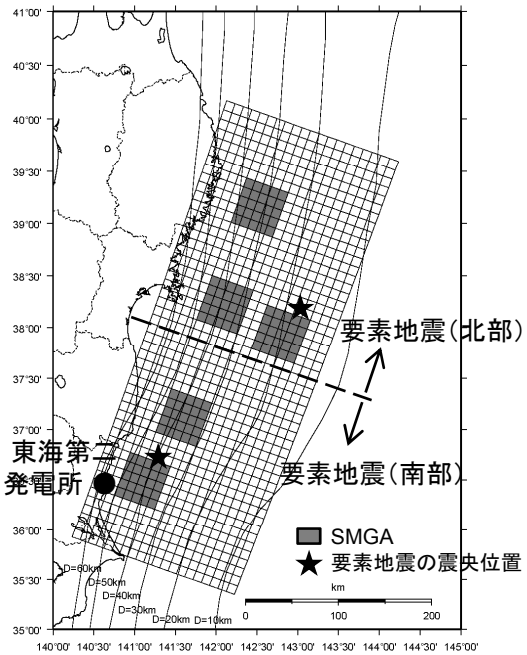
コメントNo.4
第336回審査会合
資料1 95頁 再掲

■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。

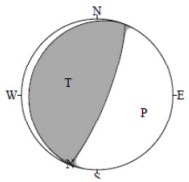


要素地震の震央位置

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

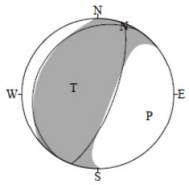


地震モーメント※2 5.51E+18(N・m)

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。

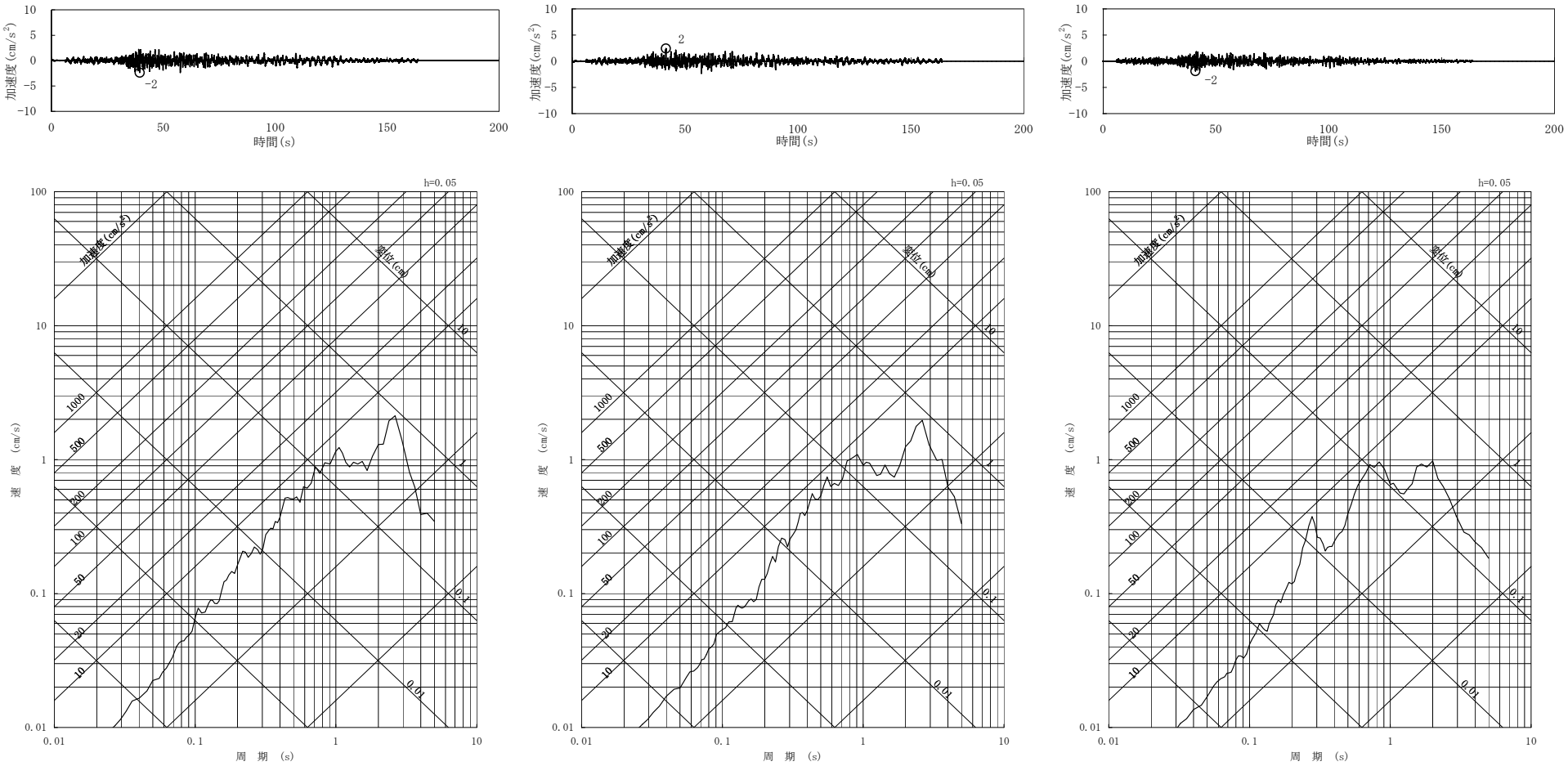
コメントNo.4

第336回審査会合
資料1 96頁 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

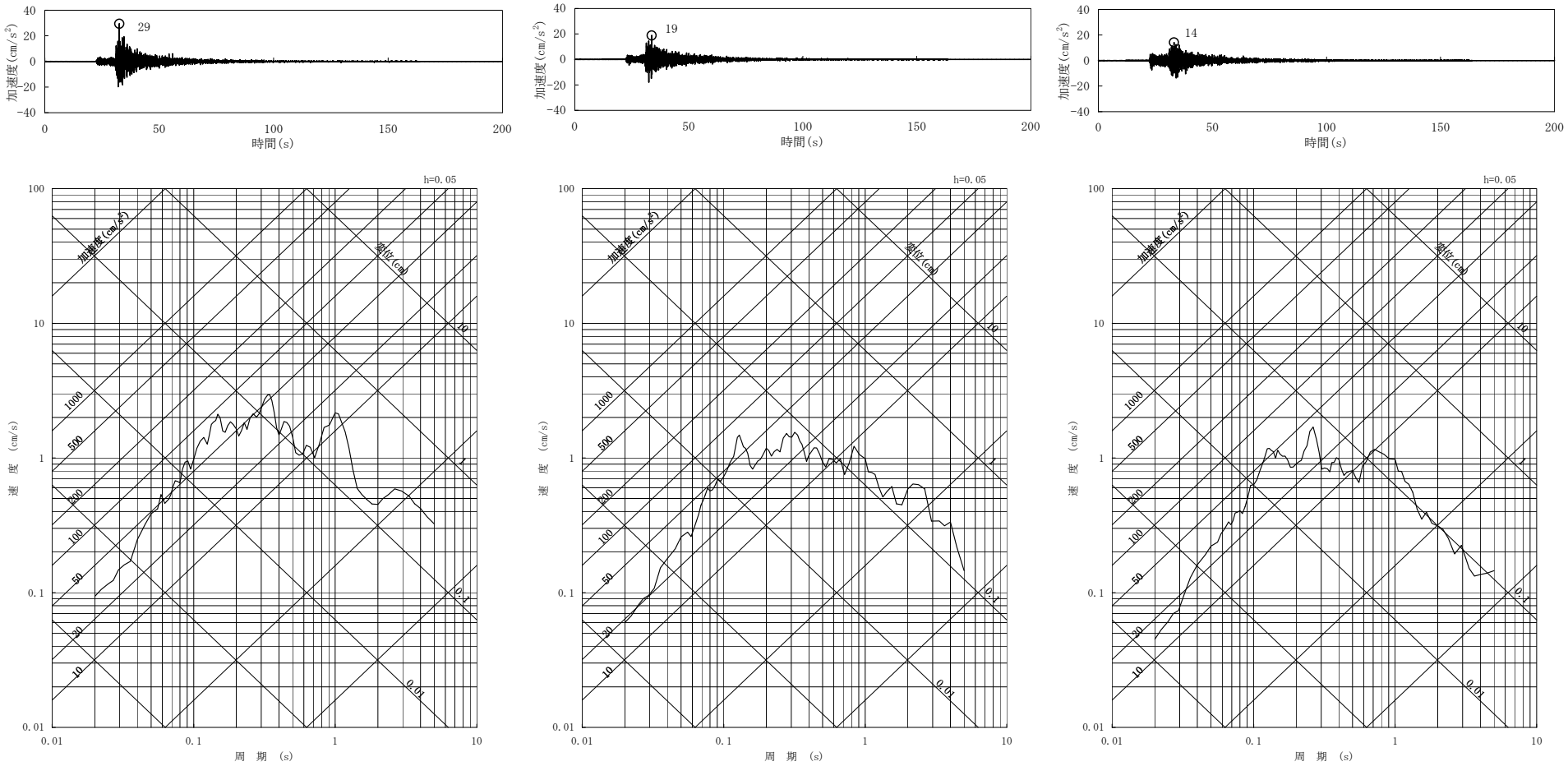
コメントNo.4

第336回審査会合
資料1 97頁 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

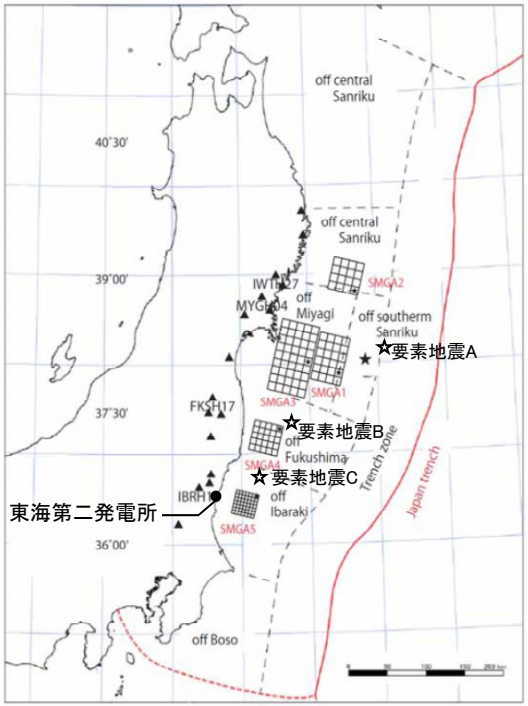
コメントNo.4

第336回審査会合
資料1 98頁 再掲

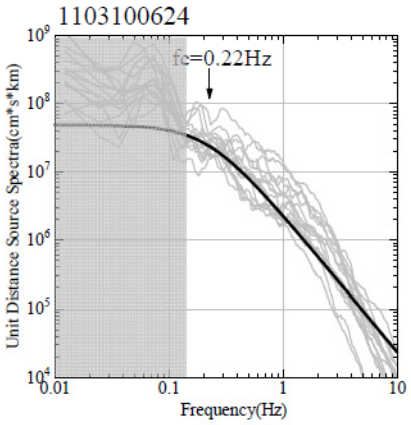
要素地震の震源パラメータに関する評価事例

■入倉・倉橋(2011)による検討

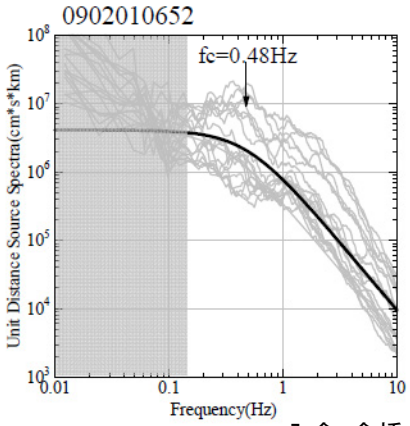
入倉・倉橋(2011)で用いられている要素地震のうち，要素地震A及び要素地震Cについて，震源スペクトルや震源情報を整理する。



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)

コメントNo.4

第336回審査会合
資料1 99頁 再掲

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。

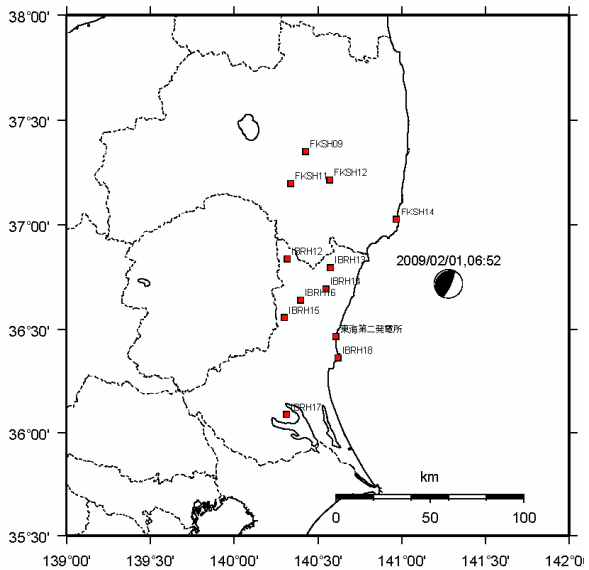
$$U(f)=\frac{R_{\theta\phi}\cdot FS}{4\pi\rho\beta^3}\cdot\frac{M_0}{1+(f/fc)^2}\cdot\frac{1}{R}\cdot\exp\left(-\pi fR/Q(f)\beta\right)\cdot\sqrt{\frac{\rho\beta}{\rho_s\beta_s}}$$

ここで

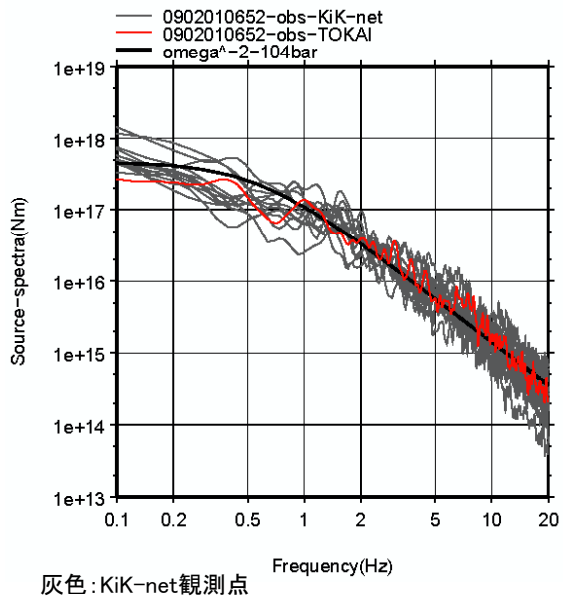
U(f)	:観測記録の変位フーリエスペクトル
M_0	:地震モーメント
f_c	:コーナー周波数
$R_{\theta\phi}$	:放射係数(等方の場合の二乗和平均値0.63と仮定)
FS	:地表面における増幅率(地中では1とする)
ρ	:震源の地盤密度(海洋性地殻の値として3.0g/cm^3)
β	:震源の地盤せん断波速度(海洋性地殻の値として4.0km/s)
ρ_s，β_s	:サイト基盤(観測点)における地盤密度とせん断波速度
R	:震源距離
Q(f)	:Q値で，Q=110f$^{0.69}$により与える。

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。

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



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

コメントNo.4
第336回審査会合
資料1 100頁 再掲

■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。

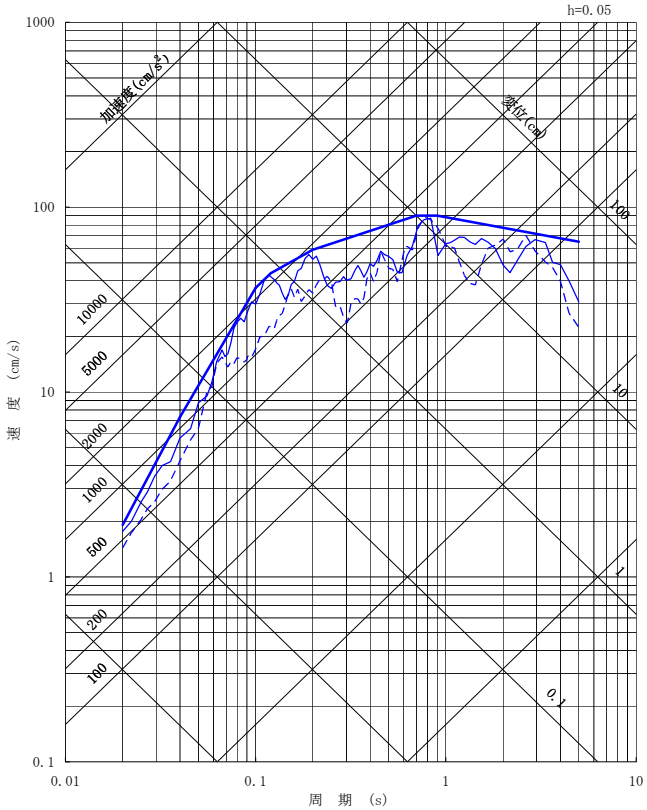
地震名	震央位置		M	震源深さ (km)	地震モーメント M_0(N・m)	コーナー周波数※ f_c(Hz)	応力降下量※ Δσ(MPa)
	緯度(度)	経度(度)					
要素地震(北部)(2011年3月10日)	38.172	143.045	6.8	9.3	5.51×10^{18}	0.22	11.8
要素地震(南部)(2009年2月1日)	36.717	141.279	5.8	47.0	4.65×10^{17}	0.48	10.4

※ 入倉・倉橋(2011)による。

コメントNo.10

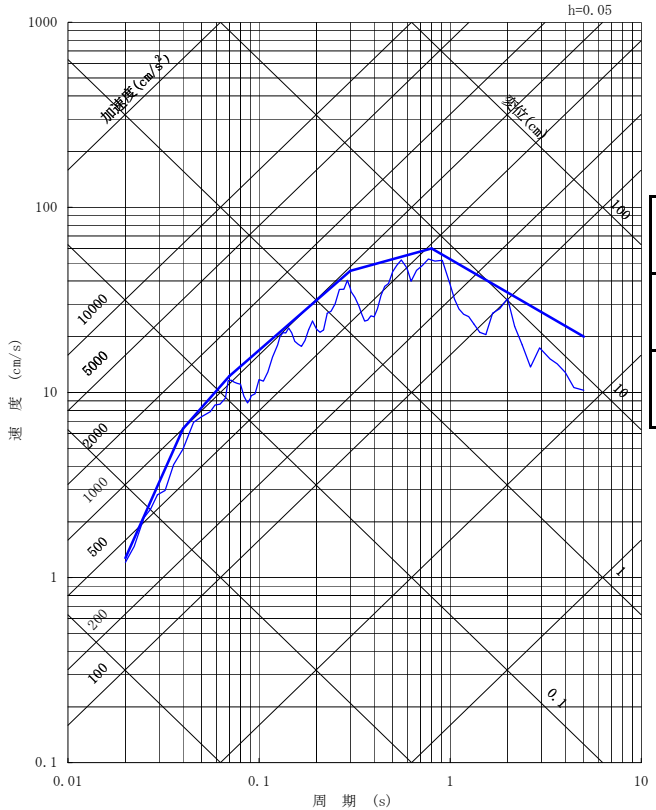
応答スペクトル手法による地震動評価結果： 解放基盤波を包絡する応答スペクトル

応答スペクトル手法による地震動評価（水平：600Gal，鉛直：400Gal）
（東北地方太平洋沖地震の解放基盤波を包絡し設定）



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

水平成分



東北地方太平洋沖地震の解放基盤波（UD：379Gal）

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。

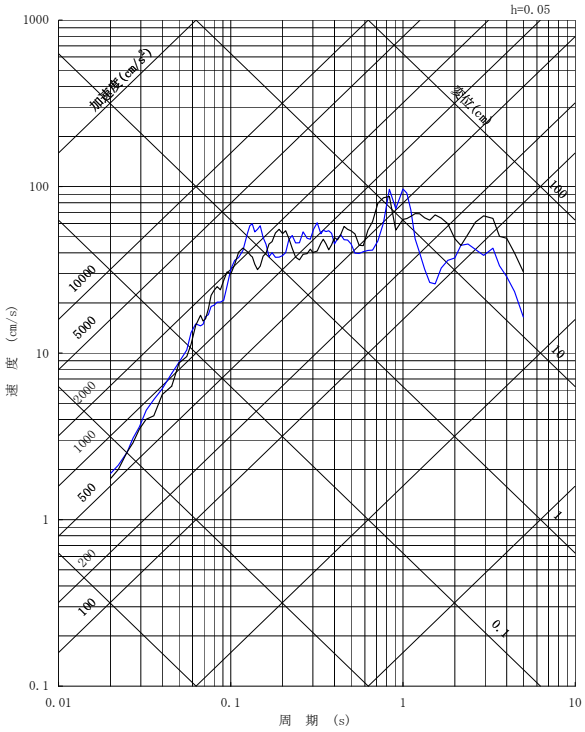
基本ケースの応答スペクトル

第336回審査会合
資料1　102頁　再掲

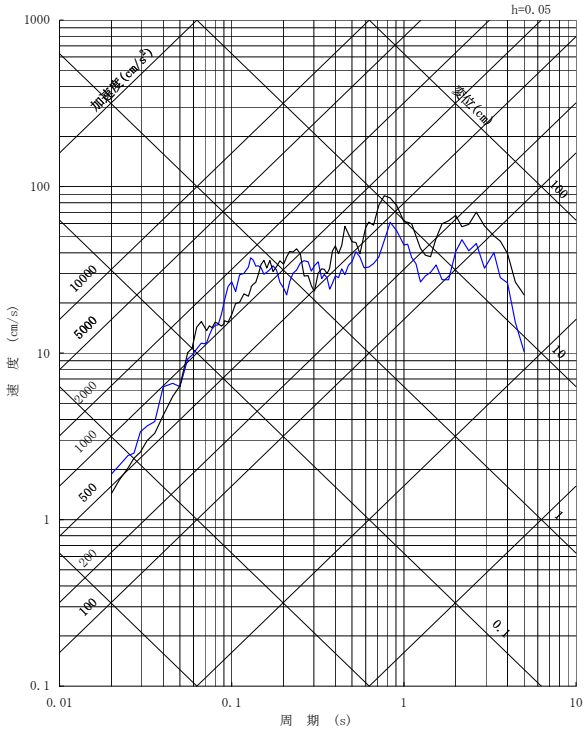
■地震動評価は入倉ほか(1997)に基づき行う。

■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。

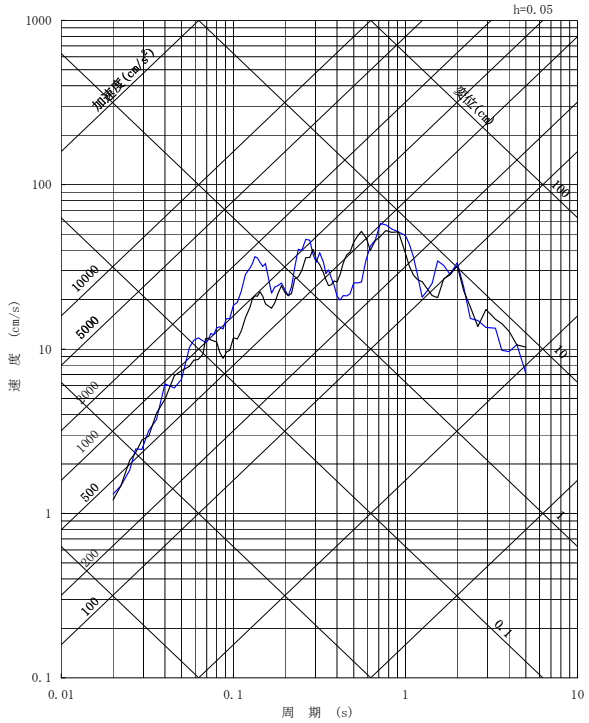
— 断層モデルを用いた手法による地震動評価結果
— 東北地方太平洋沖地震の解放基盤波



NS成分



EW成分



UD成分

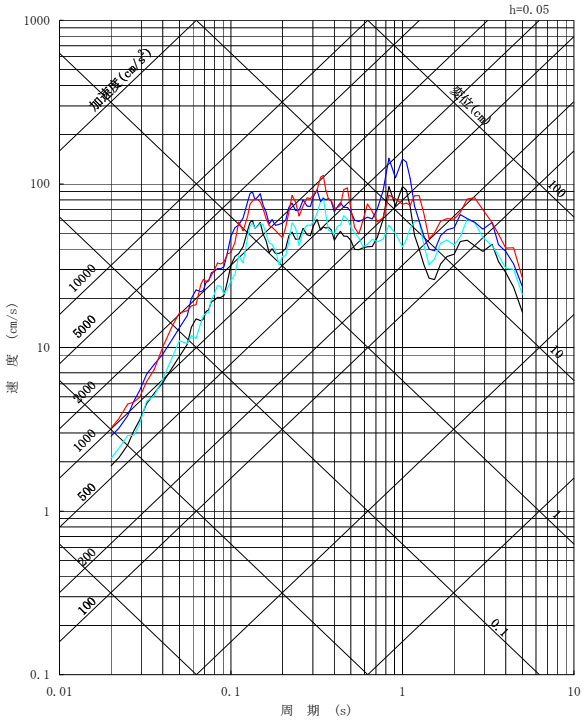
断層モデルを用いた手法による地震動評価結果(経験的グリーン関数法)は，東北地方太平洋沖地震の解放基盤波と対応していることを確認した。

コメントNo.11

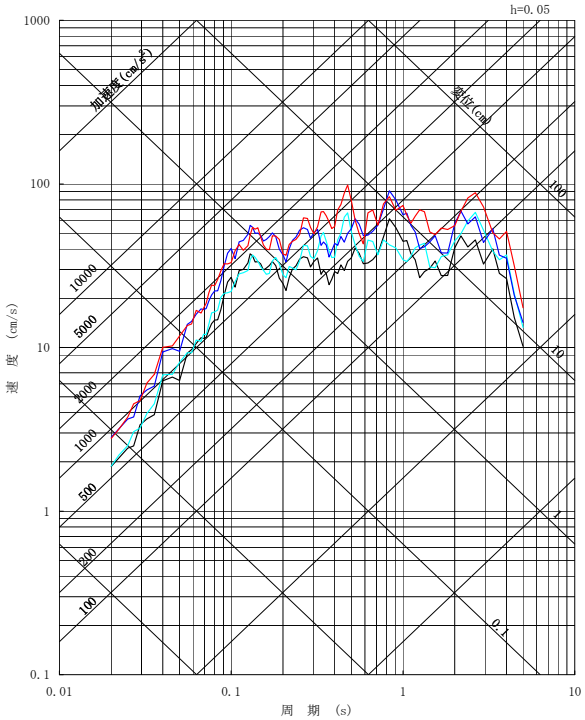
不確かさケースの応答スペクトル

■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）

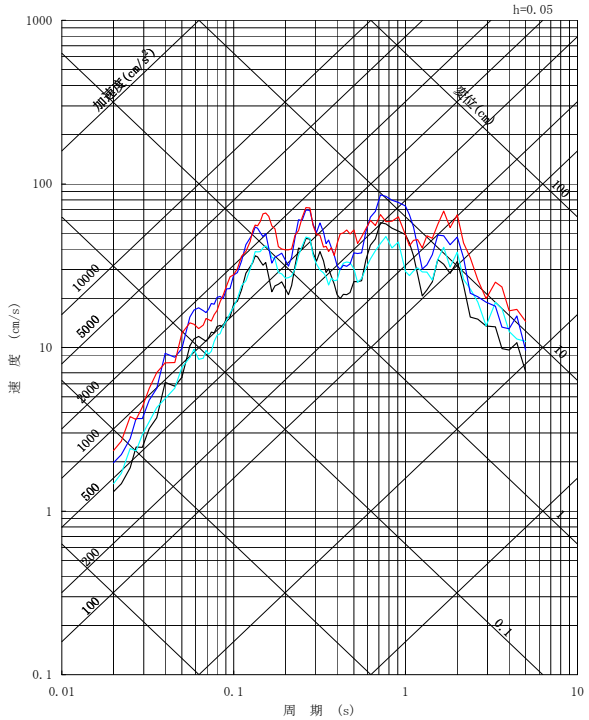
- 基本震源モデル（NS：594Gal，EW：590Gal，UD：412Gal）
- SMGA位置の不確かさを考慮（NS：662Gal，EW：591Gal，UD：461Gal）
- 短周期レベルの不確かさを考慮（NS：901Gal，EW：887Gal，UD：620Gal）【設置変更許可申請時　Ss-2】
- SMGA位置と短周期レベルの不確かさを重畳（NS：1009Gal，EW：874Gal，UD：736Gal）



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。

コメントNo.10, 11

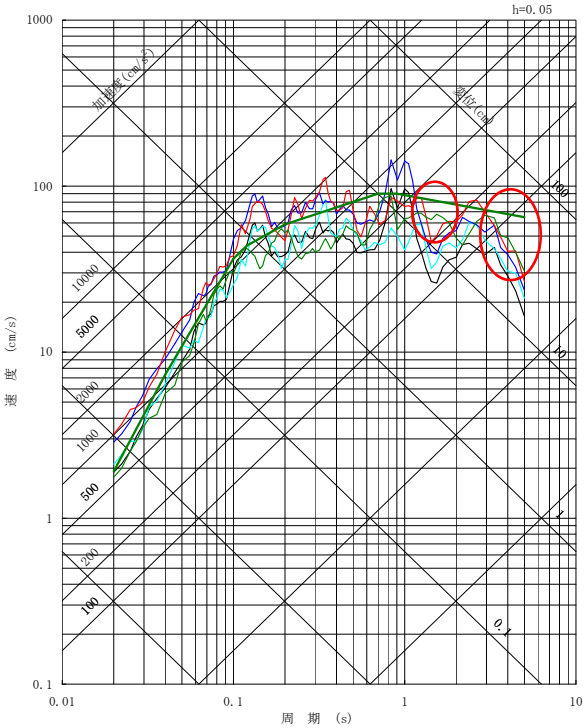
応答スペクトル手法と断層モデル手法の評価結果

■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。

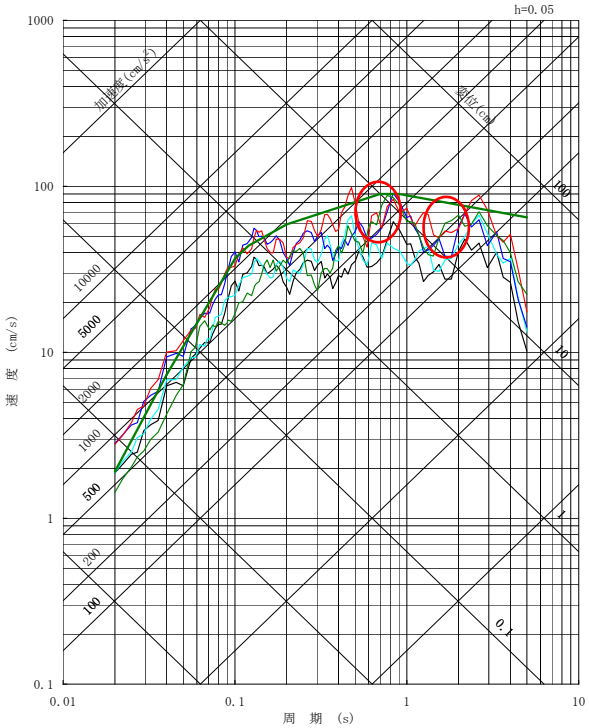
— 東北地方太平洋沖地震の解放基盤波
（NS：555Gal，EW：450Gal，UD：379Gal）

【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）

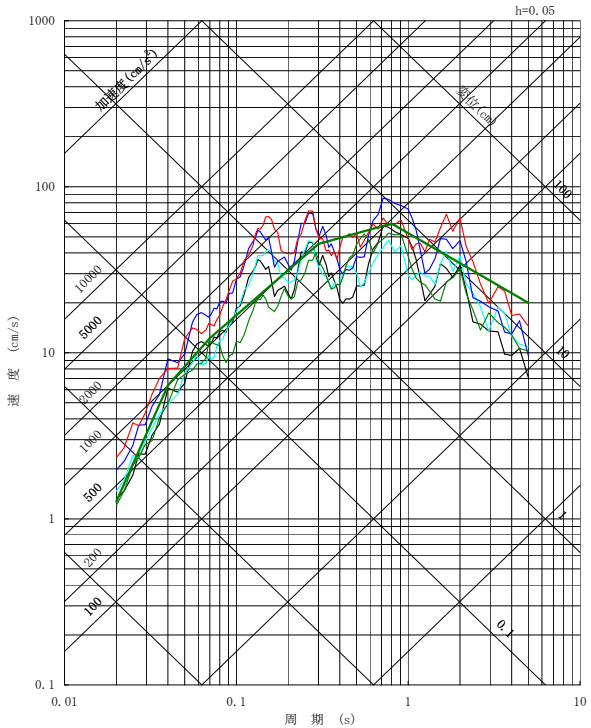
【断層モデル手法】
— 基本震源モデル（NS：594Gal，EW：590Gal，UD：412Gal）
— SMGA位置の不確かさを考慮（NS：662Gal，EW：591Gal，UD：461Gal）
— 短周期レベルの不確かさを考慮（NS：901Gal，EW：887Gal，UD：620Gal）【設置変更許可申請時　Ss-2】
— SMGA位置と短周期レベルの不確かさを重畳（NS：1009Gal，EW：874Gal，UD：736Gal）



NS成分



EW成分

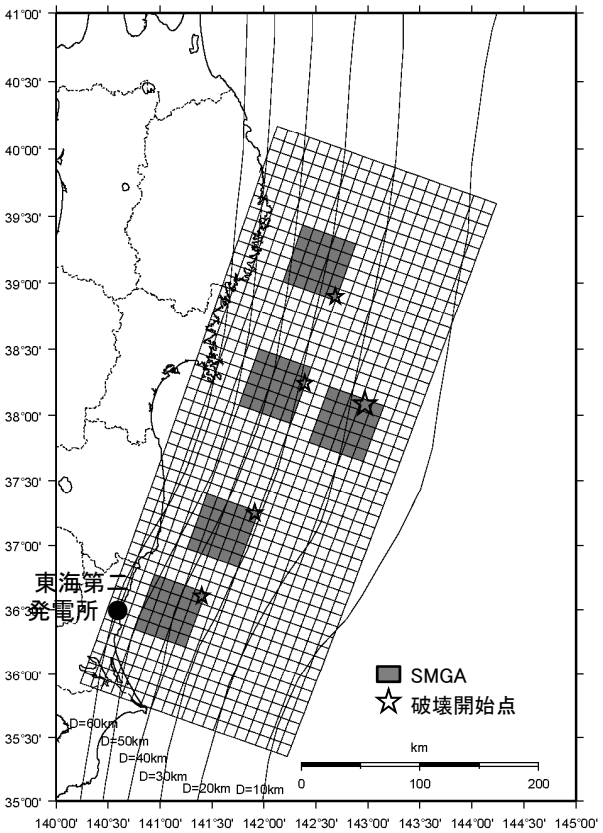


UD成分

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。

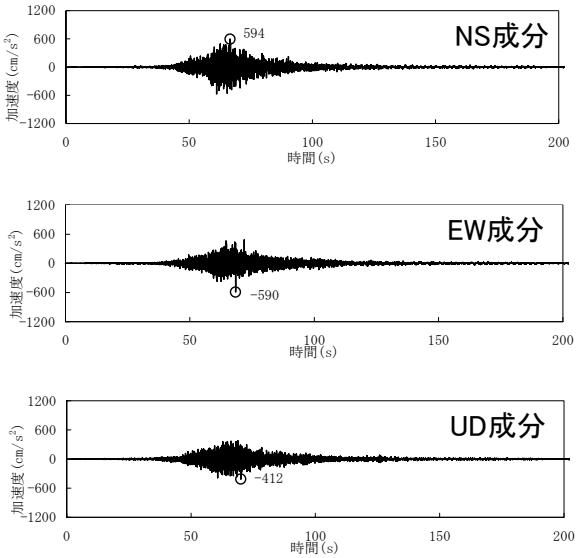
基本ケースの時刻歴波形

■時刻歴波形及びアイソクロン
（基本震源モデル）

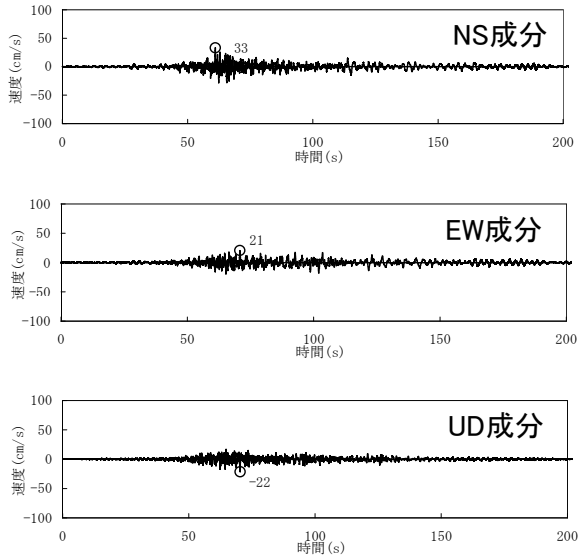


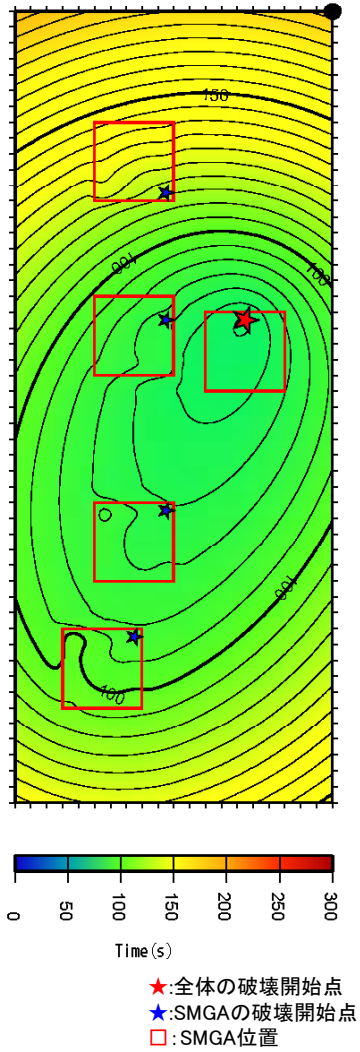
基本震源モデル

加速度時刻歴波形



速度時刻歴波形

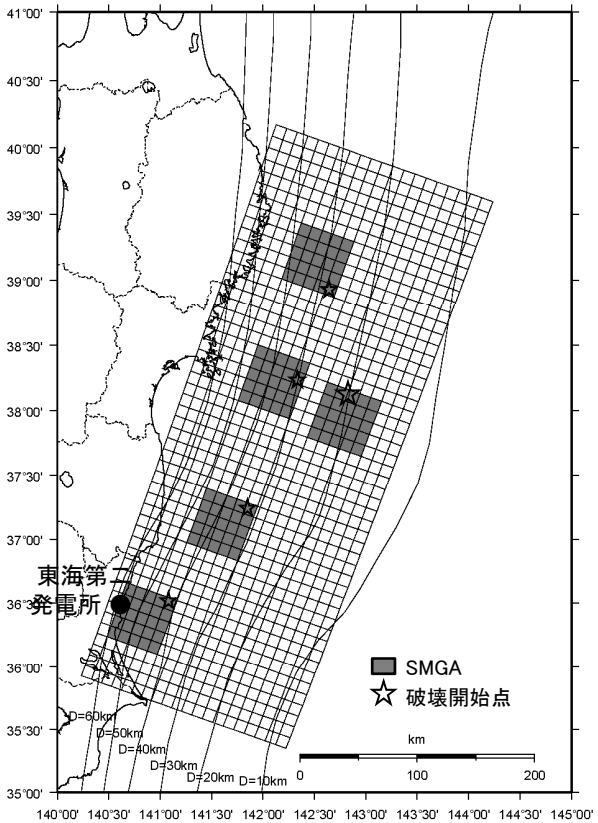




アイソクロン

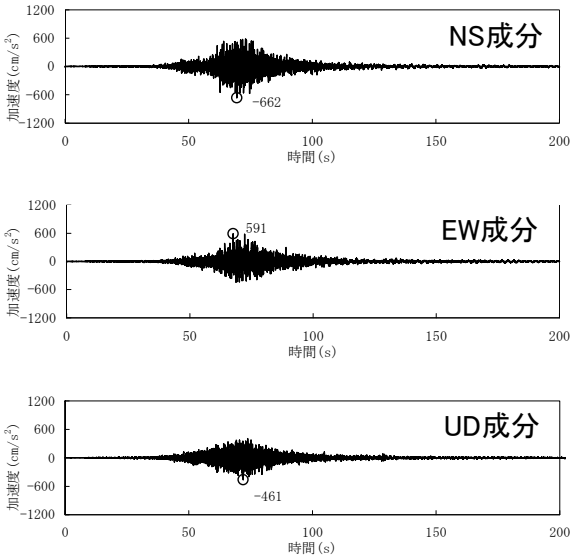
不確かさケース（SMGA位置）の時刻歴波形

■時刻歴波形及びアイソクロン
（SMGA位置の不確かさを考慮）

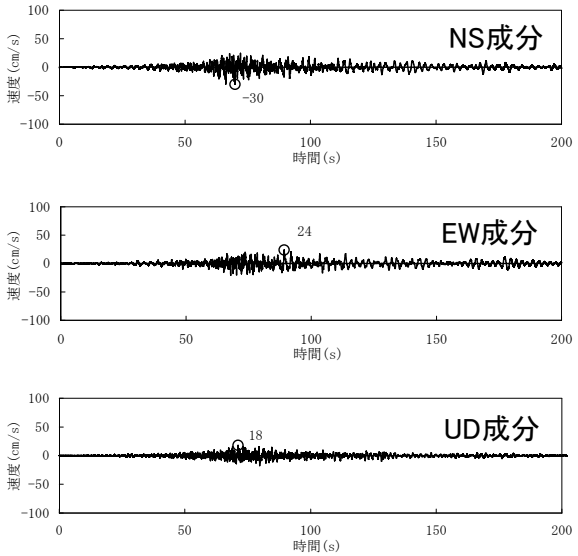


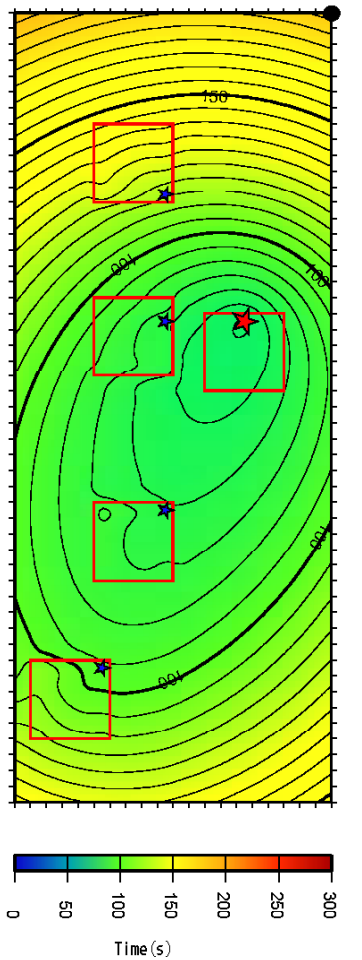
SMGA位置の不確かさを
考慮したモデル

加速度時刻歴波形



速度時刻歴波形

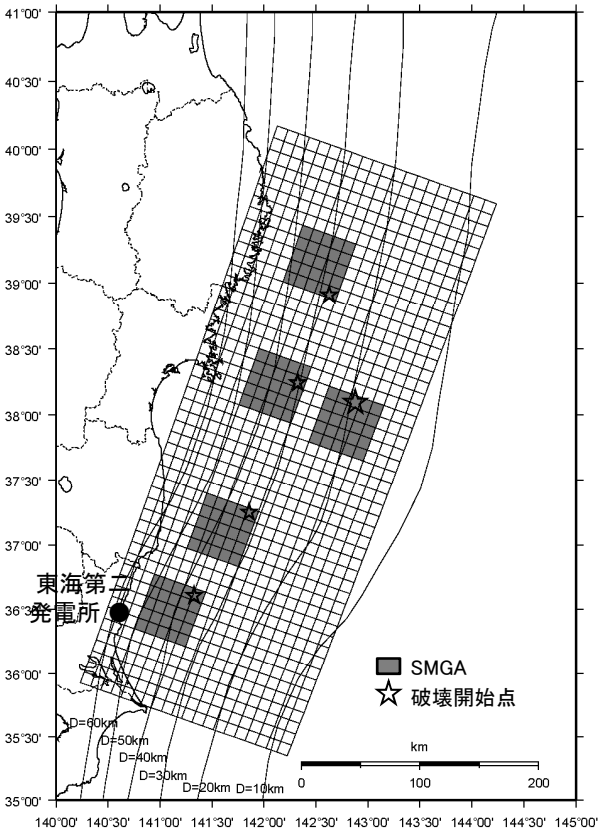




アイソクロン

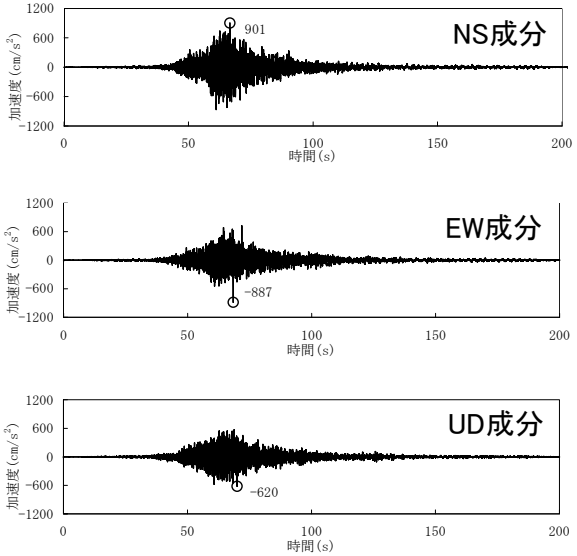
不確かさケース（短周期レベル）の時刻歴波形

■時刻歴波形及びアイソクロン
（短周期レベルの不確かさを考慮）

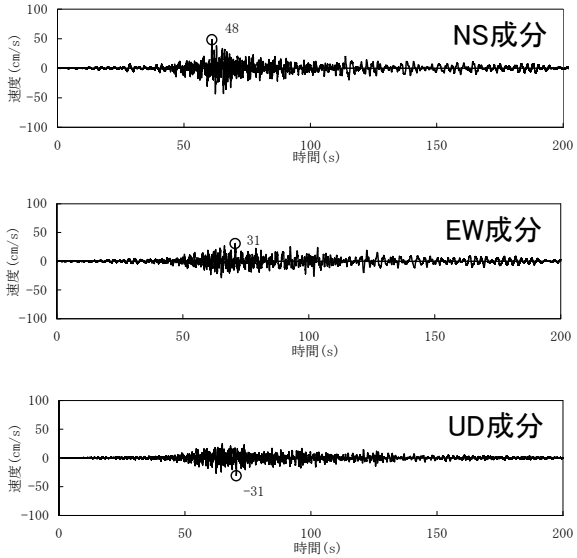


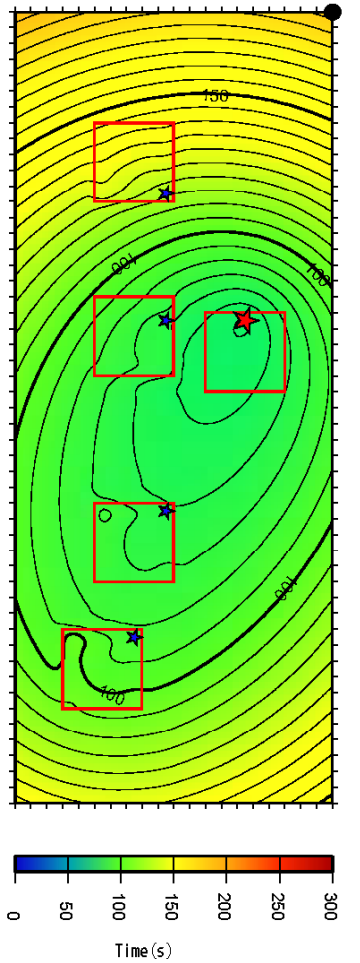
短周期レベルの不確かさを
考慮したモデル

加速度時刻歴波形



速度時刻歴波形





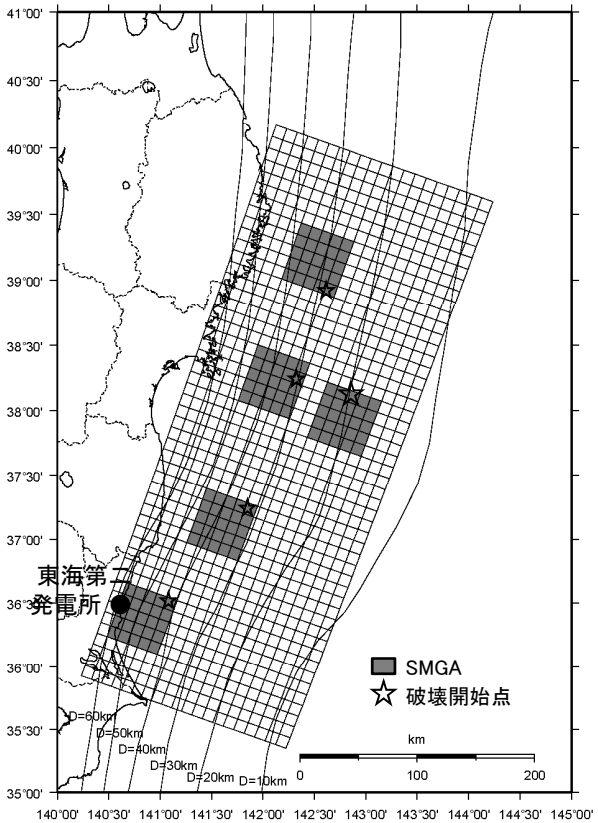
★:全体の破壊開始点
★:SMGAの破壊開始点
□:SMGA位置

アイソクロン

コメントNo.11

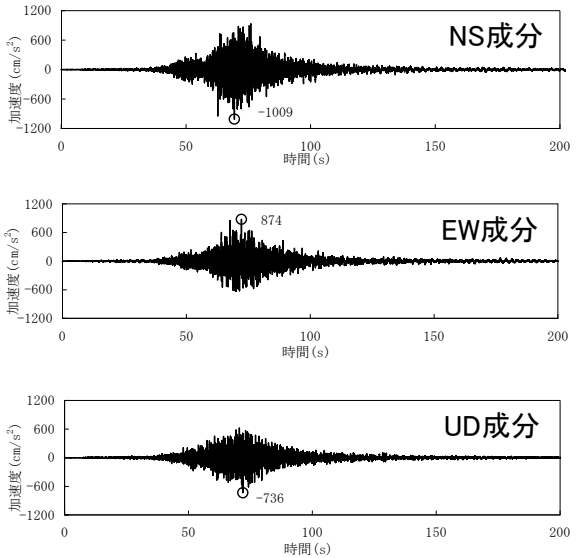
不確かさケース（SMGA位置と短周期レベルの重畳）の時刻歴波形

■時刻歴波形及びアイソクロン
（SMGA位置と短周期レベルの不確かさを重畳）

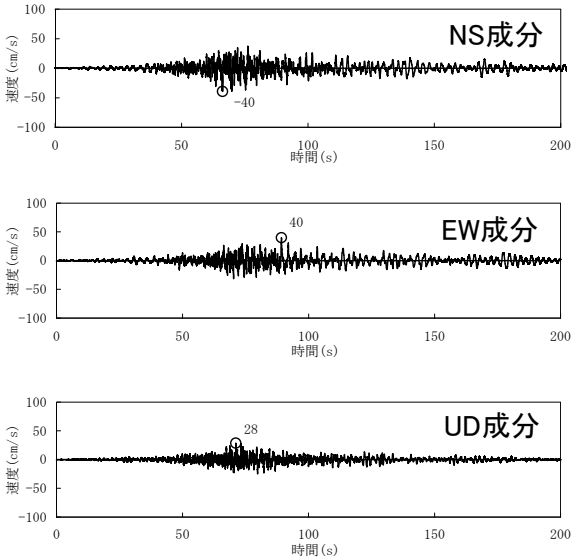


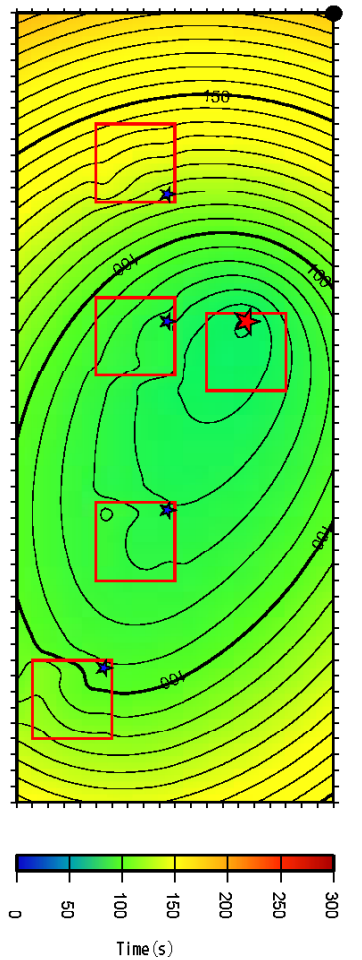
SMGA位置と短周期レベルの不確かさの重畳を考慮したモデル

加速度時刻歴波形



速度時刻歴波形





★:全体の破壊開始点
★:SMGAの破壊開始点
□:SMGA位置

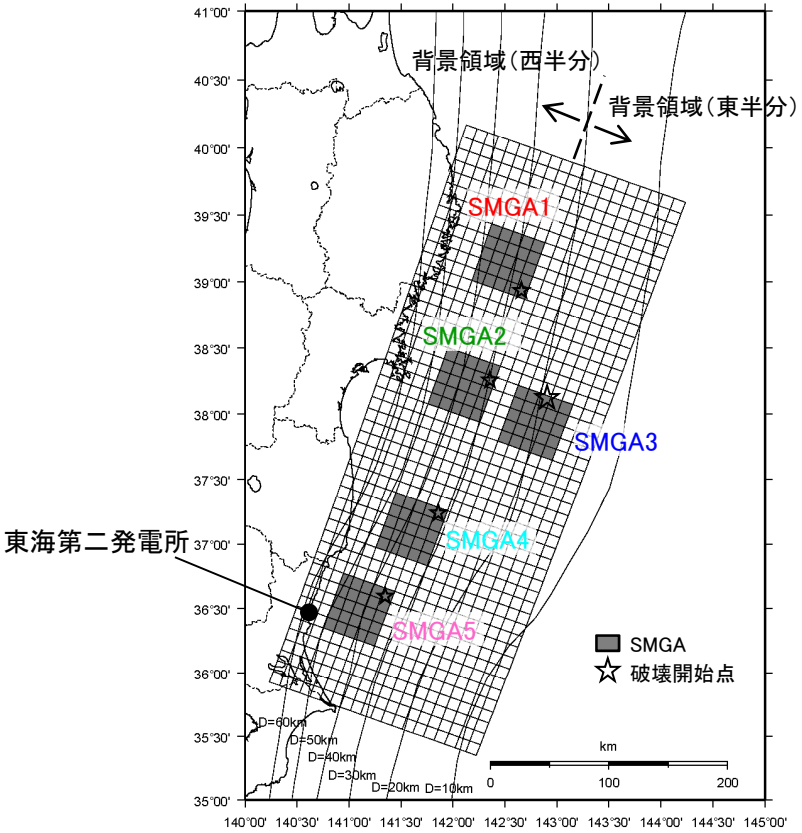
アイソクロン

コメントNo.5

第336回審査会合
資料1 108頁 再掲

SMGA毎の寄与度について（1／2）

■基本震源モデルを対象に，各SMGA及び背景領域から到来する地震波についてそれぞれ応答スペクトルで比較する。



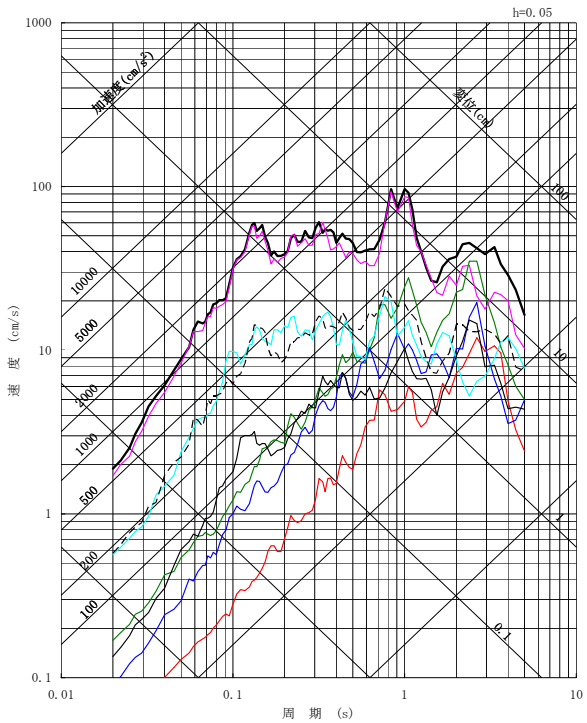
基本震源モデル

SMGA毎の寄与度について（2／2）

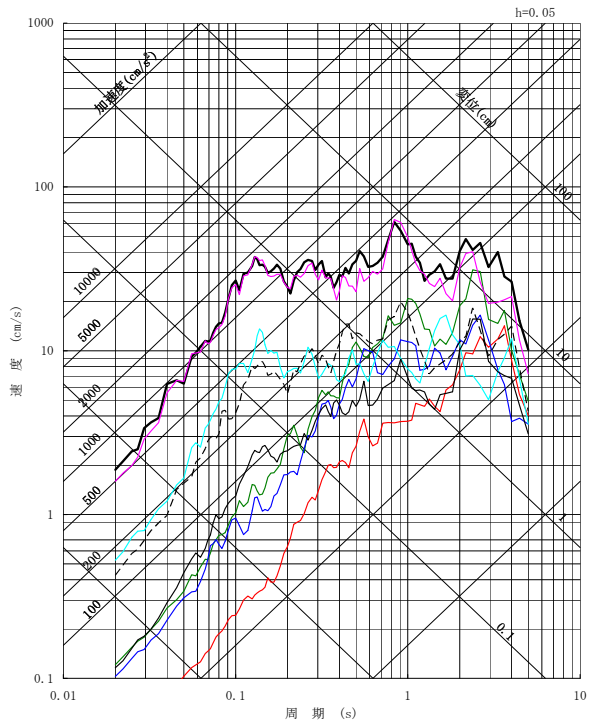
コメントNo.5
第336回審査会合
資料1　109頁　再掲

■各SMGA及び背景領域の応答スペクトルの比較

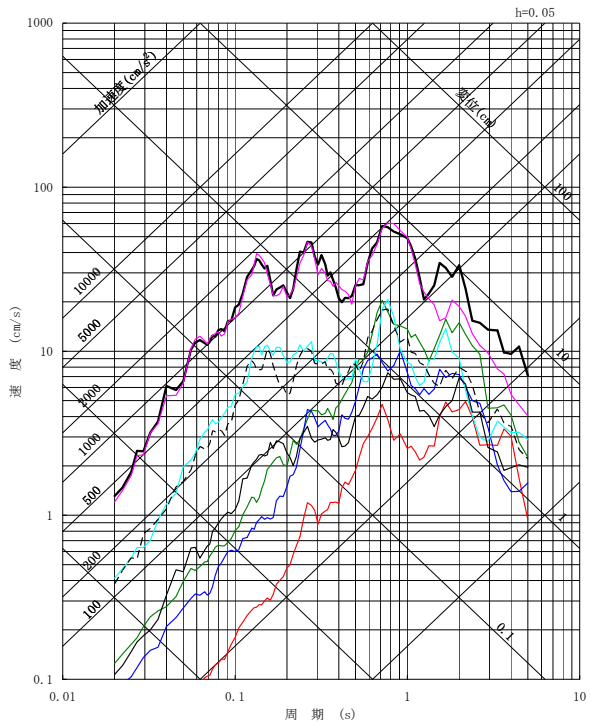
全体
SMGA1
SMGA2
SMGA3
SMGA4
SMGA5
背景領域（東半分）
背景領域（西半分）



NS成分



EW成分



UD成分

敷地から最も近いSMGA5が，短周期側において支配的であることを確認した。

コメントNo.6

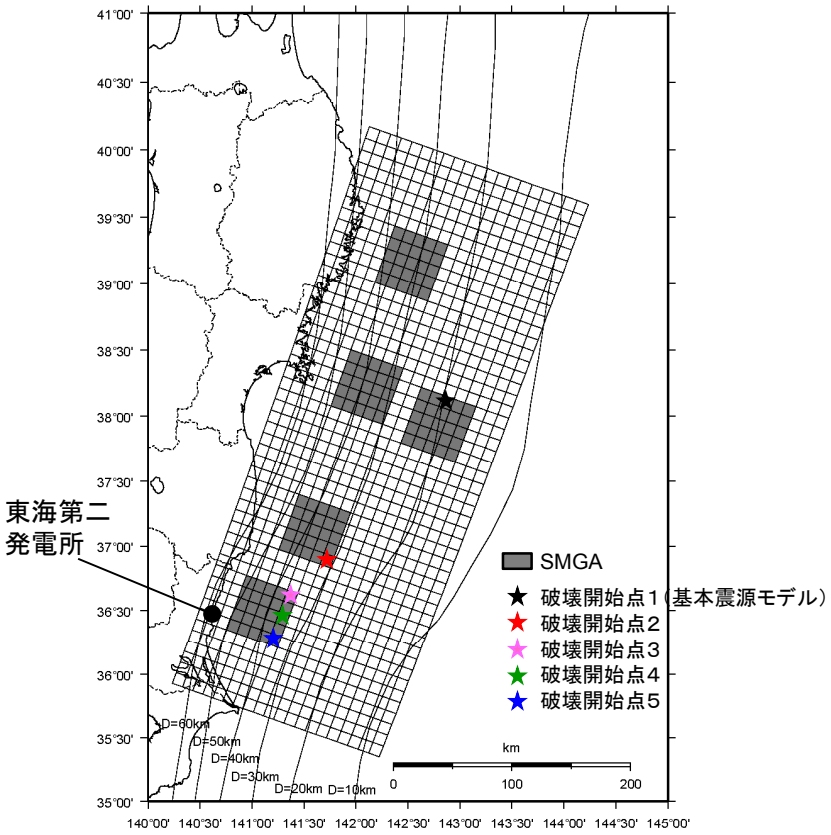
第336回審査会合
資料1 110頁 再掲

破壊開始点位置の違いによる影響検討（1／2）

・基本震源モデルの破壊開始点は，東北地方太平洋沖地震の本震の破壊開始点（図の破壊開始点1）とすることにより，敷地へ破壊が向かうような設定となっている。

・しかしながら，敷地近くのSMGAから破壊することも考えられるため，茨城県沖や福島県沖のSMGAに破壊開始点を設定する。

・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，各破壊開始点による影響を確認する。



全体の破壊開始点のみ図示する。

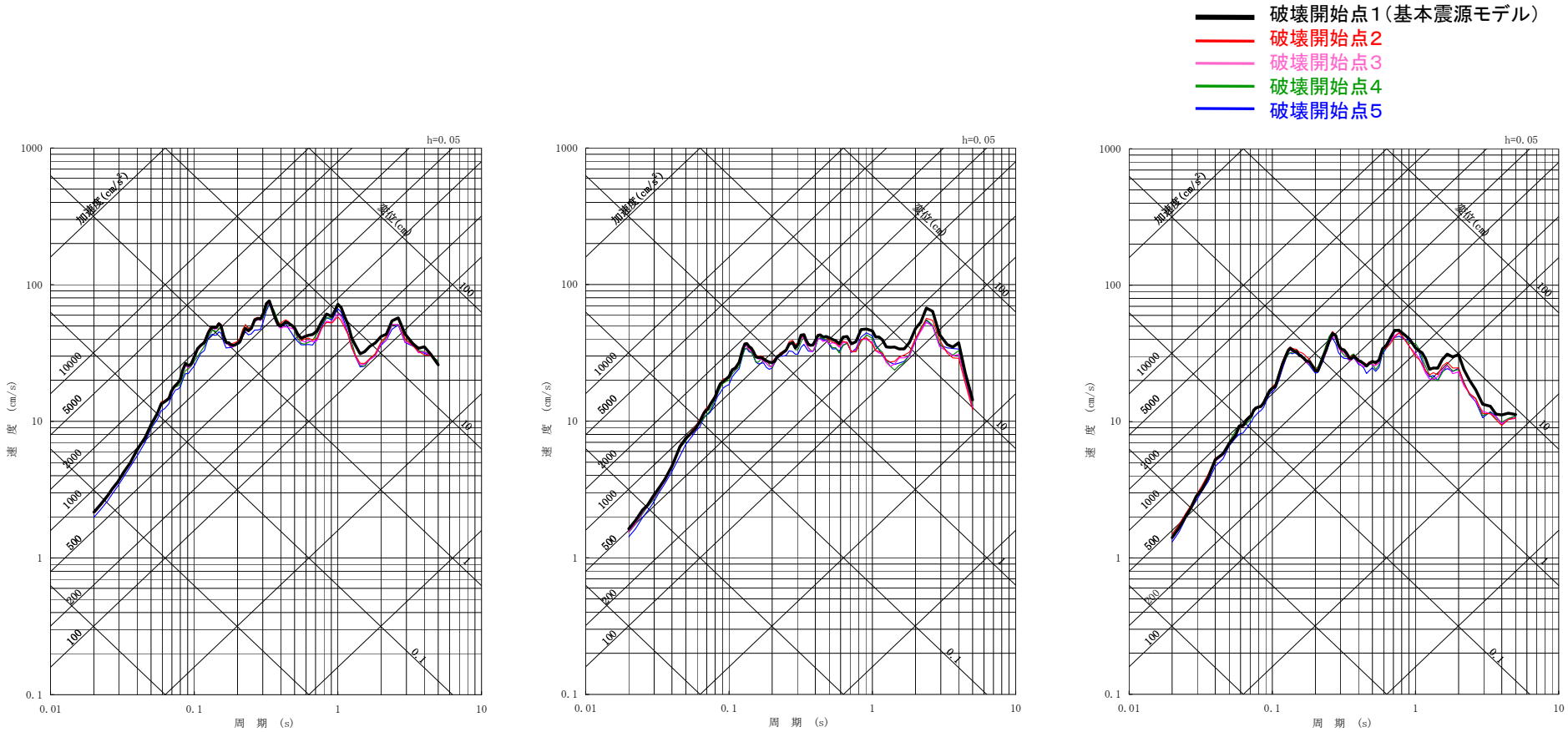
基本震源モデル

コメントNo.6

第336回審査会合
資料1　111頁　再掲

破壊開始点位置の違いによる影響検討（2／2）

■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）



NS成分　　EW成分　　UD成分

各破壊開始点の地震動評価結果はいずれも同様の傾向を示しており，破壊開始点位置の影響は小さいため，基本震源モデルで考慮する破壊開始点は破壊開始点1で代表させる。

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　ー強震断層モデルと震度分布についてー，平成24年8月29日
- 壇一男・石井やよい・宮腰淳一・高橋広人・護雅史・福和伸夫（2014）：マグニチュード9クラスのプレート境界地震による強震動と津波の予測のための統一断層モデルの設定方法，第14 回日本地震工学シンポジウム（2014）
- 入倉孝次郎(2012)：海溝型巨大地震の強震動予測のための震源モデルの構築，第40回地盤震動シンポジウム（2012）

応答スペクトル手法に用いる補正係数算出用地震リスト（1／5）

検討対象期間：　1996年9月～2012年12月　　検討対象地震数：187地震

発震日時		震央位置		震源深さ	マグニ	方位角	震央距離	見かけの	地震発生様式
		緯度(度)	経度(度)	(km)	チュード	(度)	(km)	入射角(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
1996/12/21	10:28:47.71	36.096	139.861	53.11	5.6	238.7	78.6	55.9	プレート間地震（鹿島灘以外）
1998/03/23	18:37:09.22	36.369	141.182	48.60	5.4	101.6	52.7	47.3	プレート間地震（鹿島灘）
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
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
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
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
1999/02/01	01:51:50.91	37.128	141.526	44.96	5.3	47.9	110.1	67.8	プレート間地震（鹿島灘以外）
2000/06/03	17:54:47.70	35.690	140.747	48.06	6.1	171.6	87.0	61.1	プレート間地震（鹿島灘以外）
2000/07/21	03:39:18.60	36.529	141.119	49.37	6.4	81.1	46.4	43.2	プレート間地震（鹿島灘）
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
2000/08/19	21:41:28.33	36.274	141.480	45.66	5.5	104.9	81.2	60.7	プレート間地震（鹿島灘以外）
2000/12/05	01:47:34.57	35.835	141.143	34.86	5.5	145.3	85.0	67.7	プレート間地震（鹿島灘以外）
2001/02/25	06:53:50.83	37.190	142.255	15.83	5.9	60.9	167.6	84.6	プレート間地震（鹿島灘以外）
2001/02/26	15:08:30.87	37.155	142.269	27.00	5.5	62.2	166.9	80.8	プレート間地震（鹿島灘以外）
2001/09/04	23:54:39.41	36.757	141.473	41.92	5.3	67.1	83.9	63.5	プレート間地震（鹿島灘以外）
2001/10/02	17:19:50.24	37.729	141.814	40.76	5.5	37.1	176.5	77.0	プレート間地震（鹿島灘以外）
2002/02/12	22:44:37.93	36.590	141.083	47.79	5.7	72.0	44.8	43.1	プレート間地震（鹿島灘）
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
2002/07/24	05:05:30.35	37.232	142.316	30.00	5.9	60.3	174.6	80.2	プレート間地震（鹿島灘以外）
2002/10/21	01:06:01.13	36.369	141.124	49.66	5.4	102.9	47.6	43.8	プレート間地震（鹿島灘）
2004/03/11	11:34:57.57	36.322	141.008	47.52	5.3	113.8	39.4	39.7	プレート間地震（鹿島灘）
2004/04/04	08:02:00.69	36.390	141.154	48.99	5.8	99.5	49.8	45.5	プレート間地震（鹿島灘）
2005/04/04	02:57:10.20	37.373	141.754	43.97	5.3	45.1	143.5	73.0	プレート間地震（鹿島灘以外）
2005/04/11	07:22:15.63	35.727	140.621	51.51	6.1	179.1	82.0	57.9	プレート間地震（鹿島灘以外）
2005/05/19	10:14:26.28	35.559	141.082	33.35	5.4	156.8	109.3	73.0	プレート間地震（鹿島灘以外）
2005/06/20	01:15:14.20	35.734	140.695	50.65	5.6	174.4	81.6	58.2	プレート間地震（鹿島灘以外）
2005/07/23	16:34:56.32	35.582	140.139	73.08	6.0	203.4	106.8	55.6	プレート間地震（鹿島灘以外）
2005/08/08	00:06:43.81	36.340	141.446	46.03	5.6	100.3	76.6	59.0	プレート間地震（鹿島灘以外）
2005/10/19	20:44:42.68	36.382	141.043	48.32	6.3	103.3	40.2	39.8	プレート間地震（鹿島灘）
2005/10/22	22:12:46.78	37.080	141.121	51.96	5.6	33.8	82.1	57.7	プレート間地震（鹿島灘以外）
2006/02/03	13:37:35.35	36.215	141.611	62.08	5.9	106.9	94.4	56.7	プレート間地震（鹿島灘以外）
2006/02/03	15:10:03.64	36.229	141.612	63.29	5.3	105.9	94.0	56.0	プレート間地震（鹿島灘以外）
2007/08/16	04:15:06.64	35.444	140.531	30.77	5.3	183.5	113.6	74.8	プレート間地震（鹿島灘以外）
2008/03/24	12:40:11.07	37.120	141.447	47.81	5.3	45.7	104.4	65.4	プレート間地震（鹿島灘以外）
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
2008/05/08	01:03:37.48	36.295	141.916	22.00	5.8	98.8	119.0	79.5	プレート間地震（鹿島灘以外）
2008/05/08	01:16:34.09	36.275	141.979	18.00	6.3	99.4	125.0	81.8	プレート間地震（鹿島灘以外）

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）

応答スペクトル手法に用いる補正係数算出用地震リスト（2／5）

第336回審査会合
資料1　116頁　再掲

発震日時		震央位置		震源深さ	マグニチュード	方位角	震央距離	見かけの入射角	地震発生様式
		緯度(度)	経度(度)	(km)		(度)	(km)	(度)	
2008/05/08	01:45:18.77	36.228	141.608	50.57	7.0	106.1	93.6	61.6	プレート間地震（鹿島灘以外）
2008/05/08	02:31:16.32	36.288	141.811	58.16	5.4	100.0	109.9	62.1	プレート間地震（鹿島灘以外）
2008/05/09	08:21:06.47	36.193	141.976	68.58	5.8	103.4	126.6	61.6	プレート間地震（鹿島灘以外）
2008/07/19	11:39:28.69	37.521	142.265	31.55	6.9	51.1	188.4	80.5	プレート間地震（鹿島灘以外）
2008/07/21	20:30:26.66	37.137	142.341	27.38	6.1	63.8	171.8	80.9	プレート間地震（鹿島灘以外）
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
2010/03/14	17:08:04.18	37.724	141.818	39.75	6.7	37.3	176.3	77.3	プレート間地震（鹿島灘以外）
2010/09/29	16:59:55.98	37.285	140.026	7.62	5.7	330.5	104.6	85.8	内陸地殻内地震
2011/03/11	14:51:20.56	37.311	142.238	33.00	6.8	56.7	173.0	79.2	内陸地殻内地震
2011/03/11	14:54:42.13	36.713	140.582	9.53	5.7	355.3	27.6	70.9	内陸地殻内地震
2011/03/11	14:58:05.58	37.689	141.934	35.20	6.6	40.6	179.9	78.9	内陸地殻内地震
2011/03/11	15:05:06.38	37.519	141.622	22.48	5.9	37.4	147.8	81.4	内陸地殻内地震
2011/03/11	15:11:19.00	36.865	140.619	6.41	5.5	1.4	44.3	81.8	内陸地殻内地震
2011/03/11	15:12:58.66	37.228	141.645	38.90	6.7	47.3	125.4	72.8	内陸地殻内地震
2011/03/11	15:15:34.25	36.121	141.253	42.70	7.6	123.2	69.5	58.4	プレート間地震（鹿島灘以外）
2011/03/11	15:17:16.69	35.964	141.082	34.29	5.9	142.4	70.2	64.0	プレート間地震（鹿島灘以外）
2011/03/11	15:44:57.62	36.640	140.915	49.57	5.3	54.9	33.7	34.2	プレート間地震（鹿島灘）
2011/03/11	15:57:13.25	35.819	141.182	27.53	6.2	144.1	88.5	72.7	内陸地殻内地震
2011/03/11	16:14:57.04	36.557	142.041	25.00	6.8	85.1	128.9	79.0	プレート間地震（鹿島灘以外）
2011/03/11	16:16:55.68	37.141	141.417	47.71	5.3	43.8	104.1	65.4	プレート間地震（鹿島灘以外）
2011/03/11	16:28:11.39	36.891	141.874	44.02	6.2	67.0	122.7	70.3	プレート間地震（鹿島灘以外）
2011/03/11	16:30:15.63	37.365	141.260	26.96	5.9	30.1	115.5	76.9	内陸地殻内地震
2011/03/11	16:42:55.54	36.079	141.233	37.46	5.4	127.2	70.8	62.1	プレート間地震（鹿島灘以外）
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
2011/03/11	16:49:45.51	36.555	141.967	34.43	5.5	85.0	122.3	74.3	プレート間地震（鹿島灘以外）
2011/03/11	16:54:43.35	37.669	141.684	35.43	5.5	35.4	164.3	77.8	内陸地殻内地震
2011/03/11	16:56:09.24	37.049	142.569	11.24	6.2	69.1	186.8	86.6	内陸地殻内地震
2011/03/11	17:01:57.09	36.354	141.951	16.66	5.5	95.5	121.2	82.2	プレート間地震（鹿島灘以外）
2011/03/11	17:04:53.53	37.260	142.110	19.17	5.9	56.2	160.4	83.2	内陸地殻内地震
2011/03/11	17:10:28.59	36.057	141.709	18.45	5.4	114.3	108.9	80.4	内陸地殻内地震
2011/03/11	17:12:06.40	36.549	141.386	32.46	6.6	82.3	70.4	65.3	プレート間地震（鹿島灘以外）
2011/03/11	17:19:17.24	36.157	141.716	35.54	6.8	108.7	105.3	71.4	プレート間地震（鹿島灘以外）
2011/03/11	17:31:07.88	37.468	141.377	30.71	5.9	31.5	130.6	76.8	内陸地殻内地震
2011/03/11	17:40:54.53	37.424	141.273	29.91	6.0	29.0	121.8	76.2	内陸地殻内地震
2011/03/11	17:52:20.63	36.772	141.948	0.11	5.6	73.8	124.7	89.9	内陸地殻内地震
2011/03/11	18:04:13.52	36.551	140.956	16.53	5.3	73.2	32.7	63.2	内陸地殻内地震
2011/03/11	18:55:21.24	36.750	141.802	0.00	5.4	73.2	111.5	90.0	内陸地殻内地震
2011/03/11	19:21:07.63	37.346	141.906	21.98	5.5	49.5	151.4	81.7	プレート間地震（鹿島灘以外）

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）

応答スペクトル手法に用いる補正係数算出用地震リスト（3／5）

第336回審査会合
資料1　117頁　再掲

発震日時		震央位置		震源深さ	マグニ	方位角	震央距離	見かけの	地震発生様式
		緯度(度)	経度(度)	(km)	チュード	(度)	(km)	入射角(度)	
2011/03/11	20:00:53.09	37.723	141.730	46.06	5.5	35.3	171.5	75.0	プレート間地震（鹿島灘以外）
2011/03/11	20:13:10.79	36.321	141.947	37.00	5.6	97.2	121.3	73.0	プレート間地震（鹿島灘以外）
2011/03/11	20:16:49.73	36.628	141.709	42.54	5.5	79.4	100.3	67.0	プレート間地震（鹿島灘以外）
2011/03/11	20:20:59.95	35.795	141.200	38.55	5.6	144.2	91.6	67.2	内陸地殻内地震
2011/03/11	20:44:23.03	36.697	142.451	13.00	5.7	80.6	167.0	85.5	内陸地殻内地震
2011/03/11	20:46:43.31	36.062	141.175	41.18	5.4	131.1	68.0	58.8	プレート間地震（鹿島灘以外）
2011/03/11	20:56:13.12	36.281	141.675	40.34	5.3	101.8	98.0	67.6	プレート間地震（鹿島灘以外）
2011/03/11	21:13:03.09	37.225	142.218	26.00	6.2	59.1	166.6	81.1	プレート間地震（鹿島灘以外）
2011/03/11	21:49:00.16	36.336	141.762	35.45	5.3	103.1	106.6	71.6	海洋プレート内地震
2011/03/11	21:56:03.61	37.794	142.048	28.99	5.3	40.6	195.2	81.6	内陸地殻内地震
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
2011/03/11	22:16:48.63	36.427	141.843	28.00	5.7	91.9	111.0	75.8	プレート間地震（鹿島灘以外）
2011/03/11	22:34:32.93	36.285	141.930	23.00	5.6	99.2	120.4	79.2	内陸地殻内地震
2011/03/11	22:56:05.68	37.666	141.722	46.36	5.3	36.4	166.1	74.4	プレート間地震（鹿島灘以外）
2011/03/11	23:00:37.29	36.148	140.879	43.42	5.4	145.2	42.9	44.7	プレート間地震（鹿島灘以外）
2011/03/11	23:53:58.22	36.006	142.138	13.00	5.4	109.9	146.8	84.9	内陸地殻内地震
2011/03/11	23:56:13.86	35.972	141.570	31.21	5.8	122.1	102.5	73.1	内陸地殻内地震
2011/03/12	00:07:41.53	36.378	141.525	40.58	5.4	96.5	83.0	63.9	プレート間地震（鹿島灘以外）
2011/03/12	00:13:12.44	36.054	142.002	22.82	6.7	109.6	133.4	80.3	プレート間地震（鹿島灘以外）
2011/03/12	00:19:34.73	36.322	142.055	18.00	5.7	96.6	130.9	82.2	プレート間地震（鹿島灘以外）
2011/03/12	00:32:31.66	37.307	142.173	13.56	5.3	55.8	168.0	85.4	内陸地殻内地震
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
2011/03/12	03:11:25.63	37.171	142.026	25.55	6.0	57.9	148.8	80.3	プレート間地震（鹿島灘以外）
2011/03/12	03:17:03.04	36.258	141.804	16.00	5.7	101.8	109.9	81.7	プレート間地震（鹿島灘以外）
2011/03/12	03:59:15.62	36.986	138.598	8.38	6.7	288.4	188.5	87.5	内陸地殻内地震
2011/03/12	04:24:28.13	35.759	141.041	35.13	5.7	153.4	87.6	68.2	プレート間地震（鹿島灘以外）
2011/03/12	04:31:55.60	36.949	138.573	0.78	5.9	287.0	189.5	89.8	内陸地殻内地震
2011/03/12	05:23:43.19	35.958	141.663	9.66	5.4	120.4	110.4	85.0	プレート間地震（鹿島灘以外）
2011/03/12	08:59:21.37	36.498	141.480	28.43	5.5	87.1	78.3	70.1	プレート間地震（鹿島灘以外）
2011/03/12	09:45:07.42	36.162	141.932	20.00	5.6	105.4	123.7	80.8	プレート間地震（鹿島灘以外）
2011/03/15	22:27:53.62	37.599	142.299	10.03	6.2	49.6	196.2	87.1	内陸地殻内地震
2011/03/15	22:37:54.91	37.624	142.001	29.51	5.3	43.6	178.6	80.6	内陸地殻内地震
2011/03/16	05:30:00.29	35.285	141.224	24.16	5.8	156.8	142.4	80.4	プレート間地震（鹿島灘以外）
2011/03/16	12:52:02.77	35.837	140.907	9.97	6.1	158.8	74.8	82.4	内陸地殻内地震
2011/03/16	13:14:29.65	37.535	141.581	25.33	5.6	35.9	146.9	80.2	内陸地殻内地震
2011/03/16	22:39:02.59	35.917	140.440	53.41	5.4	193.9	62.8	49.6	プレート間地震（鹿島灘以外）
2011/03/17	17:25:22.76	36.681	141.851	17.21	5.4	77.5	113.9	81.4	内陸地殻内地震
2011/03/17	21:32:02.49	35.630	140.979	27.87	5.7	160.0	98.6	74.2	プレート間地震（鹿島灘以外）

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）

応答スペクトル手法に用いる補正係数算出用地震リスト（4／5）

第336回審査会合
資料1　118頁　再掲

発震日時		震央位置		震源深さ	マグニ	方位角	震央距離	見かけの	地震発生様式
		緯度(度)	経度(度)	(km)	チュード	(度)	(km)	入射角(度)	
2011/03/17	21:54:53.66	36.738	141.309	47.01	5.7	64.2	69.7	56.0	プレート間地震（鹿島灘以外）
2011/03/18	03:55:31.97	37.142	142.523	9.00	5.7	65.7	186.8	87.2	内陸地殻内地震
2011/03/18	09:41:16.26	35.986	141.831	28.00	5.4	115.5	122.3	77.1	内陸地殻内地震
2011/03/18	17:01:34.43	35.822	141.112	34.58	5.4	147.4	84.7	67.8	プレート間地震（鹿島灘以外）
2011/03/19	08:49:31.45	36.737	140.605	4.95	5.3	359.6	30.1	80.7	内陸地殻内地震
2011/03/19	18:56:48.06	36.784	140.572	5.37	6.1	354.9	35.4	81.4	内陸地殻内地震
2011/03/20	10:30:45.53	36.939	141.177	29.31	5.5	44.0	73.2	68.2	内陸地殻内地震
2011/03/20	14:55:28.36	37.663	141.650	42.17	5.4	34.6	162.0	75.4	プレート間地震（鹿島灘以外）
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
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
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
2011/03/22	22:50:49.81	35.861	141.781	21.61	6.0	122.1	125.2	80.2	プレート間地震（鹿島灘以外）
2011/03/23	00:03:46.28	35.875	141.764	22.68	5.8	121.9	123.0	79.6	プレート間地震（鹿島灘以外）
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
2011/03/23	07:12:28.78	37.085	140.788	7.60	6.0	13.2	70.6	83.9	内陸地殻内地震
2011/03/23	07:13:52.77	37.035	140.769	0.93	5.8	12.9	64.8	89.2	内陸地殻内地震
2011/03/23	07:34:56.09	37.098	140.796	6.69	5.5	13.5	72.2	84.7	内陸地殻内地震
2011/03/23	07:36:31.31	37.063	140.771	7.30	5.8	12.4	67.9	83.9	内陸地殻内地震
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
2011/03/29	19:54:30.44	37.409	142.470	13.37	6.6	57.2	196.2	86.1	内陸地殻内地震
2011/03/30	21:51:37.17	35.444	141.228	30.12	5.3	153.5	126.4	76.6	内陸地殻内地震
2011/04/03	16:38:45.14	37.626	141.650	46.80	5.4	35.5	158.7	73.6	プレート間地震（鹿島灘以外）
2011/04/06	22:54:51.13	37.634	141.572	45.90	5.3	33.2	155.5	73.6	プレート間地震（鹿島灘以外）
2011/04/11	17:16:12.02	36.946	140.673	6.42	7.0	6.3	53.6	83.2	内陸地殻内地震
2011/04/11	17:17:47.50	36.891	140.715	9.18	5.7	11.6	48.2	79.2	内陸地殻内地震
2011/04/11	17:26:29.04	37.063	140.623	5.25	5.4	1.3	66.2	85.5	内陸地殻内地震
2011/04/11	20:42:35.16	36.966	140.635	10.58	5.9	2.6	55.5	79.2	内陸地殻内地震
2011/04/12	07:26:16.87	36.819	138.606	0.00	5.6	282.9	183.2	90.0	内陸地殻内地震
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
2011/04/12	14:07:42.28	37.053	140.644	15.08	6.4	2.9	65.2	77.0	内陸地殻内地震
2011/04/13	08:36:20.20	35.487	140.879	26.90	5.3	167.2	111.4	76.4	内陸地殻内地震
2011/04/13	10:07:58.05	36.915	140.707	4.52	5.7	10.1	50.7	84.9	内陸地殻内地震
2011/04/14	12:08:58.35	36.984	140.773	10.75	5.4	14.4	59.4	79.7	内陸地殻内地震
2011/04/28	18:27:46.79	37.413	141.782	43.53	5.7	44.5	148.4	73.6	プレート間地震（鹿島灘以外）
2011/04/30	14:06:31.10	36.760	141.281	36.94	5.3	61.4	68.6	61.7	プレート間地震（鹿島灘以外）
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
2011/05/14	08:35:50.99	37.328	141.628	40.92	5.9	43.3	132.1	72.8	プレート間地震（鹿島灘以外）
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

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）

応答スペクトル手法に用いる補正係数算出用地震リスト（5／5）

第336回審査会合
資料1　119頁　再掲

発震日時		震央位置		震源深さ	マグニ	方位角	震央距離	見かけの	地震発生様式
		緯度(度)	経度(度)	(km)	チュード	(度)	(km)	入射角(度)	
2011/05/20	09:46:15.48	35.802	141.176	35.86	5.8	145.0	89.8	68.2	プレート間地震（鹿島灘以外）
2011/05/22	07:06:27.44	35.730	140.644	48.33	5.5	177.6	81.8	59.4	プレート間地震（鹿島灘以外）
2011/06/04	01:00:14.16	36.990	141.211	29.61	5.5	42.7	79.4	69.5	内陸地殻内地震
2011/06/09	19:38:32.94	36.497	140.971	12.59	5.7	83.8	32.8	69.0	内陸地殻内地震
2011/06/18	20:31:04.61	37.618	141.821	27.65	6.0	39.8	167.4	80.6	内陸地殻内地震
2011/06/21	17:49:39.90	35.760	141.474	21.10	5.5	134.8	110.6	79.2	内陸地殻内地震
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
2011/07/08	03:35:41.84	37.097	141.130	55.48	5.6	33.5	84.2	56.6	プレート間地震（鹿島灘以外）
2011/07/15	21:01:10.80	36.164	140.083	66.36	5.4	234.6	57.7	41.0	プレート間地震（鹿島灘以外）
2011/07/19	10:38:48.40	37.326	141.758	30.80	5.4	46.7	140.1	77.6	内陸地殻内地震
2011/07/25	03:51:25.30	37.709	141.627	45.81	6.3	33.0	165.1	74.5	プレート間地震（鹿島灘以外）
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
2011/07/29	23:53:17.45	36.688	142.134	29.00	5.6	79.3	138.9	78.2	プレート間地震（鹿島灘以外）
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
2011/08/12	03:22:04.71	36.969	141.161	52.26	6.1	41.4	74.6	55.0	プレート間地震（鹿島灘以外）
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
2011/08/22	20:23:35.34	36.107	141.984	34.00	6.1	107.4	130.0	75.3	プレート間地震（鹿島灘以外）
2011/09/15	17:00:08.62	36.255	141.483	50.88	6.3	106.3	82.1	58.2	プレート間地震（鹿島灘以外）
2011/09/29	19:05:05.66	37.133	140.870	8.84	5.4	17.5	77.6	83.5	内陸地殻内地震
2011/10/03	01:49:00.69	37.338	141.636	17.58	5.3	43.2	133.3	82.5	内陸地殻内地震
2011/10/10	11:45:57.02	37.508	141.486	46.99	5.6	33.8	139.6	71.4	プレート間地震（鹿島灘以外）
2011/11/20	10:23:40.78	36.711	140.588	8.99	5.3	356.5	27.2	71.7	内陸地殻内地震
2011/11/24	04:24:30.45	37.330	141.613	45.41	6.1	42.8	131.3	70.9	プレート間地震（鹿島灘以外）
2012/01/12	12:20:49.03	36.968	141.304	33.35	5.9	48.0	83.6	68.2	内陸地殻内地震
2012/01/28	07:43:14.09	35.489	138.977	18.16	5.4	234.1	182.6	84.3	内陸地殻内地震
2012/04/01	23:04:24.95	37.077	141.133	53.04	5.9	34.6	82.5	57.3	プレート間地震（鹿島灘以外）
2012/04/12	20:19:57.23	36.829	141.343	28.81	5.6	58.3	77.2	69.5	内陸地殻内地震
2012/04/12	23:50:50.42	37.452	141.734	26.80	5.9	42.2	148.5	79.8	内陸地殻内地震
2012/04/13	19:10:00.37	36.947	141.422	31.54	6.0	53.5	90.4	70.8	内陸地殻内地震
2012/04/25	05:22:09.42	35.723	140.679	43.12	5.5	175.5	82.7	62.5	プレート間地震（鹿島灘以外）
2012/04/29	19:28:51.59	35.716	140.601	48.26	5.8	180.4	83.2	59.9	プレート間地震（鹿島灘以外）
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
2012/11/09	12:51:53.47	36.878	141.380	32.50	5.5	56.3	82.8	68.6	内陸地殻内地震
2012/11/16	17:25:53.87	35.357	141.230	30.24	5.5	155.3	135.3	77.4	内陸地殻内地震
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

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）

はじめに

第243回審査会合
資料1－2　87頁　修正

東北地方太平洋沖地震の本震の地震観測記録は，振幅が大きいことから，この記録に対する地盤同定解析を行い，解放基盤表面におけるはぎとり解析を実施する。以下に，はぎとり解析のフロー，概念図を示す。

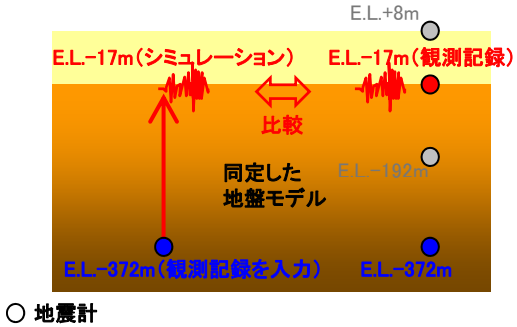
■はぎとり解析のフロー

地盤同定解析

東北地方太平洋沖地震の本震の地震観測記録を用い，第四紀層のV_S，V_P及び第四紀層，新第三紀層それぞれの減衰を同定する。なお，層厚及び新第三紀層のV_Sは，中小地震の観測記録を用いた既往の地盤同定結果で固定する。

⇨

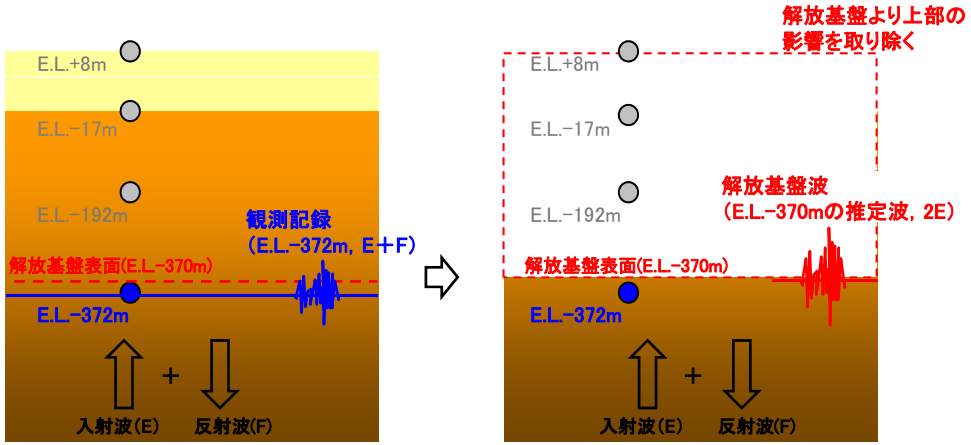
水平成分と鉛直成分の記録で同定した地盤モデルに，最深部（E.L.−372m）の地震観測記録を入力し，E.L.−17m（岩盤上端，原子炉建屋基礎下端に相当する深さ）のシミュレーション結果と観測記録を比較する。



シミュレーション結果と観測記録の比較（概念図）

観測記録のはぎとり

同定した地盤モデルについて，E.L.−372mの観測記録を用い，解放基盤表面（E.L.−370m）におけるはぎとり解析を行い，東北地方太平洋沖地震の本震の解放基盤波を算出する。



観測記録のはぎとり解析（概念図）

地盤同定解析（1／9）

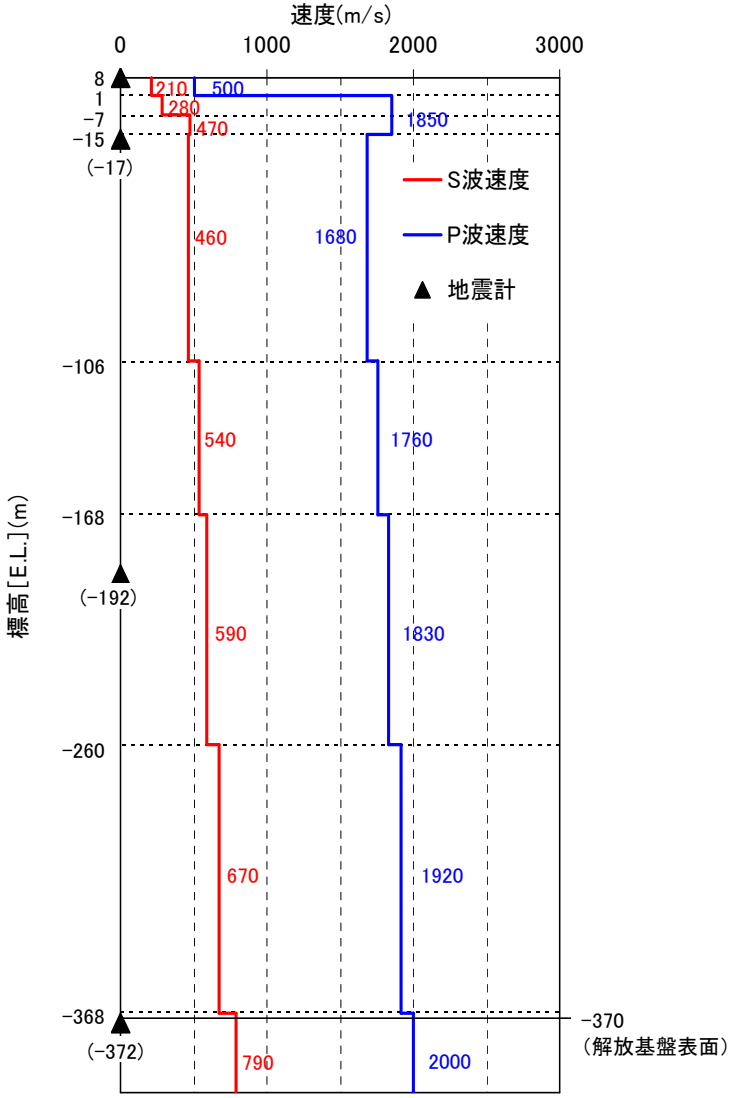
■地盤系地震観測点の地盤の概要

地盤系地震観測点位置及び地盤物性値

E.L. (m)	地層区分	地質年代	層厚 (m)	S波速度 (m/s)	P波速度 (m/s)	密度 (g/cm^3)
▲ 8.0						
	砂	第四系	7.0	210	500	1.71
1.0						
	砂礫		5.0	280	1850	1.66
−4.0						
	粘土		3.0			
−7.0						
	砂礫		8.0	470	1850	1.82
−15.0						
▲ −17.0	砂質泥岩	新第三系	91.0	460	1680	1.69
−106.0						
			62.0	540	1760	1.74
−168.0						
▲ −192.0			92.0	590	1830	1.78
−260.0						
			108.0	670	1920	1.82
−368.0						
			2.0			
▽ −370.0				790	2000	1.85
			2.0			
▲ −372.0						
			—			

▲：地震計設置位置

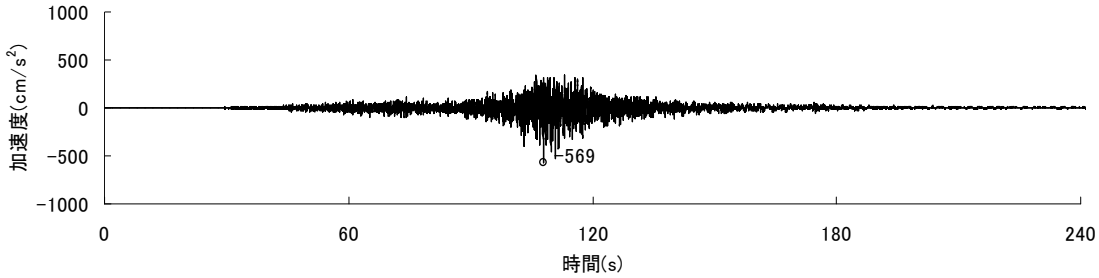
▽：解放基盤表面



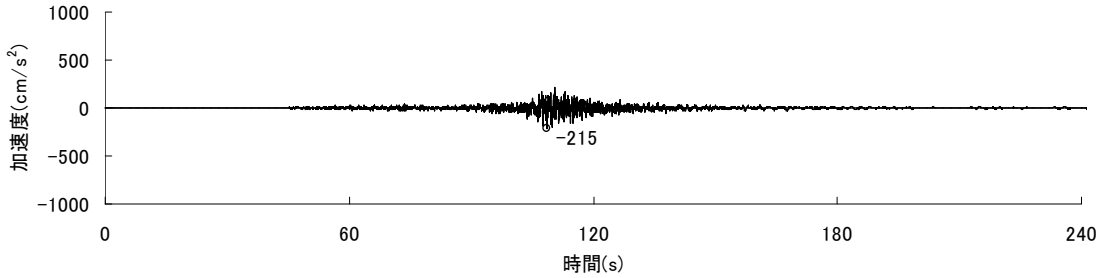
地盤同定解析（2／9）

■地震観測記録（NS成分）

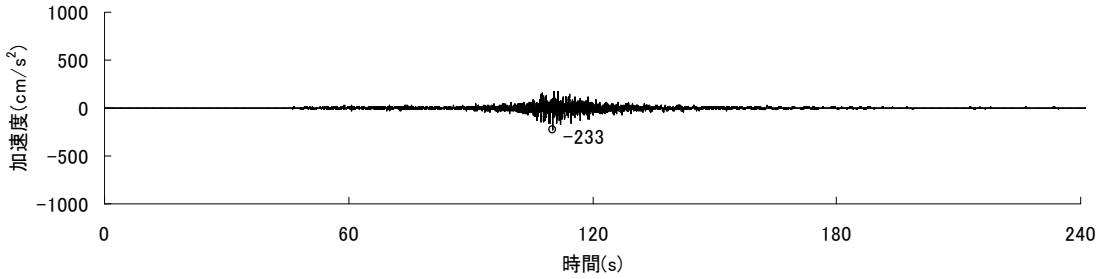
E.L. 8m



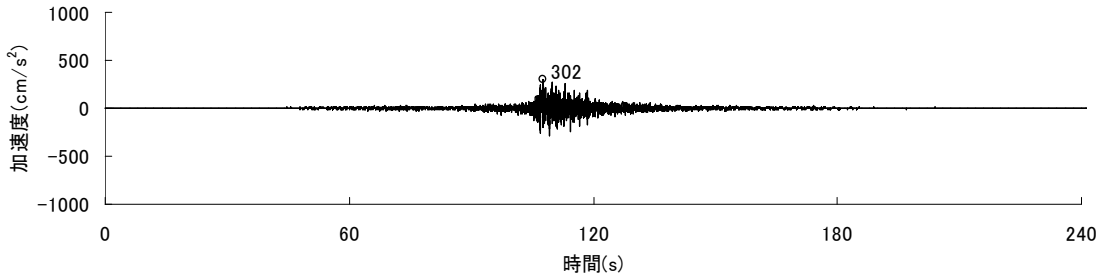
E.L.−17m



E.L.−192m



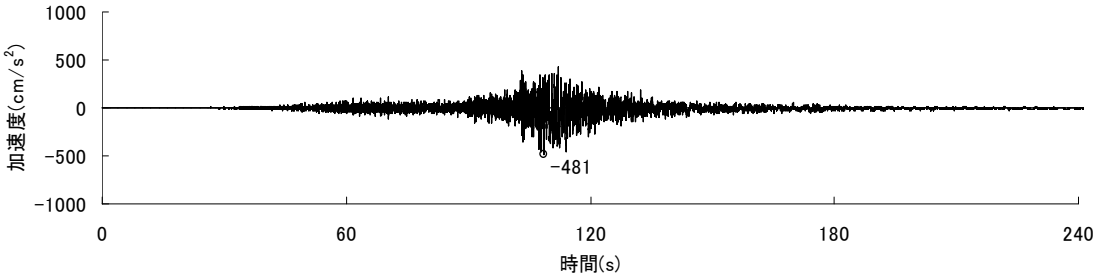
E.L.−372m



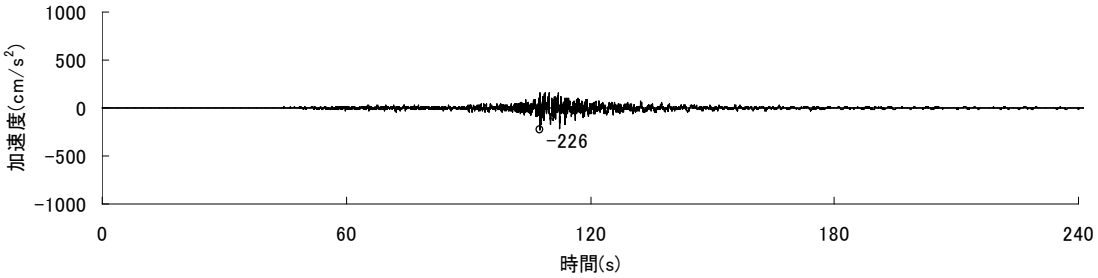
地盤同定解析（3／9）

■地震観測記録（EW成分）

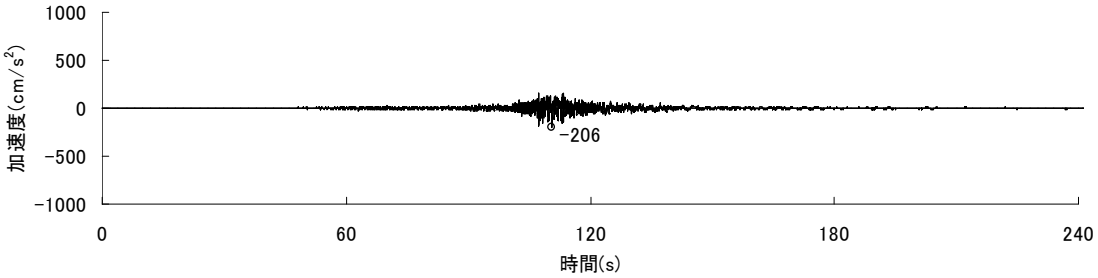
E.L. 8m



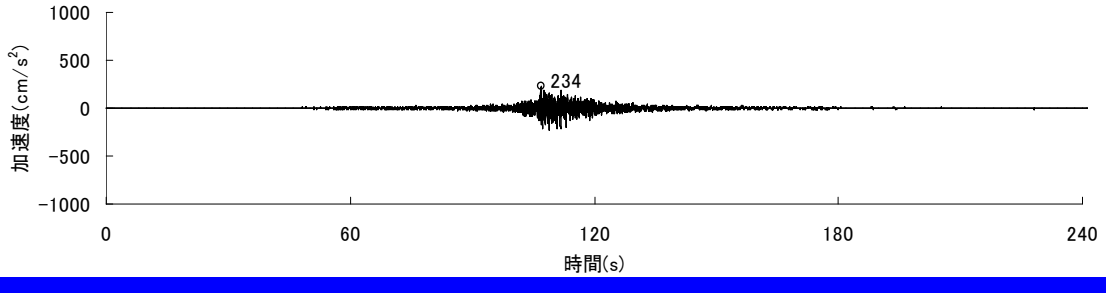
E.L.−17m



E.L.−192m



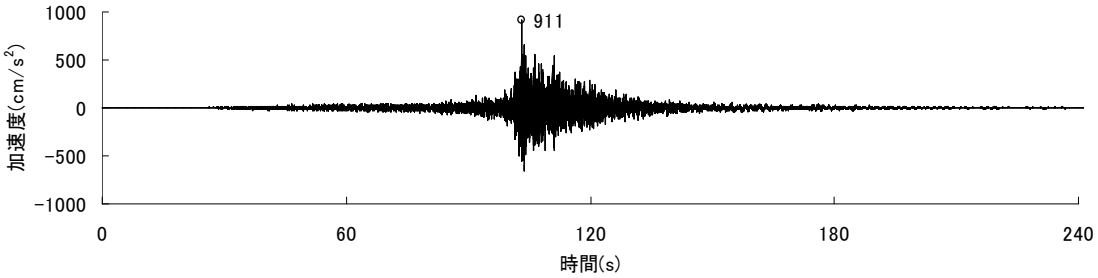
E.L.−372m



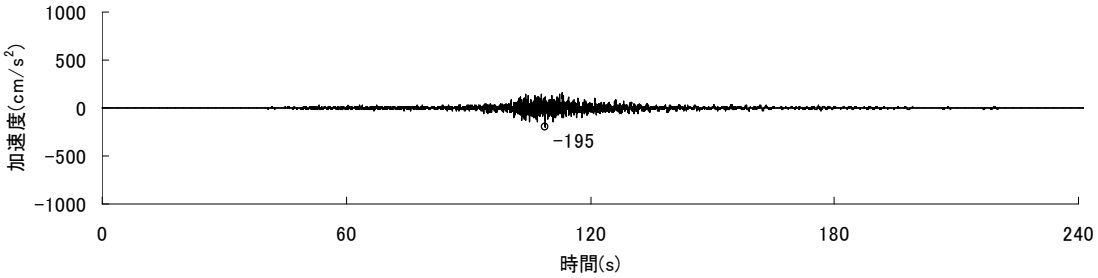
地盤同定解析（4／9）

■地震観測記録（UD成分）

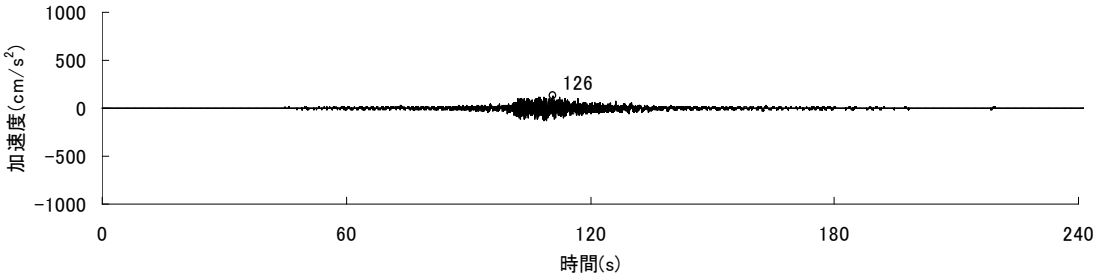
E.L. 8m



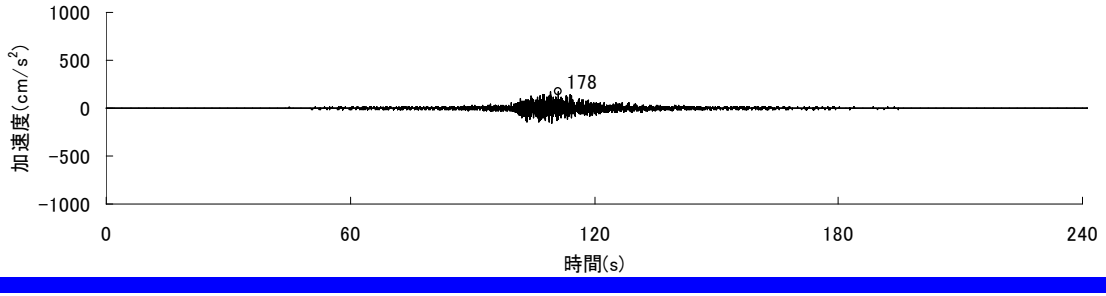
E.L.−17m



E.L.−192m



E.L.−372m



地盤同定解析（5／9）

第243回審査会合
資料1－2　92頁　再掲

■地盤モデルの同定結果（水平動）

・一次元波動論に基づく理論伝達特性を当てはめる逆解析により同定

・観測記録のNS成分とEW成分から石田（1992）の手法に基づき水平成分の伝達関数を設定

・同定対象は，第四紀層のS波速度及び第四紀層と第三紀層に分割した減衰
（層厚，密度及び第三紀層のS波速度は，中小地震観測記録を用いた既往の地盤同定結果で固定）

・遺伝的アルゴリズムを用い，初期乱数を変えた5回の計算を実施し，計算結果の平均値を地盤モデルとして採用

・探索範囲は以下の通り設定

【S波速度】
初期モデルの 0.5～1.5倍

【減衰】
$h(f)=h_0 \times f^{-\alpha}$
h_0は 0.01～1.0
αは 0.0～1.0

地盤モデルの同定結果（水平動）

固定パラメータ				初期値	同定結果		
E.L. (m)	層番号	層厚 (m)	密度 (g/cm^3)	S波速度 (m/s)		減衰 $h(f)=h_0 \times f^{-\alpha}$ h_0	α
▲ 8.0							
	1	2.5	1.71	130	102	0.38	0.81
5.5							
	2	4.5		169	132		
1.0							
	3	5.0	1.66	274	214		
−4.0							
	4	3.0					
−7.0							
	5	8.0	1.82	560	438		
−15.0							
	6	2.0	1.69	477	477	0.09	0.67
▲ −17.0							
	7	89.0					
−106.0							
	8	62.0	1.74	557	557		
−168.0							
	9	24.0	1.78	669	669		
▲ −192.0							
	10	68.0	1.78				
−260.0							
	11	108.0	1.82	756	756		
−368.0							
	12	2.0	1.85	790	790		
▽ −370.0							
	13	2.0					
▲ −372.0							
		—					

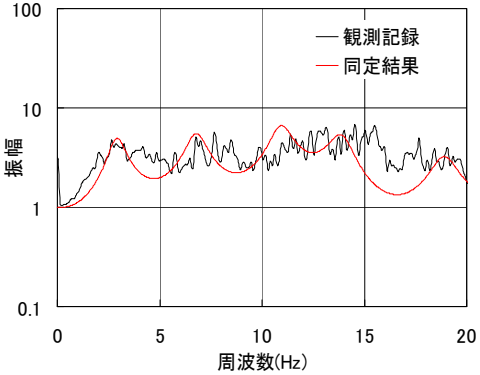
▲：地震計設置位置
▽：解放基盤表面

同定対象

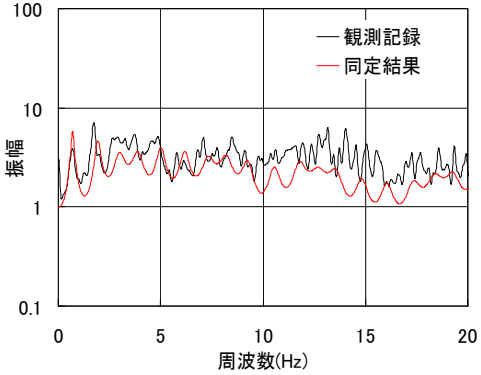
地盤同定解析（6／9）

第243回審査会合
資料1－2 93頁 再掲

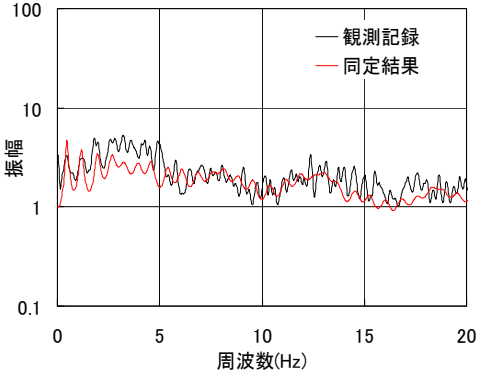
■地盤モデルの同定結果（水平動）



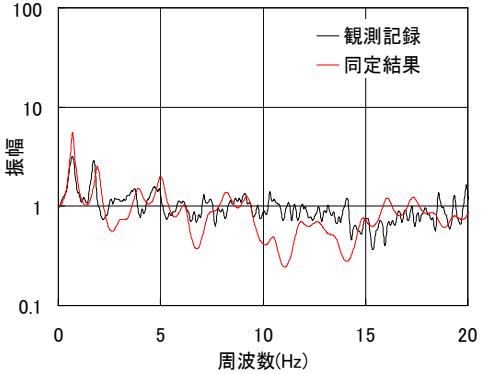
E.L.+8m/E.L.−17m



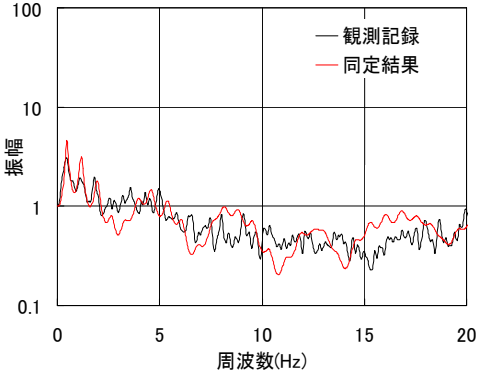
E.L.+8m/E.L.−192m



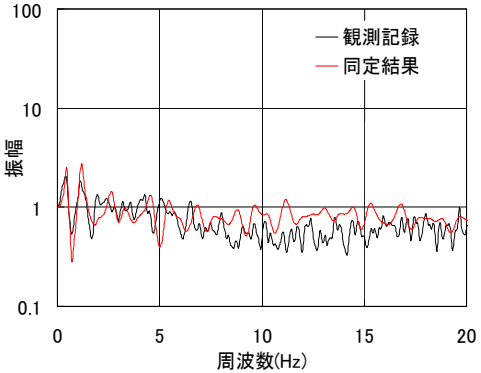
E.L.+8m/E.L.−372m



E.L.−17m/E.L.−192m



E.L.−17m/E.L.−372m



E.L.−192m/E.L.−372m

同定した地盤モデルの理論伝達関数（赤）と
観測記録による伝達関数（黒）の比較（水平動）

地盤同定解析（7／9）

第243回審査会合
資料1－2　94頁　再掲

■地盤モデルの同定結果（鉛直動）

・一次元波動論に基づく理論伝達特性を当てはめる逆解析により同定

・同定対象は，第四紀層のP波速度及び第四紀層と第三紀層に分割した減衰
（層厚，密度及び第三紀層のP波速度は，中小地震観測記録を用いた既往の地盤同定結果で固定）

・遺伝的アルゴリズムを用い，初期乱数を変えた5回の計算を実施し，計算結果の平均値を地盤モデルとして採用

・探索範囲は以下の通り設定

【P波速度】
初期モデルの 0.5～1.5倍

【減衰】
$h(f)=h_0 \times f^{-\alpha}$
h_0は 0.01～1.0
αは 0.0～1.0

地盤モデルの同定結果（鉛直動）

固定パラメータ				初期値	同定結果		
E.L. (m)	層番号	層厚 (m)	密度 (g/cm^3)	P波速度 (m/s)		減衰 $h(f)=h_0 \times f^{-\alpha}$	
						h_0	α
▲ 8.0							
	1	2.5	1.71	280	255	0.38	0.56
5.5							
	2	4.5		403	368		
1.0							
	3	5.0	1.66	1589	1449		
−4.0							
	4	3.0					
−7.0							
	5	8.0	1.82	1509	1376		
−15.0							
	6	2.0	1.69	1753	1753	0.37	1.00
▲ −17.0							
	7	89.0					
−106.0							
	8	62.0	1.74	1742	1742		
−168.0							
	9	24.0	1.78	2067	2067		
▲ −192.0							
	10	68.0	1.78				
−260.0							
	11	108.0	1.82	2256	2256		
−368.0							
	12	2.0	1.85	2000	2000		
▽ −370.0							
	13	2.0					
▲ −372.0							
		—					

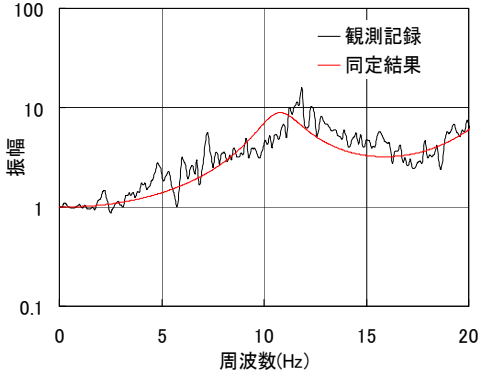
▲：地震計設置位置
▽：解放基盤表面

同定対象

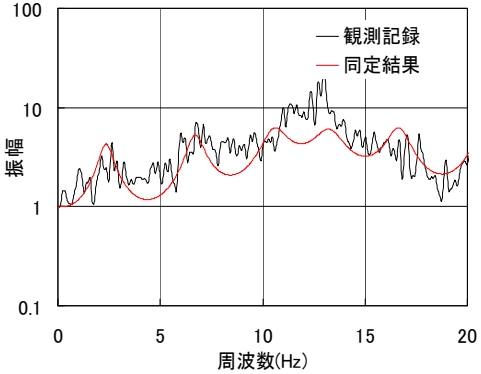
地盤同定解析（8／9）

第243回審査会合
資料1－2 95頁 再掲

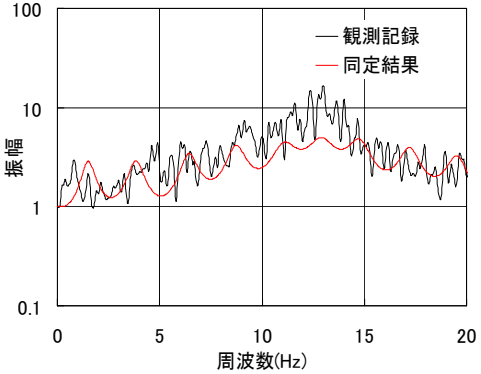
■地盤モデルの同定結果（鉛直動）



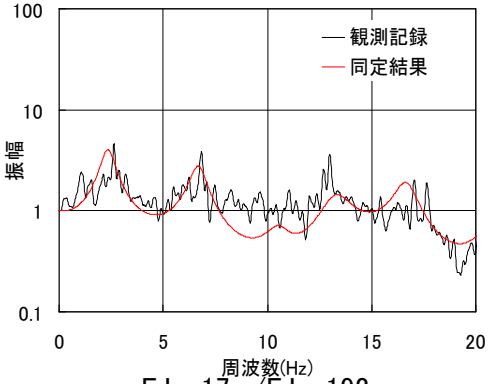
E.L.+8m/E.L.−17m



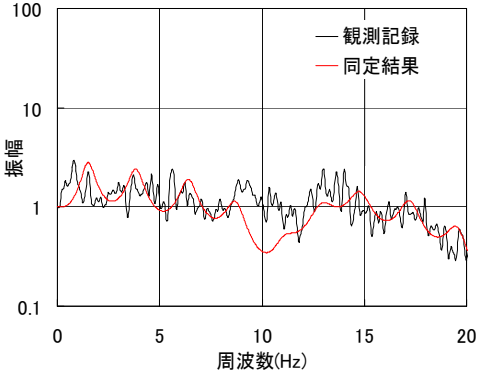
E.L.+8m/E.L.−192m



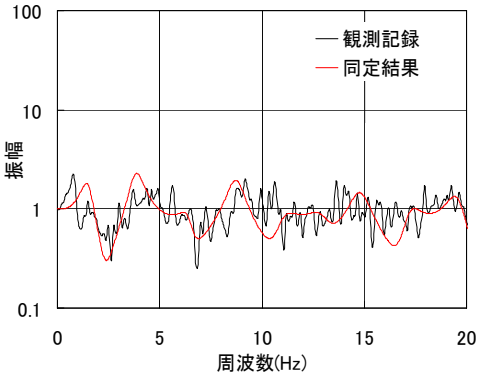
E.L.+8m/E.L.−372m



E.L.−17m/E.L.−192m



E.L.−17m/E.L.−372m



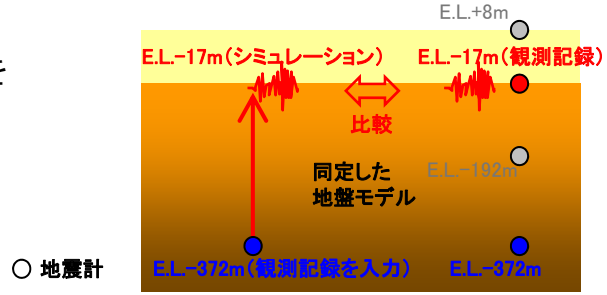
E.L.−192m/E.L.−372m

同定した地盤モデルの理論伝達関数（赤）と
観測記録による伝達関数（黒）の比較（鉛直動）

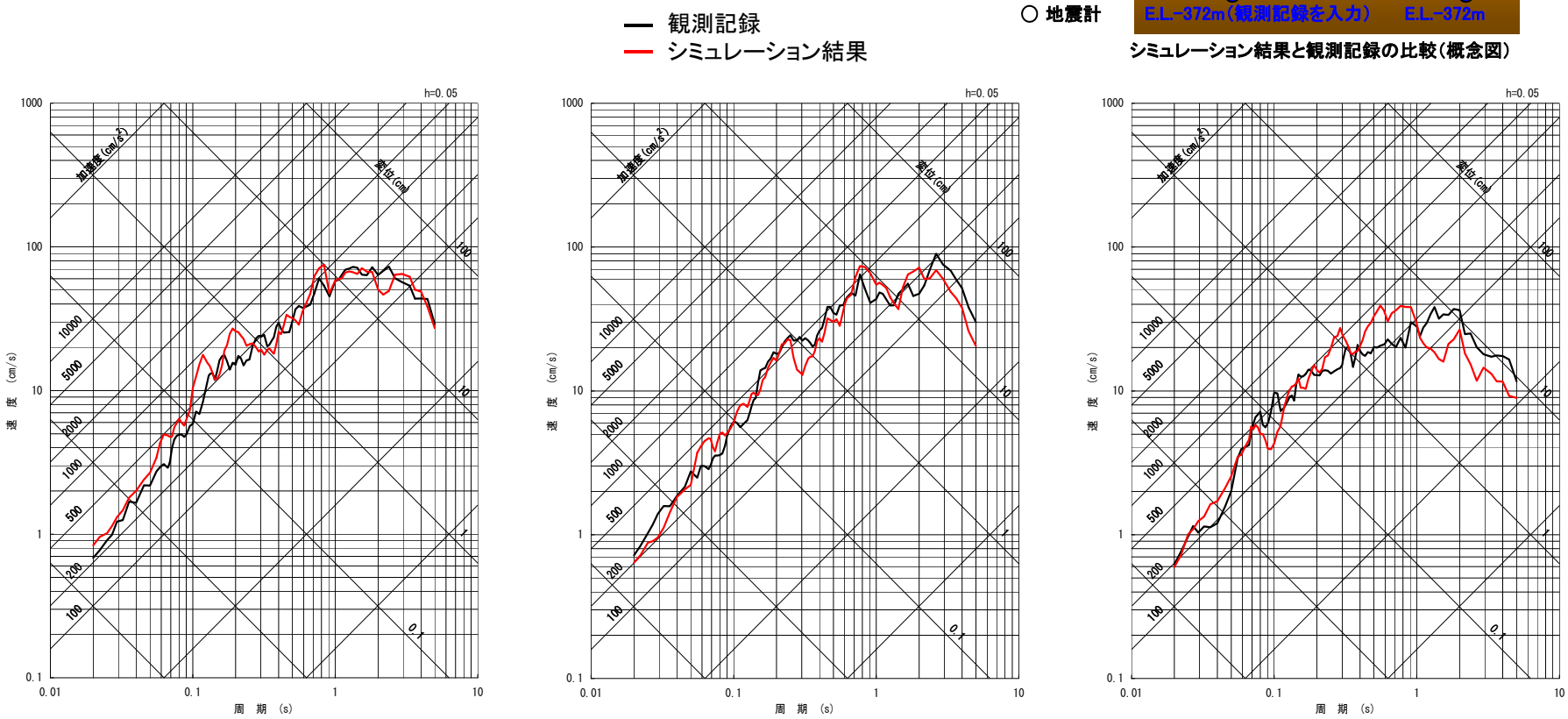
地盤同定解析（9／9）

■地震波シミュレーション結果

水平成分と鉛直成分の記録で同定した地盤モデルに，最深部の地震観測記録を入力し，E.L.-17m（岩盤上端，原子炉建屋基礎下端に相当する深さ）のシミュレーション結果と観測記録を比較したところ，それらは良い対応を示した。



シミュレーション結果と観測記録の比較（概念図）



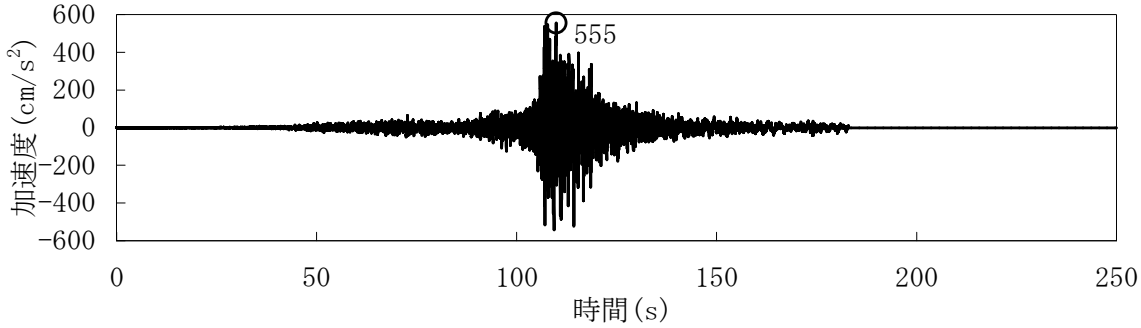
NS成分　　EW成分　　UD成分

同定した地盤モデルによる地震波シミュレーションの結果（E.L.-17m）

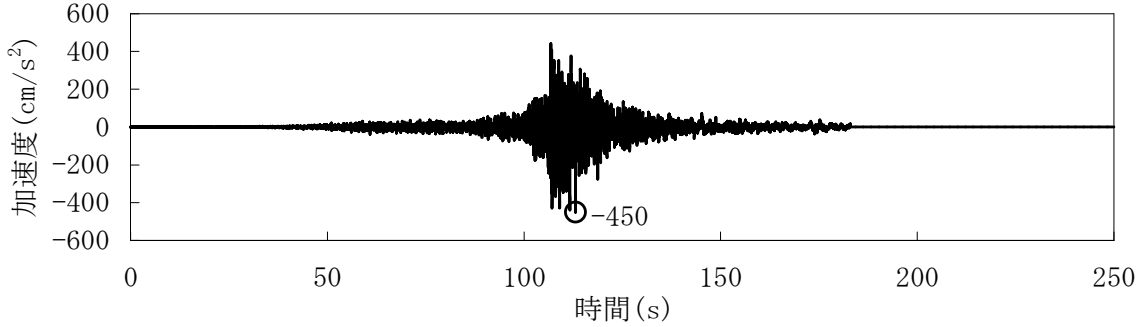
観測記録のはぎとり（1／2）

■解放基盤表面（E.L.-370m）におけるはぎとり結果（加速度時刻歴波形）

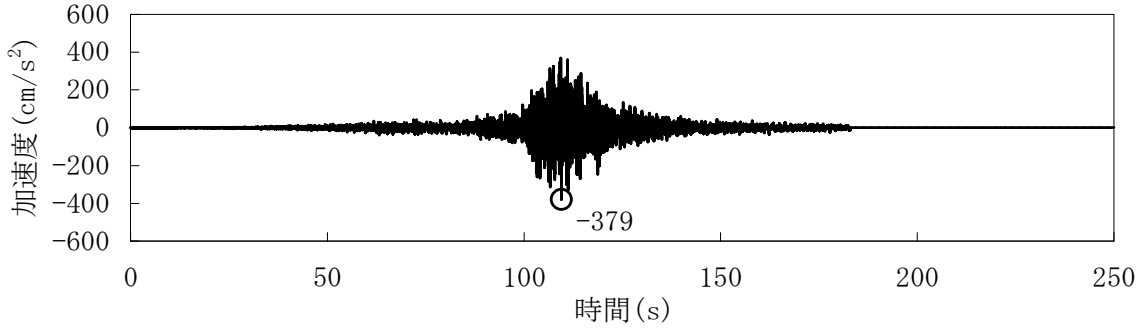
NS成分



EW成分



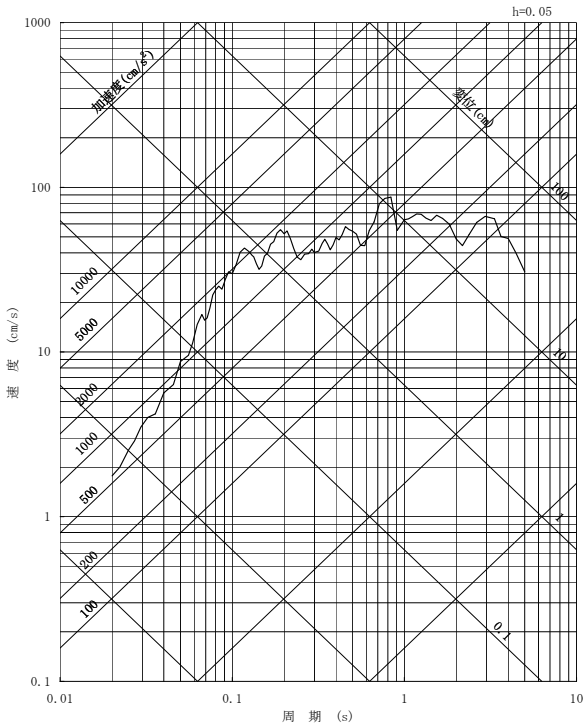
UD成分



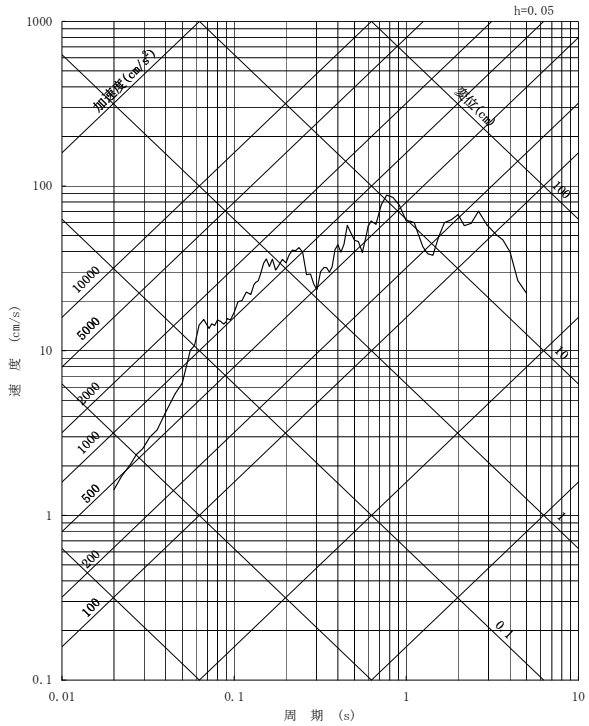
観測記録のはぎとり（２／２）

第243回審査会合
資料１－２　98頁　再掲

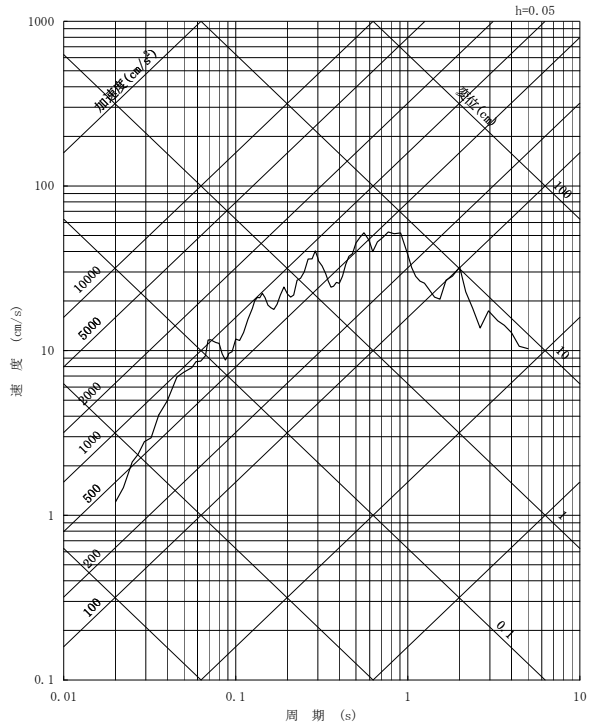
■解放基盤表面（E.L.-370m）におけるはぎとり結果（応答スペクトル）



NS成分



EW成分

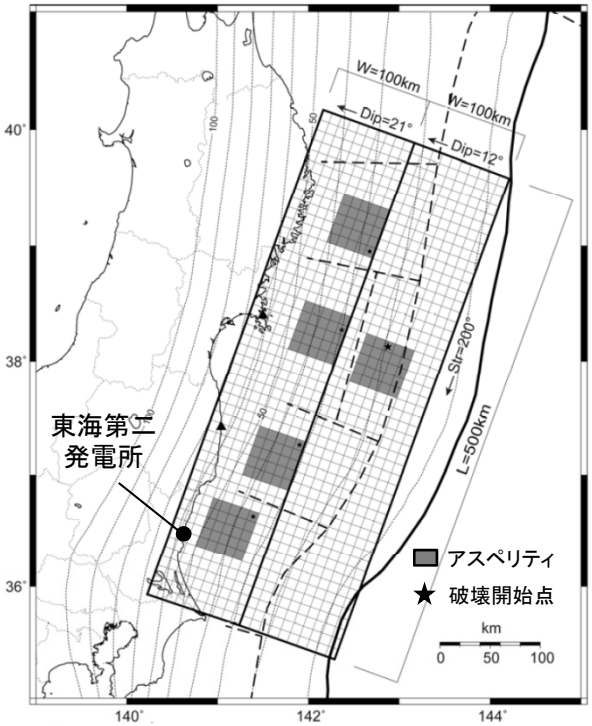


UD成分

コメントNo.8

統計的グリーン関数法の評価条件

■基本震源モデルに対して統計的グリーン関数法による評価を行う。



背景の太線は日本海溝，破線は海溝型地震の発生領域

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/cm³)	Vs (m/s)	Vp (m/s)	hs	hp	備考
G.L.(m)	E.L.(m)							
0	8	378	—	—	—	—	—	▼解放基盤表面 E.L.-370m
-378	-370	107	1.85	790	2000	0.02 (Q=25)	0.01 (Q=50)	
-485	-477	200	1.96	840	2110			▼地震基盤 E.L.-677m
-685	-677	—	2.63	2750	4740	$Q=110f^{0.69}$	$Q=110f^{0.69}$	

主な計算条件

審査会合	地盤モデル	入射方法	鉛直成分の計算方法	f_{max}	放射特性係数の補正
第243回 (諸井ほか(2013))	耐震バックチェックで用いた地盤モデル	斜め入射	地震基盤においてSV波の平行成層地盤に対する斜め入射により算出する。	13.5Hz	短周期成分を一定値(SV波，SH波で各0.445)とし，長周期成分を理論値とし，その間は対数軸上で線形補間した値とする。
第336回	耐震バックチェックで用いた地盤モデル	鉛直入射	地震基盤において耐専スペクトルの鉛直/水平の応答スペクトル比を水平方向(SV波)のフーリエスペクトルに乗じて算出する。	13.5Hz	短周期成分を一定値(SV波，SH波で各0.445)とし，長周期成分を理論値とし，その間は対数軸上で線形補間した値とする。
今回	最新の地盤モデル	鉛直入射	地震基盤において耐専スペクトルの鉛直/水平の応答スペクトル比を水平方向(SV波)のフーリエスペクトルに乗じて算出する。	13.5Hz	短周期成分を一定値(SV波，SH波で各0.445)とし，長周期成分を理論値とし，その間は対数軸上で線形補間した値とする。

コメントNo.8

統計的グリーン関数法の評価条件

■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	$S=L\times W$
平均応力降下量	$\Delta\sigma$(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)
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

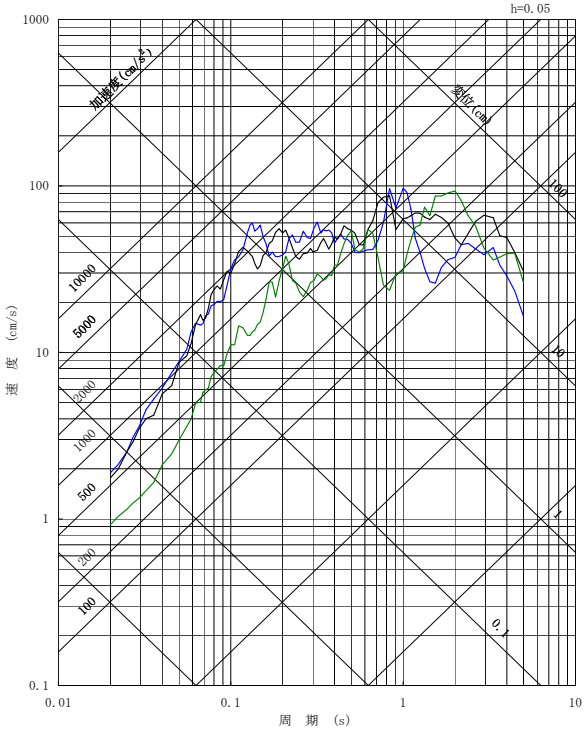
コメントNo.8

統計的グリーン関数法による地震動評価結果

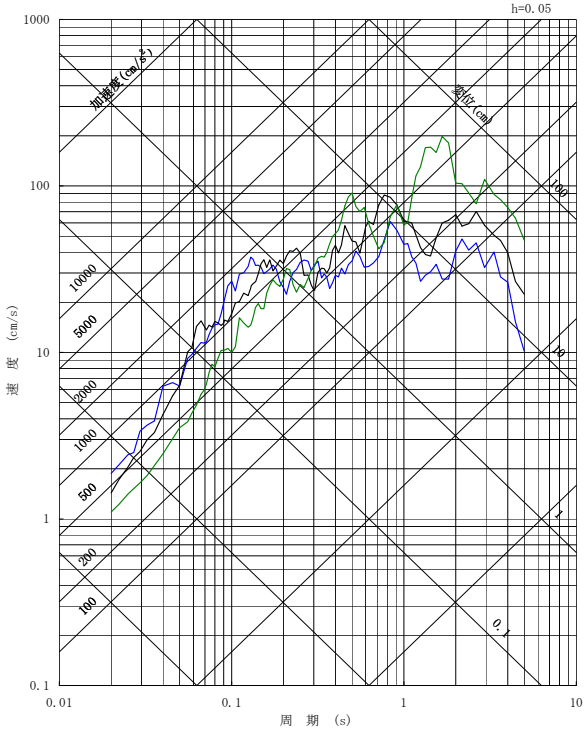
■断層モデルを用いた手法による地震動評価結果と東北地方太平洋沖地震の解放基盤波の比較

基本震源モデルを対象に，断層モデルを用いた手法による地震動評価結果（統計的グリーン関数法及び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。

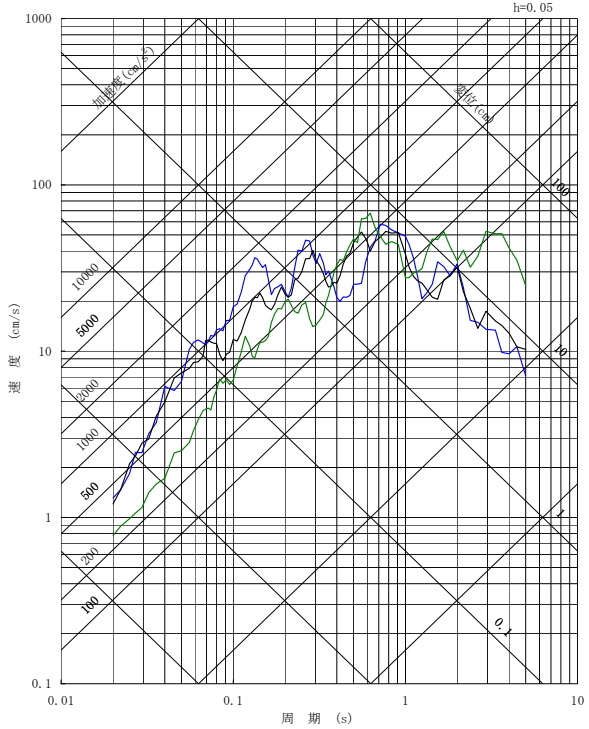
— 統計的グリーン関数法
— 経験的グリーン関数法
— 東北地方太平洋沖地震の解放基盤波



NS成分



EW成分



UD成分

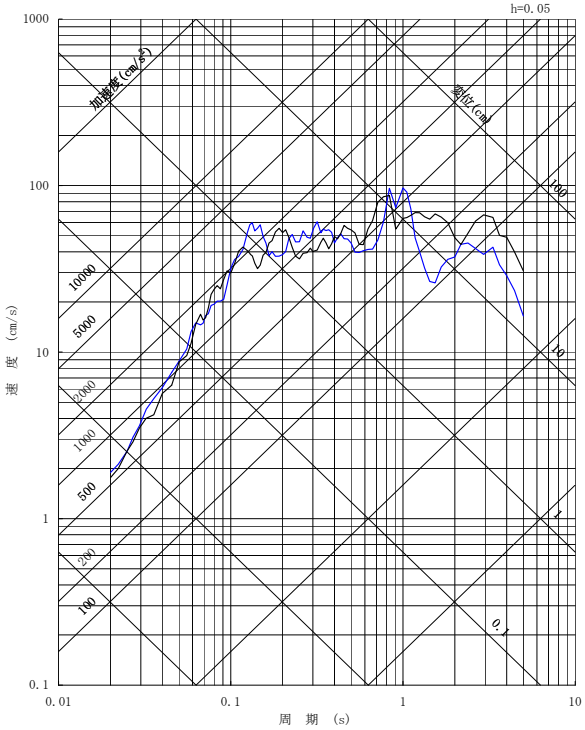
- 統計的グリーン関数法による評価結果について，経験的グリーン関数法による評価結果と概ね整合しているものの，短周期側はどの成分も統計的グリーン関数法による評価結果の方が小さい。
- 短周期側における評価結果の差異は，経験的グリーン関数法においてf_{max}の補正無しで評価したことにより，要素地震のf_{max}の特性がそのまま合成結果に現れたためと考えられる。
- どの成分も経験的グリーン関数法を用いた方が観測記録との対応がよいことを確認した。

基本ケースの応答スペクトル

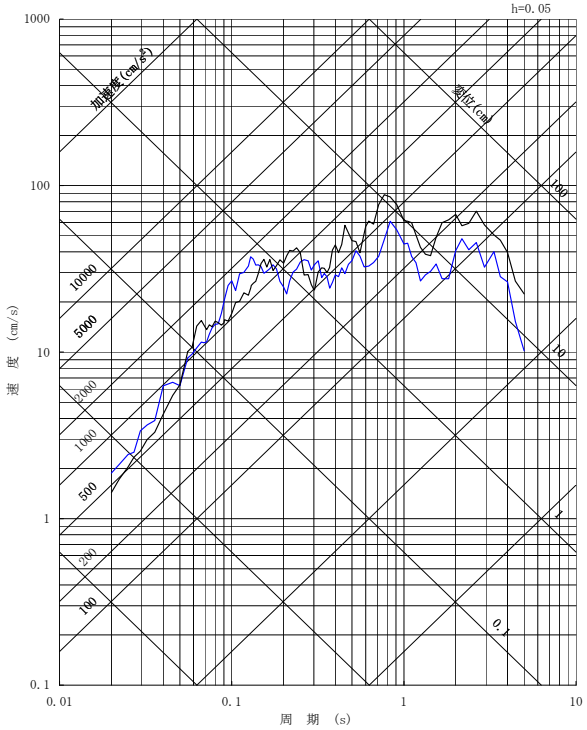
第336回審査会合
資料1　124頁　再掲

■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）と東北地方太平洋沖地震の解放基盤波とを比較する。
なお，地震動評価は入倉ほか（1997）に基づき実施している。

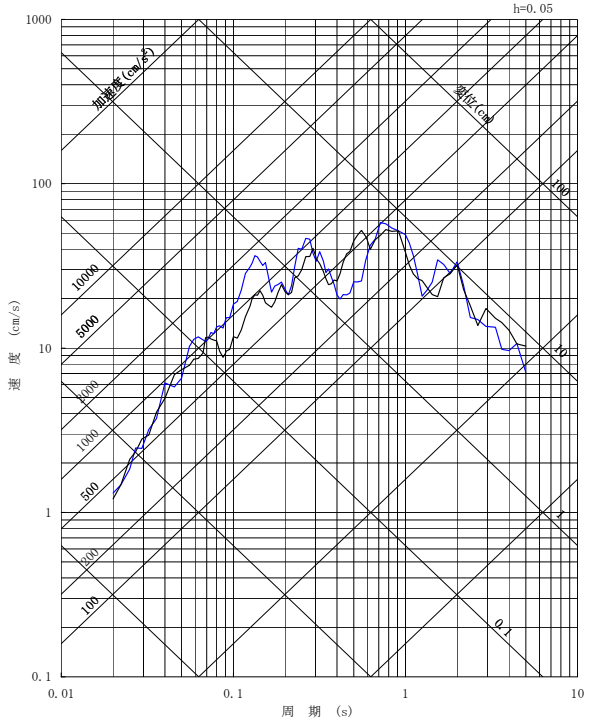
— 断層モデルを用いた手法による地震動評価結果
— 東北地方太平洋沖地震の解放基盤波



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概ね対応していることを確認した。一部周期帯（特にEW成分の周期0.4秒以降）で経験的グリーン関数法が解放基盤波をやや下回っているため，これらについて以降考察をする。

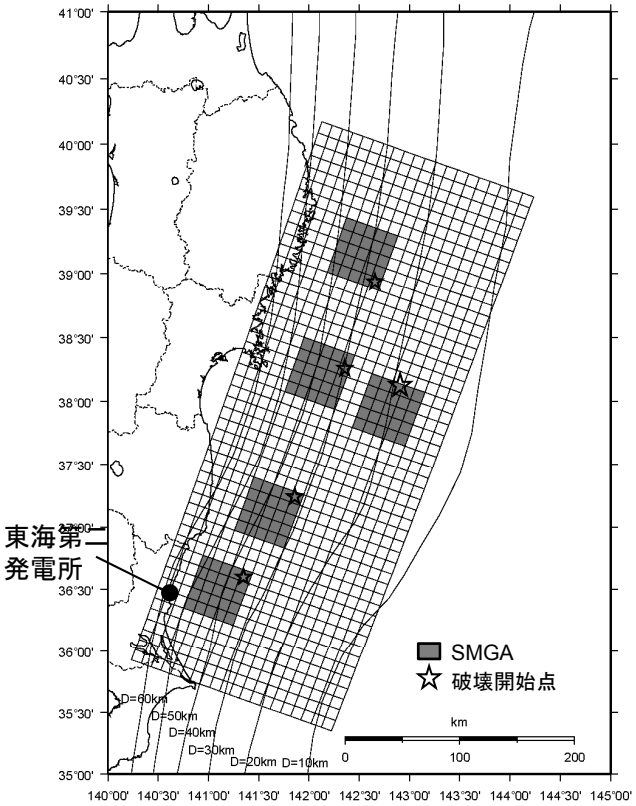
理論的手法による評価のパラメータ設定（1／2）

第336回審査会合
資料1　125頁　再掲

■経験的グリーン関数法での長周期における評価結果の確認のため，基本震源モデルを対象に理論的手法による評価を実施する。

・手法は，Hisada(1994)による波数積分法により実施する。

・すべり速度時間関数は中村・宮武（2000）によるすべり速度時間関数を複数の三角形に近似する。



基本震源モデル

波数積分法の評価に用いる地盤モデル

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

理論的手法による評価のパラメータ設定（2／2）

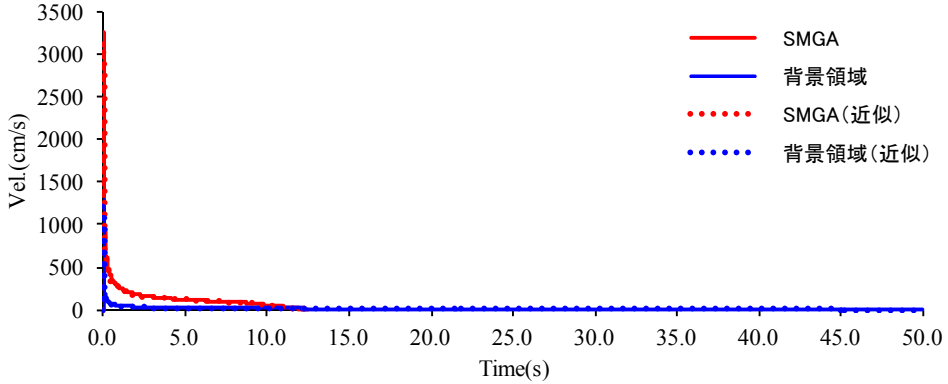
第336回審査会合
資料1　126頁　再掲

■理論的手法に用いるすべり速度時間関数

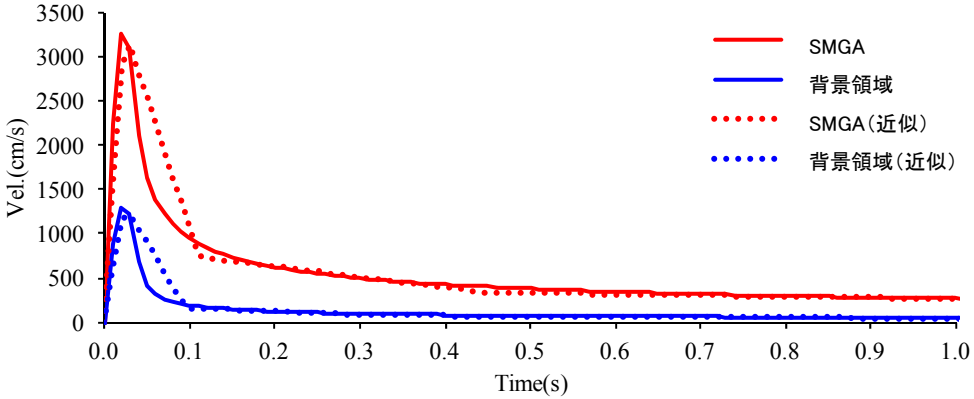
すべり速度時間関数について，中村・宮武（2000）によるすべり速度時間関数を複数の三角形に近似して用いた。

中村・宮武（2000）のすべり速度時間関数のパラメータ

項目		SMGA	背景領域
断層幅	W(km)	50	200
最終すべり量	D(cm)	1708.6	732.2
実効応力	$\Delta\sigma$(MPa)	246.0	49.0
密度	ρ(g/cm^3)	3.08	3.08
剛性率	μ(dyne/cm^2)	4.68E+11	4.68E+11
せん断波速度	V_s(km/s)	3.9	3.9
破壊伝播速度	V_r(km/s)	3.0	3.0
fmax	(Hz)	13.5	13.5
最大すべり速度	V_m(cm/s)	3342	1331
最大すべり速度到達時刻	t_d(s)	0.024	0.024
ライズタイム	t_r(s)	8.333	33.333
すべり終了時刻	t_s(s)	12.500	50.000
Kostrov型関数に移行する時刻	t_b(s)	0.035	0.039



中村・宮武（2000）のすべり速度時間関数

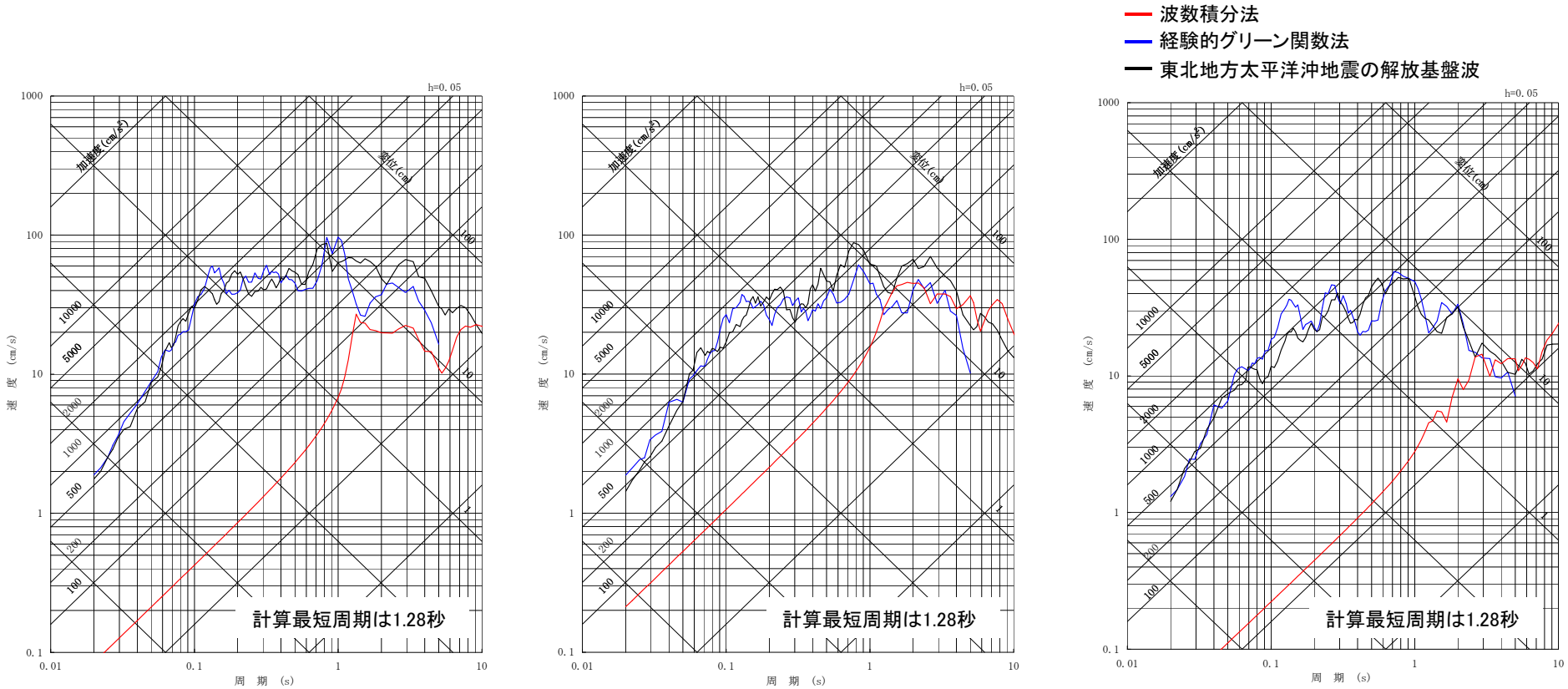


中村・宮武（2000）のすべり速度時間関数
（時刻1秒まで拡大）

評価結果

第336回審査会合
資料1　127頁　再掲

■理論的手法（波数積分法）による評価結果と経験的グリーン関数法による評価結果，東北地方太平洋沖地震の解放基盤波を比較する。



NS成分　　EW成分　　UD成分

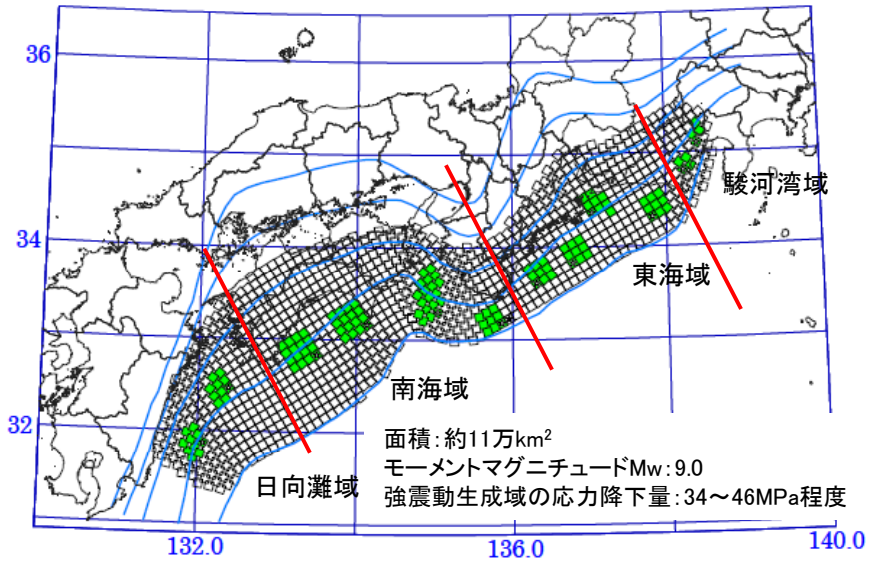
理論的手法による地震動評価結果と経験的グリーン関数法，東北地方太平洋沖地震の解放基盤波との比較について以下の通り考察する。

- 周期約5秒以下で理論計算結果が小さめになる理由は，設定したすべり速度時間関数が実際の値と異なっている可能性や，震源における不均質の特性が震源モデルに反映されていないことが考えられる。
- 一般に長周期側の地震動レベルは地震モーメントの値と相関があり，周期約5秒以上の長周期側で，理論計算結果と東北地方太平洋沖地震の敷地での解放基盤波が概ね同程度となる理由は，震源モデルの地震モーメントとしてMw9クラスの値を設定しているためであると考えられる。

「南海トラフの巨大地震モデル検討会」の知見（1／2）

第336回審査会合
資料1 129頁 再掲

■中央防災会議（2012）南海トラフの巨大地震モデルのパラメータについて整理する。



中央防災会議（2012）に一部加筆

南海トラフの巨大地震モデルで設定した震源モデル（基本ケース）

震源パラメータ（SMGA1個あたり）

	南海トラフの巨大地震モデル			
	日向灘域	南海域	東海域	駿河湾域
S_a/S	0.107	0.114	0.124	0.108
S_a(km²)	1029	1953	924	438
M_{0a}(N・m)	4.70E+20	1.60E+21	5.20E+20	1.30E+20
$\Delta\sigma_a$(MPa)	34.5	46.4	45.4	34.4
A_a (N・m/s²)	1.13E+20	2.10E+20	1.41E+20	7.37E+19

S_a/S ：SMGA面積比
S_a ：SMGA1個あたりの面積(km²)
S ：断層面積(km²)
M_{0a} ：SMGA1個あたりの地震モーメント(N・m)
$\Delta\sigma_a$ ：SMGA1個あたりの応力降下量(MPa)
A_a ：SMGA1個あたりの短周期レベル(N・m/s²)

※南海トラフの巨大地震モデルのパラメータは，短周期レベルが最も大きいSMGAの値を示している。

南海トラフの巨大地震モデルでは，SMGAの応力降下量は34～46MPaとされている。

（中央防災会議(2012)：南海トラフの巨大地震モデル検討会（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）

「南海トラフの巨大地震モデル検討会」の知見（2／2）

第336回審査会合
資料1 130頁 再掲

■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）によると，「この式からわかるとおり，中央防災会議（2003）の方式は，SMGA の個数を多くしていくと応力降下量が大きくなっていく問題がある。」とされている。

vi） 個々の SMGA の応力降下量（$\Delta\sigma_{si}$）

個々の SMGA の応力降下量は、全て等しいとして設定する。

地震調査委員会（2009）と中央防災会議（2003）の方式を以下に示す。

$\Delta\sigma_{si} = \Delta\sigma \cdot S / Ss$ ；地震調査委員会（2009）

$\Delta\sigma_{si} = 1/\alpha \cdot M_{si} / S_{si}^{3/2}$ ；中央防災会議（2003）

$\Delta\sigma_{si}$ ： i 番目の SMGA の応力降下量（$\Delta\sigma_{si} = \Delta\sigma_{sj}$）

中央防災会議（2012）より抜粋

■また同報告によると，「強震断層モデルのSMGAの応力降下量は，34～46MPaである。SMGAの応力降下量は，地震調査委員会（2009）の手順による場合は40MPaとなり，今回のケースについては，SMGAの値に多少のバラつきはあるものの，両者は概ね同程度であると思われる。」とされている。

「南海トラフの巨大地震モデル検討会」の知見を踏まえた検討方針

第336回審査会合
資料1 131頁 再掲

■検討方針

中央防災会議による南海トラフの巨大地震モデル検討会と基本震源モデルとでは，対象とする地震や断層パラメータ設定の考え方が異なることから，両者の対応を比較することは困難な面があるものの，仮に中央防災会議の知見を反映した場合の地震動評価を行い，基本ケース，不確かさケースの地震動評価結果との対応を下記のとおり確認する。

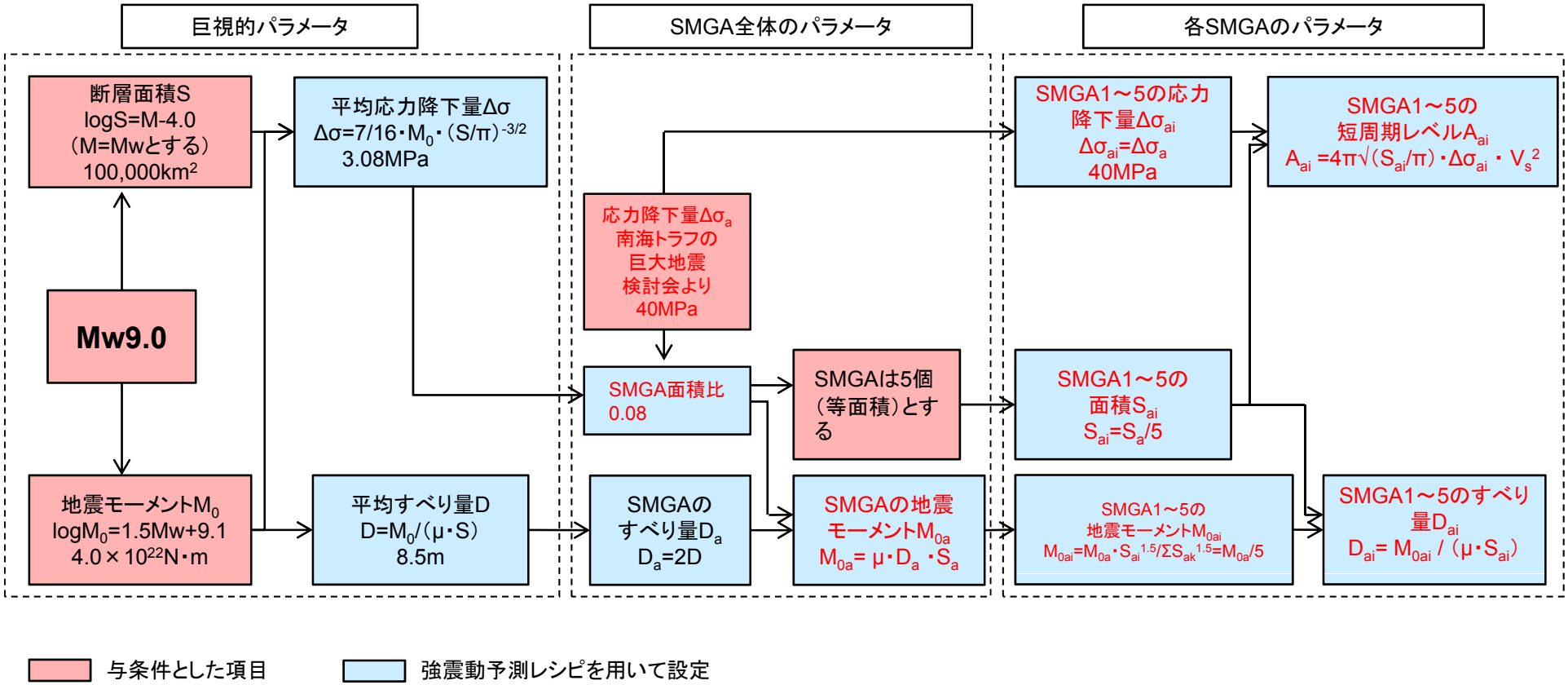
・基本震源モデルは，強震動予測レシピに基づいてパラメータ設定していることから，反映に際しては前頁後半の中央防災会議の記載に基づきSMGAの応力降下量を40MPaとする。

・巨視的パラメータについては基本震源モデルを用いることとし，微視的パラメータについてはSMGAの応力降下量を40MPaとしたうえで，SMGAの面積等をパラメータを強震動予測レシピに基づいて算定する。

・中央防災会議による南海トラフの巨大地震モデル検討会による震源モデルは，「Mw9クラスの巨大地震の中でも最大級のもの」とされていることから，地震動評価結果の比較に際しては，不確かさケースのうち，最も地震動レベルの大きい短周期レベルの不確かさケースと比較する。

断層パラメータ設定フロー

■巨視的パラメータについては基本震源モデルを用いることとし，SMGAの応力降下量を南海トラフの巨大地震モデル検討会の知見を踏まえ40MPaとしたうえで，残りのパラメータを強震動予測レシピに基づいて算定する。（赤字は，基本震源モデルと異なる箇所）



震源モデルの設定（1／2）

第336回審査会合
資料1 133頁 再掲

■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。（赤字は，基本震源モデルと異なる箇所）

【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logM_0 =1.5Mw+9.1より M_0= 4.0×10^{22} (N･m)と算出する。

【SMGAの応力降下量】

南海トラフの巨大地震モデル検討会（第二次報告）による見解を参考に40MPaとする。

■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）

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

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)

震源モデルの設定（2／2）

第336回審査会合
資料1　134頁　再掲

■断層形状，SMGA位置等については下記のとおり設定する。

【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】

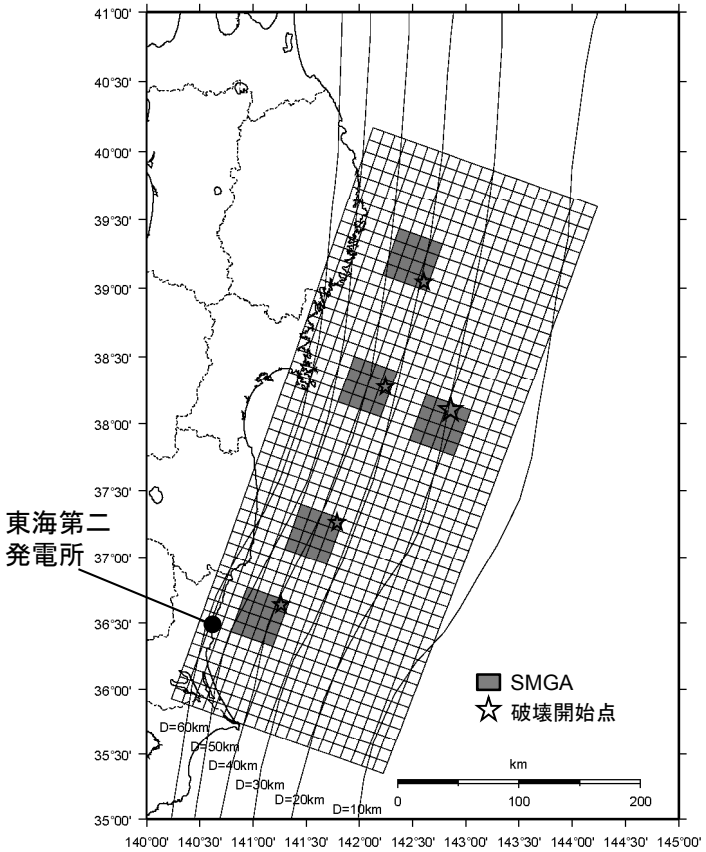
・地震調査研究推進本部の領域区分に基づき5個のSMGAを設定し，東北地方太平洋沖地震のSMGAや，それぞれの領域で過去に発生したM7～M8クラスの地震の震源域を参考に配置する。

・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。



震源モデル

断層パラメータの比較

第336回審査会合
資料1 135頁 再掲

■基本ケース，短周期レベルの不確かさケースと，南海トラフの巨大地震モデル検討会の知見を反映したケースの震源モデルとを比較する。（赤字は，基本ケース，不確かさケースと異なる箇所）

断層パラメータの比較

項目	基本ケース	短周期レベルの不確かさケース	南海トラフの巨大地震モデル検討会の知見を反映したケース
■巨視的パラメータ			
断層面積　S(km^2)	100000	100000	100000
地震モーメント　M_0(N・m)	4.00E+22	4.00E+22	4.00E+22
平均応力降下量⊿σ(MPa)	3.08	3.08	3.08
■微視的パラメータ （SMGA1個あたり）			
面積S_a(km^2)	2500	2500	1600
S_a/S	0.125	0.125	0.08
地震モーメントM_{0a}(N・m)	2.0E+21	2.0E+21	1.28E+21
応力降下量⊿σ_a(MPa)	24.6	37.0	40.0
短周期レベルA_a (N・m/s^2)	1.33E+20	1.99E+20	1.73E+20

南海トラフの巨大地震モデル検討会の知見を反映した震源モデルの短周期レベルの値は，短周期レベルの不確かさケースの値を下回る。

要素地震

第336回審査会合
資料1 136頁 再掲

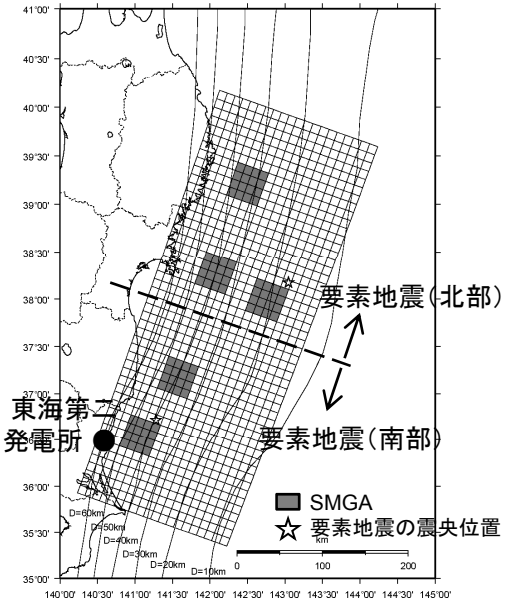
■要素地震の選定方法

・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。

基本震源モデルと同様に，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。



要素地震の震央位置

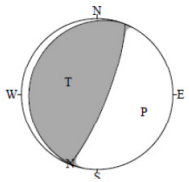
要素地震（北部）

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)



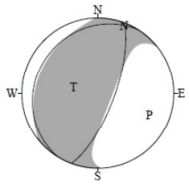
要素地震（南部）

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。

「南海トラフの巨大地震モデル検討会」の知見を踏まえた断層パラメータ

第336回審査会合
資料1 137頁 再掲

■断層モデルのパラメータ（南海トラフの巨大地震モデル検討会の知見を考慮）

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	$S=L\times W$
平均応力降下量	$\Delta\sigma$(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)

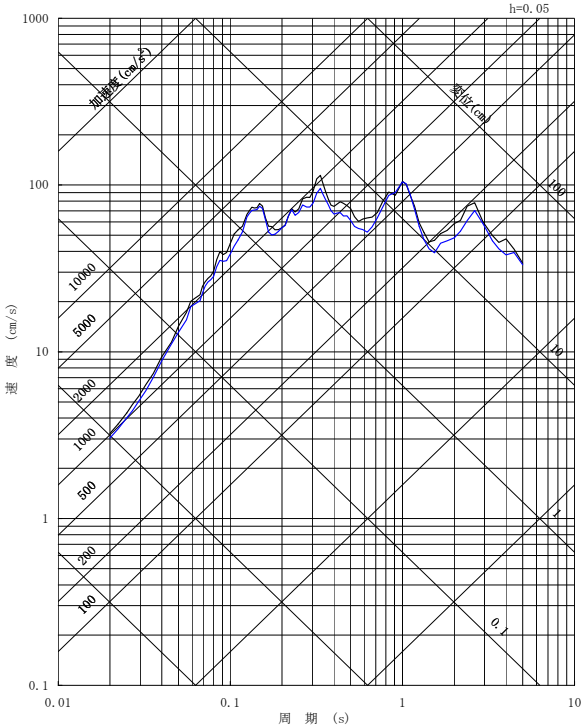
項目			設定値	設定方法
SMGA全体	面積	S_a(km^2)	8000	$S_a=cS$, $c=0.08$
	地震モーメント	M_{0a}(N･m)	6.4E+21	$M_{0a}=\mu D_a S_a$
	すべり量	D_a(cm)	1708.6	$D_a=2\times D$
	応力降下量	$\Delta\sigma_a$(MPa)	40.0	与条件
	短周期レベル	A_a(N･m/s^2)	3.86E+20	$A_a=(\Sigma A_{ai}^2)^{1/2}=5^{1/2}A_{a1}$
各SMGA	面積	S_{a1}(km^2)	1600	$S_{a1}=S_a/5$
	地震モーメント	M_{0a1}(N･m)	1.28E+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)	40.0	$\Delta\sigma_{a1}=\Delta\sigma_a$
	短周期レベル	A_{a1}(N･m/s^2)	1.73E+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)	6.67	$\tau_{a1}=0.5W_{ai}/V_r$, W_{ai}:SMGA幅
背景領域	面積	S_b(km^2)	92000	$S_b=S-S_a$
	地震モーメント	M_{0b}(N･m)	3.36E+22	$M_{0b}=M_0-M_{0a}$
	すべり量	D_b(cm)	780.0	$D_b=M_{0b}/\mu S_b$
	応力降下量	$\Delta\sigma_b$(MPa)	8.0	$\Delta\sigma_b=0.2\Delta\sigma_a$
	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）

影響確認結果

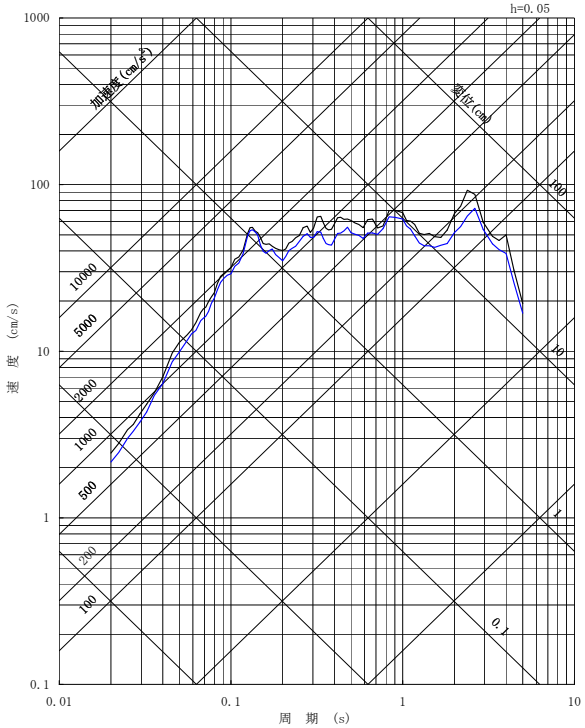
第336回審査会合
資料1　138頁　再掲

■南海トラフの巨大地震モデル検討会の知見を反映したケース
（平均応答スペクトルによる比較）

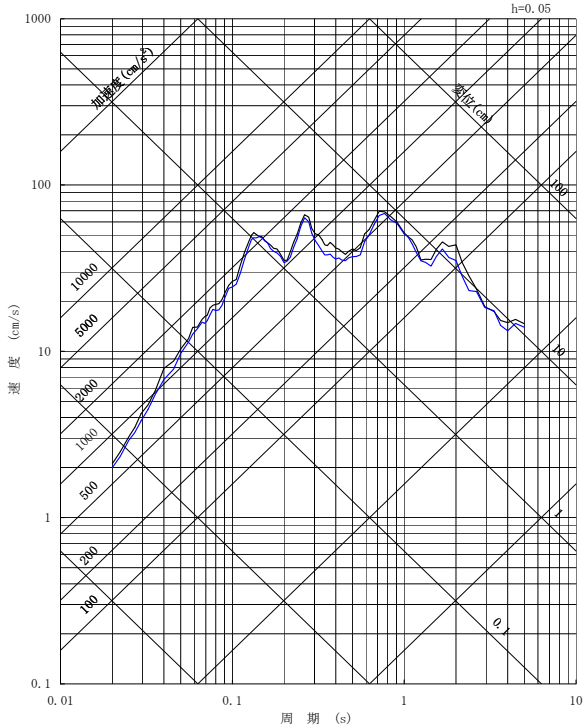
── 短周期レベルの不確かさを考慮したケース
（SMGAの応力降下量37.0MPa）
── 南海トラフの巨大地震モデル検討会の知見を反映したケース
（SMGAの応力降下量40.0MPa）



NS成分



EW成分



UD成分

南海トラフの巨大地震モデル検討会の知見を反映したケースは，短周期レベルの不確かさを考慮したケースと同程度であることを確認した。