

5. 地震

5.1 概要

施設の供用中に耐震重要施設に大きな影響を及ぼすおそれがある地震による地震動（以下「基準地震動Ss」という。）は、以下の方針により策定する。

- ① 「3. 地盤」に記載されている敷地周辺における活断層の性質や、敷地周辺における地震発生状況等を考慮して、その発生様式による地震の分類を行った上で、敷地に大きな影響を与えると予想される地震（以下「検討用地震」という。）を選定した後、敷地での地震動評価を実施し、「敷地ごとに震源を特定して策定する地震動」を評価する。
- ② 敷地周辺の状況等を十分考慮した詳細な調査を実施しても、なお敷地近傍において発生する可能性のある内陸地殻内地震の全てを事前に評価し得るとは言い切れないとの観点から、「震源を特定せず策定する地震動」を評価する。
- ③ 「敷地ごとに震源を特定して策定する地震動」及び「震源を特定せず策定する地震動」の評価結果に基づき、基準地震動 Ss を策定する。

5.2 敷地周辺の地震発生状況

敷地が位置する茨城県周辺は、陸のプレート、太平洋プレート及びフィリピン海プレートの3つのプレートが接触する場所である。敷地周辺で発生する地震は、陸のプレートで発生する内陸地殻内地震、各プレートの境界で発生するプレート間地震及び太平洋プレートやフィリピン海プレートで発生する海洋プレート内地震に分類される。

5.2.1 過去の被害地震

第5.2.1図は、宇佐美ほかの「日本被害地震総覧」（2013）⁽¹⁾及び気象庁の「気象庁地震カタログ」（2017）⁽²⁾に記載されている被害地震のうち、敷地からの震央距離が約200km以内の被害地震の震央分布を示したものである。なお、第5.2.1図に示した被害地震の諸元を第5.2.1表(1)から第5.2.1表(9)に示す。

ここで、地震の規模及び震央位置は、1922年以前の地震については宇佐美ほか（2013）を、1923年以降の地震については気象庁（2017）を用いている。

5.2.2 敷地周辺の地震活動

気象庁で観測された1923年から2015年までの敷地から約200km以内の範囲に発生したマグニチュード（以下「M」という。）4.0以上の地震の震央分布を深度別に第5.2.2図(1)から第5.2.2図(4)に示す。また、敷地付近を横切る幅50kmの範囲に分布する震源の鉛直分布を第5.2.3図(1)から第5.2.3図(4)に示す。

さらに、気象庁で観測された1998年から2015年までの敷地から約100km以内の範囲に発生したM4.0以下の地震の震央分布を深度別に第5.2.4図(1)から第5.2.4図(4)に示す。ま

た、敷地付近を横切る幅50kmの範囲に分布する震源の鉛直分布を第5.2.5図(1)から第5.2.5図(4)に示す。

5.3 活断層の分布状況

敷地周辺で実施した地質調査の結果は「3. 地盤」に記載されている。

「3. 地盤」の検討結果に基づき、敷地周辺の活断層等の分布を第5.3.1図に示す。

5.4 地震の分類

第5.4.1表に示す気象庁(2009)⁽³⁾による震度階級関連解説表によれば、地震によって建物等に被害が発生する目安となるのは震度5弱(1996年以前は震度V)程度以上であることから、「5.2 敷地周辺の地震発生状況」による地震の規模、位置等に関する最新の知見をもとに、敷地に大きな影響を与える地震として、震度5弱(震度V)程度以上のものを地震発生様式別に選定する。

宇佐美ほか(2013)に記載されている震度分布図及び気象庁が公表している震度分布図によれば、第5.2.1図の地震のうち、敷地周辺で震度5弱(震度V)程度以上であったと推定される地震は、1703年元禄地震、1895年霞ヶ浦付近の地震、1923年関東大地震、1930年那珂川下流域の地震、1938年塩屋崎沖の地震、1938年鹿島灘の地震、1938年福島県東方沖地震、2011年東北地方太平洋沖地震の本震及び同日15時15分に発生した2011年東北地方太平洋沖地震の余震である。

また、第5.2.1図の地震のうち、敷地及びその周辺での震度等が明らかでない地震については、第5.4.1図に示すように、村松(1969)⁽⁴⁾及び勝又・徳永(1971)⁽⁵⁾による地震の規模及び震央距離と震度との関係から敷地での震度を推定した。これによれば、敷地周辺で震度5弱(震度V)程度以上であったと推定される地震は、818年関東諸国の地震、1677年磐城・常陸・安房・上総・下総の地震、1896年鹿島灘の地震及び1921年茨城県龍ヶ崎付近の地震である。

5.4.1 内陸地殻内地震

第5.2.1図に示す過去の被害地震のうち、敷地周辺で震度5弱(震度V)程度以上であったと推定される内陸地殻内地震は、818年関東諸国の地震である。

次に、「5.3 活断層の分布状況」の活断層等について、想定される地震の規模及び震央距離と震度との関係から敷地での震度を推定した結果を第5.4.2図に示す。ここで、活断層等から想定される地震の規模は、松田(1975)⁽⁶⁾により算定する。第5.4.2図に示すように、関谷断層による地震、深谷断層帯・綾瀬川断層による地震、関口-米平リニアメントによる地震、豎破山南西付近リニアメント(以下「豎破山リニアメント」という。)による地震、日立市宮田町付近リニアメント(以下「宮田町リニアメント」という。)による地震、吾国山断層による地震、F8断層による地震、F11断層による地震、F16断層による地震、A-1背斜による地震、棚倉破砕帯西縁断層(の一部)と棚倉破砕帯東縁付近の推定活断層の同時活動(以下「棚倉破砕帯西縁断層～同東縁付近の推定活断層」という。)による地震、F1断層、北方陸域の断層及び塩ノ平地震断層の同時活動(以下「F1断層～北方陸域の断層～塩ノ平地震断層」という。)による地震及びF3断層とF4断層の同時活動

(以下「F3断層～F4断層」という。)による地震が、敷地周辺で震度5弱(震度V)程度以上になると推定される。

なお、断層長さの短い、関口-米平リニアメントによる地震、堅破山リニアメントによる地震、宮田町リニアメントによる地震、吾国山断層による地震及びF11断層による地震の地震動評価においては、それぞれの地震の規模をM6.8として評価する。

5.4.2 プレート間地震

第5.2.1図に示す過去の被害地震のうち、敷地周辺で震度5弱(震度V)程度以上であったと推定されるプレート間地震は、1677年磐城・常陸・安房・上総・下総の地震、1703年元禄地震、1896年鹿島灘の地震、1923年関東大地震、1930年那珂川下流域の地震、1938年塩屋崎沖の地震、1938年鹿島灘の地震、1938年福島県東方沖地震、2011年東北地方太平洋沖地震の本震及び2011年東北地方太平洋沖地震の余震である。これらのうち、1703年元禄地震及び1923年関東大地震はフィリピン海プレートと陸のプレートの境界で発生したプレート間地震(以下「フィリピン海プレート間地震」という。)であり、それ以外の地震は太平洋プレートと陸のプレートの境界で発生したプレート間地震(以下「太平洋プレート間地震」という。)である。

また、想定される地震について文献調査^{(7)～(11)}を実施した。そのうち、中央防災会議(2013)では、フィリピン海プレート間地震として茨城県南部を震源とするM7.3の地震が想定されている。地震調査研究推進本部地震調査委員会(以下「地震調査研究推進本部」という。)(2012a)では、太平洋プレート間地震として茨城県沖を震源とするM6.9～M7.6の地震が想定されている。

5.4.3 海洋プレート内地震

第5.2.1図に示す過去の被害地震のうち、敷地周辺で震度5弱(震度V)程度以上であったと推定される海洋プレート内地震は、1895年霞ヶ浦付近の地震及び1921年茨城県龍ヶ崎付近の地震である。首都直下地震防災・減災特別プロジェクト(2012)⁽¹²⁾では、1895年霞ヶ浦付近の地震は太平洋プレート内で発生した地震であること、1921年茨城県龍ヶ崎付近の地震はフィリピン海プレート内で発生した地震であることが指摘されている。

また、中央防災会議(2004)⁽¹³⁾では、茨城県南部のフィリピン海プレート内を震源とするM7.3の地震が想定されている。さらに、中央防災会議(2013)に基づけば、茨城県南部においてM7.3の地震を想定できる。また、地震調査研究推進本部(2009a)⁽¹⁴⁾では、「震源断層を予め特定しにくい地震」として、北関東から東北地方の陸域にかけての太平洋プレート内を震源とするM7.1の地震(以下「震源断層を予め特定しにくい地震(陸域)」という。)及び茨城県沖の太平洋プレート内を震源とするM7.3の地震(以下「震源断層を予め特定しにくい地震(海域)」という。)が想定されている。地震調査研究推進本部(2019)では、沈み込んだプレート内地震として青森県東方沖及び岩手県沖北部～茨城県沖でM7.0～M7.5程度の海洋プレート内地震が想定されているが、茨城県沖では過去にM7.0を超える沈み込んだプレート内地震は発生していない。さらに、地震調査研究推進本部(2009a)では、茨城県沖の海溝寄りの太平洋プレート内を震源とするM8.2の地震(以

下「海溝寄りのプレート内地震」という。)が想定されている。

5.4.4 その他の地震

敷地周辺において、上記3種類の地震のいずれにも分類されない特徴的な地震は発生していない。

5.5 敷地及び敷地近傍の地盤振動特性

5.5.1 解放基盤表面の設定

「3. 地盤」によると、新第三系鮮新統～第四系下部更新統の久米層及び新第三系中新統の多賀層群は敷地及び敷地近傍でほぼ水平で相当な広がりを持って分布しており、敷地内において久米層はT.P.約-50m以深からT.P.約-130mまで、多賀層群はT.P.約-130m以深からボーリング調査下端のT.P.約-220mまで分布している。また、PS検層によるとT.P.-135.4m以深でS波速度が概ね0.7km/s以上となり、著しい風化も見られない。以上を踏まえ、T.P.-135.4mの位置に解放基盤表面を設定する。なお、地震動評価のうち応答スペクトルに基づく手法における解放基盤表面での地盤の弾性波速度値を、P波速度については2.17km/s、S波速度については1.01km/sと設定する。

5.5.2 地震観測

敷地地盤における地震観測は、第5.5.1図に示す敷地西側地点と東側地点で実施している。両地点で観測された解放基盤表面付近の地震観測記録を用いて算出した応答スペクトル比を第5.5.2図に、敷地西側地点で観測された主な地震の諸元を第5.5.1表に、震央分布を第5.5.3図に示す。

第5.5.2図より、両地点の解放基盤表面の地震動特性は同様であることを確認した。地震動評価は観測期間が長く記録が充実している敷地西側地点で行う。

第5.5.1表に示す地震について、地中最深部(T.P.-213m(G.L.-250m))で得られた観測記録の応答スペクトルを第5.5.4図に、各深度で得られた観測記録の応答スペクトルを第5.5.5図(1)から第5.5.5図(3)に示す。これらの図によると、岩盤内での著しい増幅は認められない。

5.5.3 敷地周辺の地盤構造

第5.5.6図に示す地質調査総合センター編(2013)⁽¹⁵⁾による重力異常分布によると、敷地の北側には重力の高まりが見られるが、敷地においてはほぼ平坦な構造となっている。これらの不整形地盤等が、敷地の地震動に与える影響について、単点微動観測記録及び地震観測記録の分析並びに地盤モデルを用いた解析により検討した。

単点微動観測記録の分析では、第5.5.7図に示す位置で実施した微振動観測で得られた記録からH/Vスペクトルを評価した結果、いずれの観測点においてもおおむね同様の傾向を示すことから、敷地地盤には特異な速度構造等がないことを確認した。

地震観測記録の分析では、第5.5.8図(1)及び第5.5.8図(2)に震央位置を示す地震波の到来方向ごとの応答スペクトル比を比較した結果、第5.5.9図(1)及び第5.5.9図(2)に示すよ

うに到来方向によって大きな違いは見られず、ばらつきも小さいことを確認した。

また、敷地及び敷地周辺で実施した屈折法地震探査及び微動アレイ探査結果等に基づき作成した第5.5.10図に示す二次元地盤モデルと、敷地直下の地盤構造に基づく成層地盤モデルを用いて、敷地の解放基盤表面における地震動について検討した結果、第5.5.11図(1)及び第5.5.11図(2)に示すように両地盤モデルの地震波はおおむね対応するものの、一部、入射角が大きい長周期成分の地震波において乖離が見られる。この乖離は不整形地盤に起因すると考えられるが、前述した地震波の到来方向ごとの応答スペクトル比においては到来方向の違いによって長周期成分が特異に増幅する様子は見られず、また、長い固有周期を有する耐震重要施設はないことから、敷地における地震動評価において大きな問題はないと判断した。

これらの結果より、敷地地盤は水平な成層構造と見なすことができることを確認した。

5.5.4 地盤構造モデル

地震動評価に用いる地盤構造モデルについては、解放基盤表面付近以浅をモデル化した浅部の地盤構造モデルと、解放基盤表面付近以深をモデル化した深部の地盤構造モデルを設定する。

浅部の地盤構造モデルは、地震観測記録から表層地盤の影響を取り除くはぎとり解析に用いることとし、敷地内で実施したP S検層等の地質構造調査結果を踏まえ、敷地に設置した地中地震計から得られた地震観測記録を用いて最適化したものを採用する。

一方、深部の地盤構造モデルは、敷地ごとに震源を特定して策定する地震動の評価及び震源を特定せず策定する地震動の評価に用いることとし、敷地及び敷地周辺で実施した微動アレイ探査や地震波速度トモグラフィ解析等の地質構造調査結果を踏まえて最適化して得られたものを採用する。

浅部の地盤構造モデルを第5.5.2表に、深部の地盤構造モデルを第5.5.3表に示す。

5.6 基準地震動 Ss

基準地震動 Ss は、「敷地ごとに震源を特定して策定する地震動」及び「震源を特定せず策定する地震動」について、敷地の解放基盤表面における水平成分及び鉛直成分の地震動としてそれぞれ策定する。

5.6.1 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動

5.6.1.1 検討用地震の選定

「5.4 地震の分類」を踏まえ、地震発生様式ごとに敷地に特に大きな影響を及ぼすと考えられる地震をNoda et al. (2002)⁽¹⁶⁾の方法により検討用地震として選定する。Noda et al. (2002)の方法による応答スペクトルの算定に当たっては、震源位置や地震の発生様式ごとに分類した地震観測記録を用いた補正係数を必要に応じて用いる。

(1) 地震観測記録を用いた補正係数

敷地で観測した地震のうち、M5.5以上、震源深さ60km以浅かつ等価震源距離200km

以内の観測記録について、表層地盤の影響を取り除いた解放基盤表面における地震波（以下「解放基盤波」という。）を評価し、Noda et al. (2002)の方法による応答スペクトルとの比（以下「残差」という。）を算出する。そして、地震発生様式や震源領域に応じた残差の平均的な特性を検討し、必要に応じて補正係数として用いる。

内陸地殻内地震のうち、福島県と茨城県の県境付近で発生した内陸地殻内地震の残差には全周期帯で大きくなる傾向が見られるため、この領域で発生する地震について、全周期帯で2.5倍の補正係数を考慮する。

プレート間地震のうち、敷地から40km程度東方沖合の鹿島灘付近で発生した太平洋プレート間地震の残差には全周期帯で大きくなる傾向が見られるため、この領域で発生する地震について、短周期帯で2.5倍及び長周期帯で1.5倍の補正係数を考慮する。また、鹿島灘付近で発生した地震を除く太平洋プレート間地震の残差には全周期帯で大きくなる傾向が見られるため、この領域で発生する地震について、全周期帯で1.2倍の補正係数を考慮する。

海洋プレート内地震のうち、陸域寄りで発生した海洋プレート内地震の残差には全周期帯で大きくなる傾向が見られるため、この領域で発生する地震について、短周期帯で2.5倍及び長周期帯で1.5倍の補正係数を考慮する。

設定した補正係数を第5.6.1図(1)から第5.6.1図(4)に示す。

(2) 内陸地殻内地震

a. 地震発生層の設定

a) 福島県と茨城県の県境付近以外の断層に対する地震発生層の設定

「気象庁地震カタログ」をもとに「震源として考慮する活断層の分布」とおおむね対応する福島県南部から茨城県南部までの領域における地震発生状況について、地震の震源鉛直分布から求められるD10及びD90（その値より震源深さが浅い地震数がそれぞれ全体の10%、90%となる震源深さ）を検討した結果、それぞれ5.2km、12.3kmとなった。

しかしながら、上記の検討は、2011年東北地方太平洋沖地震以降、福島県と茨城県の県境付近で地震活動が活発化した影響を受けていると考えられる。その影響を受けていない原子力安全基盤機構（2004）⁽¹⁷⁾によるD10及びD90は、敷地周辺の「福島・茨城」ではそれぞれ6.1km、18.1kmとしている。

また、地震発生層と速度構造の関係については、廣瀬・伊藤（2006）⁽¹⁸⁾によると、浅い地殻内で発生する微小地震はP波速度5.8km/s～6.4km/sの層に集中しているとされており、三浦ほか（2000）⁽¹⁹⁾による日本海溝・福島沖前弧域における海底地震計及びエアガンを用いた深部構造探査結果からすると、福島県の海岸線においてP波速度5.5km/s、6.0km/s及び6.5km/sとなる深さは、それぞれ約6km、約9km及び約15kmとなっている。

以上を踏まえ、福島県と茨城県の県境付近以外の断層の地震発生層については、福島県南部から茨城県南部における地震発生状況や原子力安全基盤機構（2004）等を参考に、上端深さを5km、下端深さを18kmに設定する。

b) 福島県と茨城県の県境付近の断層に対する地震発生層の設定

2011年東北地方太平洋沖地震後に地震活動が活発になった地域に着目し、地震発生層を設定する。

青柳・上田 (2012) ⁽²⁰⁾では、阿武隈南部を対象に2011年東北地方太平洋沖地震後の臨時稠密余震観測により震源再決定が行われている。それらのデータを用いたD10及びD90がそれぞれ深さ3.0km、7.9kmであることから、上端深さは3kmに設定する。また、2011年福島県浜通りの地震の震源インバージョン解析モデル^{(21)~(23)}や震源域周辺の微小地震分布⁽²⁴⁾から、下端深さは13km~16km程度と推定されるが、保守的に18kmと設定する。

b. 検討用地震の選定

「5.4.1 内陸地殻内地震」で選定した地震について、Noda et al. (2002)の方法により応答スペクトルを求める。なお、活断層等については、「5.6.1.1 検討用地震の選定 (2)a. 地震発生層の設定」で設定した地震発生層の上端深さと下端深さより一様断層モデルを設定し、等価震源距離 (X_{eq}) を算出する。

ここで、福島県と茨城県の県境付近に位置する関ノ米平リニアメントによる地震、堅破山リニアメントによる地震、宮田町リニアメントによる地震、F11断層による地震、棚倉破砕帯西縁断層~同東縁付近の推定活断層による地震及びF1断層~北方陸域の断層~塩ノ平地震断層による地震については、「5.6.1.1 検討用地震の選定 (1) 地震観測記録を用いた補正係数」に基づき、福島県と茨城県の県境付近で発生した内陸地殻内地震による補正係数を考慮する。その他の断層による地震については、補正係数の設定に必要な断層近傍の地震が敷地で観測されていないことから、補正係数を考慮しない。

応答スペクトルの算定に用いた諸元を第5.6.1表に、算定結果の比較を第5.6.2図に示す。

第5.6.2図より、敷地への影響が大きいF1断層~北方陸域の断層~塩ノ平地震断層による地震及びF3断層~F4断層による地震を検討用地震として選定する。

(3) プレート間地震

「5.4.2 プレート間地震」で選定した地震のうち、2011年東北地方太平洋沖地震の本震及び2011年東北地方太平洋沖地震の余震 (2011年3月11日15時15分 M7.6) については、敷地での地震観測記録より求めた解放基盤波より応答スペクトルを求め、その他の地震についてはNoda et al. (2002)の方法により応答スペクトルを求める。

ここで、鹿島灘を震源とする1896年鹿島灘の地震、1938年鹿島灘の地震及び地震調査研究推進本部 (2012a) による茨城県沖の地震については、「5.6.1.1 検討用地震の選定 (1) 地震観測記録を用いた補正係数」に基づき、鹿島灘付近で発生した太平洋プレート間地震による補正係数を考慮する。一方、1677年磐城・常陸・安房・上総・下総の地震、1930年那珂川下流域の地震、1938年塩屋崎沖の地震及び1938年福島県東方沖地震については、鹿島灘付近で発生した地震を除く太平洋プレート間地震による補正係数を考慮する。その他の断層による地震については、補正係数の設定に必要な断層近傍の地震が敷地で観測されていないことから、補正係数を考慮しない。

応答スペクトルの算定に用いた諸元を第5.6.2表に、算定結果の比較を第5.6.3図に

示す。

第5.6.3図より、敷地への影響が大きい2011年東北地方太平洋沖地震の本震を検討用地震として選定する。なお、以降の地震動の評価に当たっては、2011年東北地方太平洋沖型地震として扱う。

(4) 海洋プレート内地震

「5.4.3 海洋プレート内地震」で選定した地震について、Noda et al. (2002)の方法により応答スペクトルを求める。

ここで、地震調査研究推進本部(2009a)による海溝寄りのプレート内地震以外の地震については、「5.6.1.1 検討用地震の選定(1)地震観測記録を用いた補正係数」に基づき、陸域寄りで発生した海洋プレート内地震による補正係数を考慮する。一方、地震調査研究推進本部(2009a)による海溝寄りのプレート内地震については、補正係数の設定に必要な断層近傍の地震が敷地で観測されていないことから、補正係数を考慮しない。

応答スペクトルの算定に用いた諸元を第5.6.3表に、算定結果の比較を第5.6.4図に示す。

第5.6.4図より、敷地への影響が大きい地震は中央防災会議(2004)の茨城県南部の地震及び中央防災会議(2013)に基づく茨城県南部の地震である。これを踏まえ、茨城県南部の地震を検討用地震として選定し、中央防災会議(2004)、(2013)の知見を踏まえて地震動評価を行う。

5.6.1.2 検討用地震の地震動評価

(1) 内陸地殻内地震

a. F1断層～北方陸域の断層～塩ノ平地震断層による地震

a) 基本震源モデルの設定

F1断層～北方陸域の断層～塩ノ平地震断層による地震の基本震源モデルは、原則として地震調査研究推進本部(2020)⁽²⁵⁾による震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レシピ」)(以下「強震動予測レシピ」という。)及び地質調査結果に基づき設定する。

F1断層～北方陸域の断層～塩ノ平地震断層による地震の断層面については、地質調査結果を参考に北部と南部に区分する。北部については北方陸域の断層及び塩ノ平地震断層の区間とし、南部についてはF1断層にリニアメントが判読されない区間を含めることで、敷地に近い南部区間の断層面積を保守的に大きく設定する。

地震のタイプについては、2011年福島県浜通りの地震が正断層であること、F1断層における音波探査結果から正断層センスのずれが認められること、さらに青柳・上田(2012)において福島県から茨城県にかけての領域は正断層応力場とされていることを踏まえ、正断層とする。

断層上端及び下端深さについては、「5.6.1.1 検討用地震の選定(2)a.地震発生層の設定」に示す福島県と茨城県の県境付近の断層に対する地震発生層に基づ

き、断層全長にわたり断層上端深さについては3km、断層下端深さについては18kmとする。

断層傾斜角については、F1断層の海上音波探査結果では西傾斜の高角な断層であることや、2011年福島県浜通りの地震の震源インバージョン解析モデルで設定されている断層傾斜角を参考に、全長にわたり西傾斜60度とする。

アスペリティ位置については、北部区間と南部区間に一つずつ設定し、それぞれの区間において敷地に近い位置の断層上端に配置する。具体的には、断層長さ方向の配置については、Manighetti et al. (2005)⁽²⁶⁾の知見等を踏まえるとアスペリティのような大きなすべりが生じる領域とすべりが生じない領域が隣接することは考えにくいことから、断層端部との間に断層モデル上最小の幅を有する背景領域を設定する。また、断層幅方向の配置については、すべりに追従する表層領域（地表から断層上端まで）は強震動を生成しにくいと考えられることから、その境界位置となる断層上端にアスペリティを配置する。

破壊開始点については、アスペリティ下端及び断層下端のうち、敷地への影響の大きい位置に複数設定する。

断層パラメータの設定フローを第5.6.5図に、設定した基本震源モデルの断層パラメータを第5.6.4表に、断層モデルを第5.6.6図に示す。

b) 不確かさを考慮するパラメータの選定

地震動評価における不確かさとして、短周期レベル、断層傾斜角及びアスペリティ位置について考慮する。

短周期レベルについては、佐藤・堤 (2012)⁽²⁷⁾により正断層の地震である2011年福島県浜通りの地震の短周期レベルが、壇ほか (2001)⁽²⁸⁾の関係式とほぼ同等であることを確認した上で、2007年新潟県中越沖地震の知見を踏まえ、強震動予測レシピによる値の1.5倍を考慮する。

断層傾斜角については、震源モデルの北部において2011年福島県浜通りの地震の震源再決定による余震分布形状が明瞭なトレンドを示していないため、不確かさとして震源モデル全長にわたり45度を考慮する。

アスペリティ位置については、震源モデルの北部及び南部のアスペリティを敷地により近くなるように断層端部に設定するケースを考慮する。

破壊開始点については、基本震源モデルと同様の位置に設定する。

地震動評価において考慮する各検討ケースを第5.6.5表に、設定した各検討ケースの断層パラメータを第5.6.6表(1)から第5.6.6表(3)に、断層モデルを第5.6.7図(1)から第5.6.7図(3)に示す。

c) 応答スペクトルに基づく手法による地震動評価

応答スペクトルに基づく手法による地震動評価は、Noda et al. (2002)に基づき行うものとし、「5.6.1.1 検討用地震の選定 (1) 地震観測記録を用いた補正係数」に基づき、福島県と茨城県の県境付近で発生した内陸地殻内地震による補正係数を考慮し、Noda et al. (2002)による内陸地殻内地震に対する補正については考慮しない。

第5.6.5表に示す検討ケースを対象として、上記の手法に基づき算定した応答スペクトルを第5.6.8図(1)及び第5.6.8図(2)に示す。

d) 断層モデルを用いた手法による地震動評価

断層モデルを用いた手法による地震動評価は、経験的グリーン関数法により行う。

要素地震の諸元を第5.6.7表に、震央位置を第5.6.9図に示す。この要素地震は、想定する地震の震源域で発生した同じ発生様式の地震であり、震源特性、伝播経路特性及び敷地地盤の振動特性を反映したものと考えられる。

第5.6.5表に示す各検討ケースを対象として、上記の手法に基づき算定した応答スペクトルを第5.6.10図(1)から第5.6.10図(12)に示す。

b. F3断層～F4断層による地震

a) 基本震源モデルの設定

F3断層～F4断層による地震の基本震源モデルは、原則として強震動予測レシピ及び地質調査結果に基づき設定する。

F3断層～F4断層による地震の断層面については、敷地により近いF3断層の地表面トレース形状を踏まえて設定する。この際、入倉・三宅(2001)⁽²⁹⁾による内陸地殻内地震のスケーリング則の適用範囲を参考に、地震モーメント M_0 が $7.5 \times 10^{18} \text{N} \cdot \text{m}$ となるように保守的に地震の規模を嵩上げし、この地震の規模に相当する断層面積となるように設定する。

地震のタイプについては、地質調査結果による海上音波探査からは正断層センスのずれが認められる一方、敷地周辺は従前、圧縮応力場であり、また、第5.2.4図(1)に示す2011年東北地方太平洋沖地震の本震前後における地震発生状況について、断層近傍では変化がないことを踏まえ、逆断層とする。

断層上端及び下端深さについては、「5.6.1.1 検討用地震の選定(2)a. 地震発生層の設定」に示す福島県と茨城県の県境付近以外の断層に対する地震発生層に基づき、断層全長にわたり断層上端深さについては5km、断層下端深さについては18kmとする。

断層傾斜角については、F3断層及びF4断層の海上音波探査結果では西傾斜の高角な断層であることを踏まえ、全長にわたり西傾斜60度とする。

アスペリティ位置については、地質調査結果よりF4断層部に比べてF3断層部の方が評価区間が長く、その変位量が大きいことが確認されるため、F3断層部に設定することとし、その中で敷地に近い位置に設定する。

破壊開始点については、アスペリティ下端及び断層下端のうち、敷地への影響の大きい位置に複数設定する。

断層パラメータの設定フローを第5.6.11図に、設定した基本震源モデルの断層パラメータを第5.6.8表に、断層モデルを第5.6.12図に示す。

b) 不確かさを考慮するパラメータの選定

地震動評価における不確かさとして、短周期レベル、断層傾斜角及びアスペリティ位置について考慮する。

短周期レベルについては、2007年新潟県中越沖地震の知見を踏まえ、強震動予測レシピによる値の1.5倍を考慮する。

断層傾斜角については、海上音波探査結果はその範囲が浅部にとどまることや、強震動予測レシピにおける断層傾斜角の設定の流れを踏まえ、不確かさとして震源モデル全長にわたり45度を考慮する。

アスペリティ位置については、震源として考慮する活断層としてF4断層部が認められるため、F4断層部にアスペリティが配置されるように移動させることを不確かさとして考慮する。

破壊開始点については、敷地に対して震源が近く、破壊開始点の違いによる敷地の地震動への影響が大きいことから、各検討ケースに応じて敷地への影響の大きい位置に複数設定する。

地震動評価において考慮する各検討ケースを第5.6.9表に、設定した各検討ケースの断層パラメータを第5.6.10表(1)から第5.6.10表(3)に、断層モデルを第5.6.13図(1)から第5.6.13図(3)に示す。

c) 応答スペクトルに基づく手法による地震動評価

応答スペクトルに基づく手法による地震動評価は、Noda et al. (2002) に基づき行う。なお、補正係数の設定に必要な断層近傍の地震が敷地で観測されていないことから補正係数を1倍と設定し、Noda et al. (2002) による内陸地殻内地震に対する補正については考慮しない。また、敷地に対して震源が近いことから、日本電気協会 (2016) ⁽³⁰⁾を参考に震源近傍における破壊伝播効果 (NFRD効果) を考慮する。加えて、Noda et al. (2002) の適用範囲を踏まえ、第5.6.11表に示すNoda et al. (2002) 以外の距離減衰式も用いて評価する。

第5.6.9表に示す検討ケースを対象として、上記の手法に基づき算定した応答スペクトルを第5.6.14図(1)及び第5.6.14図(2)に示す。

d) 断層モデルを用いた手法による地震動評価

断層モデルを用いた手法による地震動評価は、統計的グリーン関数法により行う。

統計的グリーン関数法による地震動評価に当たっては、第5.5.3表に示す敷地の深部地盤構造モデルを用いる。

第5.6.9表に示す各検討ケースを対象として、上記の手法に基づき算定した応答スペクトルを第5.6.15図(1)から第5.6.15図(12)に示す。

(2) プレート間地震

a. 2011年東北地方太平洋沖型地震

a) 基本震源モデルの設定

2011年東北地方太平洋沖地震の本震については、諸井ほか (2013) ⁽³¹⁾により強震動予測レシピの適用性が確認されている。よって、2011年東北地方太平洋沖型地震の基本震源モデルは、強震動予測レシピに基づき設定する。

震源位置については、長谷川ほか (2013) ⁽³²⁾に基づけば、陸のプレートと太平洋プレートの境界で発生する地震の破壊が、Uchida et al. (2010) ⁽³³⁾のフィリ

ピン海プレートの北東端以南へ伝播する可能性は低いと考えられることから、三陸沖中部から茨城県沖にかけての長さ500kmの断層を設定する。

強震動生成域（以下「SMGA」という。）位置については、入倉（2012）⁽³⁴⁾によると過去のM8以下の地震の震源域に対応し、地震調査研究推進本部の領域区分に関連付けられるとされていることを踏まえ、地震調査研究推進本部の領域区分に対応するよう5個のSMGAを設定する。なお、茨城県沖のSMGA位置については、1896年鹿島灘の地震等、過去に規模が大きい地震が発生している領域であり、2011年東北地方太平洋沖地震の本震の敷地での観測記録を再現できる位置に設定する。

短周期レベルについては、茨城県沖では他の地域で発生した地震に比べて小さい傾向が見られるものの、諸井ほか（2013）で検討されている宮城県沖、福島県沖及び茨城県沖で発生した地震の平均的な短周期レベルとする。

破壊開始点については、破壊が敷地に向かう位置となる2011年東北地方太平洋沖地震の本震の破壊開始点とする。なお、破壊開始点の設定に当たり、茨城県沖のSMGA位置等に複数設定して、当該破壊開始点の影響が大きいことを確認した。

断層パラメータの設定フローを第5.6.16図に、設定した基本震源モデルの断層パラメータを第5.6.12表に、断層モデルを第5.6.17図に示す。

b) 不確かさを考慮するパラメータの選定

地震動評価における不確かさとして、SMGA位置及び短周期レベルについて考慮する。

茨城県沖のSMGA位置については、入倉（2012）では過去のM8以下の地震の震源域に対応するとされており、位置はある程度特定できると考えられるものの、茨城県沖では宮城県沖等に比べ近年における規模が大きい地震の発生が少なく、SMGA位置を確定的に設定することが難しいことから、SMGA位置を敷地に最も近づけたケースを不確かさとして考慮する。

短周期レベルの不確かさについては、基本震源モデルにおいて茨城県沖で発生する地震に対しては保守的な設定になっているものの、宮城県沖で発生する短周期レベルが大きい地震と同程度になるように考慮することとし、佐藤（2010）⁽³⁵⁾や片岡ほか（2006）⁽³⁶⁾等におけるプレート間地震の短周期レベルと地震モーメントの関係を参考に、不確かさとして基本震源モデルで設定した値の1.5倍を考慮する。

さらに、SMGA位置については、前述のとおり確定的に設定することが難しいことから、短周期レベルの不確かさとの重畳を考慮する。

地震動評価において考慮する各検討ケースを第5.6.13表に、設定した各検討ケースの断層パラメータを第5.6.14表(1)から第5.6.14表(3)に、断層モデルを第5.6.18図(1)から第5.6.18図(3)に示す。

c) 応答スペクトルに基づく手法による地震動評価

2011年東北地方太平洋沖地震の本震では、複数のSMGAが時間的、空間的に離れて連動したが、敷地での揺れは、特に短周期域においては敷地近傍のSMGAの影響が支配的であった。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良く評価できる距離減衰式はないと考えられるため、応答スペクトルに基づく手法による地震動として、「5.6.1.1 検討用地震の選定(3)プレート間地震」に示す解放基盤波をもとに、それを包絡した応答スペクトルを用いる。

上記の手法に基づき算定した応答スペクトルを第5.6.19図(1)及び第5.6.19図(2)に示す。

d) 断層モデルを用いた手法による地震動評価

断層モデルを用いた手法による地震動評価は、経験的グリーン関数法により行う。

要素地震の諸元を第5.6.15表に、震央位置を第5.6.20図に示す。この要素地震は、想定する地震の震源域で発生した同じ発生様式の地震であり、震源特性、伝播経路特性及び敷地地盤の振動特性を反映したものであると考えられる。

第5.6.13表に示す各検討ケースを対象として、上記の手法に基づき算定した応答スペクトルを第5.6.21図(1)から第5.6.21図(12)に示す。また、基本震源モデルによる地震動評価結果と、2011年東北地方太平洋沖地震の本震の解放基盤波との比較を第5.6.22図(1)から第5.6.22図(3)に示す。

(3) 海洋プレート内地震

a. 茨城県南部の地震

a) 基本震源モデルの設定

茨城県南部の地震の基本震源モデルは、中央防災会議(2004)以降、フィリピン海プレートの形状の見直しや、過去の地震を再現する断層モデルのパラメータの推定等の知見が取り入れられている中央防災会議(2013)を最新の知見として重視し、また、茨城県南部から房総沖にかけてのフィリピン海プレートの地震発生メカニズムについて検討されている長谷川ほか(2013)等も参考として設定する。

地震規模については、中央防災会議(2013)では1855年安政江戸地震を海洋プレート内地震として想定した場合の過去の震度を再現できる震源モデルの地震規模Mw7.2(応力降下量52MPa)に保守性を考慮したMw7.3(応力降下量62MPa)が提案されている。基本震源モデルの地震規模としては、上記に基づきMw7.3と設定する。

断層面の位置については、中央防災会議(2013)による「フィリピン海プレート内地震を想定する領域」のうち、敷地に近い位置に配置する。

断層傾斜角やずれについては、長谷川ほか(2013)による知見を踏まえ、傾斜角90度の右横ずれ断層として設定する。

アスペリティ位置については、海洋性マントル内ではどこでも想定される可能性があるため、敷地に近くなるように海洋性マントルの最上部に設定する。

破壊開始点については、アスペリティ下端に複数設定する。

断層パラメータの設定フローを第5.6.23図に、設定した基本震源モデルの断層パラメータを第5.6.16表に、断層モデルを第5.6.24図に示す。

b) 不確かさを考慮するパラメータの選定

地震動評価における不確かさとして、断層傾斜角、アスペリティ位置、応力降下量及び地震規模について考慮する。

断層傾斜角については、断層面から放出される地震波が密に重なるよう、断層傾斜角を敷地に向けたケースを考慮する。この際、基本震源モデルと同様に右横ずれを設定することに加え、縦ずれを想定した場合についても考慮する。

アスペリティ位置については、海洋性地殻内に想定される可能性は低いものの、敷地に近くなるように海洋性地殻内の上端に配置したケースを考慮する。

アスペリティの応力降下量については、笹谷ほか(2006)⁽³⁷⁾のスケーリング則に基づきパラメータ設定したケースを考慮する。

地震規模については、南海トラフで発生したフィリピン海プレート内地震である2004年紀伊半島南東沖地震の規模を参考にMw7.4を考慮する。

地震動評価において考慮する検討ケースを第5.6.17表に、設定した各検討ケースの断層パラメータを第5.6.18表(1)から第5.6.18表(4)に、断層モデルを第5.6.25図(1)から第5.6.25図(4)に示す。

c) 応答スペクトルに基づく手法による地震動評価

応答スペクトルに基づく手法による地震動評価は、Noda et al. (2002)に基づき行うものとし、「5.6.1.1 検討用地震の選定(1) 地震観測記録を用いた補正係数」に基づき、陸域寄りで発生した海洋プレート内地震による補正係数を考慮する。

第5.6.17表に示す各検討ケースを対象として、上記の手法に基づき算定した応答スペクトルを第5.6.26図(1)及び第5.6.26図(2)に示す。

d) 断層モデルを用いた手法による地震動評価

断層モデルを用いた手法による地震動評価は、統計的グリーン関数法により行う。

統計的グリーン関数法による地震動評価に当たっては、第5.5.3表に示す敷地の深部地盤構造モデルを用いる。

第5.6.17表に示す各検討ケースを対象として、上記の手法に基づき算定した応答スペクトルを第5.6.27図(1)から第5.6.27図(15)に示す。

5.6.2 震源を特定せず策定する地震動

敷地周辺の状況等を十分考慮した詳細な調査を実施しても、なお敷地近傍において発生する可能性のある内陸地殻内地震の全てを事前に評価し得るとは言い切れないとの観点から、震源を特定せず策定する地震動を考慮する。

5.6.2.1 評価方針

震源を特定せず策定する地震動の策定に当たっては、震源と活断層とを関連付けることが困難な過去の内陸地殻内地震で得られた震源近傍における観測記録を収集し、それらを基に敷地の地盤物性を加味した応答スペクトルを設定する。震源を特定せず

策定する地震動として、「全国共通に考慮すべき地震動」及び「地域性を考慮する地震動」の2種類を検討する。

5.6.2.2 検討対象地震の選定と震源近傍の観測記録の収集

「全国共通に考慮すべき地震動」の検討対象地震の選定においては、地震規模のスケーリング（スケーリング則が不連続となる地震規模）の観点から、「地表地震断層が出現しない可能性がある地震」を適切に選定する。また、「地域性を考慮する地震動」の検討対象地震の選定においては、「事前に活断層の存在が指摘されていなかった地域において発生し、地表付近に一部の痕跡が確認された地震」についても検討し、必要に応じて選定する。

(1) 全国共通に考慮すべき地震動

震源近傍における観測記録を基に得られた「2004年北海道留萌支庁南部の地震において、防災科学技術研究所が運用する全国強震観測網の港町観測点における観測記録」及び「試験研究の用に供する原子炉等の位置、構造及び設備の基準に関する規則の解釈における標準応答スペクトル」を対象とする。標準応答スペクトルを第5.6.28図、そのコントロールポイントを第5.6.19表に示す。

2004年北海道留萌支庁南部地震の記録については、佐藤ほか（2013）⁽³⁸⁾によりK-NET 港町観測点において詳細な地盤調査及び基盤地震動の推定が行われ、信頼性の高い基盤地震動が得られていることから、これらを参考にK-NET 港町観測点の地盤構造モデルの不確かさを考慮した基盤地震動を評価する。

(2) 地域性を考慮する地震動

地域性を考慮する地震動は、「事前に活断層の存在が指摘されていなかった地域において発生し、地表付近に一部の痕跡が確認された地震」として、震源断層がほぼ地震発生層の厚さ全体に広がっているものの、地表地震断層としてその全容を表すまでに至っていない地震（震源の規模が推定できない地震（Mw6.5以上））であり、孤立した長さの短い活断層による地震に起因する地震動に相当する。Mw6.5以上の地震である2008年岩手・宮城内陸地震及び2000年鳥取県西部地震は、事前に活断層の存在が指摘されていなかった地域において発生し、地表付近に一部痕跡が確認された地震である。これらの地震の震源域と敷地近傍には、地質・地質構造、変動地形、火山フロント、地震地体構造及び応力場等について地域差があると考えられる。

2008年岩手・宮城内陸地震の震源域と敷地近傍の比較を第5.6.20表に示す。第5.6.20表に示すように、地質に類似性がやや認められるものの、震源域近傍は変動地形等の認識が難しい地域で、東西圧縮の逆断層型が卓越する応力場であるのに対し、敷地近傍は変動地形等が認識しやすい地域で、敷地周辺の茨城県北部では南西－北東引張の正断層型が卓越する応力場である。また、褶曲構造の有無やカルデラの分布、火山フロントとの位置関係及び地震地体構造の区分について、震源域と敷地近傍には地域差が認められる。以上のように、震源域と敷地近傍の特徴にはおおむね類似性がないことから、敷地近傍において2008年岩手・宮城内陸地震と同

様の地震が発生する可能性は低いと考えられるため、観測記録の収集対象外とする。

また、2000年鳥取県西部地震の震源域と敷地近傍の比較を第5.6.21表に示す。第5.6.21表に示すように、震源域近傍は活断層の発達過程としては未成熟な段階であるとともに、花崗岩が分布する地域であり弾性波探査等の調査では断層の存否を確認することは難しく活構造の認識が困難な地域で、東西圧縮の横ずれ断層型が卓越する応力場であるのに対し、敷地近傍については前述のとおりである。また、火山フロントとの位置関係及び地震地体構造の区分について、震源域と敷地近傍には地域差が認められる。

以上のように、震源域と敷地近傍の特徴には類似性がないことから、敷地近傍において2000年鳥取県西部地震と同様の地震が発生する可能性は低いと考えられるため、観測記録の収集対象外とする。

5.6.2.3 震源を特定せず策定する地震動の設定

震源を特定せず策定する地震動として、「5.6.2.2(1) 全国共通に考慮すべき地震動」で評価した2004年北海道留萌支庁南部地震の基盤地震動及び標準応答スペクトルを考慮する。

(1) 2004年北海道留萌支庁南部地震（K-NET港町）に保守性を考慮した地震動

2004年北海道留萌支庁南部地震については、K-NET港町観測点と敷地の解放基盤表面相当位置の地盤物性の相違（S波速度でK-NET港町観測点938m/sに対し、敷地は第5.5.3表に示す地盤構造モデル（深部）において1,010m/s）による影響等を考慮して評価した地震動の応答スペクトルを考慮する。ここで、解放基盤表面相当位置の地盤物性の相違による影響等を考慮する際には、K-NET港町観測点と敷地の解放基盤表面の地盤物性値を比較し、おおむね同等の地盤であることから、K-NET港町観測点の地盤構造モデルの不確かさを考慮した基盤地震動に、保守性を考慮する。

(2) 標準応答スペクトルを考慮した地震動

標準応答スペクトルについては、S波速度2,200m/s以上の地震基盤相当面で設定されており、敷地においてS波速度2,200m/s以上の層が確認されるT.P.-1.255km（S波速度3,052m/s）に設定する。

a. 地震基盤相当面における模擬地震動

標準応答スペクトルに適合する模擬地震動は、複数の方法を用いることとし、乱数の位相を持つ正弦波の重ね合わせにより作成する方法（以下「乱數位相による検討」）及び敷地の地震観測記録から得られる位相を用いて作成する方法（以下「実位相による検討」）により作成する。

乱數位相による検討では、振幅包絡線の経時的変化としてNoda et al. (2002)の方法に基づき、第5.6.22表に示す形状を用いる。

実位相による検討では、敷地で観測された内陸地殻内地震のうち敷地に最も近い地震の観測記録の位相特性を用いる。実位相による検討で用いた地震の震央位置を第5.6.29図に示す。

標準応答スペクトルに適合する模擬地震動の作成結果を第5.6.23表、時刻歴波形を

第5.6.30図(1)及び第5.6.30図(2)、標準応答スペクトルに対する模擬地震動の応答スペクトル比を第5.6.31図(1)及び第5.6.31図(2)に示す。

b. 解放基盤表面における地震動

解放基盤表面の地震動は、地震基盤相当面における模擬地震動を用い、深部の地盤構造モデルによる地盤応答解析を行い算定する。

算定した地震動の応答スペクトルを第5.6.32図(1)及び第5.6.32図(2)、時刻歴波形を第5.6.33図(1)及び第5.6.33図(2)に示す。

応答スペクトルについては乱數位相による検討結果と実位相による検討結果は概ね同程度であり、位相の違いによる特異な地盤の応答増幅は見られない。一方、時刻歴波形については乱數位相による検討結果の方が水平成分と鉛直成分とで強震動部の時間が重複し、かつ強震動部の継続時間が長く、地盤あるいは建物等の水平及び鉛直の組合せ評価や非線形解析において安全側の評価になると考えられることから、標準応答スペクトルを考慮した地震動として乱數位相による検討結果を選定する。

(3) 震源を特定せず策定する地震動の応答スペクトル

以上を踏まえ算定した「震源を特定せず策定する地震動」の応答スペクトルを第5.6.34図(1)及び第5.6.34図(2)に示す。

5.6.3 基準地震動 S_s の策定

基準地震動 S_s は、「5.6.1 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動」及び「5.6.2 震源を特定せず策定する地震動」の評価に基づき、敷地の解放基盤表面における水平成分及び鉛直成分の地震動として策定する。

5.6.3.1 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動に基づく基準地震動 S_s

(1) 応答スペクトルに基づく手法による基準地震動 S_s

応答スペクトルに基づく手法による基準地震動 S_s は、「5.6.1.2 検討用地震動の地震動評価」における各検討用地震の応答スペクトルに基づく手法による地震動評価結果を全て包絡するように設定した基準地震動 S_s -Dとする（水平成分を S_s -D_H、鉛直成分を S_s -D_Vとする）。

各検討用地震の応答スペクトルに基づく手法による地震動評価結果と基準地震動 S_s -Dの設計用応答スペクトルを比較したものを第5.6.35図(1)及び第5.6.35図(2)に示す。また、基準地震動 S_s -Dの設計用応答スペクトルのコントロールポイントの値を第5.6.24表に示す。

(2) 断層モデルを用いた手法による基準地震動 S_s

断層モデルを用いた手法による基準地震動 S_s は、「5.6.1.2 検討用地震動の地震動評価」における各検討用地震の断層モデルを用いた手法による地震動評価結果と、前節で示した基準地震動 S_s -Dの設計用応答スペクトルを比較し、包絡関係を考慮して選定する。

各検討用地震の断層モデルを用いた手法による地震動評価結果と基準地震動 S_s -Dの設計用応答スペクトルを比較したものを第5.6.36図(1)から第5.6.36図(3)に示す。第

5.6.36図(1)から第5.6.36図(3)より、包絡関係を考慮して選定した基準地震動Ss-1～基準地震動Ss-5の応答スペクトルを第5.6.37図(1)から第5.6.37図(3)に示す。

5.6.3.2 震源を特定せず策定する地震動に基づく基準地震動 Ss

震源を特定せず策定する地震動による基準地震動Ssは、「5.6.2.3 震源を特定せず策定する地震動の設定」における震源を特定せず策定する地震動の評価結果と、「5.6.3.1 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動に基づく基準地震動Ss」に示す基準地震動Ssを比較し、包絡関係を考慮して選定する。

震源を特定せず策定する地震動の評価結果と基準地震動Ss-Dの設計用応答スペクトルを比較したものを第5.6.38図(1)及び第5.6.38図(2)に示す。第5.6.38図(1)及び第5.6.38図(2)より、包絡関係を考慮して標準応答スペクトルを考慮した地震動を基準地震動Ss-6として選定する。

5.6.3.3 基準地震動 Ss の応答スペクトル

「5.6.3.1 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動に基づく基準地震動Ss」及び「5.6.3.2 震源を特定せず策定する地震動に基づく基準地震動Ss」を踏まえて策定した基準地震動Ssの応答スペクトルを第5.6.39図(1)から第5.6.39図(3)に示す。

5.6.3.4 基準地震動 Ss の時刻歴波形

基準地震動Ssの時刻歴波形は、応答スペクトルに基づく手法による基準地震動Ss-Dの設計用応答スペクトルに適合する模擬地震波、断層モデルを用いた手法による基準地震動Ss-1～基準地震動Ss-5及び震源を特定せず策定する地震動による基準地震動Ss-6の地震波とする。

基準地震動Ss-Dの設計用応答スペクトルに適合する模擬地震波は、乱数の位相を持つ正弦波の重ね合わせによって作成するものとし、振幅包絡線の経時的变化については、Noda et al. (2002) の方法に基づき、第5.6.25表に示す形状とする。

基準地震動Ss-Dの模擬地震波の作成結果を第5.6.26表に、基準地震動Ss-Dの設計用応答スペクトルに対する模擬地震波の応答スペクトルの比を第5.6.40図に示す。

以上より、策定した基準地震動Ss-Dの時刻歴波形を第5.6.41図に、断層モデルを用いた手法による基準地震動Ss-1～基準地震動Ss-5の時刻歴波形を第5.6.42図(1)から第5.6.42図(5)に、震源を特定せず策定する地震動に基づく基準地震動Ss-6の時刻歴波形を第5.6.43図に示す。また、基準地震動Ssの最大加速度値を第5.6.27表に示す。

5.7 基準地震動 Ss の超過確率の参照

日本原子力学会 (2015) ⁽³⁹⁾ を参考に、敷地における地震動の一樣ハザードスペクトルを評価する。

震源モデルについては、特定震源モデル及び領域震源モデルを設定し、それぞれ調査結果等に基づき設定した震源モデル（以下「調査モデル」という。）及び地震調査研究推進本部 (2012b) ⁽⁴⁰⁾ の知見を参考に設定した震源モデル（以下「推本参考モデル」という。）を考慮

する。また、地震動伝播モデルについては、2011年東北地方太平洋沖型地震については断層モデルを用いた手法による地震動評価を、それ以外の震源についてはNoda et al. (2002)の方法を用いた地震動評価を行う。作成したロジックツリーを第5.7.1図に、これらの設定に基づき評価した敷地における地震動の一樣ハザードスペクトルと基準地震動 S_s との比較を第5.7.2図(1)及び第5.7.2図(2)に示す。

第5.7.2図(1)及び第5.7.2図(2)によると、基準地震動 S_s -Dの年超過確率は 10^{-4} ~ 10^{-6} 程度である。また、基準地震動 S_s -1~基準地震動 S_s -6の年超過確率は基準地震動 S_s -Dを超過する周期帯で 10^{-5} ~ 10^{-6} 程度である。

5.8 参考文献

- (1) 宇佐美龍夫, 石井寿, 今村隆正, 武村雅之, 松浦律子. 日本被害地震総覧 599-2012. 東京大学出版会. 2013, 724p.
- (2) 気象庁. 地震月報 (カタログ編). 2017-05-31 時点. ほか
- (3) 気象庁, 消防庁. 震度に関する検討会報告書. 震度に関する検討会, 2009-03-23.
- (4) 村松郁栄. 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. vol. 4, no. 3, 1969, pp. 168-176.
- (5) 勝又護, 徳永規一. 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. vol. 36, no. 3, 4, 1971, pp. 89-96.
- (6) 松田時彦. 活断層から発生する地震の規模と周期について. 地震第2輯. vol. 28, 1975, pp. 269-283.
- (7) 中央防災会議. 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」. 2013-12.
- (8) 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) について. 地震調査研究推進本部地震調査委員会. 2012-2-9 変更.
- (9) 地震調査研究推進本部. 日本海溝沿いの地震活動の長期評価. 地震調査研究推進本部地震調査委員会. 2019, 2019-2-26.
- (10) 産業技術総合研究所. 産総研: 千葉県の太平洋岸で歴史記録にない津波の痕跡を発見. 産業技術総合研究所. 2021, 2021-09-03.
<https://www.aist.go.jp/aist_j/press_release/pr2021/pr20210903/pr20210903.html>
- (11) Jessica E. Pilarczyk, Yuki Sawai, Yuichi Namegaya, Toru Tamura, Koichiro Tanigawa, Dan Matsumoto, Tetsuya Shinozaki, Osamu Fujiwara, Masanobu Shishikura, Yumi Shimada, Tina Dura, Benjamin P. Horton, Andrew C. Parnell, Christopher H. Vane. A further source of Tokyo earthquakes and Pacific Ocean tsunamis. Nat. Geosci. 14, 2021, pp. 796-800. <https://doi.org/10.1038/s41561-021-00812-2>
- (12) 東京大学地震研究所・防災科学技術研究所・京都大学防災研究所. 文部科学省委託研究 首都直下地震防災・減災特別プロジェクト 総括成果報告書. 2012-3.
- (13) 中央防災会議. 中央防災会議「首都直下地震対策専門調査会」(第12回)地震ワーキング

グループ報告書. 2004-11-17.

- (14) 地震調査研究推進本部. 全国地震動予測地図. 地震調査研究推進本部地震調査委員会. 2009-07-21.
- (15) 地質調査総合センター編. 日本重力データベース DVD 版. 産業技術総合研究所地質調査総合センター. 2013.
- (16) Shizuo Noda, Kazuhiko Yashiro, Katsuya Takahashi, Masayuki Takemura, Susumu Ohno, Masanobu Tohdo, Takahide Watanabe. RESPONSE SPECTRA FOR DESIGN PURPOSE OF STIFF STRUCTURES ON ROCK SITES. OECD-NEA Workshop on the Relations between Seismological Data and Seismic Engineering Analysis, Istanbul, 16-18 October, 2002.
- (17) 原子力安全基盤機構. 平成 15 年度 地震記録データベース SANDEL のデータ整備と地震発生上下限層深さの評価に関する報告書(JNES/SAE04-017). 2004-8.
- (18) 廣瀬一聖, 伊藤潔. 広角反射法および屈折法解析による近畿地方の地殻構造の推定. 京都大学防災研究所年報. No. 49B, 2006, pp. 307-321.
- (19) 三浦誠一, 小平秀一, 仲西理子, 鶴哲郎, 高橋成実, 金田義行. エアガンー海底地震計データによる日本海溝・福島沖前弧域の地震波速度構造. JAMSTEC 深海研究. no. 16, 2000, pp. 87-100.
- (20) 青柳恭平, 上田圭一. 2011 年東北地方太平洋沖地震による阿武隈南部の正断層型誘発地震の特徴ー臨時余震観測に基づく震源分布と速度構造ー. 電力中央研究所報告 N11048. 2012.
- (21) 芝良昭, 野口科子. 広帯域地震動を規定する震源パラメータの統計的特性ー震源インバージョン解析に基づく検討ー. 電力中央研究所報告 N11054. 2012.
- (22) 引間和人. 2011 年 4 月 11 日福島県浜通りの地震 (Mj7.0) の震源過程ー強震波形と再決定震源による 2 枚の断層面の推定ー. 地震第 2 輯. vol. 64, 2012, pp. 243-256.
- (23) Miho Tanaka, Kimiyuki Asano, Tomotaka Iwata, Hisahiko Kubo. Source rupture process of the 2011 Fukushima-ken Hamadori earthquake: how did the two subparallel faults rupture?, Earth, Planets and Space 2014, 66:101, 2014.
- (24) Aitaro Kato, Toshihiro Igarashi, Kazushige Obara, Shinichi Sakai, Tetsuya Takeda, Atsushi Saiga, Takashi Iidaka, Takaya Iwasaki, Naoshi Hirata, Kazuhiko Goto, Hiroki Miyamachi, Takeshi Matsushima, Atsuki Kubo, Hiroshi Katao, Yoshiko Yamanaka, Toshiko Terakawa, Haruhisa Nakamichi, Takashi Okuda, Shinichiro Horikawa, Noriko Tsumura, Norihito Umino, Tomomi Okada, Masahiro Kosuga, Hiroaki Takahashi, Takuji Yamada. Imaging the source regions of normal faulting sequences induced by the 2011 M9.0 Tohoku-Oki earthquake, GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS, Vol. 40, 1-6. 2013.
- (25) 地震調査研究推進本部. 震源断層を特定した地震の強震動予測手法 (「レシピ」). 地震調査研究推進本部地震調査委員会. 2020.
- (26) Isabelle Manighetti, Charles Sammis, Geoffrey Charles Plume King, Michel Campillo. Evidence for self-similar, triangular slip distributions on

earthquakes: Implications for earthquake and fault mechanics, JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, Vol.110, B05302. 2005.

- (27) 佐藤智美, 堤英明. 2011 年福島県浜通り付近の正断層の地震の短周期レベルと伝播経路・地盤増幅特性. 日本地震工学会論文集. vol.12, no.7, 2012.
- (28) 壇一男, 渡辺基史, 佐藤俊明, 石井透. 断層の非一様すべり破壊モデルから算定される短周期レベルと半経験的波形合成法による強震動予測のための震源断層のモデル化. 日本建築学会構造系論文集. vol.66, no.545, 2001, pp.51-62.
- (29) 入倉孝次郎, 三宅弘恵. シナリオ地震の強震動予測. 地学雑誌. vol.110 (6), 2001, pp.849-875.
- (30) 日本電気協会. 原子力発電所耐震設計技術指針 JEAG4601-2015. 原子力規格委員会. 2016, 285p.
- (31) 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. 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. 2013, pp.381-382.
- (32) 長谷川昭, 中島淳一, 内田直希, 海野徳仁. 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. vol.122, no.3, 2013, pp.398-417.
- (33) Naoki Uchida, Toru Matsuzawa, Junichi Nakajima, Akira Hasegawa. 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, 2010, B07309.
- (34) 入倉孝次郎. 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.
- (35) 佐藤智美. 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. vol.75, no.651, 2010, pp.923-932.
- (36) 片岡正次郎, 佐藤智美, 松本俊輔, 日下部毅明. 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, 2006, pp.740-757.
- (37) 笹谷努, 森川信之, 前田宜浩. スラブ内地震の震源特性. 北海道大学地球物理学研究報告. no.69, 2006-3, pp.123-134.
- (38) 佐藤浩章, 芝良昭, 東貞成, 功刀卓, 前田宜浩, 藤原広行. 物理探査・室内試験に基づく2004年留萌支庁南部の地震によるK-NET港町観測点(HKD020)の基盤地震動とサイト特性評価. 電力中央研究所報告. 2013.
- (39) 日本原子力学会. 原子力発電所に対する地震を起因とした確率論的リスク評価に関する実施基準: 2015, 日本原子力学会標準, 2015.
- (40) 地震調査研究推進本部. 今後の地震動ハザード評価に関する検討~2011年・2012年における検討結果~. 地震調査研究推進本部地震調査委員会. 2012.
- (41) Ludwig, W.J., Nafe, J.E., Drake, C.L. Seismic Refraction in the Sea. Wiley-Interscience. vol.4, part.1, 1970, pp.53-84.
- (42) Kennett, B.L.N., Engdahl, E.R. Traveltimes for global earthquake location and phase identification. Geophysical Journal International. vol.105, 1991, pp.429-

465.

- (43) 佐藤智美, 川瀬博, 佐藤俊明. 表層地盤の影響を取り除いた工学的基盤波の統計的スペクトル特性—仙台地域のボアホールで観測された多数の中小地震記録を用いた解析—. 日本建築学会構造系論文集. vol.59, No.462, 1994, pp.79-89.
- (44) Masayoshi Yoshimura, Seishi Fujii, Kenji Tanaka, Ken Morita. On the relationship between P and S-wave velocities in soft rock. SEG Expanded Abstracts 1, 1982, p.143.
- (45) Yoshihiro Fujii, Mitsuhiro Matsu'ura. Regional Difference in Scaling Laws for Large Earthquakes and its Tectonic Implication. Pure and Applied Geophysics. vol.157, 2000, pp.2283-2302.
- (46) Robert J. Geller. Scaling relations for earthquake source parameters and magnitudes. Bulletin of the Seismological Society of America. vol.66, 1976, pp.1501-1523.
- (47) Kanno T., A. Narita, N. Morikawa, H. Fujiwara, Y. Fukushima. A New Attenuation Relation for Strong Ground Motion in Japan Based on Recorded Data. Bulletin of the Seismological Society of America. vol.96, no.3, 2006, pp.879-897.
- (48) Zhao, J. X., J. Zhang, A. Asano, Y. Ohno, T. Oouchi, T. Takahashi, H. Ogawa, K. Irikura, H. K. Thio, P. G. Somerville, Y. Fukushima. Attenuation Relations of Strong Ground Motion in Japan Using Site Classification Based on Predominant Period. Bulletin of the Seismological Society of America. vol.96, no.3, 2006, pp.898-913.
- (49) 内山泰生, 翠川三郎. 震源深さの影響を考慮した工学的基盤における応答スペクトルの距離減衰式. 日本建築学会構造系論文集. vo.71, no.606, 2006, pp.81-88.
- (50) Norman A. Abrahamson, Walter J. Silva, Ronnie Kamai. Summary of the ASK14 Ground Motion Relation for Active Crustal Regions. Earthquake Spectra. vol.30, no.3, 2014, pp.1025-1055.
- (51) David M. Boore, Jonathan P. Stewart, Emel Seyhan, Gail M. Atkinson. NGA-West2 Equations for Predicting PGA, PGV, and 5% Damped PSA for Shallow Crustal Earthquakes. Earthquake Spectra. vol.30, no.3, 2014, pp.1057-1085.
- (52) Kenneth W. Campbell, Yousef Bozorgnia. NGA-West2 Ground Motion Model for the Average Horizontal Components of PGA, PGV, and 5% Damped Linear Acceleration Response Spectra. Earthquake Spectra. vol.30, no.3, 2014, pp.1087-1115.
- (53) Brian S.-J. Chiou, Robert R. Youngs. Update of the Chiou and Youngs NGA Model for the Average Horizontal Component of Peak Ground Motion and Response Spectra. Earthquake Spectra. vol.30, no.3, 2014, pp.1117-1153.
- (54) I. M. Idriss. An NGA-West2 Empirical Model for Estimating the Horizontal Spectral Values Generated by Shallow Crustal Earthquakes. Earthquake Spectra. vol.30, no.3, 2014, pp.1155-1177.
- (55) 壇一男, 畑奈緒未, 武藤尊彦, 宮腰淳一, 神田順. シナリオ地震の生起確率を考慮した基

準地震動策定に関する研究(その3)宮城県沖で発生するプレート境界大地震の断層破壊シナリオとそれに基づく強震動の計算. 日本建築学会大会(近畿)学術講演梗概集. B-1, 構造I, 2005, pp.97-98.

- (56) 佐藤良輔編. 日本の地震断層パラメータハンドブック. 鹿島出版会, 1989.
- (57) Thomas C. Hanks, Hiroo Kanamori. A moment magnitude scale. JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH. vol.84, B5, 1979, pp.2348-2350.
- (58) 地震調査研究推進本部. 宮城県沖地震を想定した強震動評価手法について(中間報告)(説明文の訂正). 地震調査研究推進本部地震調査委員会. 2002.
- (59) 地震調査研究推進本部. 宮城県沖地震を想定した強震動評価(一部修正版)について(平成17年12月14日公表). 地震調査研究推進本部地震調査委員会. 2005.
- (60) 佐藤智美. 中小地震の応力降下量の断層タイプ・震源深さ依存性及び地域性に関する研究. 土木学会地震工学論文集. vol.27, no.75, 2003.
- (61) 田力正好, 池田安隆, 野原壯. 河成段丘の高度分布から推定された, 岩手・宮城内陸地震の震源断層. 地震第2輯. vol.62, no.1, 2009, pp.1-11.
- (62) 防災科学技術研究所. ひずみ集中帯の重点的調査観測・研究 総括成果報告書. 2013-5.
- (63) 岡田篤正. 山陰地方の活断層の諸特徴. 活断層研究. vol.22(松田時彦先生古稀記念号), 2002, pp.17-32.
- (64) 西村卓也. 山陰地方のGNSSデータに認められるひずみ集中帯. 日本地球惑星科学連合2014年大会. SSS31-06. 2014.
- (65) Paul Somerville, Kojiro Irikura, Robert Graves, Sumio Sawada, David Wald, Norman Abrahamson, Yoshinori Iwasaki, Takao Kagawa, Nancy Smith, Akira Kowada. Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion. Seismological Research Letters. vol.70, 1999, pp.59-80.
- (66) 岩田知孝, 浅野公之. 強震動予測のためのスラブ内地震の特性化震源モデルの構築. 北海道大学地球物理学研究報告. vol.73, 2010, pp.129-135.

第 5. 2. 1 表(1) 敷地周辺の主な被害地震

年	月	日	震央位置		深さ (km)	マグニ チュード	震央距離 (km)	地名 (地震名)
			北緯	東経				
818	—	—	36.0~37.0°	139.0~140.0°	—	≥7.5	98	関東諸国
841	—	—	35.1°	138.9°	—	≒7.0	197	伊豆
878	11	1	35.5°	139.3°	—	7.4	141	関東諸国
1257	10	9	35.2°	139.5°	—	7.0~7.5	151	関東南部
1360	—	—	35.2°	140.0°	—	—	128	上総
1433	11	6	34.9°	139.5°	—	≥7.0	178	相模
1433	11	6	37.7°	139.8°	—	6.7	173	会津
1611	9	27	37.6°	139.8°	—	≒6.9	163	会津
1615	6	26	35.7°	139.7°	—	6 1/4 ~6 3/4	99	江戸
1630	8	2	35 3/4°	139 3/4°	—	6 1/4	92	江戸
1633	3	1	35.2°	139.2°	—	7.0±1/4	170	相模・駿河・伊豆
1635	3	12	35 3/4°	139 3/4°	—	≒6.0	92	江戸
1636	12	3	37.0°	138.7°	—	≒5.0~5.5	185	越後中魚沼郡
1646	6	9	38.1°	140.65°	—	6.5~6.7	204	陸前
1648	6	13	35.2°	139.2°	—	≒7.0	170	相模
1649	7	30	35.8°	139.5°	—	7.0±1/4	108	武蔵・下野
1649	9	1	35.5°	139.7°	—	6.4	114	江戸・川崎
1659	4	21	37.1°	139.8°	—	6 3/4~7.0	115	岩代・下野
1670	6	22	37.75°	139.15°	—	≒6 3/4	207	越後中・南蒲原郡
1677	11	4	35.5°	142.0°	—	≒8.0	156	磐城・常陸・安房・上総・下総
1683	6	17	36.7°	139.6°	—	6.0~6.5	98	日光
1683	6	18	36.75°	139.65°	—	6.5~7.0	97	日光
1683	10	20	36.9°	139.7°	—	7.0±1/4	104	日光
1697	11	25	35.4°	139.6°	—	≒6.5	128	相模・武蔵
1703	12	31	34.7°	139.8°	—	7.9~8.2	186	江戸・関東諸国(元禄地震)
1706	10	21	35.6°	139.8°	—	5 3/4	100	江戸

第 5. 2. 1 表(2) 敷地周辺の主な被害地震

年	月	日	震央位置		深さ (km)	マグニ チュード	震央距離 (km)	地名 (地震名)
			北緯	東経				
1710	9	15	37.0°	141.5°	—	6.5±1/2	118	磐城
1725	5	29	36.25°	139.7°	—	≒6.0	76	日光
1731	10	7	38.0°	140.6°	—	≒6.5	193	岩代
1738	1	3	37.0°	138.7°	—	≒5 1/2	185	中魚沼郡
1755	4	21	36.75°	139.6°	—	—	101	日光
1756	2	20	35.7°	140.9°	—	5.5～6.0	70	銚子
1767	10	22	35.7°	139.8°	—	≒6.0	92	江戸
1768	7	19	35.3°	139.05°	—	≒5.0	172	箱根
1782	8	23	35.4°	139.1°	—	≒7.0	162	相模・武蔵・甲斐
1786	3	23	35.2°	139.1°	—	5～5 1/2	176	箱根
1791	1	1	35.8°	139.6°	—	6.0～6.5	100	川越・蔵
1801	5	27	35.3°	140.1°	—	6.5	114	上総
1812	12	7	35.45°	139.65°	—	6 1/4±1/4	121	武蔵・相模東部
1817	12	12	35.20°	139.05°	—	≒6.0	180	箱根
1821	12	13	37.45°	139.6°	—	5.5～6.0	157	岩代
1828	12	18	37.6°	138.9°	—	6.9	209	越後
1831	3	26	35.65°	139 3/4°	—	≒5.5	99	江戸
1843	3	9	35.35°	139.1°	—	6.5±1/4	165	御殿場・足柄
1853	3	11	35.3°	139.15°	—	6.7±0.1	165	小田原付近
1855	11	11	35.65°	139.8°	—	7.0～7.1	96	江戸および付近(江戸地震)
1856	11	4	35.7°	139.5°	—	6.0～6.5	113	江戸・立川・所沢
1859	1	11	35.9°	139.7°	—	≒6.0	86	岩槻
1870	5	13	35.25°	139.1°	—	6.0～6.5	172	小田原
1880	2	22	35.4°	139.75°	—	5.5～6.0	120	横浜
1882	9	29	35° 07′	139° 05′	—	—	184	熱海付近
1884	10	15	35.7°	139.75°	—	—	95	東京付近

第 5. 2. 1 表(3) 敷地周辺の主な被害地震

年	月	日	震央位置		深さ (km)	マグニ チュード	震央距離 (km)	地名 (地震名)
			北緯	東経				
1886	7	23	37.05°	138.5°	—	5.3	203	信越国境
1887	1	15	35.5°	139.25°	—	6.2	145	相模・武蔵南東部
1887	7	22	37.5°	138.9°	—	5.7	201	新潟県古志郡
1888	4	29	36.6°	140.0°	—	6.0	62	栃木県
1889	2	18	35.5°	139.7°	—	6.0	114	東京湾周辺
1891	12	24	35.4°	138.9°	—	6.5	177	山中湖付近
1892	6	3	35.7°	139.9°	—	6.2	85	東京湾北部
1894	6	20	35.7°	139.8°	—	7.0	92	東京湾北部
1894	10	7	35.6°	139.8°	—	6.7	100	東京湾北部
1895	1	18	36.1°	140.4°	—	7.2	22	霞ヶ浦付近
1896	1	9	36 1/2°	141°	—	7.3	48	鹿島灘
1896	8	1	37 1/2°	141 1/2°	—	6.5	162	福島県沖
1897	1	17	36.2°	139.9°	—	5.6	59	利根川中流域
1897	10	2	38.0°	141.7°	—	6.6	218	仙台沖
1898	2	13	36.2°	139.8°	—	5.6	68	茨城県南西部
1898	5	26	37.0°	138.9°	—	6.1	169	新潟県六日町付近
1899	4	15	36.3°	141.0°	—	5.8	41	茨城県沖
1902	3	25	35.9°	140.5°	—	5.6	40	千葉県佐原町付近
1902	5	25	35.6°	139.0°	—	5.4	158	甲斐東部
1904	5	8	37.1°	138.9°	—	6.1	174	新潟県六日町付近
1905	6	7	34.8°	139.3°	—	5.8	198	大島近海
1906	2	23	34.8°	139.8°	—	6.3	176	安房沖
1906	2	24	35.45°	139.75°	—	6.4	115	東京湾
1908	12	28	35.6°	138.65°	—	5.8	186	山梨県中部
1909	7	3	35.6°	139.8°	—	6.1	100	東京湾西部
1910	9	26	36.8°	141.5°	—	5.9	104	常陸沖

第 5. 2. 1 表(4) 敷地周辺の主な被害地震

年	月	日	震央位置		深さ (km)	マグニ チュード	震央距離 (km)	地名 (地震名)
			北緯	東経				
1912	7	16	36.4°	138.55°	—	5.7	180	浅間山
1913	12	15	35.5°	140.0°	—	6.0	98	東京湾
1915	6	20	35.5°	139.0°	—	5.9	163	山梨県南東部
1915	11	16	35.4°	140.3°	—	6.0	98	房総南部
1916	2	22	36.5°	138.5°	—	6.2	186	浅間山麓
1917	1	31	35.2°	139.0°	—	4 1/2	183	箱根地方
1918	6	26	35.4°	139.1°	—	6.3	162	山梨県上野原付近
1920	12	27	35.23°	139.05°	—	5.7	177	箱根山
1921	12	8	36.0°	140.2°	—	7.0	43	茨城県龍ヶ崎付近
1922	1	23	37.5°	141.5°	—	6.5	162	磐城沖
1922	4	26	35.2°	139.75°	—	6.8	138	浦賀水道
1922	5	9	36.0°	140.0°	—	6.1	57	茨城県谷田部付近
1923	1	14	36° 04.78′	140° 03.21′	87	6.0	49	水海道付近
1923	9	1	35° 19.87′	139° 08.14′	23	7.9	164	関東南部(関東大地震)
1923	9	1	35° 14.01′	138° 46.13′	0	6.6	197	山梨県東部
1923	9	2	34° 41.31′	140° 02.69′	14	7.3	180	千葉県勝浦沖
1924	1	15	35° 20.44′	139° 03.30′	0	7.3	169	丹沢山塊
1926	8	3	35° 35.41′	139° 43.89′	57	6.3	105	東京市南東部
1927	10	27	37° 30.00′	138° 50.97′	0	5.2	205	新潟県中部(関原地震)
1928	5	21	35° 40.16′	140° 03.98′	75	6.2	79	千葉付近
1929	7	27	35° 30.87′	139° 05.01′	37	6.3	156	丹沢山付近
1930	3	22	35° 02.39′	139° 05.81′	10	5.9	189	伊東沖(伊東群発地震)
1930	6	1	36° 25.57′	140° 32.22′	54.21	6.5	18	那珂川下流域
1930	11	26	35° 02.58′	138° 58.42′	0.59	7.3	196	伊豆北部(北伊豆地震)
1931	9	21	36° 09.50′	139° 14.85′	3.03	6.9	118	埼玉県中部(西埼玉地震)
1933	10	4	37° 14.35′	138° 57.55′	0	6.1	179	新潟県小千谷

第 5. 2. 1 表(5) 敷地周辺の主な被害地震

年	月	日	震央位置		深さ (km)	マグニ チュード	震央距離 (km)	地名 (地震名)
			北緯	東経				
1936	11	2	37° 22.35′	140° 00.92′	1	4.1	132	会津若松市付近
1938	5	23	36° 34.43′	141° 19.44′	0	7.0	78	塩屋崎沖
1938	9	22	36° 26.61′	141° 03.49′	48	6.5	50	鹿島灘
1938	11	5	36° 55.54′	141° 55.12′	43	7.5	143	福島県東方沖(福島県東方沖地震)
1942	2	21	37° 42.63′	141° 50.75′	42	6.5	198	福島県沖
1943	8	12	37° 20.16′	139° 52.48′	26	6.2	134	福島県田島付近(田島地震)
1949	12	26	36° 42.31′	139° 41.76′	1.35	6.2	91	今市地方(今市地震)
1949	12	26	36° 43.11′	139° 46.99′	8	6.4	85	今市地方(今市地震)
1950	9	10	35° 17.71′	140° 32.98′	56	6.3	107	九十九里浜
1951	1	9	35° 27.04′	140° 04.24′	64	6.1	100	千葉県中部
1956	2	14	35° 42.24′	139° 56.68′	54.41	5.9	82	東京湾北岸
1956	9	30	37° 58.74′	140° 36.62′	11.02	6.0	191	宮城県南部
1956	9	30	35° 37.80′	140° 11.40′	81	6.3	77	千葉県中部
1961	2	2	37° 26.9′	138° 50.1′	0	5.2	202	長岡付近
1961	7	22	34° 51.8′	139° 19.3′	0	4.6	191	伊豆大島近海
1968	7	1	36° 02.75′	139° 23.88′	65	6.1	106	埼玉県中部
1972	1	14	34° 46.09′	139° 19.12′	0	3.3	200	大島近海
1974	8	4	36° 04.35′	139° 53.63′	53	5.8	63	茨城県南西部
1975	8	15	37° 02.75′	141° 10.04′	54	5.5	103	福島県沿岸
1976	6	16	35° 30.91′	138° 59.35′	26.02	5.5	163	山梨県東部
1977	10	5	36° 08′	139° 52′	60	5.5	63	茨城県南西部
1978	12	3	34° 53′	139° 11′	20	5.5	197	大島近海
1979	4	25	37° 22′	139° 29′	0	4.4	155	福島県西部
1979	5	5	35° 48′	139° 11′	20	4.7	133	秩父市付近
1980	6	29	34° 55′	139° 14′	10	6.7	191	伊豆半島中部沿岸
1980	9	24	35° 58′	139° 48′	80	5.4	75	埼玉県東部

第 5. 2. 1 表(6) 敷地周辺の主な被害地震

年	月	日	震央位置		深さ (km)	マグニ チュード	震央距離 (km)	地名 (地震名)
			北緯	東経				
1980	9	25	35° 31′	140° 13′	80	6.0	88	千葉県中部
1982	8	12	34° 53′	139° 34′	30	5.7	177	伊豆大島近海
1983	2	27	35° 56.4′	140° 09.1′	72	6.0	50	茨城県南部
1983	8	8	35° 31.3′	139° 01.3′	22	6.0	160	神奈川・山梨県境
1984	2	14	35° 35.3′	139° 06.2′	25	5.4	150	神奈川・山梨県境
1984	12	17	35° 36.0′	140° 03.3′	78	4.9	86	東京湾
1986	8	24	36° 19.4′	138° 19.4′	3.7	4.9	200	長野県東部
1987	2	6	36° 57.9′	141° 53.6′	35	6.7	143	福島県沖
1987	4	7	37° 18.2′	141° 51.8′	44	6.6	165	福島県沖
1987	4	23	37° 05.5′	141° 37.4′	46.8	6.5	133	福島県沖
1987	6	16	37° 30.5′	140° 03.4′	7.1	4.5	145	会津若松付近
1987	9	14	36° 59.5′	138° 29.0′	7.1	4.8	202	長野県北部
1987	12	17	35° 22.5′	140° 29.6′	57.9	6.7	98	千葉県東方沖
1988	3	18	35° 39.9′	139° 38.6′	96.1	5.8	105	東京都東部
1988	8	12	35° 05.9′	139° 51.8′	69.4	5.3	143	千葉県南部
1988	9	5	35° 30.0′	138° 59.0′	29.6	5.6	165	山梨県東部
1989	2	19	36° 01.3′	139° 54.3′	55.3	5.6	64	茨城県南西部
1989	3	6	35° 41.8′	140° 42.6′	55.7	6.0	64	千葉県北部
1989	7	9	34° 59.7′	139° 06.5′	3.4	5.5	192	伊豆半島東方沖
1989	10	14	34° 49.6′	139° 30.0′	21.2	5.7	185	伊豆大島近海
1990	5	3	36° 26.2′	140° 36.6′	58.0	5.4	20	鹿島灘
1992	2	2	35° 13.8′	139° 47.3′	92.3	5.7	133	東京湾南部
1992	5	11	36° 32.0′	140° 32.2′	56.2	5.6	30	茨城県中部
1992	12	27	36° 58.6′	138° 34.8′	10	4.5	193	新潟県南部
1993	5	21	36° 02.7′	139° 53.8′	60.8	5.4	63	茨城県南西部
1994	10	25	35° 10.9′	138° 59.0′	3.9	4.9	185	箱根山

第 5. 2. 1 表(7) 敷地周辺の主な被害地震

年	月	日	震央位置		深さ (km)	マグニ チュード	震央距離 (km)	地名 (地震名)
			北緯	東経				
1994	12	18	37° 17.7′	139° 53.5′	6.3	5.5	129	福島県西部
1995	1	7	36° 18.10′	139° 58.63′	71.49	5.4	52	茨城県南西部
1995	4	1	37° 53.47′	139° 14.88′	16.16	5.6	215	新潟県北東部
1995	12	22	38° 12.21′	140° 23.05′	11.05	4.6	216	蔵王付近
1996	2	17	37° 18.57′	142° 32.86′	58	6.8	213	福島県沖
1996	3	6	35° 28.55′	138° 56.86′	19.59	5.5	169	山梨県東部
1996	9	11	35° 38.33′	141° 13.01′	51.99	6.4	91	銚子沖
1996	12	21	36° 05.77′	139° 51.65′	53.11	5.6	65	茨城県南部
1997	3	4	34° 57.34′	139° 10.18′	2.64	5.9	191	伊豆半島東方沖
1998	2	21	37° 16.22′	138° 47.74′	19.12	5.2	193	中越地方
1999	3	26	36° 27.04′	140° 36.93′	59.04	5.0	22	水戸付近
1999	9	13	35° 35.86′	140° 09.59′	75.81	5.1	81	千葉市付近
2000	4	26	37° 34.80′	140° 00.73′	12.57	4.5	154	会津若松・喜多方付近
2000	6	3	35° 41.39′	140° 44.79′	48.06	6.1	66	千葉県北東部
2000	7	21	36° 31.76′	141° 07.12′	49.37	6.4	59	茨城県沖
2001	1	4	36° 57.39′	138° 46.12′	11.23	5.3	177	中越地方
2002	2	12	36° 35.38′	141° 04.96′	47.79	5.7	60	茨城県沖
2002	6	14	36° 12.98′	139° 58.63′	56.99	5.1	52	茨城県南部
2003	5	12	35° 52.13′	140° 05.14′	46.87	5.3	60	茨城県南部
2003	9	20	35° 13.13′	140° 18.02′	69.96	5.8	118	千葉県南部
2003	10	15	35° 36.82′	140° 02.99′	73.90	5.1	85	千葉県北西部
2003	11	15	36° 25.95′	141° 09.91′	48.40	5.8	58	茨城県沖
2004	4	4	36° 23.41′	141° 09.24′	48.99	5.8	56	茨城沖
2004	7	17	34° 50.29′	140° 21.36′	68.68	5.5	159	房総半島南東沖
2004	10	6	35° 59.33′	140° 05.39′	65.97	5.7	51	茨城県南部
2004	10	23	37° 17.55′	138° 52.03′	13.08	6.8	189	中越地方(平成16年(2004年) 新潟県中越地震)

第 5. 2. 1 表(8) 敷地周辺の主な被害地震

年	月	日	震央位置		深さ (km)	マグニ チュード	震央距離 (km)	地名 (地震名)
			北緯	東経				
2005	1	18	37° 22.24'	138° 59.81'	7.62	4.7	185	中越地方
2005	2	16	36° 02.31'	139° 53.33'	46.15	5.3	64	茨城県南部
2005	4	11	35° 43.61'	140° 37.27'	51.51	6.1	60	千葉県北東部
2005	6	20	35° 44.03'	140° 41.68'	50.65	5.6	60	千葉県北東部
2005	6	20	37° 13.76'	138° 35.44'	14.51	5.0	205	中越地方
2005	7	23	35° 34.90'	140° 08.31'	73.08	6.0	84	千葉県北西部
2005	7	28	36° 07.57'	139° 50.78'	51.12	5.0	65	茨城県南部
2005	8	7	35° 33.57'	140° 06.89'	73.28	4.7	87	千葉県北西部
2005	8	21	37° 17.90'	138° 42.71'	16.73	5.0	201	中越地方
2005	10	16	36° 02.36'	139° 56.25'	47.12	5.1	60	茨城県南部
2005	10	19	36° 22.90'	141° 02.59'	48.32	6.3	46	茨城県沖
2006	4	21	34° 56.49'	139° 11.75'	7.11	5.8	191	伊豆半島東方沖
2007	8	16	35° 26.62'	140° 31.83'	30.77	5.3	91	九十九里浜付近
2007	10	1	35° 13.77'	139° 06.60'	12.94	4.9	173	神奈川県西部
2008	3	8	36° 27.15'	140° 36.70'	57.04	5.2	22	茨城県北部
2008	5	8	36° 13.69'	141° 36.46'	50.57	7.0	95	茨城県沖
2008	7	5	36° 38.56'	140° 57.12'	49.69	5.2	56	茨城県沖
2009	5	12	37° 04.32'	138° 31.99'	12.12	4.8	202	上越地方
2009	10	12	37° 25.93'	139° 41.80'	3.89	4.9	151	会津地方
2009	12	17	34° 57.53'	139° 08.19'	4.00	5.0	193	伊豆半島東方沖
2010	3	13	37° 36.85'	141° 28.30'	77.70	5.5	171	福島県東方沖
2010	3	14	37° 43.45'	141° 49.08'	39.75	6.7	198	福島県沖
2010	5	1	37° 33.55'	139° 11.47'	9.26	4.9	188	中越地方
2010	6	13	37° 23.76'	141° 47.74'	40.30	6.2	168	福島県沖
2010	9	29	37° 17.10'	140° 01.53'	7.62	5.7	123	福島県中通り
2011	3	11	38° 06.21'	142° 51.66'	23.74	9.0	290	東北沖 平成23年(2011年)東北 地方太平洋沖地震 東日本大震災

第 5. 2. 1 表 (9) 敷地周辺の主な被害地震

年	月	日	震央位置		深さ (km)	マグニ チュード	震央距離 (km)	地名 (地震名)
			北緯	東経				
2011	3	11	36° 07.25'	141° 15.15'	42.70	7.6	65	茨城県沖
2011	3	12	36° 59.16'	138° 35.87'	8.38	6.7	192	長野県北部
2011	3	15	35° 18.57'	138° 42.87'	14.31	6.4	197	静岡県東部
2011	4	11	36° 56.74'	140° 40.36'	6.42	7.0	77	福島県浜通り
2011	4	12	37° 03.15'	140° 38.61'	15.08	6.4	88	福島県東部
2011	4	16	36° 20.45'	139° 56.73'	78.80	5.9	55	茨城県南部
2011	4	17	37° 01.37'	138° 41.32'	7.97	4.9	187	中越地方
2011	6	2	37° 01.05'	138° 42.30'	5.68	4.7	185	中越地方
2011	7	31	36° 54.19'	141° 13.28'	57.31	6.5	93	福島県沖
2011	8	19	37° 38.94'	141° 47.80'	51.15	6.5	190	福島県沖
2011	11	20	36° 42.64'	140° 35.29'	8.99	5.3	50	茨城県北部
2012	1	28	35° 29.35'	138° 58.62'	18.16	5.4	166	富士五湖地方
2012	3	14	35° 44.86'	140° 55.92'	15.08	6.1	66	千葉県東方沖
2013	9	20	37° 03.08'	140° 41.72'	16.69	5.9	89	福島県浜通り
2014	9	16	36° 05.62'	139° 51.84'	46.51	5.6	64	茨城県南部
2015	5	25	36° 03.26'	139° 38.32'	55.71	5.5	85	埼玉県北部
2015	9	12	35° 33.27'	139° 49.75'	56.64	5.2	102	東京湾

第 5.4.1 表 気象庁震度階級関連解説表（2009）（抜粋）

● 木造建物（住宅）の状況

震度階級	木造建物(住宅)	
	耐震性が高い	耐震性が低い
5弱	—	壁などに軽微なひび割れ・亀裂がみられることがある。
5強	—	壁などにひび割れ・亀裂がみられることがある。
6弱	壁などに軽微なひび割れ・亀裂がみられることがある。	壁などのひび割れ・亀裂が多くなる。 壁などに大きなひび割れ・亀裂が入ることがある。 瓦が落下したり、建物が傾いたりすることがある。倒れるものもある。
6強	壁などにひび割れ・亀裂がみられることがある。	壁などに大きなひび割れ・亀裂が入るものが多くなる。 傾くものや、倒れるものが多くなる。
7	壁などのひび割れ・亀裂が多くなる。 まれに傾くことがある。	傾くものや、倒れるものがさらに多くなる。

(注 1) 木造建物(住宅)の耐震性により2つに区分けした。耐震性は、建築年代の新しいものほど高い傾向があり、概ね昭和 56 年(1981 年)以前は耐震性が低く、昭和 57 年(1982 年)以降には耐震性が高い傾向がある。しかし、構法の違いや壁の配置などにより耐震性に幅があるため、必ずしも建築年代が古いというだけで耐震性の高低が決まるものではない。既存建築物の耐震性は、耐震診断により把握することができる。

(注 2) この表における木造の壁のひび割れ、亀裂、損壊は、土壁(割り竹下地)、モルタル仕上壁(ラス、金網下地を含む)を想定している。下地の弱い壁は、建物の変形が少ない状況でも、モルタル等が剥離し、落下しやすくなる。

(注 3) 木造建物の被害は、地震の際の地震動の周期や継続時間によって異なる。平成 20 年(2008 年)岩手・宮城内陸地震のように、震度に比べ建物被害が少ない事例もある。

● 鉄筋コンクリート造建物の状況

震度階級	鉄筋コンクリート造建物	
	耐震性が高い	耐震性が低い
5強	—	壁、梁(はり)、柱などの部材に、ひび割れ・亀裂が入ることがある。
6弱	壁、梁(はり)、柱などの部材に、ひび割れ・亀裂が入ることがある。	壁、梁(はり)、柱などの部材に、ひび割れ・亀裂が多くなる。
6強	壁、梁(はり)、柱などの部材に、ひび割れ・亀裂が多くなる。	壁、梁(はり)、柱などの部材に、斜めや X 状のひび割れ・亀裂がみられることがある。 1階あるいは中間階の柱が崩れ、倒れるものがある。
7	壁、梁(はり)、柱などの部材に、ひび割れ・亀裂がさらに多くなる。 1階あるいは中間階が変形し、まれに傾くものがある。	壁、梁(はり)、柱などの部材に、斜めや X 状のひび割れ・亀裂が多くなる。 1階あるいは中間階の柱が崩れ、倒れるものが多くなる。

(注 1) 鉄筋コンクリート造建物では、建築年代の新しいものほど耐震性が高い傾向があり、概ね昭和 56 年(1981 年)以前は耐震性が低く、昭和 57 年(1982 年)以降は耐震性が高い傾向がある。しかし、構造形式や平面的、立面的な耐震壁の配置により耐震性に幅があるため、必ずしも建築年代が古いというだけで耐震性の高低が決まるものではない。既存建築物の耐震性は、耐震診断により把握することができる。

(注 2) 鉄筋コンクリート造建物は、建物の主体構造に影響を受けていない場合でも、軽微なひび割れがみられることがある。

第 5.5.1 表 敷地地盤で観測された主な地震

No.	発震日時 地名又は地震名	震央位置 北緯 東経	マグニ チュード M	震源 深さ (km)	震央 距離 (km)	気象庁震度階級 (茨城県、抜粋)
1	2011年3月11日14:46 東北地方太平洋沖地震 の本震	38° 06.21' 142° 51.66'	9.0*	23.74	290	6強：日立市助川小学校、日立市十王町友部、高萩市本町、笠間市中央、常陸大宮市北町、那珂市瓜連、小美玉市上玉里、筑西市舟生、鉾田市当間 6弱：水戸市金町、水戸市千波町、水戸市中央、水戸市内原町(旧)、日立市役所、常陸太田市高柿町(旧)、高萩市安良川、北茨城市磯原町、笠間市石井(旧)、笠間市下郷、ひたちなか市南神敷台、ひたちなか市東石川、茨城町小堤、東海村東海(旧)、常陸大宮市中富町、常陸大宮市野口、常陸大宮市山方、那珂市福田、城里町石塚(旧)、城里町阿波山(旧)、小美玉市小川、小美玉市堅倉、土浦市常名、土浦市下高津、石岡市柿岡、石岡市石岡、取手市井野、つくば市天王台、つくば市蒔間、茨城鹿嶋市鉢形、茨城鹿嶋市宮中、潮来市辻、美浦村受領、坂東市山、稲敷市役所、稲敷市結佐、筑西市門井、かすみがうら市上土田、行方市麻生(旧)、行方市山田、行方市玉造、桜川市岩瀬、桜川市真壁、鉾田市鉢田、鉾田市造谷、鉾田市汲上、常総市新石下、つくばみらい市加藤 5強：常陸太田市町屋町、常陸太田市町田町、常陸太田市大中町、大洗町磯浜町、大子町池田、常陸大宮市高部、常陸大宮市上小瀬、城里町徳蔵、土浦市藤沢、茨城古河市下大野、茨城古河市仁連、石岡市八郷、結城市結城、龍ヶ崎市寺後、下妻市本城町、下妻市鬼怒、取手市寺田、取手市藤代、牛久市中央、つくば市小荃、阿見町中央、河内町源清田、八千代町菅谷、五霞町小福田、境町旭町、守谷市大柏、坂東市岩井、坂東市馬立、坂東市役所、稲敷市江戸崎甲、稲敷市柴崎、筑西市下中山、筑西市海老ヶ島、かすみがうら市大和田、神栖市溝口、神栖市波崎、桜川市羽田、つくばみらい市福田 5弱：茨城古河市長谷町、利根町布川
2	2011年3月11日15:15 東北地方太平洋沖地震 の余震	36° 07.25' 141° 15.15'	7.6	42.70	65	6強：鉾田市当間 6弱：神栖市溝口、鉾田市鉢田 5強：水戸市金町、水戸市千波町、水戸市中央、日立市助川小学校、笠間市中央、東海村東海(旧)、那珂市瓜連、城里町石塚(旧)、城里町阿波山(旧)、小美玉市小川、土浦市常名、土浦市下高津、茨城鹿嶋市鉢形、茨城鹿嶋市宮中、潮来市辻、稲敷市須賀津、稲敷市結佐、筑西市舟生、神栖市波崎、行方市麻生(旧)、行方市玉造、鉾田市造谷、つくばみらい市福田 5弱：水戸市内原町(旧)、日立市役所、高萩市安良川、笠間市石井(旧)、笠間市下郷、ひたちなか市東石川、大洗町磯浜町、常陸大宮市北町、常陸大宮市野口、小美玉市堅倉、土浦市藤沢、茨城古河市下大野、石岡市柿岡、石岡市八郷、結城市結城、下妻市本城町、取手市寺田、取手市井野、牛久市中央、つくば市天王台、つくば市蒔間、つくば市小荃、阿見町中央、河内町源清田、八千代町菅谷、利根町布川、坂東市山、稲敷市江戸崎甲、稲敷市柴崎、筑西市下中山、筑西市海老ヶ島、筑西市門井、かすみがうら市上土田、かすみがうら市大和田、桜川市岩瀬、桜川市真壁、桜川市羽田
3	2011年4月11日17:16 福島県浜通りの地震	36° 56.74' 140° 40.36'	7.0	6.42	77	6弱：鉾田市当間 5強：日立市助川小学校、高萩市安良川、北茨城市磯原町、小美玉市上玉里、筑西市舟生、かすみがうら市上土田、鉾田市鉢田、鉾田市汲上 5弱：水戸市千波町、水戸市中央、日立市役所、日立市十王町友部、高萩市本町、笠間市中央、ひたちなか市南神敷台、ひたちなか市東石川、茨城町小堤、大子町池田、常陸大宮市北町、常陸大宮市野口、那珂市福田、那珂市瓜連、城里町石塚(旧)、城里町阿波山(旧)、小美玉市小川、小美玉市堅倉、土浦市常名、土浦市下高津、土浦市藤沢、石岡市柿岡、石岡市石岡、石岡市八郷、つくば市天王台、つくば市蒔間、阿見町中央、坂東市馬立、坂東市山、稲敷市役所、行方市山田、常総市新石下、つくばみらい市加藤

地震震元及び震度は気象庁による。
※はモーメントマグニチュードMw

第 5.5.2 表 敷地の地盤構造モデル (浅部)

上面 T. P. (m)	上面 G. L. (m)	層厚 (m)	密度 (g/cm ³)	水平成分			鉛直成分						
				S波速度 ^{※1} (m/s)	減衰定数 ^{※1、2}		P波速度 ^{※1} (m/s)	減衰定数 ^{※1、2}					
					h_0	α		h_0	α				
37.1	0.0	1.0	1.33	153 (151, 148)	0.565 (0.641, 0.547)	0.734 (0.266, 0.344)	819 (740)	0.250 (0.484)	1.194 (0.188)				
36.1	-1.0	2.3	1.33	149 (147, 137)			787 (712)						
33.8	-3.3	5.4	1.92	334 (282, 302)	0.726 (0.188, 0.266)	1.125 (0.297, 0.438)	761 (744)	0.918 (0.531)	0.744 (0.344)				
28.4	-8.7	1.5	1.74	300 (240, 240)			940 (1105)						
26.9	-10.2	6.2	1.84	439 (434, 404)			880 (938)						
20.7	-16.4	1.9	1.79	447 (451, 513)			1239 (1227)						
18.8	-18.3	2.6	1.78	415 (391, 480)			1020 (1127)						
16.2	-20.9	5.7	2.02	527 (500, 538)			1118 (1522)						
10.5	-26.6	3.4	1.86	411 (363, 344)			1354 (1284)						
7.1	-30.0	2.0	1.86	411 (450, 382)	1354 (1645)	0.156 (0.078, 0.125)	1.347 (0.922, 0.844)	0.922 (0.563)	1.094 (0.922)				
5.1	-32.0	7.3	1.86	448 (450, 382)	1435 (1645)								
-2.2	-39.3	1.1	1.89	387 (364, 352)	1696 (1444)								
-3.3	-40.4	25.5	1.84	372 (298, 355)	1633 (1856)								
-28.8	-65.9	6.3	1.81	383 (411, 354)	1595 (1495)								
-35.1	-72.2	12.4	1.92	398 (450, 514)	1768 (1884)								
-47.5	-84.6	1.4	2.05	514 (414, 586)	1664 (1490)								
-48.9	-86.0	5.1	1.97	482 (549, 438)	1735 (1589)								
-54.0	-91.1	2.9	1.79	452 (442, 509)	1668 (1708)					0.064 (0.063, 0.063)	0.859 (0.797, 0.703)	0.667 (0.297)	1.719 (0.953)
-56.9	-94.0	1.0	1.79	452 (558, 485)	1668 (1656)								
-57.9	-95.0	42.1	1.79	501 (558, 485)	1670 (1656)								
-100.0	-137.1	23.6	1.82	609 (583, 593)	1928 (1771)								
-123.6	-160.7	11.8	1.81	663 (669, 535)	1978 (2090)								
-135.4	-172.5	1.5	1.98	1010 (1010, 1010)	2170 (2170)								
-136.9	-174.0	10.9	1.98	1010 (1010, 1010)	2170 (2170)								
-147.8	-184.9	40.2	2.00	1000 (1000, 1000)	2250 (2250)								
-188.0	-225.1	24.9	1.85	1080 (1080, 1080)	2260 (2260)								
-212.9	-250.0	∞	1.85	1080 (1080, 1080)	2260 (2260)								

※1 括弧内の数値は2011年東北地方太平洋沖地震の本震の解析に使用。なお、水平成分の左側はNS成分を、右側はEW成分を示す。

※2 $h=h_0 \times f^{-\alpha}$ ここでfは周波数(Hz)

第 5.5.3 表 敷地の地盤構造モデル (深部)

上面 T. P. (km)	上面 G. L. (km)	層厚 (km)	密度 ^{※1} (g/cm ³)	水平成分		鉛直成分			
				S波速度 (km/s)	減衰定数 ^{※2}		P波速度 ^{※3} (km/s)	減衰定数 ^{※2}	
					Qs	hs		Qp	hp
0.037	0.000	0.173	—	—	—	—	—	—	
-0.135	-0.173	0.100	1.98	1.010	100	0.005	2.170	100	0.005
-0.235	-0.273	0.350	2.11	1.186			2.590		
-0.585	-0.623	0.670	2.44	2.086			4.100		
-1.255	-1.293	2.708	2.68	3.052	$110 \times f^{0.69}$	$0.0045 \times f^{-0.69}$	5.750	$110 \times f^{0.69}$	$0.0045 \times f^{-0.69}$
-3.963	-4.000	11.900	2.70	3.600			5.960		
-15.863	-15.900	14.600	2.80	4.170			6.810		
-30.463	-30.500	∞	3.20	4.320			7.640		

※1 G. L. -0.273km~G. L. -4.000kmはLudwig *et al.* (1970)⁽⁴¹⁾、G. L. -4.000km以深はiasp91(Kennett *et al.* (1991)⁽⁴²⁾)を踏まえて設定

※2 fは周波数(Hz)、G. L. -1.293km以深は佐藤ほか(1994)⁽⁴³⁾を踏まえて設定

※3 G. L. -0.273km~G. L. -4.000kmはYoshimura *et al.* (1982)⁽⁴⁴⁾を踏まえて設定

第 5.6.1 表 検討用地震の選定に用いる内陸地殻内地震の諸元

地震名	長さ (km)	地震 規模 M	断層上 端深さ (km)	等価 震源距離 (km)	補正 係数 ^{※2}
818年関東諸国の地震	—	7.5	—	101	—
関谷断層	40	7.5	5	103	—
深谷断層帯・綾瀬川断層	103	8.2	5	115	—
関口—米平リニアメント	6	6.8 ^{※1}	3	49	考慮
豎破山リニアメント	4	6.8 ^{※1}	3	45	考慮
宮田町リニアメント	1	6.8 ^{※1}	3	42	考慮
吾国山断層	6	6.8 ^{※1}	5	35	—
F8断層	26	7.2	5	36	—
F11断層	5	6.8 ^{※1}	3	60	考慮
F16断層	26	7.2	5	39	—
A—1背斜	19	7.0	5	31	—
棚倉破碎帯西縁断層～ 同東縁付近の推定活断層	42	7.5	3	55	考慮
F1断層～北方陸域の断層～ 塩ノ平地震断層	58	7.8	3	56	考慮
F3断層～F4断層	17	6.9	5	12	—

※1 長さの短い断層については、地震規模をM6.8として評価

※2 福島県と茨城県の県境付近で発生した内陸地殻内地震による補正係数

第 5.6.2 表 検討用地震の選定に用いるプレート間地震の諸元

年月日	地名 (地震名)	地震 規模 M	等価 震源距離 (km)	補正 係数
1677.11.4	磐城・常陸・安房・上総・下総 の地震	8.0	161	考慮 ^{※3}
1703.12.31	元禄地震	8.05	192	—
1896.1.9	鹿島灘の地震	7.3	68	考慮 ^{※2}
1923.9.1	関東大地震	7.9	169	—
1930.6.1	那珂川下流域の地震	6.5	57	考慮 ^{※3}
1938.5.23	塩屋崎沖の地震	7.0	78	考慮 ^{※3}
1938.9.22	鹿島灘の地震	6.5	70	考慮 ^{※2}
1938.11.5	福島県東方沖の地震	7.5	151	考慮 ^{※3}
2011.3.11	2011年東北地方太平洋沖地震 の本震 ^{※1}	9.0(Mw)	—	—
2011.3.11	2011年東北地方太平洋沖地震 の余震 ^{※1}	7.6	—	—
—	茨城県南部の地震 (中央防災会議(2013))	7.3	62	—
—	茨城県沖の地震 (地震調査研究推進本部(2012a))	7.6	81	考慮 ^{※2}

※1 観測記録より求めた解放基盤波を用いる

※2 鹿島灘付近で発生した太平洋プレート間地震による補正係数

※3 鹿島灘付近で発生した地震を除く太平洋プレート間地震による補正係数

第 5.6.3 表 検討用地震の選定に用いる海洋プレート内地震の諸元

年月日	地名 (地震名)	地震 規模 M	等価 震源距離 (km)	補正 係数 ^{※1}
1895. 1.18	霞ヶ浦付近の地震	7.2	52	考慮
1921.12. 8	茨城県龍ヶ崎付近の地震	7.0	63	考慮
—	茨城県南部の地震 (中央防災会議(2004))	7.3	52	考慮
—	茨城県南部の地震 (中央防災会議(2013))	7.3	57	考慮
—	震源断層を予め特定しにくい地震(陸域) (地震調査研究推進本部(2009a))	7.1	89	考慮
—	震源断層を予め特定しにくい地震(海域) (地震調査研究推進本部(2009a))	7.3	81	考慮
—	海溝寄りのプレート内地震 (地震調査研究推進本部(2009a))	8.2	164	—

※1 陸域寄りで発生した海洋プレート内地震による補正係数

第 5.6.4 表 F1 断層～北方陸域の断層～塩ノ平地震断層による地震の
断層パラメータ（基本震源モデル）

項目	設定値			設定方法	
	全体	北部	南部		
断層上端長さ(km) 断層下端長さ(km)	57.7 54.2	21.8 20.1	35.9 34.1	活断層調査結果による位置を基に設定	
断層傾斜角(°)	60(西傾斜)	60(西傾斜)	60(西傾斜)	活断層調査結果に基づき設定	
断層上端深さ(km) 断層下端深さ(km)	3 18	3 18	3 18	微小地震の発生及び地下構造から設定	
断層幅W(km)	17.3	17.3	17.3	地震発生層と断層傾斜角から設定	
断層面積S(km ²)	967.9	362.4	605.5	断層面より算定	
破壊伝播様式	同心円状	同心円状	同心円状	-	
地震モーメントM ₀ (N・m)	5.21E+19	1.65E+19	3.56E+19	$M_0=[S/(4.24 \times 10^{-11})]^2/10^7$ 全体の地震モーメントを断層面積の1.5乗比で分配	
剛性率(N/m ²)	3.50E+10	3.50E+10	3.50E+10	$\mu = \rho \beta^2$, $\rho = 2.7 \text{ g/cm}^3$, $\beta = 3.6 \text{ km/s}$ (β は敷地周辺を対象にした地震波速度トモグラフィ、 ρ は地震調査研究推進本部(2009a)の「全国1次地下構造モデル(暫定版)」を参考に設定)	
平均すべり量D(cm)	153.9	130.1	168.1	$D = M_0 / (\mu S)$	
平均応力降下量 $\Delta \sigma$ (MPa)	3.1	3.1	3.1	Fujii and Matsu'ura(2000) ⁽⁴⁵⁾ による	
破壊伝播速度V _r (km/s)	2.59	2.59	2.59	$V_r = 0.72 \beta$ (Geller(1976) ⁽⁴⁶⁾ による)	
短周期レベルA(N・m/s ²)(参考)	1.98E+19	-	-	$A = 2.46 \times 10^{10} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3}$	
アスベリテイ	面積S _a (km ²)	212.9	79.7	133.2	$S_a = 0.22 S$
	平均すべり量D _a (cm)	307.7	260.1	336.2	$D_a = 2D$
	地震モーメントM _{0a} (N・m)	2.29E+19	7.26E+18	1.57E+19	$M_{0a} = \mu S_a D_a$
	応力降下量 $\Delta \sigma_a$ (MPa)	14.09	14.09	14.09	$\Delta \sigma_a = \Delta \sigma \times S / S_a$
	短周期レベルA(N・m/s ²)(参考)	1.89E+19	1.16E+19	1.49E+19	$A = 4 \pi r_a \Delta \sigma_a \beta^2$
背景領域	面積S _b (km ²)	755.0	282.7	472.3	$S_b = S - S_a$
	平均すべり量D _b (cm)	110.5	93.4	120.7	$D_b = M_{0b} / (\mu S_b)$
	地震モーメントM _{0b} (N・m)	2.92E+19	9.24E+18	1.99E+19	$M_{0b} = M_0 - M_{0a}$
	実効応力 $\Delta \sigma_b$ (MPa)	2.82	2.82	2.82	$\Delta \sigma_b = 0.2 \Delta \sigma_a$

第 5.6.5 表 F1 断層～北方陸域の断層～塩ノ平地震断層による地震の
検討ケース

ケース名	断層 長さ (km)	断層 上端 深さ (km)	断層 下端 深さ (km)	断層 幅 (km)	断層 傾斜角 (°)	アスペリティ位置	破壊 開始点	短周期 レベル
基本震源モデル	58	3	18	17.3	60 (西傾斜)	断層端部から 1マス空けて配置	複数設定し影響の大きい 破壊開始点を選定	平均
短周期レベルの 不確かさを考慮	58	3	18	17.3	60 (西傾斜)	断層端部から 1マス空けて配置	基本震源モデルと 同様の位置に設定	基本震源 モデルの 1.5倍
断層傾斜角の 不確かさを考慮	58	3	18	21.2	45 (西傾斜)	断層端部から 1マス空けて配置	基本震源モデルと 同様の位置に設定	平均
アスペリティ位置の 不確かさを考慮	58	3	18	17.3	60 (西傾斜)	敷地により近くなるよう に断層端部に配置	基本震源モデルと 同様の位置に設定	平均

※ 応答スペクトルに基づく手法における基本震源モデルと短周期レベルの不確かさを考慮したケースは共通

第 5.6.6 表(1) F1 断層～北方陸域の断層～塩ノ平地震断層による地震の
断層パラメータ (不確かさを考慮したケース：短周期レベル)

項目	設定値			設定方法	
	全体	北部	南部		
断層上端長さ(km) 断層下端長さ(km)	57.7 54.2	21.8 20.1	35.9 34.1	活断層調査結果による位置を基に設定	
断層傾斜角(°)	60(西傾斜)	60(西傾斜)	60(西傾斜)	活断層調査結果に基づき設定	
断層上端深さ(km) 断層下端深さ(km)	3 18	3 18	3 18	微小地震の発生及び地下構造から設定	
断層幅W(km)	17.3	17.3	17.3	地震発生層と断層傾斜角から設定	
断層面積S(km ²)	967.9	362.4	605.5	断層面より算定	
破壊伝播様式	同心円状	同心円状	同心円状	—	
地震モーメントM ₀ (N・m)	5.21E+19	1.65E+19	3.56E+19	$M_0=[S/(4.24 \times 10^{-11})]^2/10^7$ 全体の地震モーメントを断層面積の1.5乗 比で分配	
剛性率(N/m ²)	3.50E+10	3.50E+10	3.50E+10	$\mu = \rho \beta^2$, $\rho = 2.7\text{g/cm}^3$, $\beta = 3.6\text{km/s}$ (β は敷地周辺を対象にした地震波速度 トモグラフィ, ρ は地震調査研究推進本 部(2009a)の「全国1次地下構造モデル (暫定版)」を参考に設定)	
平均すべり量D(cm)	153.9	130.1	168.1	$D=M_0/(\mu S)$	
平均応力降下量 $\Delta \sigma$ (MPa)	3.1	3.1	3.1	Fujii and Matsu'ura(2000)による	
破壊伝播速度Vr(km/s)	2.59	2.59	2.59	$Vr=0.72\beta$ (Geller(1976)による)	
短周期レベルA(N・m/s ²)(参考)	1.98E+19	—	—	$A=2.46 \times 10^{10} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3}$	
ア ス ペ リ テ ィ	面積S _a (km ²)	212.9	79.7	133.2	$S_a=0.22S$
	平均すべり量D _a (cm)	307.7	260.1	336.2	$D_a=2D$
	地震モーメントM _{0a} (N・m)	2.29E+19	7.26E+18	1.57E+19	$M_{0a}=\mu S_a D_a$
	応力降下量 $\Delta \sigma_a$ (MPa)	21.14	21.14	21.14	$\Delta \sigma_a = \Delta \sigma \times S/S_a \times 1.5$
	短周期レベルA(N・m/s ²)(参考)	2.83E+19	1.73E+19	2.24E+19	$A=4\pi r_a \Delta \sigma_a \beta^2$
背 景 領 域	面積S _b (km ²)	755.0	282.7	472.3	$S_b=S-S_a$
	平均すべり量D _b (cm)	110.5	93.4	120.7	$D_b=M_{0b}/(\mu S_b)$
	地震モーメントM _{0b} (N・m)	2.92E+19	9.24E+18	1.99E+19	$M_{0b}=M_0-M_{0a}$
	実効応力 $\Delta \sigma_b$ (MPa)	4.23	4.23	4.23	$\Delta \sigma_b=0.2\Delta \sigma_a$

第 5.6.6 表(2) F1 断層～北方陸域の断層～塩ノ平地震断層による地震の
断層パラメータ (不確かさを考慮したケース：断層傾斜角)

項目	設定値			設定方法	
	全体	北部	南部		
断層上端長さ(km) 断層下端長さ(km)	57.1 51.1	21.5 18.5	35.6 32.6	活断層調査結果による位置を基に設定	
断層傾斜角(°)	45(西傾斜)	45(西傾斜)	45(西傾斜)	活断層調査結果の不確かさなどを踏まえ設定	
断層上端深さ(km) 断層下端深さ(km)	3 18	3 18	3 18	微小地震の発生及び地下構造から設定	
断層幅W(km)	21.2	21.2	21.2	地震発生層と断層傾斜角から設定	
断層面積S(km ²)	1146.9	424.0	722.9	断層面より算定	
破壊伝播様式	同心円状	同心円状	同心円状	—	
地震モーメントM ₀ (N・m)	7.32E+19	2.27E+19	5.05E+19	$M_0=[S/(4.24 \times 10^{-11})]^2/10^7$ 全体の地震モーメントを断層面積の1.5乗比で分配	
剛性率(N/m ²)	3.50E+10	3.50E+10	3.50E+10	$\mu = \rho \beta^2$, $\rho = 2.7\text{g/cm}^3$, $\beta = 3.6\text{km/s}$ (β は敷地周辺を対象にした地震波速度トモグラフィ, ρ は地震調査研究推進本部(2009a)の「全国1次地下構造モデル(暫定版)」を参考に設定)	
平均すべり量D(cm)	182.3	152.9	199.6	$D=M_0/(\mu S)$	
平均応力降下量 $\Delta \sigma$ (MPa)	3.1	3.1	3.1	Fujii and Matsu'ura(2000)による	
破壊伝播速度Vr(km/s)	2.59	2.59	2.59	$Vr=0.72 \beta$ (Geller(1976)による)	
短周期レベルA(N・m/s ²)(参考)	2.22E+19	—	—	$A=2.46 \times 10^{10} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3}$	
アスペリティ	面積S _a (km ²)	252.3	93.3	159.0	$S_a=0.22S$
	平均すべり量D _a (cm)	364.6	305.7	399.2	$D_a=2D$
	地震モーメントM _{0a} (N・m)	3.22E+19	9.98E+18	2.22E+19	$M_{0a}=\mu S_a D_a$
	応力降下量 $\Delta \sigma_a$ (MPa)	14.09	14.09	14.09	$\Delta \sigma_a = \Delta \sigma \times S/S_a$
	短周期レベルA(N・m/s ²)(参考)	2.06E+19	1.25E+19	1.63E+19	$A=4 \pi r_a \Delta \sigma_a \beta^2$
背景領域	面積S _b (km ²)	894.6	330.7	563.9	$S_b=S-S_a$
	平均すべり量D _b (cm)	130.9	109.7	143.3	$D_b=M_{0b}/(\mu S_b)$
	地震モーメントM _{0b} (N・m)	4.10E+19	1.27E+19	2.83E+19	$M_{0b}=M_0-M_{0a}$
	実効応力 $\Delta \sigma_b$ (MPa)	2.82	2.82	2.82	$\Delta \sigma_b=0.2 \Delta \sigma_a$

第 5.6.6 表(3) F1 断層～北方陸域の断層～塩ノ平地震断層による地震の
断層パラメータ (不確かさを考慮したケース：アスペリティ位置)

項目	設定値			設定方法	
	全体	北部	南部		
断層上端長さ(km) 断層下端長さ(km)	57.7 54.2	21.8 20.1	35.9 34.1	活断層調査結果による位置を基に設定	
断層傾斜角(°)	60(西傾斜)	60(西傾斜)	60(西傾斜)	活断層調査結果に基づき設定	
断層上端深さ(km) 断層下端深さ(km)	3 18	3 18	3 18	微小地震の発生及び地下構造から設定	
断層幅W(km)	17.3	17.3	17.3	地震発生層と断層傾斜角から設定	
断層面積S(km ²)	967.9	362.4	605.5	断層面より算定	
破壊伝播様式	同心円状	同心円状	同心円状	—	
地震モーメントM ₀ (N・m)	5.21E+19	1.65E+19	3.56E+19	$M_0=[S/(4.24 \times 10^{-11})]^2/10^7$ 全体の地震モーメントを断層面積の1.5乗 比で分配	
剛性率(N/m ²)	3.50E+10	3.50E+10	3.50E+10	$\mu = \rho \beta^2$, $\rho = 2.7\text{g/cm}^3$, $\beta = 3.6\text{km/s}$ (β は敷地周辺を対象にした地震波速度 トモグラフィ, ρ は地震調査研究推進本 部(2009a)の「全国1次地下構造モデル (暫定版)」を参考に設定)	
平均すべり量D(cm)	153.9	130.1	168.1	$D=M_0/(\mu S)$	
平均応力降下量 $\Delta \sigma$ (MPa)	3.1	3.1	3.1	Fujii and Matsu'ura(2000)による	
破壊伝播速度Vr(km/s)	2.59	2.59	2.59	$Vr=0.72 \beta$ (Geller(1976)による)	
短周期レベルA(N・m/s ²)(参考)	1.98E+19	—	—	$A=2.46 \times 10^{10} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3}$	
ア ス ペ リ テ イ	面積S _a (km ²)	212.9	79.7	133.2	$S_a=0.22S$
	平均すべり量D _a (cm)	307.7	260.1	336.2	$D_a=2D$
	地震モーメントM _{0a} (N・m)	2.29E+19	7.26E+18	1.57E+19	$M_{0a}=\mu S_a D_a$
	応力降下量 $\Delta \sigma_a$ (MPa)	14.09	14.09	14.09	$\Delta \sigma_a = \Delta \sigma \times S/S_a$
	短周期レベルA(N・m/s ²)(参考)	1.89E+19	1.16E+19	1.49E+19	$A=4 \pi r_a \Delta \sigma_a \beta^2$
背 景 領 域	面積S _b (km ²)	755.0	282.7	472.3	$S_b=S-S_a$
	平均すべり量D _b (cm)	110.5	93.4	120.7	$D_b=M_{0b}/(\mu S_b)$
	地震モーメントM _{0b} (N・m)	2.92E+19	9.24E+18	1.99E+19	$M_{0b}=M_0-M_{0a}$
	実効応力 $\Delta \sigma_b$ (MPa)	2.82	2.82	2.82	$\Delta \sigma_b=0.2 \Delta \sigma_a$

第 5.6.7 表 F1 断層～北方陸域の断層～塩ノ平地震断層による地震の
地震動評価に用いる要素地震の諸元

項目		設定値
発生日時		2011 年 4 月 14 日 7 時 35 分
気象庁マグニチュード		5.1
震央位置	東経 (°)	140.57
	北緯 (°)	36.78
震源深さ (km)		8.8
走向 (°) ※		155 ; 314
傾斜 (°) ※		63 ; 29
すべり角 (°) ※		-80 ; -109
地震モーメント (N・m) ※		2.41×10^{16}
コーナー周波数 (Hz)		1.2
応力降下量 (MPa)		7.54

※ F-netによる

第 5.6.8 表 F3 断層～F4 断層による地震の断層パラメータ
(基本震源モデル)

項目	設定値	設定方法	
断層上端長さ(km) 断層下端長さ(km)	21.4 27.5	活断層調査結果による位置を基に、断層面積を踏まえて設定	
断層傾斜角(°)	60(西傾斜)	活断層調査結果に基づき設定	
断層上端深さ(km) 断層下端深さ(km)	5 18	微小地震の発生及び地下構造から設定	
断層幅W(km)	15.0	地震発生層と断層傾斜角から設定	
断層面積S(km ²)	367.3	$M_0=[S/(4.24 \times 10^{-11})]^2/10^7$	
破壊伝播様式	同心円状	—	
地震モーメントM ₀ (N・m)	7.50E+18	与条件として設定	
剛性率(N/m ²)	3.50E+10	$\mu = \rho \beta^2$, $\rho = 2.7\text{g/cm}^3$, $\beta = 3.6\text{km/s}$ (β は敷地周辺を対象にした地震波速度トモグラフィ, ρ は地震調査研究推進本部(2009a)の「全国1次地下構造モデル(暫定版)」を参考に設定)	
平均すべり量D(cm)	58.4	$D=M_0/(\mu S)$	
平均応力降下量 $\Delta \sigma$ (MPa)	2.6	$\Delta \sigma=(7/16)(M_0/R^3)$	
破壊伝播速度Vr(km/s)	2.59	$Vr=0.72 \beta$ (Geller(1976)による)	
短周期レベルA(N・m/s ²)	1.04E+19	$A=2.46 \times 10^{10} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3}$	
高周波遮断振動数 f_{\max} (Hz)	6	活断層による地震に関する強震動予測レシピ	
アスペリテイ	面積S _a (km ²)	71.4	$S_a = \pi r_a^2$, $r_a=(7 \pi M_0 \beta^2)/(4AR)$
	平均すべり量D _a (cm)	116.8	$D_a=2D$
	地震モーメントM _{0a} (N・m)	2.92E+18	$M_{0a} = \mu S_a D_a$
	応力降下量 $\Delta \sigma_a$ (MPa)	13.4	$\Delta \sigma_a=(7/16)M_0/(r_a^2 R)$
	短周期レベルA(N・m/s ²)(参考)	1.04E+19	$A=4 \pi r_a \Delta \sigma_a \beta^2$
背景領域	面積S _b (km ²)	295.9	$S_b=S-S_a$
	平均すべり量D _b (cm)	44.3	$D_b=M_{0b}/(\mu S_b)$
	地震モーメントM _{0b} (N・m)	4.59E+18	$M_{0b}=M_0-M_{0a}$
	実効応力 $\Delta \sigma_b$ (MPa)	2.67	$\Delta \sigma_b=0.2 \Delta \sigma_a$

第 5.6.9 表 F3 断層～F4 断層による地震の検討ケース

ケース名	断層面積 (km ²)	断層 上端 深さ (km)	断層 下端 深さ (km)	断層 幅 (km)	断層 傾斜角 (°)	アスペリティ位置	破壊 開始点	短周期 レベル
基本震源モデル	367.3	5	18	15	60 (西傾斜)	F3断層部の 敷地近傍に配置	複数設定し影響の大きい 破壊開始点を選定	平均
短周期レベルの 不確かさを考慮	367.3	5	18	15	60 (西傾斜)	F3断層部の 敷地近傍に配置	複数設定し影響の大きい 破壊開始点を選定	基本震源 モデルの 1.5倍
断層傾斜角の 不確かさを考慮	522.1	5	18	18.4	45 (西傾斜)	F3断層部の 敷地近傍に配置	複数設定し影響の大きい 破壊開始点を選定	平均
アスペリティ位置の 不確かさを考慮	367.3	5	18	15	60 (西傾斜)	F4断層部を 含む位置に配置	複数設定し影響の大きい 破壊開始点を選定	平均

※ 応答スペクトルに基づく手法における基本震源モデルと短周期レベルの不確かさを考慮したケースは共通

第 5.6.10 表(1) F3 断層～F4 断層による地震の断層パラメータ
(不確かさを考慮したケース：短周期レベル)

項目	設定値	設定方法	
断層上端長さ(km) 断層下端長さ(km)	21.4 27.5	活断層調査結果による位置を基に、断層面積を踏まえて設定	
断層傾斜角(°)	60(西傾斜)	活断層調査結果に基づき設定	
断層上端深さ(km) 断層下端深さ(km)	5 18	微小地震の発生及び地下構造から設定	
断層幅W(km)	15.0	地震発生層と断層傾斜角から設定	
断層面積S(km ²)	367.3	$M_0 = [S / (4.24 \times 10^{-11})]^2 / 10^7$	
破壊伝播様式	同心円状	—	
地震モーメントM ₀ (N・m)	7.50E+18	与条件として設定	
剛性率(N/m ²)	3.50E+10	$\mu = \rho \beta^2$, $\rho = 2.7\text{g/cm}^3$, $\beta = 3.6\text{km/s}$ (β は敷地周辺を対象にした地震波速度トモグラフィ、 ρ は地震調査研究推進本部(2009a)の「全国1次地下構造モデル(暫定版)」を参考に設定)	
平均すべり量D(cm)	58.4	$D = M_0 / (\mu S)$	
平均応力降下量 $\Delta \sigma$ (MPa)	2.6	$\Delta \sigma = (7/16)(M_0/R^3)$	
破壊伝播速度Vr(km/s)	2.59	$Vr = 0.72 \beta$ (Geller(1976)による)	
短周期レベルA(N・m/s ²)	1.04E+19	$A = 2.46 \times 10^{10} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3}$	
高周波遮断振動数f _{max} (Hz)	6	活断層による地震に関する強震動予測レシピ	
アスペリティ	面積S _a (km ²)	71.4	$S_a = \pi r_a^2$, $r_a = (7 \pi M_0 \beta^2) / (4AR)$
	平均すべり量D _a (cm)	116.8	$D_a = 2D$
	地震モーメントM _{0a} (N・m)	2.92E+18	$M_{0a} = \mu S_a D_a$
	応力降下量 $\Delta \sigma_a$ (MPa)	20.1	$\Delta \sigma_a = (7/16)M_0 / (r_a^2 R) \times 1.5$
	短周期レベルA(N・m/s ²) (参考)	1.56E+19	$A = 4 \pi r_a \Delta \sigma_a \beta^2$
背景領域	面積S _b (km ²)	295.9	$S_b = S - S_a$
	平均すべり量D _b (cm)	44.3	$D_b = M_{0b} / (\mu S_b)$
	地震モーメントM _{0b} (N・m)	4.59E+18	$M_{0b} = M_0 - M_{0a}$
	実効応力 $\Delta \sigma_b$ (MPa)	4.01	$\Delta \sigma_b = 0.2 \Delta \sigma_a$

第 5.6.10 表(2) F3 断層～F4 断層による地震の断層パラメータ
(不確かさを考慮したケース：断層傾斜角)

項目	設定値	設定方法	
断層上端長さ(km) 断層下端長さ(km)	23.1 33.6	基本震源モデルを基に、断層傾斜角等を踏まえて設定	
断層傾斜角(°)	45(西傾斜)	活断層調査結果に基づき設定	
断層上端深さ(km) 断層下端深さ(km)	5 18	微小地震の発生及び地下構造から設定	
断層幅W(km)	18.4	地震発生層と断層傾斜角から設定	
断層面積S(km ²)	522.1	断層面より算定	
破壊伝播様式	同心円状	—	
地震モーメントM ₀ (N・m)	1.52E+19	$M_0=[S/(4.24 \times 10^{-11})]^2/10^7$	
剛性率(N/m ²)	3.50E+10	$\mu = \rho \beta^2$, $\rho = 2.7\text{g/cm}^3$, $\beta = 3.6\text{km/s}$ (β は敷地周辺を対象にした地震波速度トモグラフィ、 ρ は地震調査研究推進本部(2009a)の「全国1次地下構造モデル(暫定版)」を参考に設定)	
平均すべり量D(cm)	83.0	$D=M_0/(\mu S)$	
平均応力降下量 $\Delta \sigma$ (MPa)	3.1	$\Delta \sigma = (7/16)(M_0/R^3)$	
破壊伝播速度Vr(km/s)	2.59	$Vr=0.72 \beta$ (Geller(1976)による)	
短周期レベルA(N・m/s ²)	1.31E+19	$A=2.46 \times 10^{10} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3}$	
高周波遮断振動数 f_{\max} (Hz)	6	活断層による地震に関する強震動予測レシピ	
アスペリティ	面積S _a (km ²)	128.2	$S_a = \pi r_a^2$, $r_a = (7 \pi M_0 \beta^2)/(4AR)$
	平均すべり量D _a (cm)	166.0	$D_a = 2D$
	地震モーメントM _{0a} (N・m)	7.45E+18	$M_{0a} = \mu S_a D_a$
	応力降下量 $\Delta \sigma_a$ (MPa)	12.6	$\Delta \sigma_a = (7/16)M_0/(r_a^2 R)$
	短周期レベルA(N・m/s ²) (参考)	1.31E+19	$A = 4 \pi r_a \Delta \sigma_a \beta^2$
背景領域	面積S _b (km ²)	393.9	$S_b = S - S_a$
	平均すべり量D _b (cm)	56.0	$D_b = M_{0b}/(\mu S_b)$
	地震モーメントM _{0b} (N・m)	7.71E+18	$M_{0b} = M_0 - M_{0a}$
	実効応力 $\Delta \sigma_b$ (MPa)	2.52	$\Delta \sigma_b = 0.2 \Delta \sigma_a$

第 5.6.10 表(3) F3 断層～F4 断層による地震の断層パラメータ
(不確かさを考慮したケース：アスペリティ位置)

項目	設定値	設定方法	
断層上端長さ(km) 断層下端長さ(km)	21.4 27.5	活断層調査結果による位置を基に、断層面積を踏まえて設定	
断層傾斜角(°)	60(西傾斜)	活断層調査結果に基づき設定	
断層上端深さ(km) 断層下端深さ(km)	5 18	微小地震の発生及び地下構造から設定	
断層幅W(km)	15.0	地震発生層と断層傾斜角から設定	
断層面積S(km ²)	367.3	$M_0=[S/(4.24 \times 10^{-11})]^2/10^7$	
破壊伝播様式	同心円状	—	
地震モーメントM ₀ (N・m)	7.50E+18	与条件として設定	
剛性率(N/m ²)	3.50E+10	$\mu = \rho \beta^2$, $\rho = 2.7\text{g/cm}^3$, $\beta = 3.6\text{km/s}$ (β は敷地周辺を対象にした地震波速度トモグラフィ, ρ は地震調査研究推進本部(2009a)の「全国1次地下構造モデル(暫定版)」を参考に設定)	
平均すべり量D(cm)	58.4	$D=M_0/(\mu S)$	
平均応力降下量 $\Delta \sigma$ (MPa)	2.6	$\Delta \sigma=(7/16)(M_0/R^3)$	
破壊伝播速度Vr(km/s)	2.59	$Vr=0.72 \beta$ (Geller(1976)による)	
短周期レベルA(N・m/s ²)	1.04E+19	$A=2.46 \times 10^{10} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3}$	
高周波遮断振動数 f_{\max} (Hz)	6	活断層による地震に関する強震動予測レシピ	
ア ス ペ リ テ ィ	面積S _a (km ²)	71.4	$S_a = \pi r_a^2$, $r_a = (7 \pi M_0 \beta^2)/(4AR)$
	平均すべり量D _a (cm)	116.8	$D_a = 2D$
	地震モーメントM _{0a} (N・m)	2.92E+18	$M_{0a} = \mu S_a D_a$
	応力降下量 $\Delta \sigma_a$ (MPa)	13.4	$\Delta \sigma_a = (7/16)M_{0a}/(r_a^2 R)$
	短周期レベルA(N・m/s ²)(参考)	1.04E+19	$A = 4 \pi r_a \Delta \sigma_a \beta^2$
背 景 領 域	面積S _b (km ²)	295.9	$S_b = S - S_a$
	平均すべり量D _b (cm)	44.3	$D_b = M_{0b}/(\mu S_b)$
	地震モーメントM _{0b} (N・m)	4.59E+18	$M_{0b} = M_0 - M_{0a}$
	実効応力 $\Delta \sigma_b$ (MPa)	2.67	$\Delta \sigma_b = 0.2 \Delta \sigma_a$

第 5.6.11 表 各距離減衰式の概要

距離減衰式	データベース 対象地域	地震タイプ	主なパラメータ	Mwの範囲	距離の範囲	地盤条件・種別
Kanno <i>et al.</i> (2006) ⁽⁴⁷⁾	主に国内	内陸 プレート間 プレート内	Mw、断層最短距離、 震源深さ、Vs30 ^{※1}	5.5～8.2	1～500km	100 < Vs30 < 1400m/s
Zhao <i>et al.</i> (2006) ⁽⁴⁸⁾			Mw、断層最短距離、 震源深さ	5.0～8.3	0.3～300km	Soft Soil ~ Hard Rock(Hard Rock Vs=2000m/s)
内山・翠川ほか (2006) ⁽⁴⁹⁾	日本周辺		Mw、断層最短距離、 震源深さ	5.5～8.3	300km以内	150 ≤ Vs30 ^{※1} ≤ 750m/s
片岡ほか (2006)	国内	内陸 海溝性	Mw、断層最短距離、 短周期レベル	陸: 4.9～6.9 海: 5.2～8.2	250km以内	I種、II種、III種地盤 及び工学的基盤
Abrahamson <i>et al.</i> (2014) ⁽⁵⁰⁾	国内外	内陸	Mw、断層最短距離、 Vs30 ^{※1} 、断層上端深さ	3.0～8.5	0～300km	180 ≤ Vs30 ^{※1} ≤ 1000m/s
Boore <i>et al.</i> (2014) ⁽⁵¹⁾	国内外	内陸	Mw、断層面の地表投影面 への最短距離、Vs30 ^{※1}	3.0～8.5(横ずれ、逆断層) 3.0～7.0(正断層)	0～400km	150 ≤ Vs30 ^{※1} ≤ 1500m/s
Campbell <i>et al.</i> (2014) ⁽⁵²⁾	国内外	内陸	Mw、断層最短距離、 Vs30 ^{※1} 、断層上端深さ	3.3～8.5(横ずれ断層) 3.3～8.0(逆断層) 3.3～7.5(正断層)	0～300km	150 ≤ Vs30 ^{※1} ≤ 1500m/s
Chiou <i>et al.</i> (2014) ⁽⁵³⁾	国内外	内陸	Mw、断層最短距離、 Vs30 ^{※1} 、断層上端深さ	3.5～8.5(横ずれ断層) 3.5～8.0(逆、正断層)	0～300km	180 ≤ Vs30 ^{※1} ≤ 1500m/s
Idriss (2014) ⁽⁵⁴⁾	国内外	内陸	Mw、断層最短距離、 Vs30 ^{※1}	5 ≤ Mw	≤ 150km	450 ≤ Vs30 ^{※1}

※1 Vs30: 表層地盤(地表からおよそ30mの深さまで)の平均S波速度

第 5.6.12 表 2011 年東北地方太平洋沖型地震の断層パラメータ
(基本震源モデル)

項目		設定値	設定方法	
走向	$\theta(^{\circ})$	200	F-net	
傾斜角1(東側)	$\delta_1(^{\circ})$	12	壇ほか(2005) ⁽⁵⁵⁾	
傾斜角2(西側)	$\delta_2(^{\circ})$	21	壇ほか(2005)	
すべり角	$\lambda(^{\circ})$	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(^{\circ})	38.1035	本震の震源位置(気象庁)	
基準点東経	E(^{\circ})	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	$h_u = H - w_1 \sin \delta_1$, $w_1 = 55$ km	
下端深さ	h_f (km)	68.9	$h_f = H + (100 - w_1) \sin \delta_1 + 100 \sin \delta_2$	
断層面積	S(km ²)	100000	$\log S = M - 4.0$, 佐藤(1989) ⁽⁵⁶⁾	
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	$\log M_0 = 1.5M_w + 9.1$, Hanks and Kanamori(1979) ⁽⁵⁷⁾	
モーメントマグニチュード	M_w	9.0	2011年東北地方太平洋沖地震	
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) ⁽⁵⁸⁾ (2005) ⁽⁵⁹⁾	
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)	
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	$A_a = (\sum A_{ai}^2)^{1/2} = 5^{1/2} A_{a1}$
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	$M_{0a1} = M_{0a} S_{a1}^{1.5} / \sum S_{ai}^{1.5} = M_{0a}/5$
	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	$\tau_{a1} = 0.5W_{a1}/V_r$, W_{a1} :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)	

第 5.6.13 表 2011 年東北地方太平洋沖型地震の検討ケース

ケース名	断層設定位置	地震規模	断層傾斜角(°)	SMGA位置	短周期レベル
基本震源モデル	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	12(東半分) 21(西半分)	過去の地震発生状況を踏まえ配置	当該地域で発生した過去の地震の短周期レベルに基づき設定
SMGA位置の不確かさを考慮	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	12(東半分) 21(西半分)	茨城県沖のSMGA位置を敷地近傍に配置	当該地域で発生した過去の地震の短周期レベルに基づき設定
短周期レベルの不確かさを考慮	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	12(東半分) 21(西半分)	過去の地震発生状況を踏まえ配置	基本震源モデルの1.5倍
SMGA位置と短周期レベルの不確かさの重畳を考慮	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	12(東半分) 21(西半分)	茨城県沖のSMGA位置を敷地近傍に配置	基本震源モデルの1.5倍

第 5.6.14 表(1) 2011 年東北地方太平洋沖型地震の断層パラメータ
(不確かさを考慮したケース: SMGA 位置)

項目		設定値	設定方法	
走向	$\theta(^{\circ})$	200	F-net	
傾斜角1(東側)	$\delta_1(^{\circ})$	12	壇ほか(2005)	
傾斜角2(西側)	$\delta_2(^{\circ})$	21	壇ほか(2005)	
すべり角	$\lambda(^{\circ})$	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(^{\circ})	38.1035	本震の震源位置(気象庁)	
基準点東経	E(^{\circ})	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_0 (km)	12.3	$h_0=H-w_1\sin\delta_1$, $w_1=55$ km	
下端深さ	h_1 (km)	68.9	$h_1=H+(100-w_1)\sin\delta_1+100\sin\delta_2$	
断層面積	S(km ²)	100000	$\log S=M-4.0$, 佐藤(1989)	
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	$\log M_0=1.5M_w+9.1$, Hanks and Kanamori (1979)	
モーメントマグニチュード	M_w	9.0	2011年東北地方太平洋沖地震	
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)	
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	$A_a=(\sum A_{ai}^2)^{1/2}=5^{1/2}A_{a1}$
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	$M_{0a1}=M_{0a}S_{a1}^{1.5}/\sum S_{ai}^{1.5}=M_{0a}/5$
	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	$\tau_{a1}=0.5W_{a1}/V_r$, W_{a1} :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)	

第 5.6.14 表(2) 2011 年東北地方太平洋沖型地震の断層パラメータ
(不確かさを考慮したケース：短周期レベル)

項目		設定値	設定方法	
走向	$\theta(^{\circ})$	200	F-net	
傾斜角1(東側)	$\delta_1(^{\circ})$	12	壇ほか(2005)	
傾斜角2(西側)	$\delta_2(^{\circ})$	21	壇ほか(2005)	
すべり角	$\lambda(^{\circ})$	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(^{\circ})	38.1035	本震の震源位置(気象庁)	
基準点東経	E(^{\circ})	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	$h_u = H - w_1 \sin \delta_1$, $w_1 = 55$ km	
下端深さ	h_d (km)	68.9	$h_d = H + (100 - w_1) \sin \delta_1 + 100 \sin \delta_2$	
断層面積	S(km ²)	100000	$\log S = M - 4.0$, 佐藤(1989)	
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	$\log M_0 = 1.5M_w + 9.1$, Hanks and Kanamori (1979)	
モーメントマグニチュード	M_w	9.0	2011年東北地方太平洋沖地震	
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)	
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	$\Delta \sigma_a = S/S_a \times \Delta \sigma \times 1.5$
	短周期レベル	A_a (N·m/s ²)	4.46E+20	$A_a = (\sum A_{ai}^2)^{1/2} = 5^{1/2} A_{a1}$
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	$M_{0a1} = M_{0a} S_{a1}^{1.5} / \sum S_{ai}^{1.5} = M_{0a}/5$
	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	$\tau_{a1} = 0.5W_{a1}/V_r$, W_{a1} : 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)	

第 5.6.14 表(3) 2011 年東北地方太平洋沖型地震の断層パラメータ
(不確かさを考慮したケース：SMGA 位置と短周期レベルの不確かさの重畳)

項目		設定値	設定方法	
走向	$\theta(^{\circ})$	200	F-net	
傾斜角1(東側)	$\delta_1(^{\circ})$	12	壇ほか(2005)	
傾斜角2(西側)	$\delta_2(^{\circ})$	21	壇ほか(2005)	
すべり角	$\lambda(^{\circ})$	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(^{\circ})	38.1035	本震の震源位置(気象庁)	
基準点東経	E(^{\circ})	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	$h_u = H - w_1 \sin \delta_1$, $w_1 = 55$ km	
下端深さ	h_d (km)	68.9	$h_d = H + (100 - w_1) \sin \delta_1 + 100 \sin \delta_2$	
断層面積	S(km ²)	100000	$\log S = M - 4.0$, 佐藤(1989)	
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	$\log M_0 = 1.5M_w + 9.1$, Hanks and Kanamori (1979)	
モーメントマグニチュード	M_w	9.0	2011年東北地方太平洋沖地震	
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)	
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	$\Delta \sigma_a = S/S_a \times \Delta \sigma \times 1.5$
	短周期レベル	A_a (N·m/s ²)	4.46E+20	$A_a = (\sum A_{ai}^2)^{1/2} = 5^{1/2} A_{a1}$
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	$M_{0a1} = M_{0a} S_{a1}^{1.5} / \sum S_{ai}^{1.5} = M_{0a}/5$
	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	$\tau_{a1} = 0.5W_{a1}/V_r$, W_{a1} : 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)	

第 5.6.15 表 2011 年東北地方太平洋沖型地震の
地震動評価に用いる要素地震の諸元
(要素地震(北部))

項目		設定値
発生日時		2011 年 3 月 28 日 7 時 23 分
気象庁マグニチュード		6.5
震央位置	東経 (°)	142.35
	北緯 (°)	38.38
震源深さ (km)		31.7
走向 (°) ※		281 ; 127
傾斜 (°) ※		67 ; 26
すべり角 (°) ※		-101 ; -67
地震モーメント (N・m) ※		1.66×10^{18}
コーナー周波数 (Hz)		0.58
応力降下量 (MPa)		47.5

※ F-netによる

(要素地震(南部))

項目		設定値
発生日時		2005 年 10 月 19 日 20 時 44 分
気象庁マグニチュード		6.3
震央位置	東経 (°)	141.04
	北緯 (°)	36.38
震源深さ (km)		48.3
走向 (°) ※		25 ; 209
傾斜 (°) ※		68 ; 22
すべり角 (°) ※		88 ; 94
地震モーメント (N・m) ※		3.18×10^{18}
コーナー周波数 (Hz)		0.31
応力降下量 (MPa)		12.5

※ F-netによる

第 5.6.16 表 茨城県南部の地震の断層パラメータ
(基本震源モデル)

項目		設定値	設定方法	
基準点 (断層北西端)	N(°)	36.242	中央防災会議(2013)のフィリピン海プレート内の地震を想定する領域の北端	
	E(°)	140.11		
上端深さ	h(km)	36~52	フィリピン海プレートの上面位置	
気象庁マグニチュード	M _j	7.3	M _j =M _w	
モーメントマグニチュード	M _w	7.3	中央防災会議(2013)	
地震モーメント	M ₀ (N・m)	1.12E+20	logM ₀ =1.5M _w +9.1, Hanks and Kanamori (1979)	
走向	θ(°)	140.7	中央防災会議(2013)のフィリピン海プレート内の地震を想定する領域	
傾斜角	δ(°)	90	中央防災会議(2013)	
ずれの種類	-	右横ずれ	長谷川ほか(2013)	
すべり角	λ(°)	180	長谷川ほか(2013)	
平均応力降下量	Δσ(MPa)	10.3	中央防災会議(2013)	
断層面積	S(km ²)	900	中央防災会議(2013)	
長さ	L(km)	45	L=S/W	
幅	W(km)	20	中央防災会議(2013)のフィリピン海プレートの厚さ	
密度	ρ(g/cm ³)	2.875	μ=ρV _s ²	
せん断波速度	V _s (km/s)	4.0	佐藤(2003) ⁽⁶⁰⁾	
剛性率	μ(N/m ²)	4.6E+10	中央防災会議(2013)	
平均すべり量	D(m)	2.55	D=M ₀ /(μS)	
破壊伝播速度	V _r (km/s)	2.9	中央防災会議(2013)	
高周波遮断係数	f _{max} (Hz)	13.5	地震調査研究推進本部の海溝型地震	
アスペリティ	面積	S _a (km ²)	150	中央防災会議(2013)
	すべり量	D _a (m)	5.1	D _a =2D
	地震モーメント	M _{0a} (N・m)	3.52E+19	M _{0a} =μD _a S _a
	応力降下量	Δσ _a (MPa)	62	中央防災会議(2013)
	短周期レベル (参考)	A(N・m/s ²)	8.61E+19	A _a =4πr _a Δσ _a V _s ²
背景領域	面積	S _b (km ²)	750	S _b =S-S _a
	すべり量	D _b (m)	2.23	D _b =M _{0b} /(μS _b)
	地震モーメント	M _{0b} (N・m)	7.7E+19	M _{0b} =M ₀ -M _{0a}
	実効応力	Δσ _b (MPa)	12.4	Δσ _b =0.2Δσ _a
Q値	Q	110f ^{0.69}	佐藤ほか(1994)	

第 5.6.17 表 茨城県南部の地震の検討ケース

ケース名	地震規模 M	断層傾斜角 (°)	応力降下量 (MPa)	アスペリティ位置	震源位置	等価震源距離 (km)
基本震源モデル	7.3	90	62	海洋性マントルの最上部に配置	フィリピン海プレート内の地震を想定する領域のうち敷地に近い位置	63.1
断層傾斜角の不確かさを考慮	7.3	48	62	海洋性マントルの最上部に配置	フィリピン海プレート内の地震を想定する領域のうち敷地に近い位置	66.7
アスペリティ位置の不確かさを考慮	7.3	90	62	敷地に近くなるように海洋性地殻内の上端に配置	フィリピン海プレート内の地震を想定する領域のうち敷地に近い位置	61.5
応力降下量の不確かさを考慮	7.3	90	77.59	海洋性マントルの最上部に配置	フィリピン海プレート内の地震を想定する領域のうち敷地に近い位置	62.4
地震規模の不確かさを考慮	7.4	90	62	海洋性マントルの最上部に配置	フィリピン海プレート内の地震を想定する領域のうち敷地に近い位置	63.2

第 5.6.18 表(1) 茨城県南部の地震の断層パラメータ
(不確かさを考慮したケース：断層傾斜角)

項目		設定値	設定方法	
基準点 (断層北西端)	N(°)	36.242	中央防災会議(2013)のフィリピン海プレート内の地震を想定する領域の北端	
	E(°)	140.11		
上端深さ	h(km)	36~49	フィリピン海プレートの上面位置	
気象庁マグニチュード	M _j	7.3	M _j =M _w	
モーメントマグニチュード	M _w	7.3	中央防災会議(2013)	
地震モーメント	M ₀ (N・m)	1.12E+20	logM ₀ =1.5M _w +9.1, Hanks and Kanamori (1979)	
走向	θ(°)	140.7	中央防災会議(2013)のフィリピン海プレート内の地震を想定する領域	
傾斜角	δ(°)	48	敷地へ向く傾斜角	
ずれの種類	—	右横ずれ	長谷川ほか(2013)	
	—	縦ずれ	破壊の進行方向が敷地に向かう設定	
すべり角	λ(°)	180	長谷川ほか(2013): 右横ずれの場合	
	λ(°)	90	逆断層: 縦ずれの場合	
平均応力降下量	Δσ(MPa)	10.3	中央防災会議(2013)	
断層面積	S(km ²)	900	中央防災会議(2013)	
長さ	L(km)	45	L=S/W	
幅	W(km)	20	中央防災会議(2013)のフィリピン海プレートの厚さ	
密度	ρ(g/cm ³)	2.875	μ=ρV _s ²	
せん断波速度	V _s (km/s)	4.0	佐藤(2003)	
剛性率	μ(N/m ²)	4.6E+10	中央防災会議(2013)	
平均すべり量	D(m)	2.55	D=M ₀ /(μS)	
破壊伝播速度	V _r (km/s)	2.9	中央防災会議(2013)	
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	
アスぺリティ	面積	S _a (km ²)	150	中央防災会議(2013)
	すべり量	D _a (m)	5.1	D _a =2D
	地震モーメント	M _{0a} (N・m)	3.52E+19	M _{0a} =μD _a S _a
	応力降下量	Δσ _a (MPa)	62	中央防災会議(2013)
	短周期レベル (参考)	A(N・m/s ²)	8.61E+19	A _a =4πr _a Δσ _a V _s ²
背景領域	面積	S _b (km ²)	750	S _b =S-S _a
	すべり量	D _b (m)	2.23	D _b =M _{0b} /(μS _b)
	地震モーメント	M _{0b} (N・m)	7.7E+19	M _{0b} =M ₀ -M _{0a}
	実効応力	Δσ _b (MPa)	12.4	Δσ _b =0.2Δσ _a
Q値	Q	110f ^{0.69}	佐藤ほか(1994)	

第 5. 6. 18 表(2) 茨城県南部の地震の断層パラメータ
(不確かさを考慮したケース：アスペリティ位置)

項目		設定値	設定方法	
基準点 (断層北西端)	N(°)	36.242	中央防災会議(2013)のフィリピン海プレート内の地震を想定する領域の北端	
	E(°)	140.11		
上端深さ	h(km)	36~52	フィリピン海プレートの上面位置	
気象庁マグニチュード*	Mj	7.3	Mj=Mw	
モーメントマグニチュード*	Mw	7.3	中央防災会議(2013)	
地震モーメント	M ₀ (N・m)	1.12E+20	logM ₀ =1.5M _w +9.1, Hanks and Kanamori (1979)	
走向	θ(°)	140.7	中央防災会議(2013)のフィリピン海プレート内の地震を想定する領域	
傾斜角	δ(°)	90	中央防災会議(2013)	
ずれの種類	-	右横ずれ	長谷川ほか(2013)	
すべり角	λ(°)	180	長谷川ほか(2013)	
平均応力降下量	Δσ(MPa)	10.3	中央防災会議(2013)	
断層面積	S(km ²)	900	中央防災会議(2013)	
長さ	L(km)	45	L=S/W	
幅	W(km)	20	中央防災会議(2013)のフィリピン海プレートの厚さ	
密度	ρ(g/cm ³)	2.875	μ=ρV _s ²	
せん断波速度	V _s (km/s)	4.0	佐藤(2003)	
剛性率	μ(N/m ²)	4.6E+10	中央防災会議(2013)	
平均すべり量	D(m)	2.55	D=M ₀ /(μS)	
破壊伝播速度	V _r (km/s)	2.9	中央防災会議(2013)	
高周波速断係数	f _{max} (Hz)	13.5	地震調査研究推進本部の海溝型地震	
アスペリティ	面積	S _a (km ²)	150	中央防災会議(2013)
	すべり量	D _a (m)	5.1	D _a =2D
	地震モーメント	M _{0a} (N・m)	3.52E+19	M _{0a} =μD _a S _a
	応力降下量	Δσ _a (MPa)	62	中央防災会議(2013)
短周期レベル (参考)	A(N・m/s ²)	8.61E+19	A _a =4πr _a Δσ _a V _s ²	
背景領域	面積	S _b (km ²)	750	S _b =S-S _a
	すべり量	D _b (m)	2.23	D _b =M _{0b} /(μS _b)
	地震モーメント	M _{0b} (N・m)	7.7E+19	M _{0b} =M ₀ -M _{0a}
	実効応力	Δσ _b (MPa)	12.4	Δσ _b =0.2Δσ _a
Q値	Q	110f ^{0.69}	佐藤ほか(1994)	

第 5.6.18 表(3) 茨城県南部の地震の断層パラメータ

(不確かさを考慮したケース：応力降下量)

項目		設定値	設定方法	
基準点 (断層北西端)	N(°)	36.200	中央防災会議(2013)のフィリピン海プレート内の地震を想定する領域の北端	
	E(°)	140.15		
上端深さ	h(km)	38~50	フィリピン海プレートの上面位置	
気象庁マグニチュード	M _j	7.3	M _j =M _w	
モーメントマグニチュード	M _w	7.3	中央防災会議(2013)	
地震モーメント	M ₀ (N・m)	1.12E+20	logM ₀ =1.5M _w +9.1, Hanks and Kanamori (1979)	
走向	θ(°)	140.7	中央防災会議(2013)のフィリピン海プレート内の地震を想定する領域	
傾斜角	δ(°)	90	中央防災会議(2013)	
ずれの種類	—	右横ずれ	長谷川ほか(2013)	
すべり角	λ(°)	180	長谷川ほか(2013)	
平均応力降下量	Δσ(MPa)	15.37	Δσ=(7π ^{1.5} /16)(M ₀ /S ^{1.5})	
断層面積	S(km ²)	681	S=(49π ⁴ β ⁴ M ₀ ²)/(16A ² S _a)	
長さ	L(km)	34.07	L=S/W	
幅	W(km)	20	中央防災会議(2013)のフィリピン海プレートの厚さ	
密度	ρ(g/cm ³)	2.875	μ=ρV _s ²	
せん断波速度	V _s (km/s)	4.0	佐藤(2003)	
剛性率	μ(N/m ²)	4.6E+10	中央防災会議(2013)	
平均すべり量	D(m)	3.58	D=M ₀ /(μS)	
破壊伝播速度	V _r (km/s)	2.9	中央防災会議(2013)	
短周期レベル	A(N・m/s ²)	1.02E+20	A=9.84×10 ¹⁷ ×M ₀ ^{1/3} [dyne-cm] (笹谷ほか(2006)のM ₀ -A関係)	
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	
アスペリティ	面積	S _a (km ²)	135	S _a =1.25×10 ⁻¹⁶ M ₀ ^{2/3} [dyne-cm] (笹谷ほか(2006)のM ₀ -S _a 関係)
	すべり量	D _a (m)	7.16	D _a =2D
	地震モーメント	M _{0a} (N・m)	4.45E+19	M _{0a} =μD _a S _a
	応力降下量	Δσ _a (MPa)	77.59	Δσ _a =A/(4πβ ²)/(S _a /π) ^{0.5}
背景領域	面積	S _b (km ²)	546	S _b =S-S _a
	すべり量	D _b (m)	2.70	D _b =M _{0b} /(μS _b)
	地震モーメント	M _{0b} (N・m)	6.77E+19	M _{0b} =M ₀ -M _{0a}
	実効応力	Δσ _b (MPa)	15.52	Δσ _b =0.2Δσ _a
Q値	Q	110f ^{0.69}	佐藤ほか(1994)	

第 5.6.18 表(4) 茨城県南部の地震の断層パラメータ

(不確かさを考慮したケース：地震規模)

項目		設定値	設定方法	
基準点 (断層北西端)	N(°)	36.277	中央防災会議(2013)のフィリピン海プレート内の地震を想定する領域の北端	
	E(°)	140.07		
上端深さ	h(km)	33~53	フィリピン海プレートの上面位置	
気象庁マグニチュード	Mj	7.4	Mj=Mw	
モーメントマグニチュード	Mw	7.4	与条件	
地震モーメント	M ₀ (N・m)	1.58E+20	logM ₀ =1.5M _w +9.1, Hanks and Kanamori (1979)	
走向	θ(°)	140.7	中央防災会議(2013)のフィリピン海プレート内の地震を想定する領域	
傾斜角	δ(°)	90	中央防災会議(2013)	
ずれの種類	—	右横ずれ	長谷川ほか(2013)	
すべり角	λ(°)	180	長谷川ほか(2013)	
平均応力降下量	Δσ(MPa)	10.3	中央防災会議(2013)	
断層面積	S(km ²)	1120	与条件より算定	
長さ	L(km)	56	L=S/W	
幅	W(km)	20	中央防災会議(2013)のフィリピン海プレートの厚さ	
密度	ρ(g/cm ³)	2.875	μ=ρV _s ²	
せん断波速度	V _s (km/s)	4.0	佐藤(2003)	
剛性率	μ(N/m ²)	4.6E+10	中央防災会議(2013)	
平均すべり量	D(m)	3.08	D=M ₀ /(μS)	
破壊伝播速度	V _r (km/s)	2.9	中央防災会議(2013)	
高周波遮断係数	f _{max} (Hz)	13.5	地震調査研究推進本部の海溝型地震	
アスぺリティ 全体	面積	S _a (km ²)	187	S _a =0.167S
	すべり量	D _a (m)	6.15	D _a =2D
	地震モーメント	M _{0a} (N・m)	5.28E+19	M _{0a} =μD _a S _a
	応力降下量	Δσ _a (MPa)	62	中央防災会議(2013)
	短周期レベル(参考)	A _a (N・m/s ²)	9.61E+19	A _a =4πr _a Δσ _a V _s ²
各 アスぺリティ	面積	S _{a1} (km ²)	93	S _{a1} =S _a /2
	すべり量	D _{a1} (m)	6.15	D _{a1} =D _a
	地震モーメント	M _{0a1} (N・m)	2.64E+19	M _{0a1} =μD _{a1} S _{a1}
	応力降下量	Δσ _{a1} (MPa)	62	中央防災会議(2013)
	短周期レベル(参考)	A _{a1} (N・m/s ²)	6.79E+19	A _{a1} =4πr _{a1} Δσ _{a1} V _s ²
背景領域	面積	S _b (km ²)	933	S _b =S-S _a
	すべり量	D _b (m)	2.46	D _b =M _{0b} /(μS _b)
	地震モーメント	M _{0b} (N・m)	1.06E+20	M _{0b} =M ₀ -M _{0a}
	実効応力	Δσ _b (MPa)	12.4	Δσ _b =0.2Δσ _a
Q値	Q	110f ^{0.69}	佐藤ほか(1994)	

第 5. 6. 19 表 標準応答スペクトルのコントロールポイント

周期 (s)	水平成分	鉛直成分
	擬似速度 (cm/s)	擬似速度 (cm/s)
0.02	1.910	1.273
0.03	3.500	2.500
0.04	6.300	4.400
0.06	12.000	7.800
0.09	20.000	13.000
0.15	31.000	19.000
0.30	43.000	26.000
0.60	60.000	35.000
5.00	60.000	35.000

第 5.6.20 表 2008 年岩手・宮城内陸地震の震源域と敷地近傍の比較

項目	比較結果	2008年岩手・宮城内陸地震の震源域	敷地近傍
地質	△	<ul style="list-style-type: none"> 震源域近傍には、主に中新統から鮮新統の堆積岩・火山岩等、第四系の火山岩類が分布する。 	<ul style="list-style-type: none"> 敷地近傍には、中新統の堆積岩、鮮新統の堆積岩、更新統の段丘堆積物等、完新統の沖積層及び砂丘砂層が分布する。
地質構造	×	<ul style="list-style-type: none"> 震源域近傍には、中新世以降に形成された褶曲構造が認められる。 カルデラが密集することから、地質構造が複雑である。 	<ul style="list-style-type: none"> 敷地近傍に広く分布する鮮新統～下部更新統(久米層)及びこれを不整合に覆う上部更新統はほぼ水平に分布している。 敷地近傍にカルデラは分布しない。
変動地形等	×	<ul style="list-style-type: none"> 下記の観点より、震源域近傍は変動地形等の認識が難しい地域である。 <ul style="list-style-type: none"> 震源域は山間部に位置し、近傍に河成段丘が一部分布するのみであり、指標となる地形が少ない。 大規模地すべりを含めた地すべりが密集している。 田力ほか(2009)⁽⁶¹⁾によると、爪木立付近には短いながら明瞭な断層変位地形があり、低位段丘礫層堆積期以降に複数回、比較的活発な活動を繰り返していることが明らかとなった。 	<ul style="list-style-type: none"> 下記の観点より、敷地近傍は変動地形等が認識しやすい地域である。 <ul style="list-style-type: none"> 陸域には後期更新世以降に形成された段丘面が広く分布している。 地すべりが認められない。 海域には堆積層からなる鮮新統及び下部更新統が水平に広く分布している。 変動地形学的調査の結果、敷地近傍陸域に変動地形は認められない。
火山	×	<ul style="list-style-type: none"> 火山フロントに近接する。 	<ul style="list-style-type: none"> 火山フロントの遠方に位置する。
地震地体構造	×	<ul style="list-style-type: none"> 東北日本弧内帯(8C)(垣見ほか(2003)) 	<ul style="list-style-type: none"> 東北日本弧外帯(8B)(垣見ほか(2003))
応力場	×	<ul style="list-style-type: none"> 防災科学技術研究所(2013)⁽⁶²⁾において、ひずみ集中帯と指摘されている。 東西圧縮の逆断層型が卓越 	<ul style="list-style-type: none"> ひずみ集中帯と指摘している文献はない。 敷地周辺の茨城県北部では南西-北東引張の正断層型が卓越

【凡例】 ○：類似性あり、△：類似性低い～一部あり、×：類似性なし

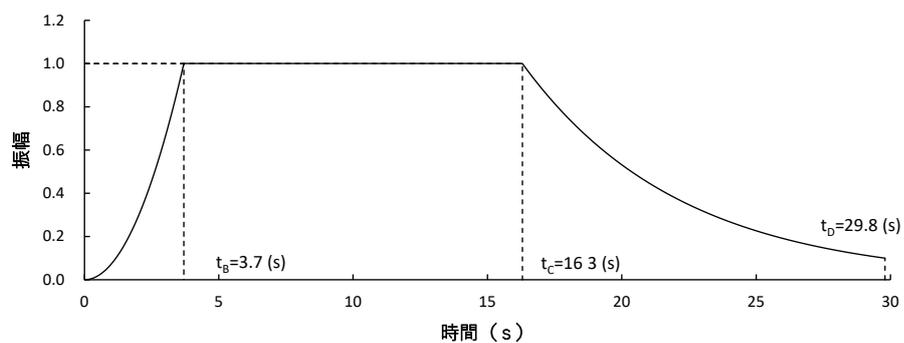
第 5.6.21 表 2000 年鳥取県西部地震の震源域と敷地近傍の比較

項目	比較結果	2000年鳥取県西部地震の震源域	敷地近傍
地質	×	<ul style="list-style-type: none"> 震源域近傍には、主に白亜系～古第三系の花崗岩及び中新統の安山岩～玄武岩の岩脈が分布する。 	<ul style="list-style-type: none"> 敷地近傍には、中新統の堆積岩、鮮新統の堆積岩、更新統の段丘堆積物等、完新統の沖積層及び砂丘砂層が分布する。
地質構造	×	<ul style="list-style-type: none"> 第四紀中期以降に新たに断層面を形成して、断層が発達しつつあり、活断層の発達過程としては初期ないし未成熟な段階にある。 	<ul style="list-style-type: none"> 敷地近傍に広く分布する鮮新統～下部更新統(久米層)及びこれを不整合に覆う上部更新統はほぼ水平に分布している。
変動地形等	×	<ul style="list-style-type: none"> 下記の観点より、震源域近傍は変動地形等の認識が難しい地域である。 <ul style="list-style-type: none"> 岡田(2002)⁽⁶³⁾によると、震源域近傍の活断層の特徴として、第四紀中期以降に新たな断層面を形成して断層が発達しつつあり、活断層の発達過程としては初期ないし未成熟な段階にある。 震源域に震源断層の方向とほぼ一致する短く断続するリニアメント群が判読されるとともにリニアメント沿いで水平に近い条線をもつ断層露頭が多く確認され、これらの断層は横ずれ断層に伴うフラワー構造を呈して地下では1本の断層に収斂すると推測されている。 	<ul style="list-style-type: none"> 下記の観点より、敷地近傍は変動地形等が認識しやすい地域である。 <ul style="list-style-type: none"> 陸域には後期更新世以降に形成された段丘面が広く分布している。 地すべりが認められない。 海域には堆積層からなる鮮新統及び下部更新統が水平に広く分布している。 変動地形学的調査の結果、敷地近傍陸域に変動地形は認められない。
火山	×	<ul style="list-style-type: none"> 火山フロントに近接する。 	<ul style="list-style-type: none"> 火山フロントの遠方に位置する。
地震地体構造	×	<ul style="list-style-type: none"> 中国山地・瀬戸内海(10C5)(垣見ほか(2003)) 	<ul style="list-style-type: none"> 東北日本弧外帯(8B)(垣見ほか(2003))
応力場	×	<ul style="list-style-type: none"> 西村(2014)⁽⁶⁴⁾において、ひずみ集中帯と指摘されている。 東西圧縮の横ずれ断層型が卓越 	<ul style="list-style-type: none"> ひずみ集中帯と指摘している文献はない。 敷地周辺の茨城県北部では南西-北東引張の正断層型が卓越

【凡例】 ○：類似性あり、△：類似性低い～一部あり、×：類似性なし

第 5.6.22 表 標準応答スペクトルに適合する模擬地震波の
振幅包絡線の経時変化

種別	継続時間 (s)	振幅包絡線の経時変化 (s)		
		t_B	t_C	t_D
水平成分	29.8	3.7	16.3	29.8
鉛直成分	29.8	3.7	16.3	29.8



$M=7.0$ 、 $X_{eq}=10\text{km}$ として評価

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

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

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

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

第 5.6.23 表 標準応答スペクトルに適合する模擬地震波の作成結果

位相	標準応答 スペクトル	作成条件	作成結果			
		応答 スペクトル	最大 加速度 (cm/s^2)	継続 時間等	応答スペクトル 比 R(T)	SI 比
乱数位相 による検討	水平成分	第 5.6.28 図	600	第 5.6.30 図(1)	第 5.6.31 図(1)	1.0 以上
	鉛直成分	第 5.6.28 図	400	第 5.6.30 図(1)	第 5.6.31 図(1)	1.0 以上
実位相 による検討	水平成分	第 5.6.28 図	524	第 5.6.30 図(2)	第 5.6.31 図(2)	1.0 以上
	鉛直成分	第 5.6.28 図	350	第 5.6.30 図(2)	第 5.6.31 図(2)	1.0 以上

第 5. 6. 24 表 設計用応答スペクトルのコントロールポイント

(水平成分)

応答スペクトル		コントロールポイント					
		T _A	T _B	T _C	T _D	T _E	T _F
S _s -D _H	周期 (s)	0.02	0.09	0.13	0.45	2.00	5.00
	速度 (cm/s)	2.228	25.783	37.242	125.335	220.000	220.000

T_A~T_Fは周期(s)

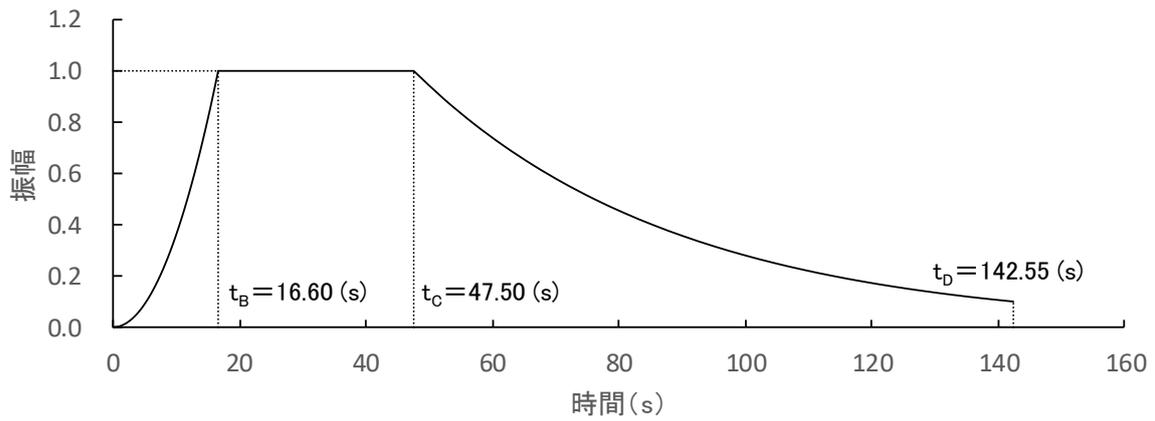
(鉛直成分)

応答スペクトル		コントロールポイント							
		T _A	T _B	T _C	T _D	T _E	T _F	T _G	T _H
S _s -D _V	周期 (s)	0.02	0.09	0.13	0.20	0.60	1.00	2.00	5.00
	速度 (cm/s)	1.592	16.473	24.828	38.197	85.000	100.000	110.000	110.000

T_A~T_Hは周期(s)

第 5.6.25 表 設計用応答スペクトルに適合する模擬地震波の振幅包絡線の経時的変化

種別	継続時間 (s)	振幅包絡線の経時的変化 (s)		
		t_B	t_C	t_D
Ss-D _H	142.55	16.60	47.50	142.55
Ss-D _V	142.55	16.60	47.50	142.55



$M=8.3$ 、 $X_{eq}=144.9\text{km}$ として評価

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

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

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

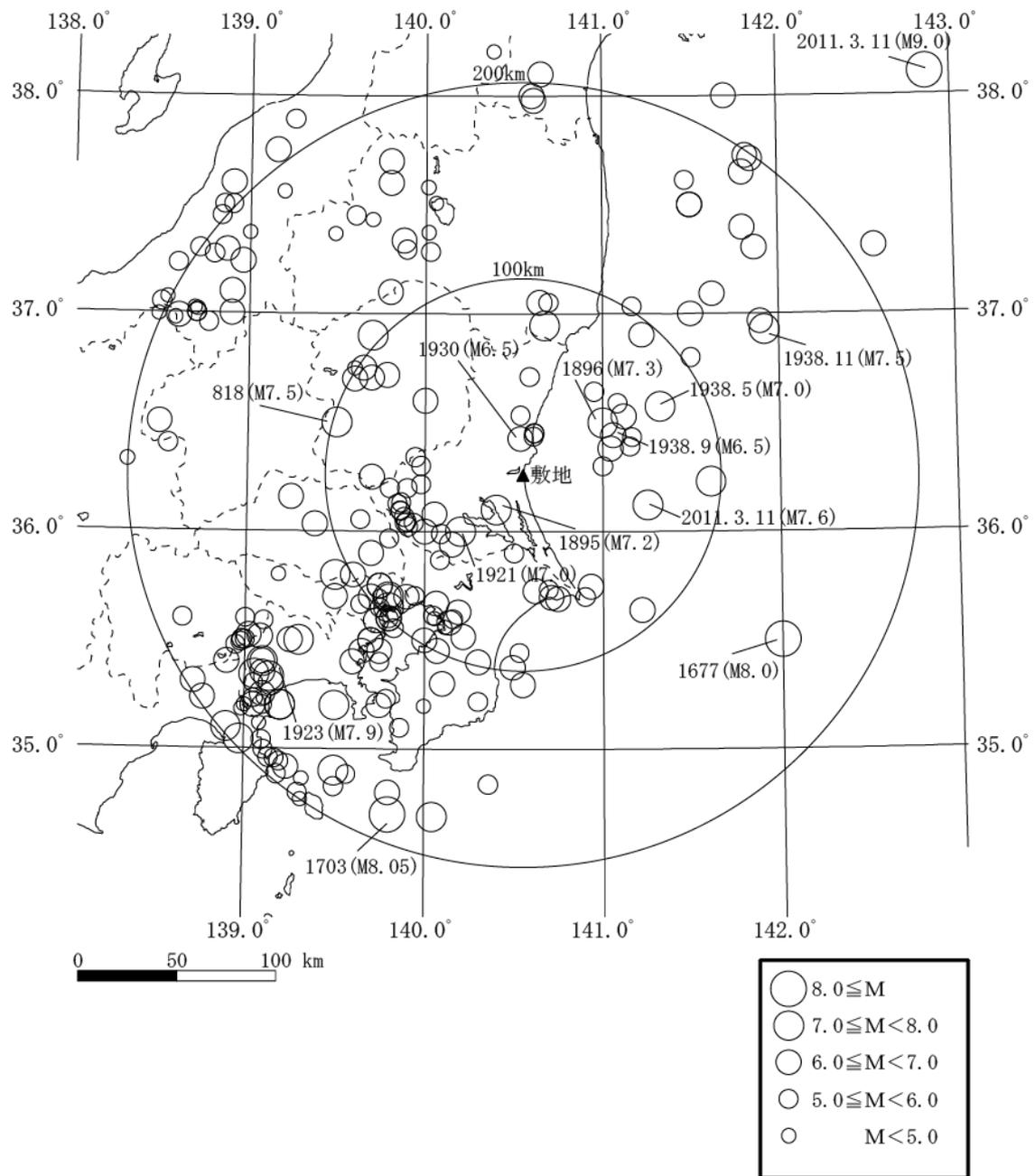
$$E(t) = \begin{cases} (t/t_B)^2 & 0 \leq t \leq t_B \\ 1 & t_B \leq t \leq t_C \\ \exp[(\ln 0.1)(t-t_C)/(t_D-t_C)] & t_C \leq t \leq t_D \end{cases}$$

第 5. 6. 26 表 設計用応答スペクトルに適合する模擬地震波の作成結果

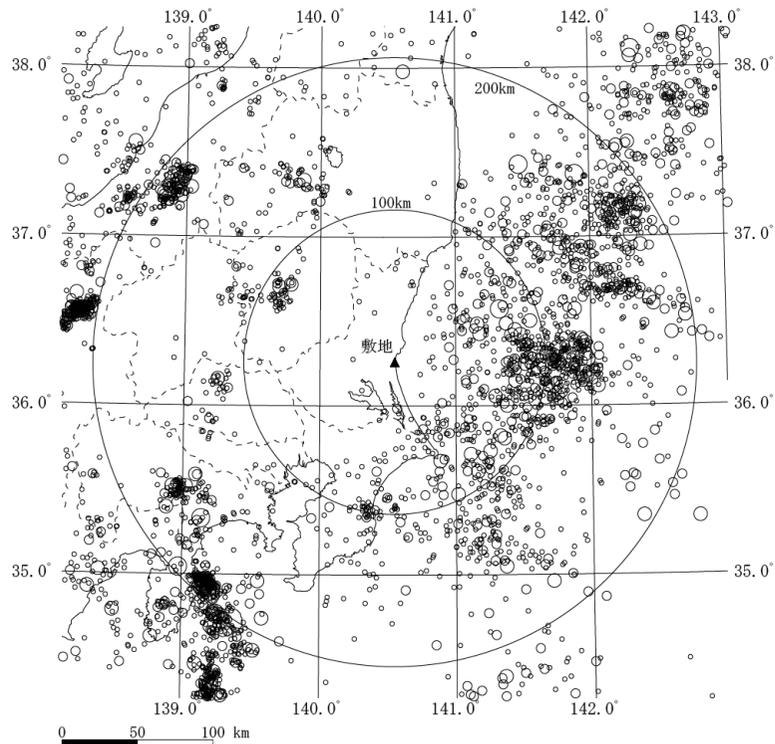
種別	作成条件	作成結果			
	応答スペクトル	最大加速度 (cm/s^2)	継続時間等	応答スペクトル比	SI 比
Ss-D _h	第 5. 6. 35 図 (1)	700	第 5. 6. 41 図	第 5. 6. 40 図	1. 0 以上
Ss-D _v	第 5. 6. 35 図 (2)	500	第 5. 6. 41 図	第 5. 6. 40 図	1. 0 以上

第 5.6.27 表 基準地震動 Ss の最大加速度

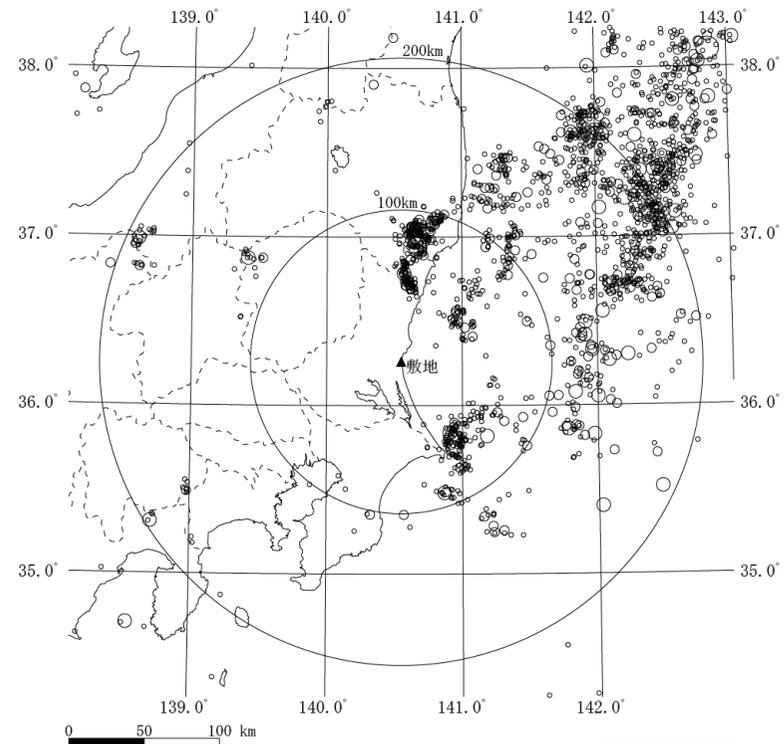
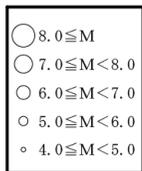
基準地震動		最大加速度 (cm/s ²)		
		NS成分	EW成分	UD成分
Ss-D	応答スペクトル手法による基準地震動	700		500
Ss-1	F3断層～F4断層による地震 (短周期レベルの不確かさ, 破壊開始点1)	973	711	474
Ss-2	F3断層～F4断層による地震 (短周期レベルの不確かさ, 破壊開始点2)	835	761	436
Ss-3	F3断層～F4断層による地震 (短周期レベルの不確かさ, 破壊開始点3)	948	850	543
Ss-4	F3断層～F4断層による地震 (断層傾斜角の不確かさ, 破壊開始点3)	740	630	405
Ss-5	2011年東北地方太平洋沖型地震 (SMGA位置と短周期レベルの不確かさの重畳)	670	513	402
Ss-6	標準応答スペクトルを考慮した地震動	827		591



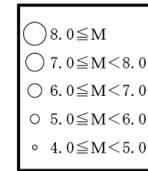
第 5.2.1 図 敷地周辺における過去の被害地震の震央分布



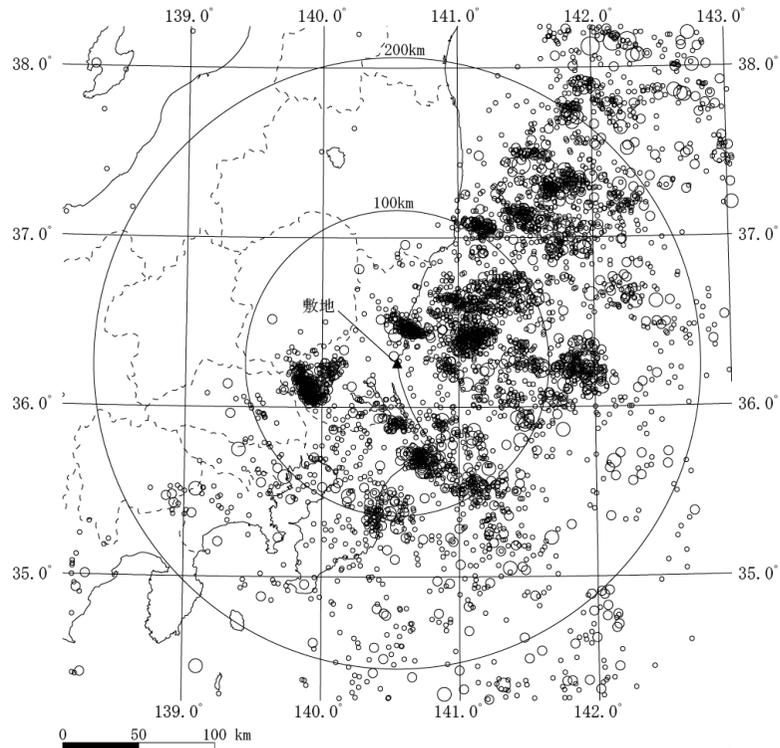
(1923年～2011年2月)



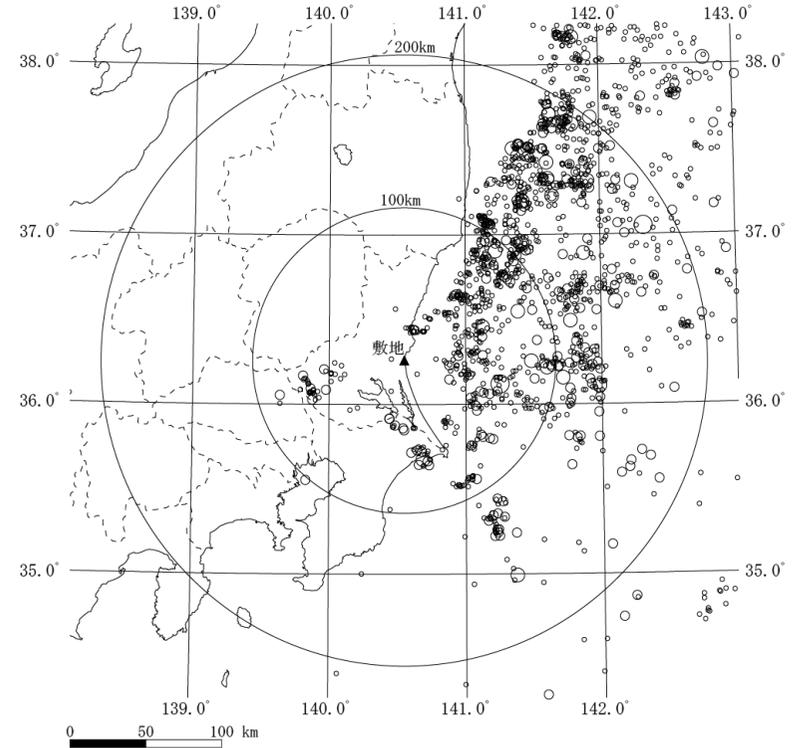
(2011年3月～2015年12月)



第5.2.2 図(1) 敷地周辺における M4.0 以上の地震の震央分布 (深さ 30km 以浅)

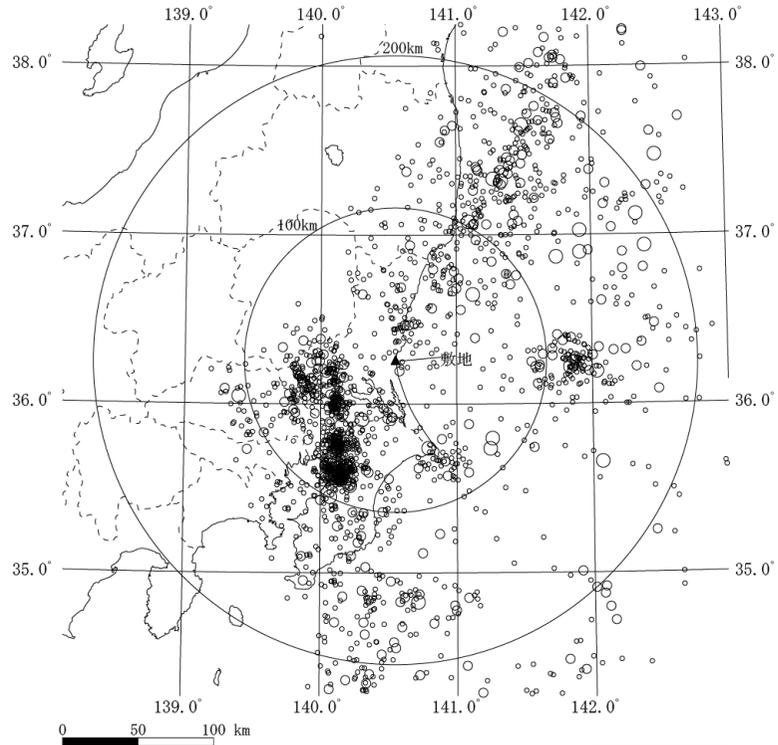


(1923年～2011年2月)

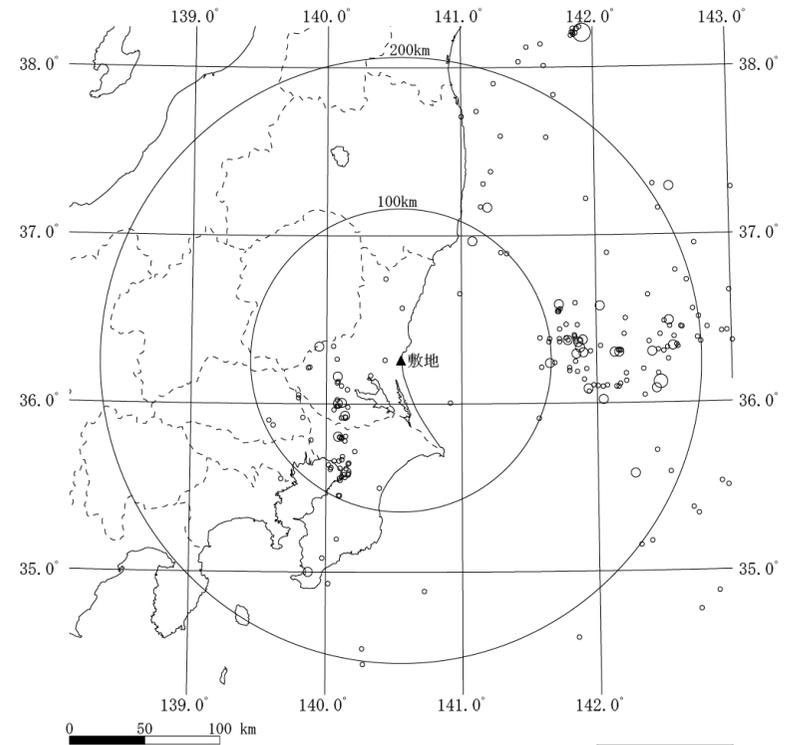
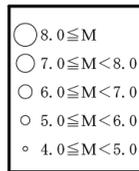


(2011年3月～2015年12月)

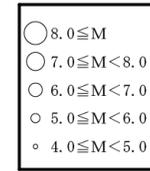
第 5.2.2 図(2) 敷地周辺における M4.0 以上の地震の震央分布 (深さ 30km～60km)



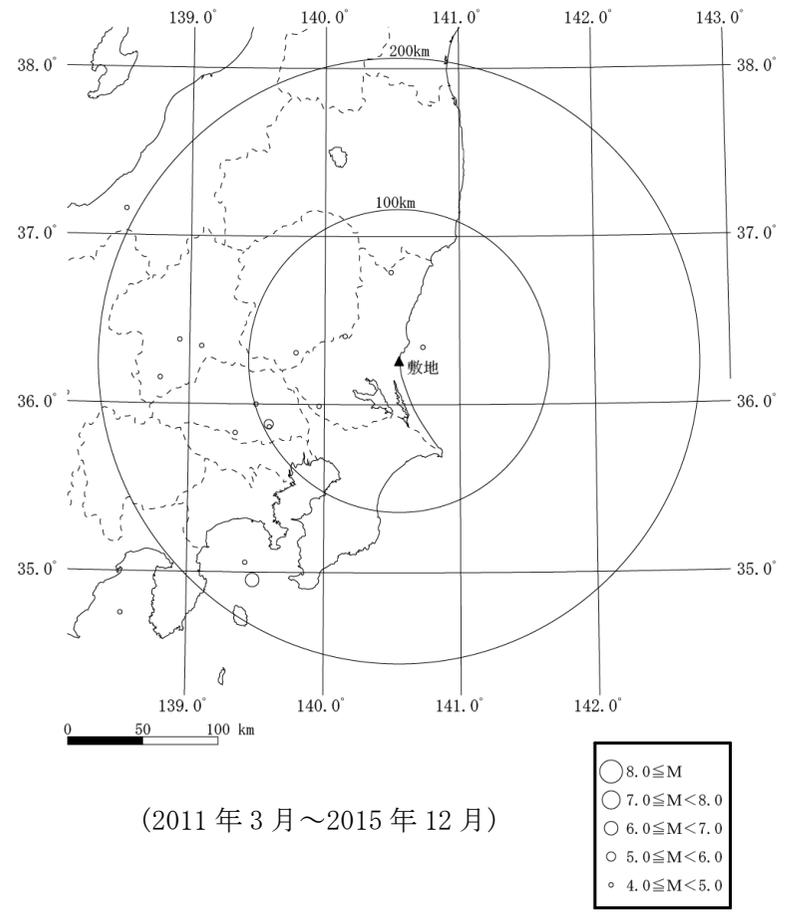
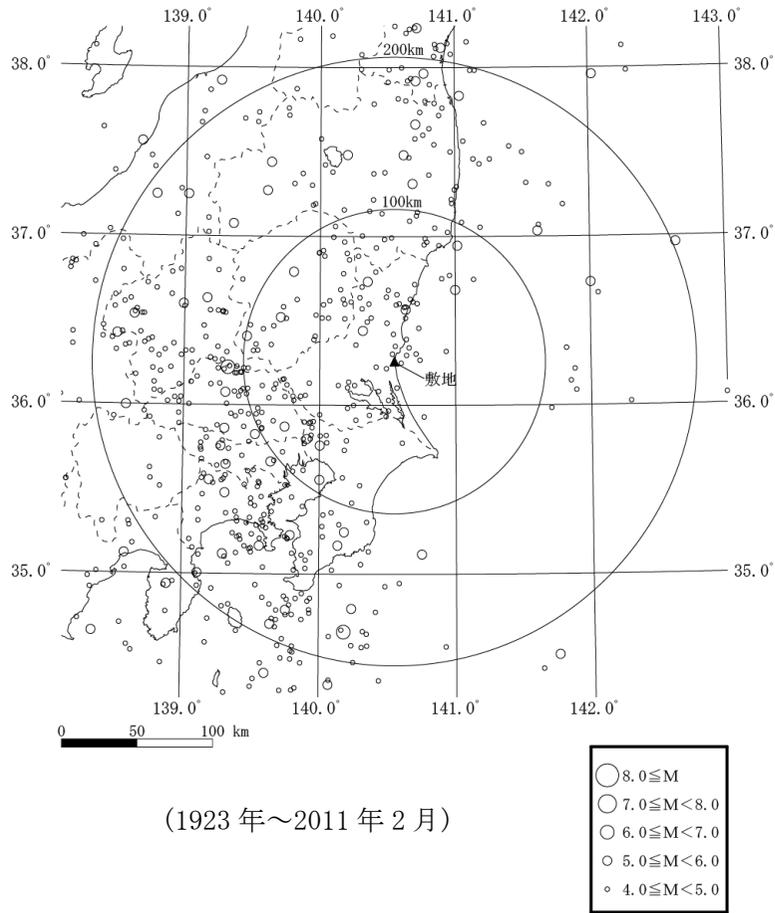
(1923年～2011年2月)



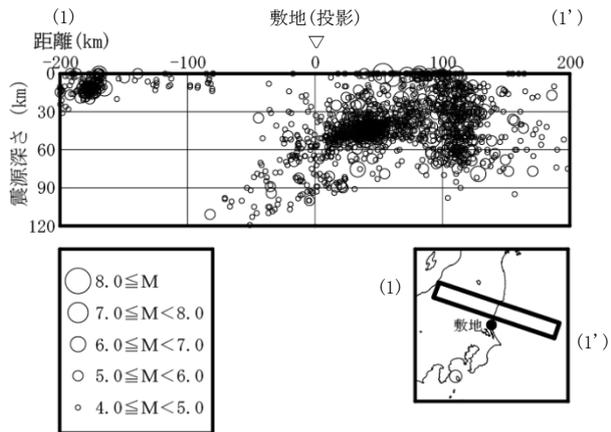
(2011年3月～2015年12月)



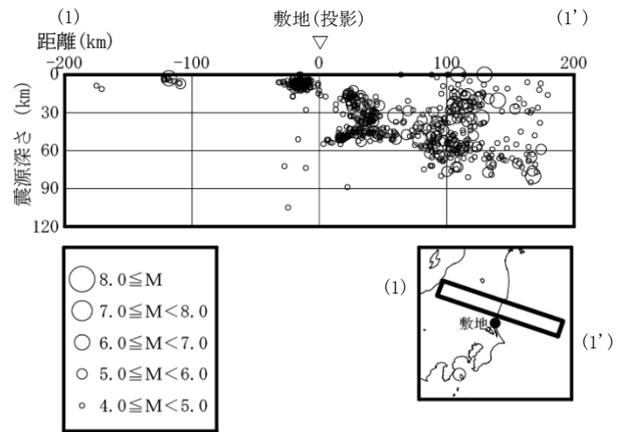
第 5.2.2 図(3) 敷地周辺における M4.0 以上の地震の震央分布 (深さ 60km～90km)



第5.2.2 図(4) 敷地周辺における M4.0 以上の地震の震央分布 (深さ 90km 以深)

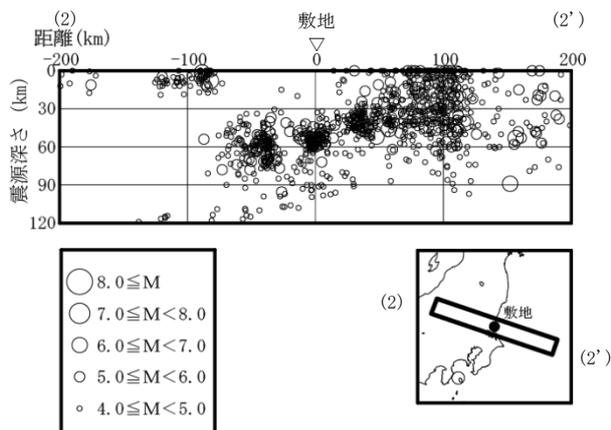


(1923年～2011年2月)

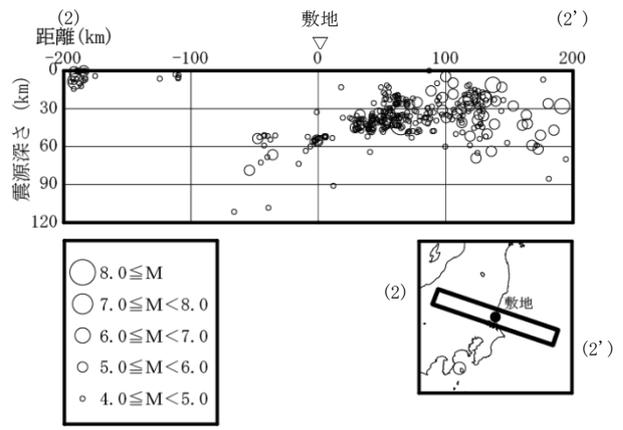


(2011年3月～2015年12月)

第 5.2.3 図(1) 敷地周辺における M4.0 以上の地震の震源鉛直分布
((1)～(1')断面)

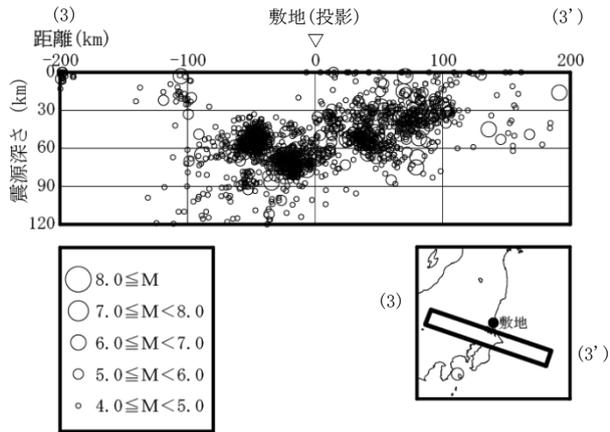


(1923年～2011年2月)

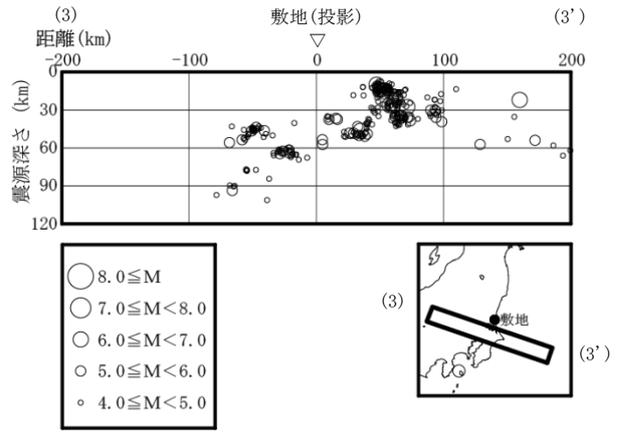


(2011年3月～2015年12月)

第 5.2.3 図(2) 敷地周辺における M4.0 以上の地震の震源鉛直分布
((2)～(2')断面)

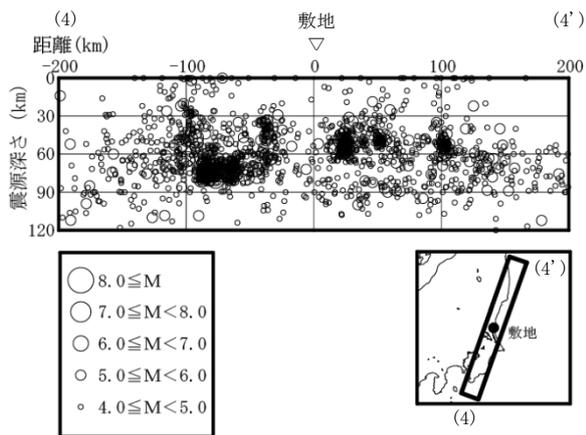


(1998年1月～2011年2月)

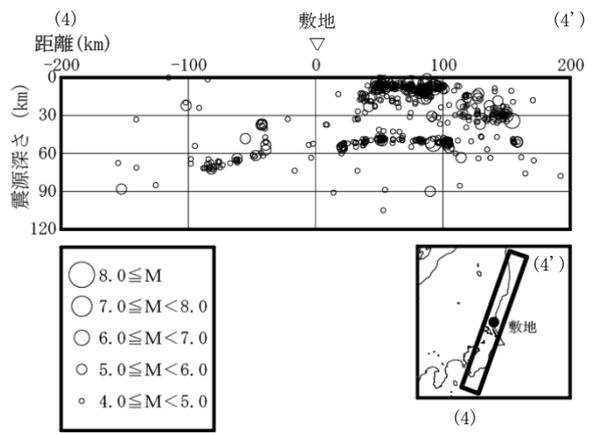


(2011年3月～2015年12月)

第5.2.3図(3) 敷地周辺におけるM4.0以上の地震の震源鉛直分布
 ((3)～(3')断面)

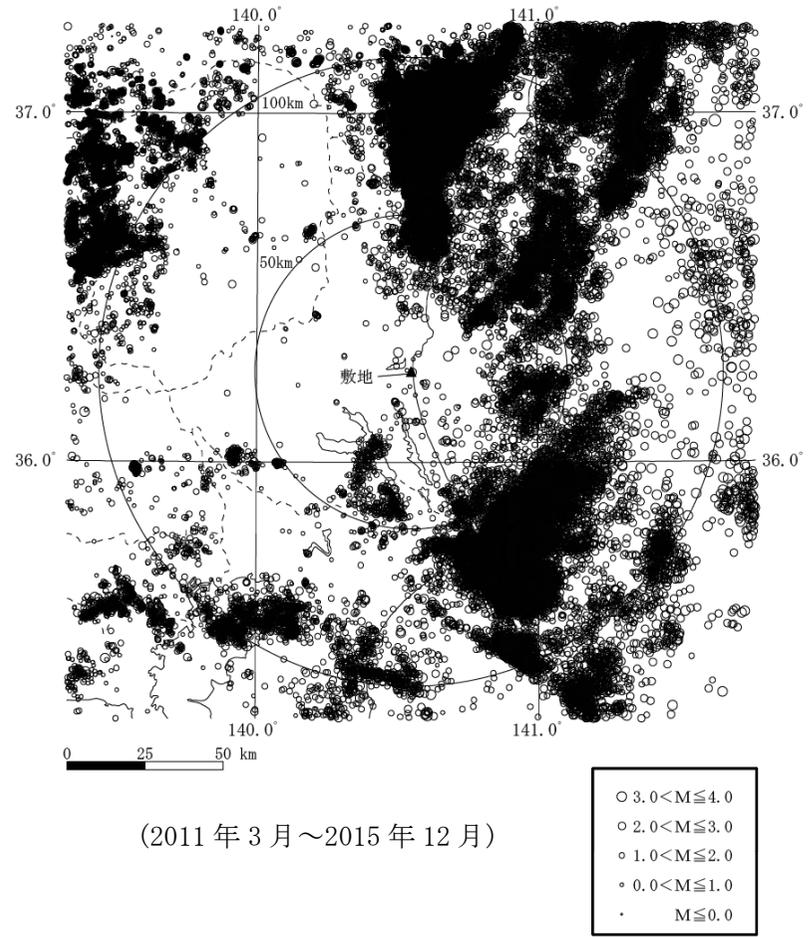
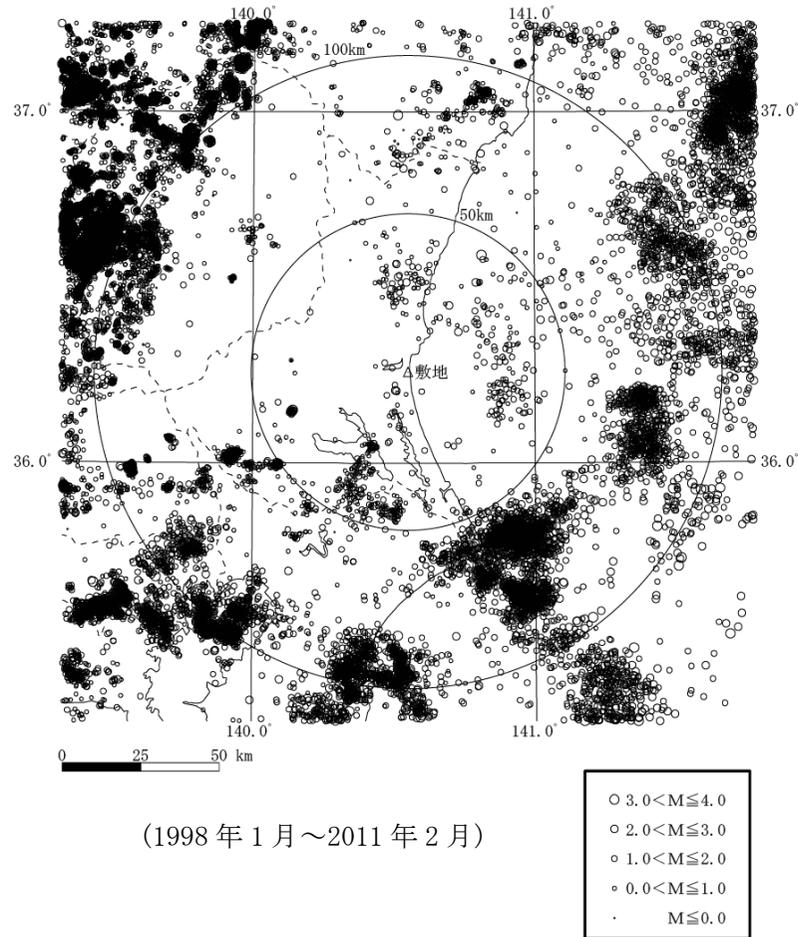


(1998年1月～2011年2月)

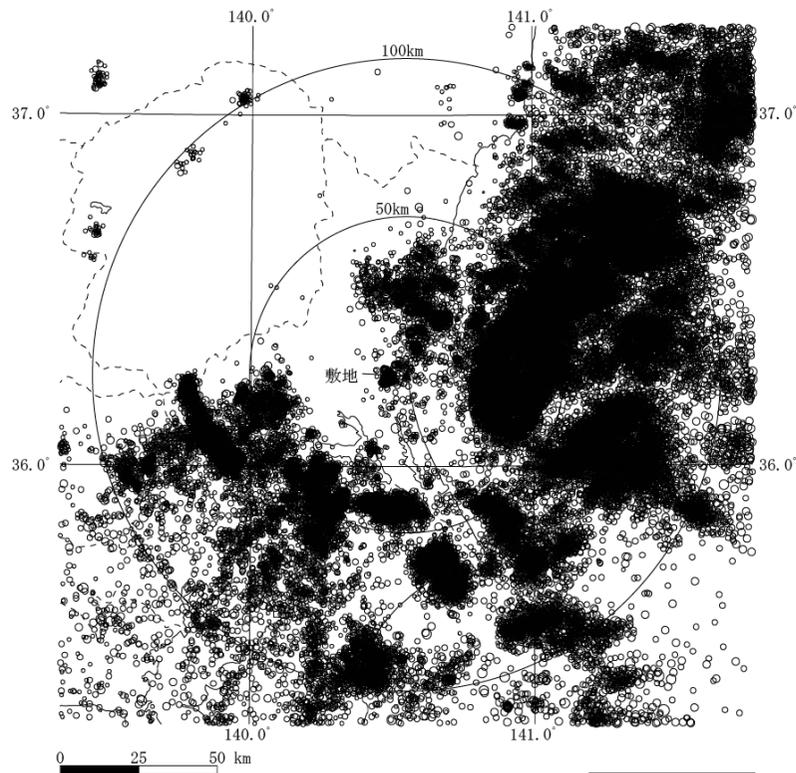


(2011年3月～2015年12月)

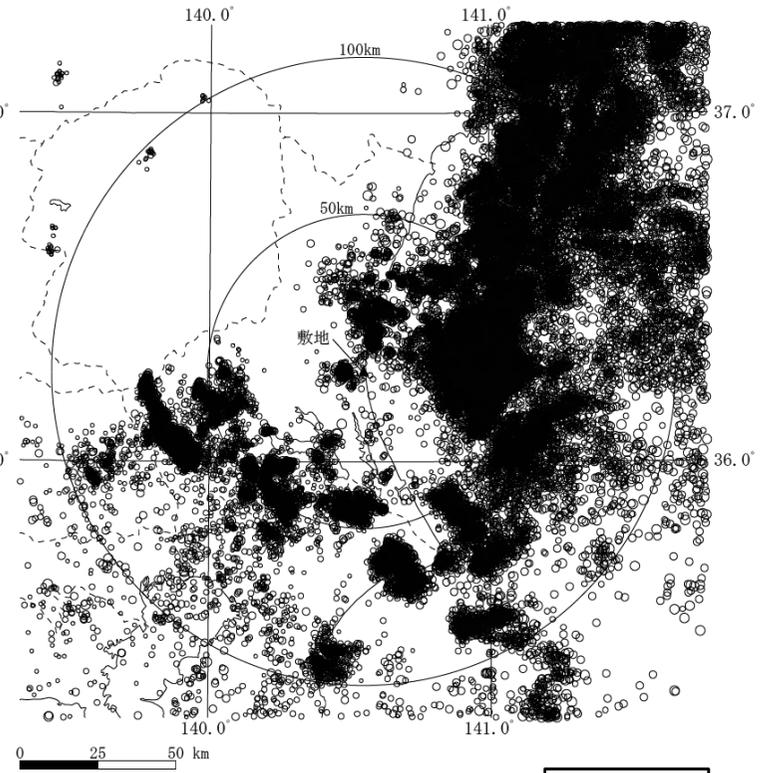
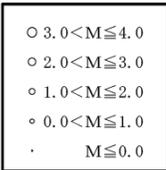
第5.2.3図(4) 敷地周辺におけるM4.0以上の地震の震源鉛直分布
 ((4)～(4')断面)



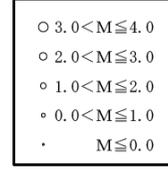
第5.2.4図(1) 敷地周辺におけるM4.0以下の地震の震央分布(深さ30km以浅)



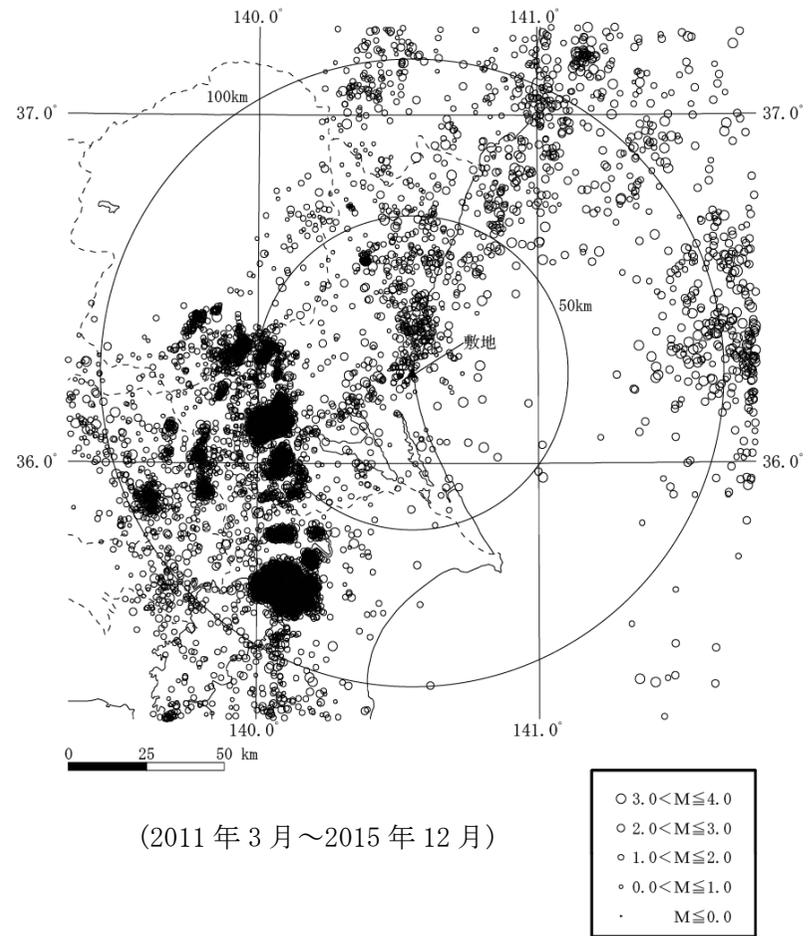
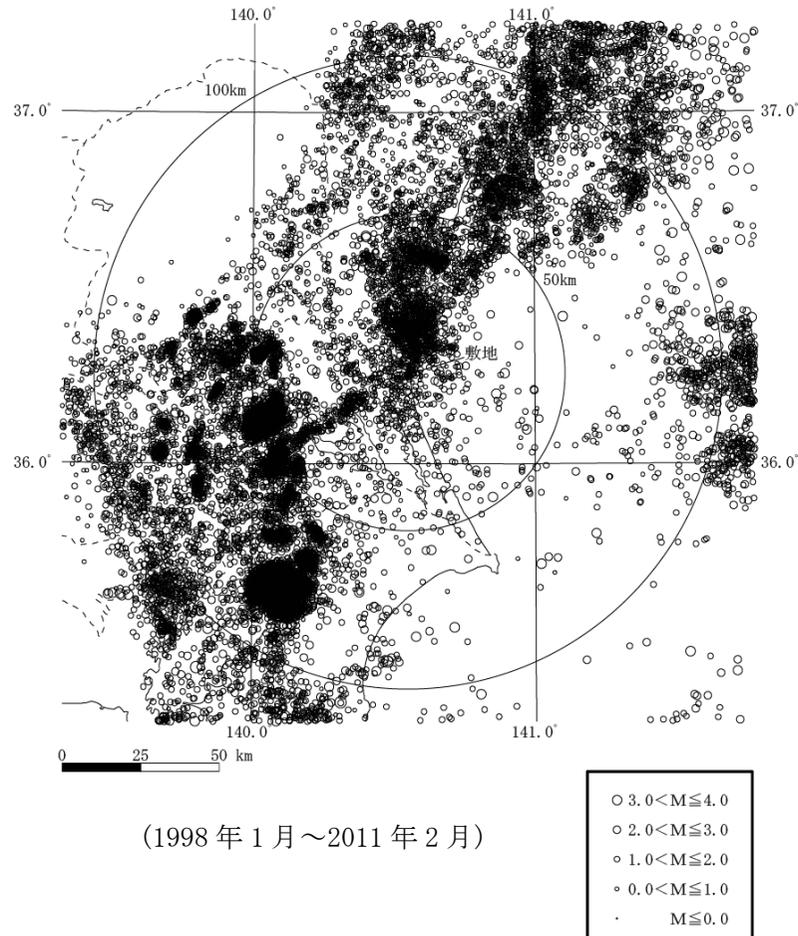
(1998年1月～2011年2月)



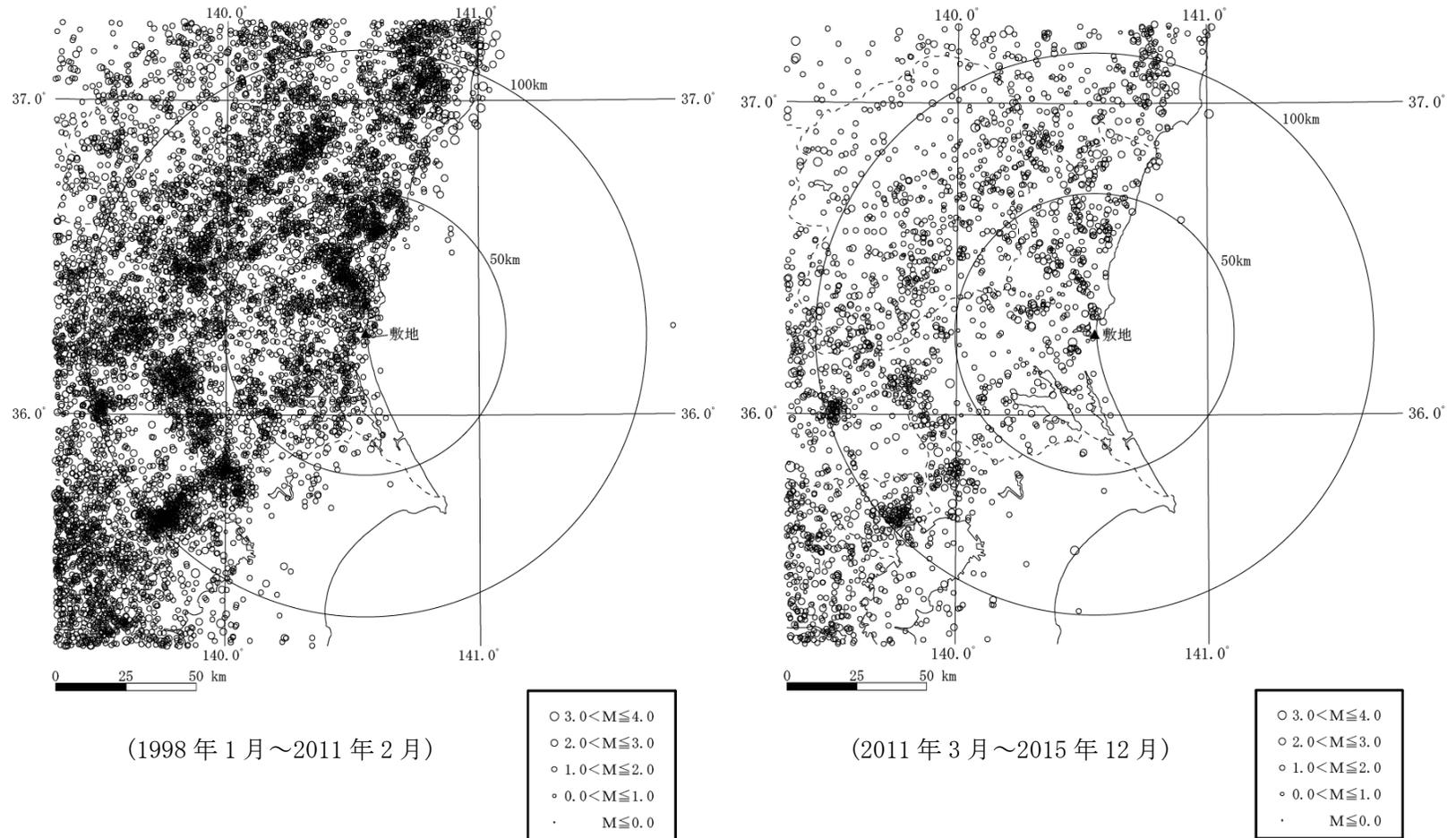
(2011年3月～2015年12月)



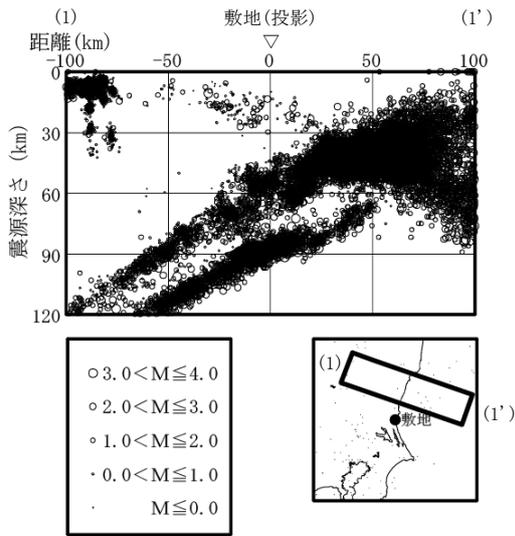
第 5.2.4 図(2) 敷地周辺における M4.0 以下の地震の震央分布 (深さ 30km～60km)



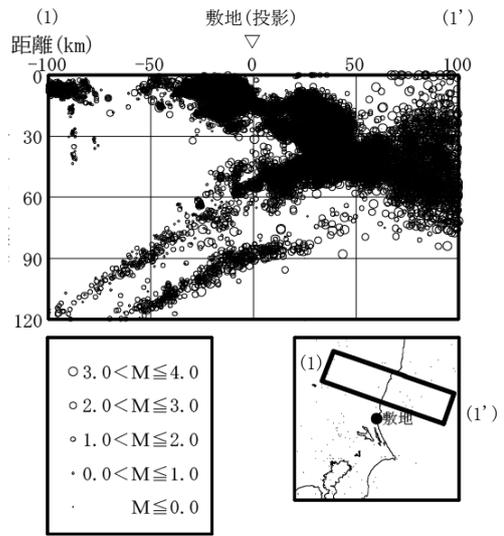
第5.2.4図(3) 敷地周辺におけるM4.0以下の地震の震央分布(深さ60km～90km)



第5.2.4 図(4) 敷地周辺におけるM4.0以下の地震の震央分布(深さ90km以深)

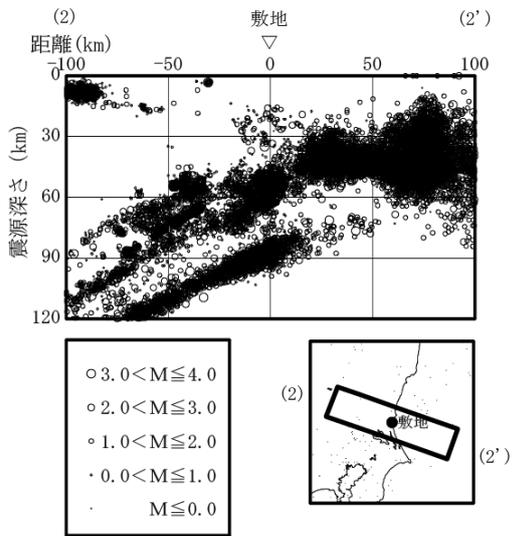


(1998年1月～2011年2月)

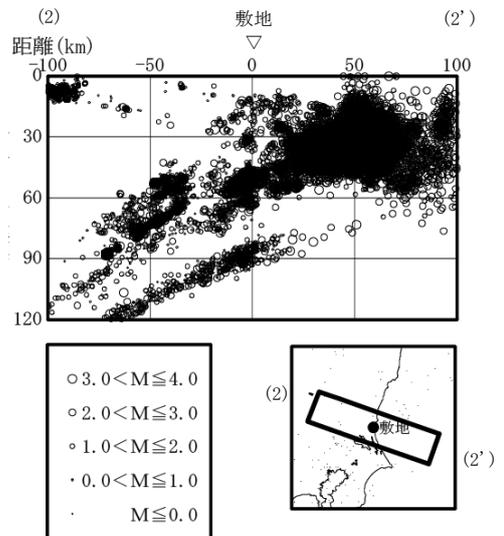


(2011年3月～2015年12月)

第 5.2.5 図(1) 敷地周辺における M4.0 以下の地震の震源鉛直分布
((1)～(1')断面)

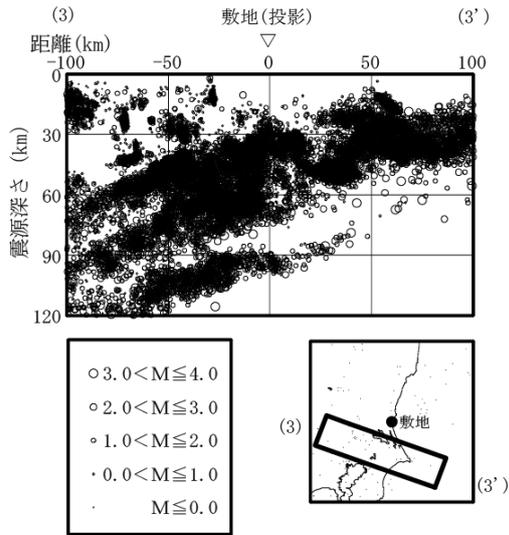


(1998年1月～2011年2月)

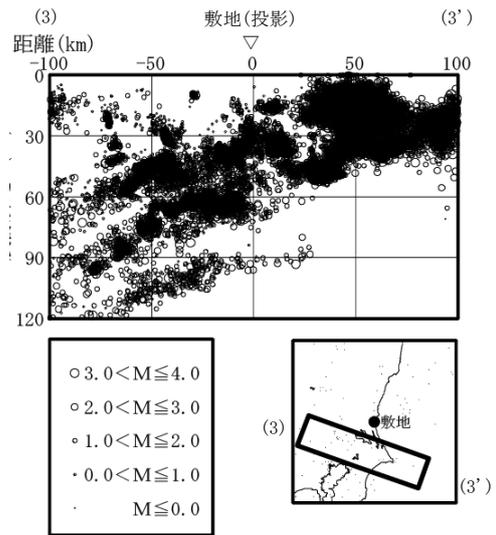


(2011年3月～2015年12月)

第 5.2.5 図(2) 敷地周辺における M4.0 以下の地震の震源鉛直分布
((2)～(2')断面)

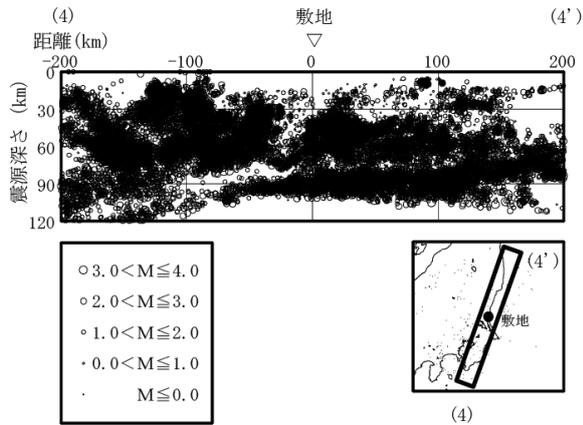


(1998年1月～2011年2月)

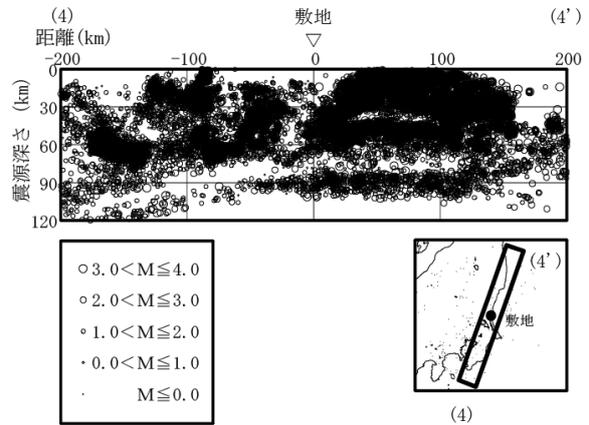


(2011年3月～2015年12月)

第 5.2.5 図(3) 敷地周辺における M4.0 以下の地震の震源鉛直分布
((3)～(3')断面)

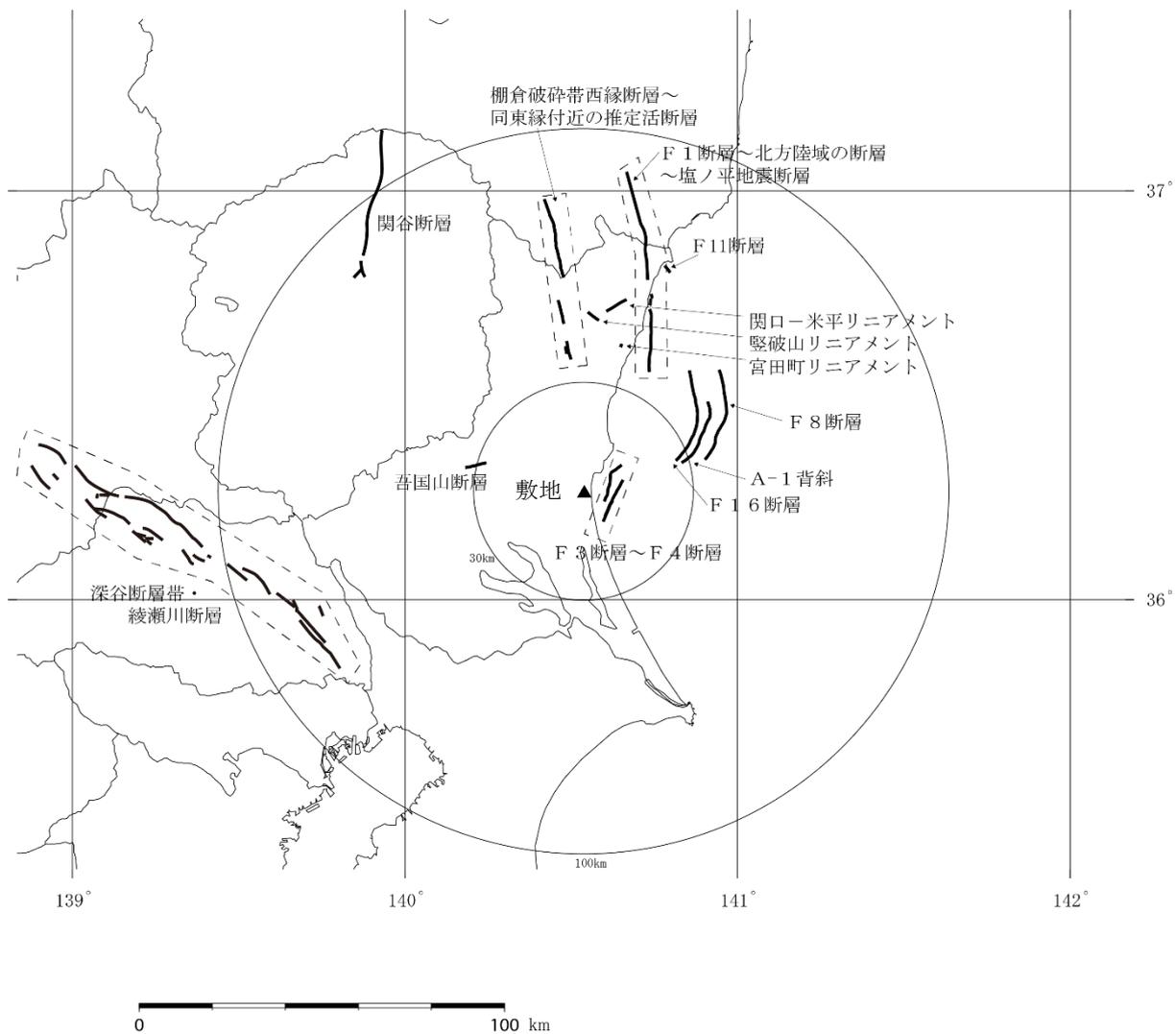


(1998年1月～2011年2月)

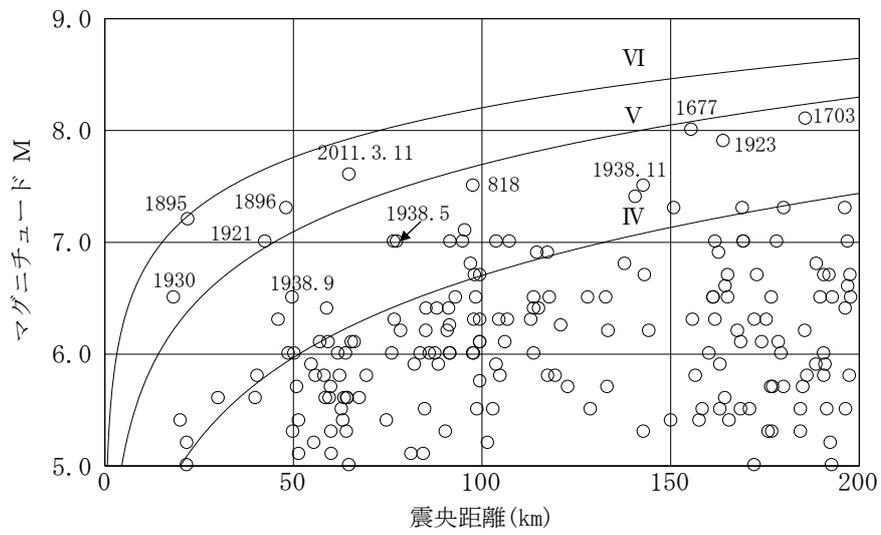


(2011年3月～2015年12月)

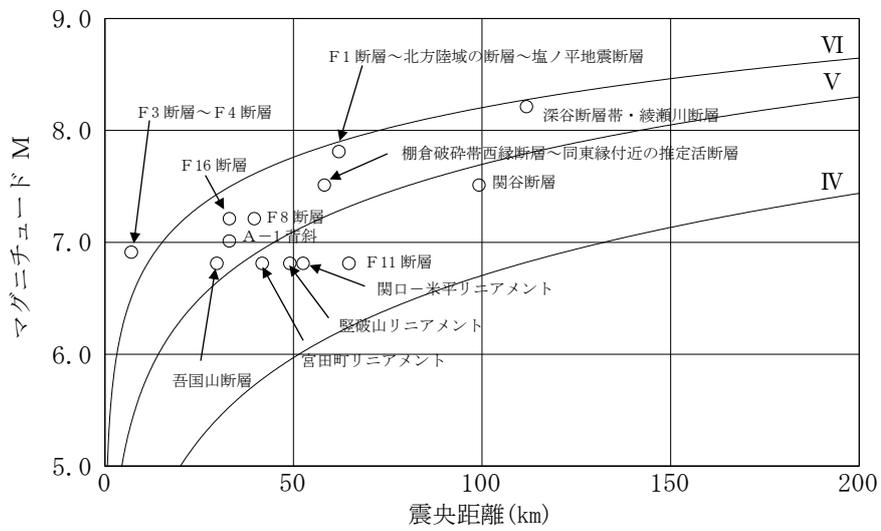
第 5.2.5 図(4) 敷地周辺における M4.0 以下の地震の震源鉛直分布
((4)～(4')断面)



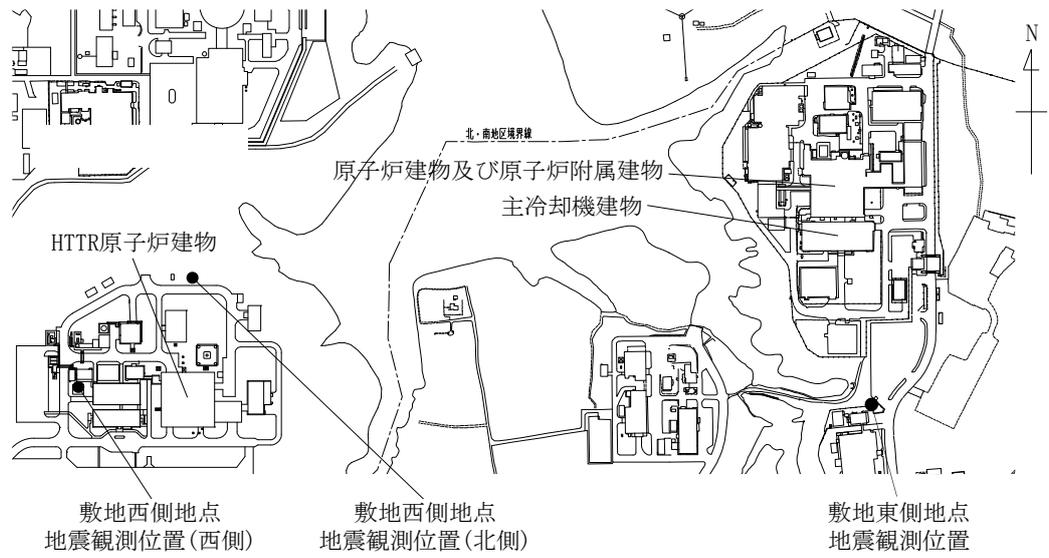
第 5.3.1 図 地質調査結果に基づく敷地周辺の活断層等の分布



第 5. 4. 1 図 敷地周辺の被害地震のマグニチュードー震央距離



第 5.4.2 図 地質調査結果に基づく敷地周辺の
活断層等から想定されるマグニチュードー震央距離



(敷地西側地点)

T. P.	G. L.	地震観測位置		
		西側※1	北側※2	
37.1m	0m			地表面
36.1m	-1m	○		
7.1m	-30m		○	
5.1m	-32m	○		
-57.9m	-95m	○		
-135.4m	-172.5m			解放基盤表面
-136.9m	-174m	○		
-212.9m	-250m		○	

(敷地東側地点)

T. P.	G. L.	地震観測位置	
38.5m	0m	○	地表面
6.5m	-32m	○	
-131.5m	-170m	○※3	
-134.5m	-173m	○※4	
-135.4m	-173.9m		解放基盤表面

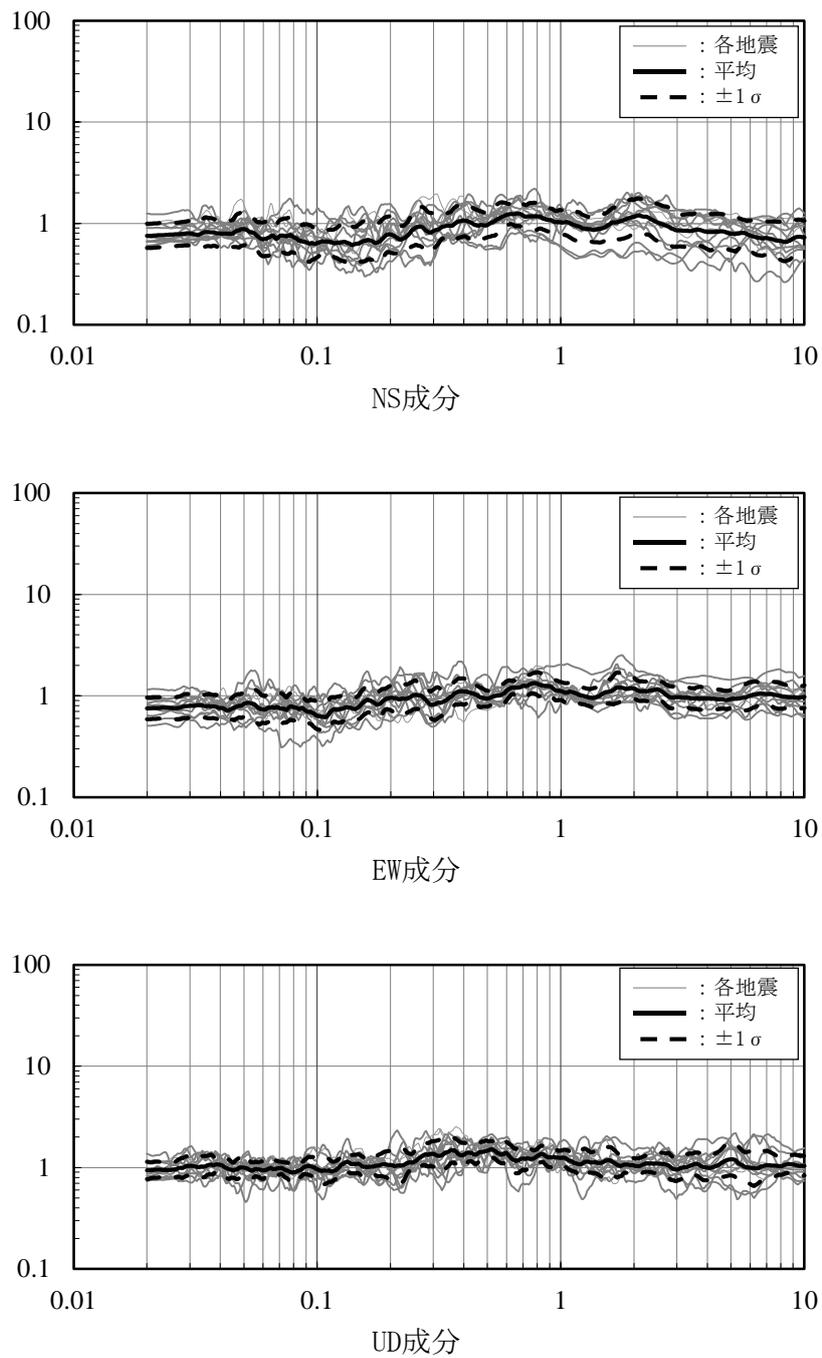
※3 観測期間 2016年1月26日～

※4 観測期間 2012年4月1日～2016年1月25日

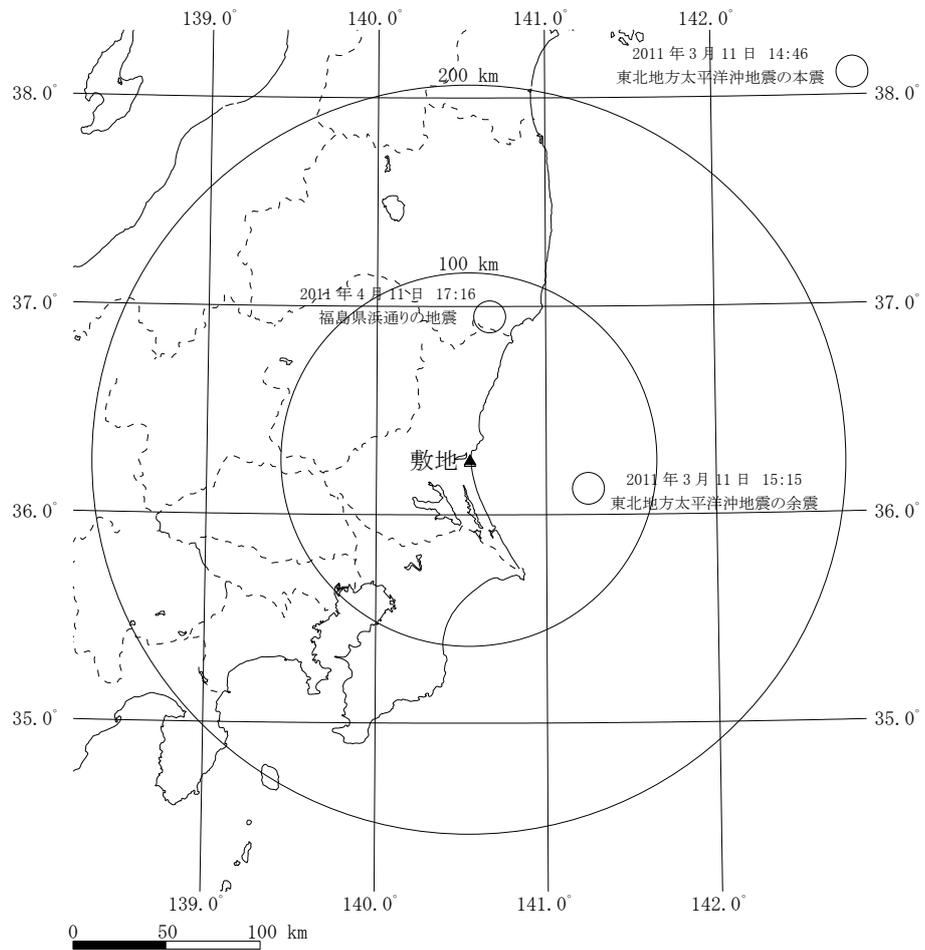
※1 観測期間 1987年～

※2 観測期間 1998年～

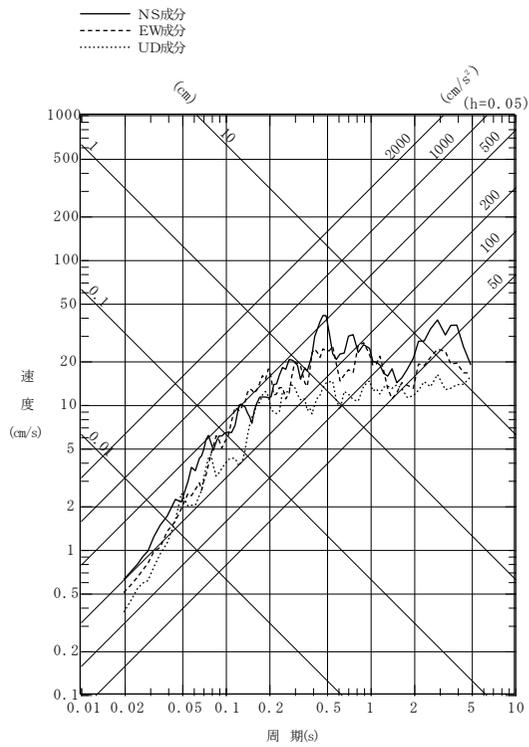
第 5.5.1 図 敷地における地震観測位置



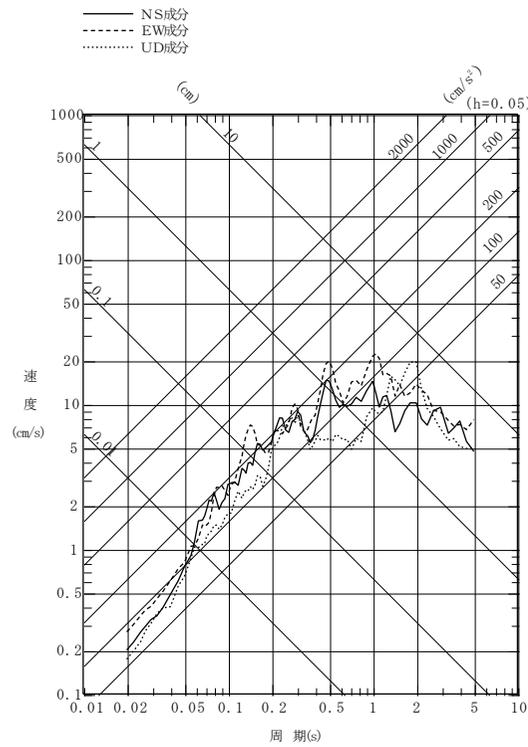
第 5.5.2 図 敷地西側地点と敷地東側地点の解放基盤表面付近の地震観測記録に基づく
 応答スペクトル比 (敷地東側地点/敷地西側地点)



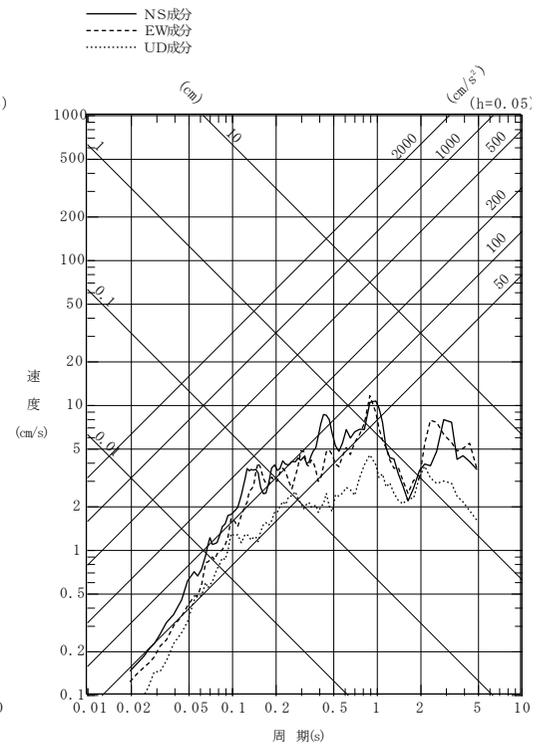
第 5.5.3 図 敷地地盤で観測された主な地震の震央分布



(2011年3月11日東北地方太平洋沖地震の本震)

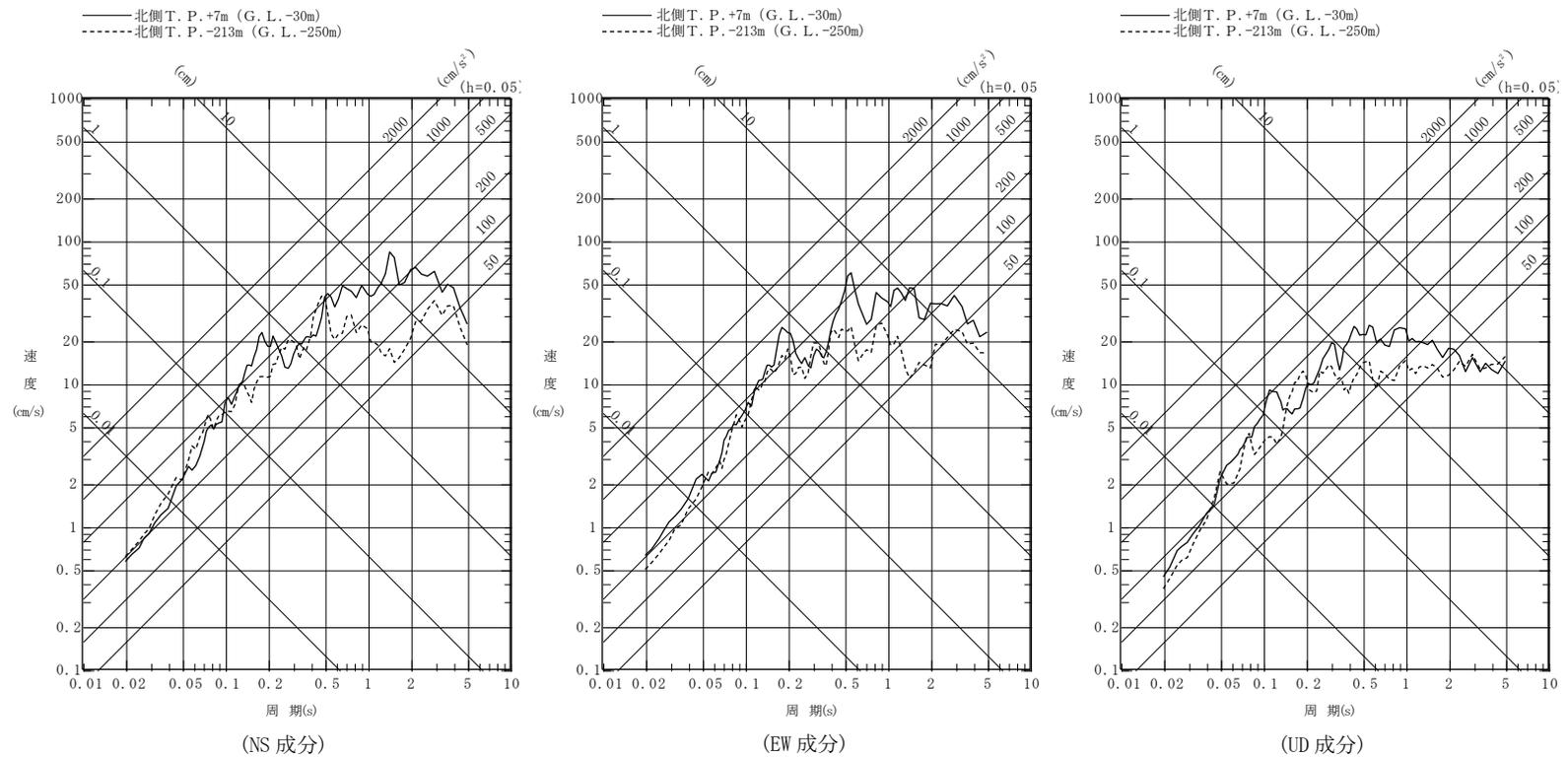


(2011年3月11日東北地方太平洋沖地震の余震)

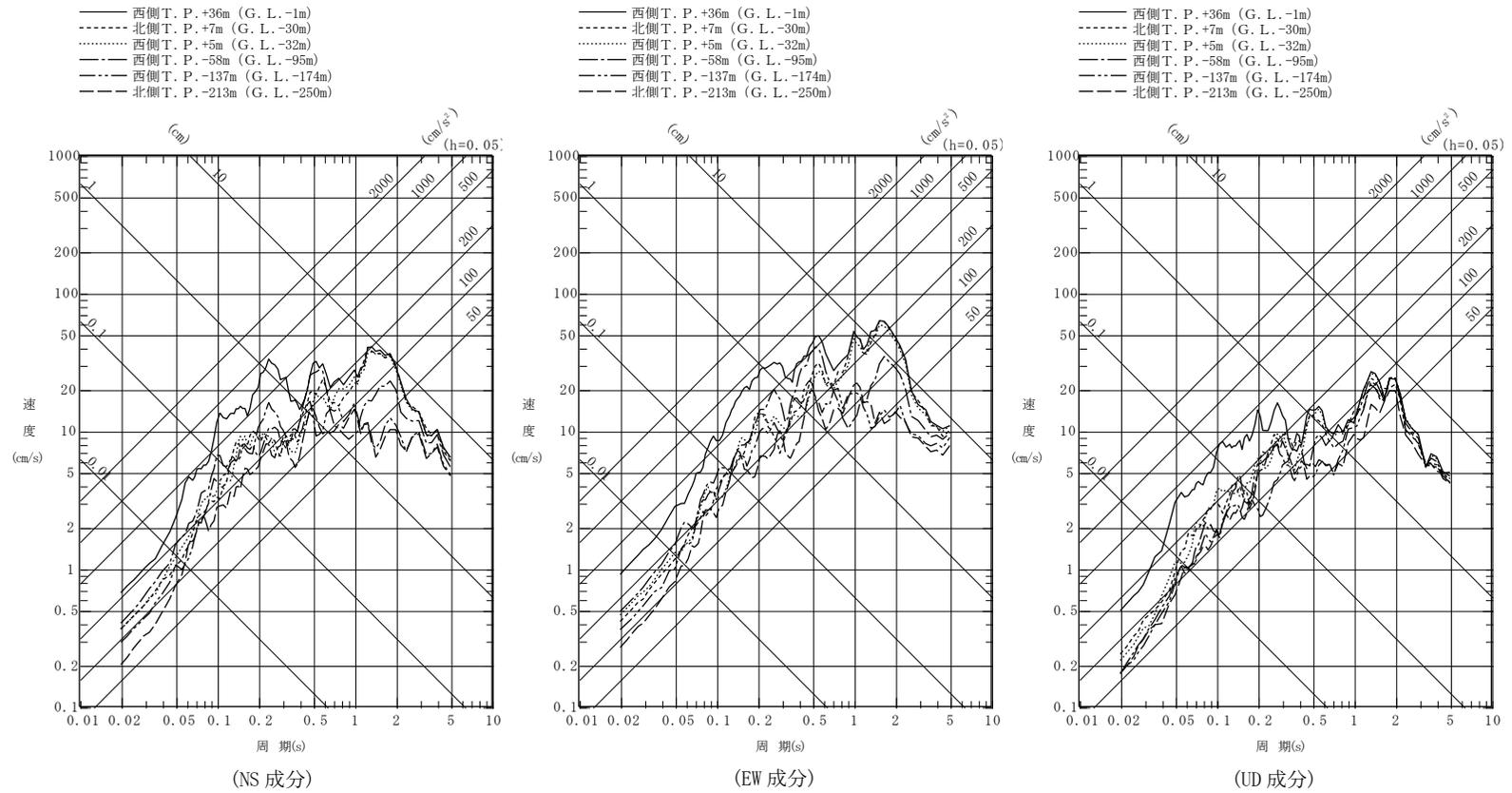


(2011年4月11日福島県浜通りの地震)

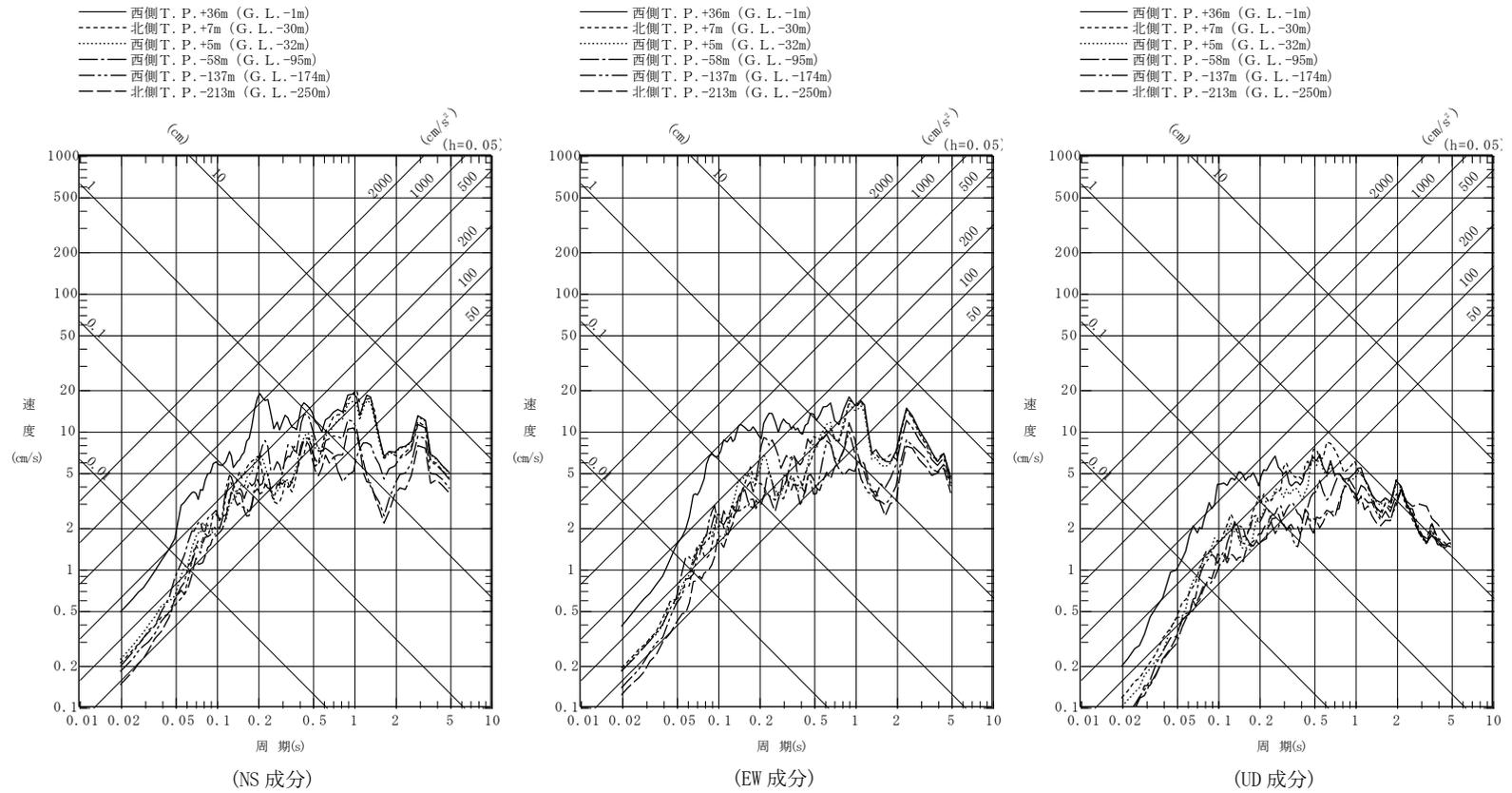
第 5.5.4 図 観測記録の応答スペクトル
(地中最深部(T.P. -213m (G.L. -250m)))



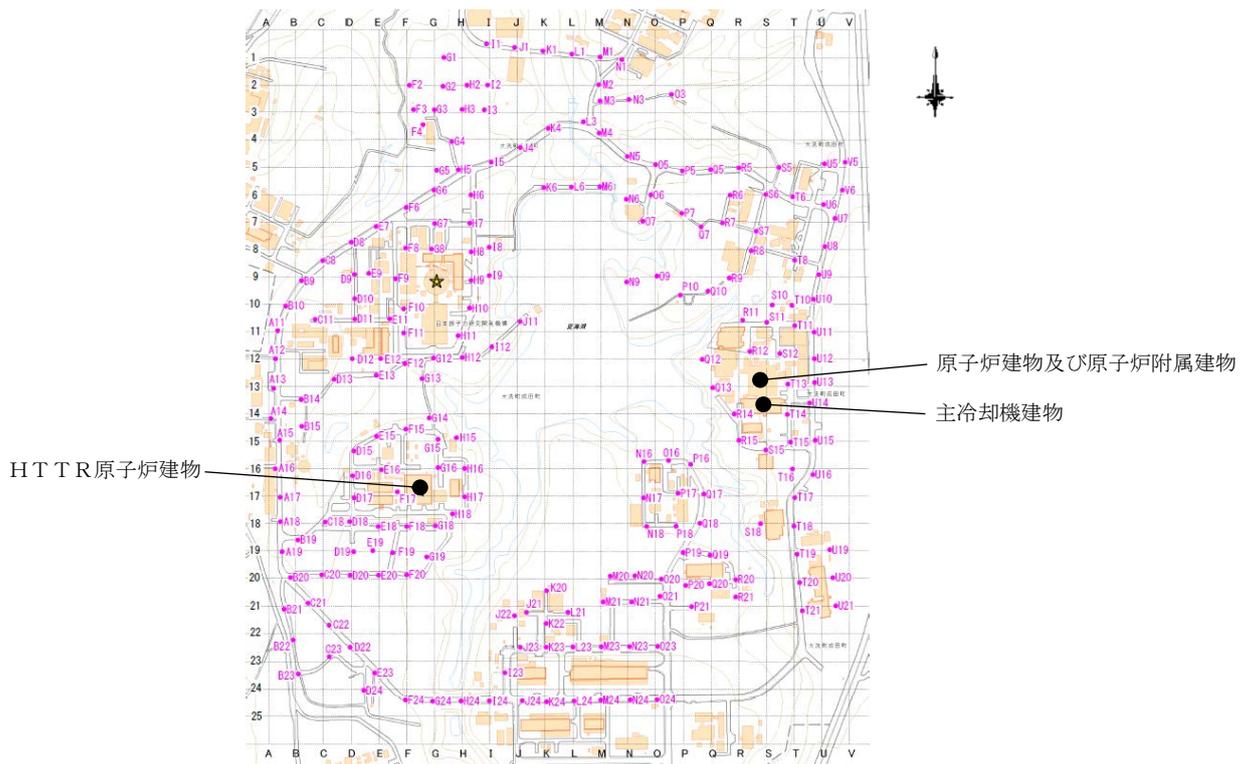
第 5.5.5 図(1) 観測記録の応答スペクトル
(各深度、2011 年 3 月 11 日東北地方太平洋沖地震の本震)



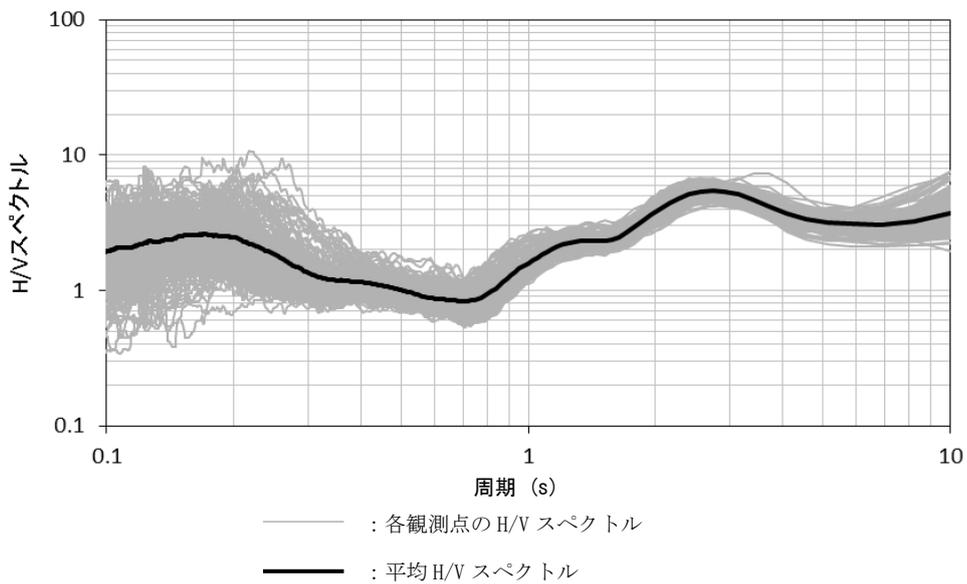
第 5.5.5 図(2) 観測記録の応答スペクトル
(各深度、2011年3月11日東北地方太平洋沖地震の余震)



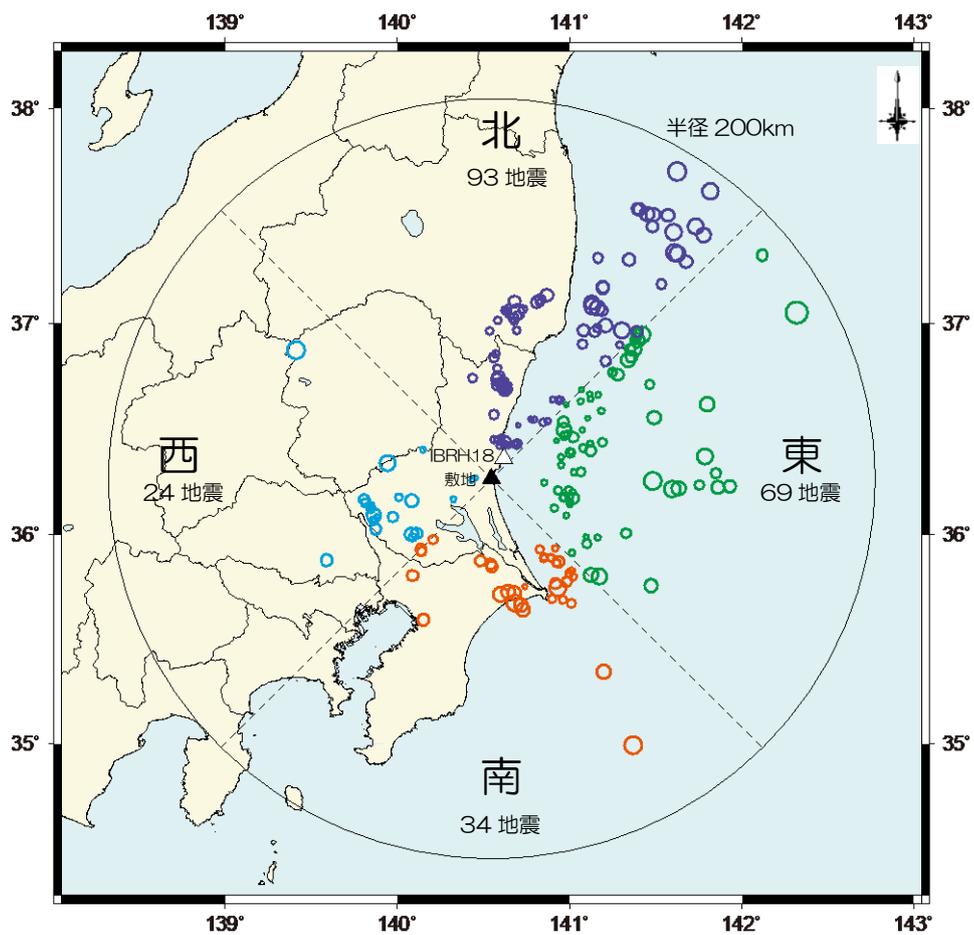
第 5.5.5 図(3) 観測記録の応答スペクトル
(各深度、2011 年 4 月 11 日福島県浜通りの地震)



※ ● : 単点微動観測の測定位置
 ※ 約 50m 格子間隔を目安に単点微動観測を実施



第 5. 5. 7 図 敷地における単点微動観測記録による検討結果

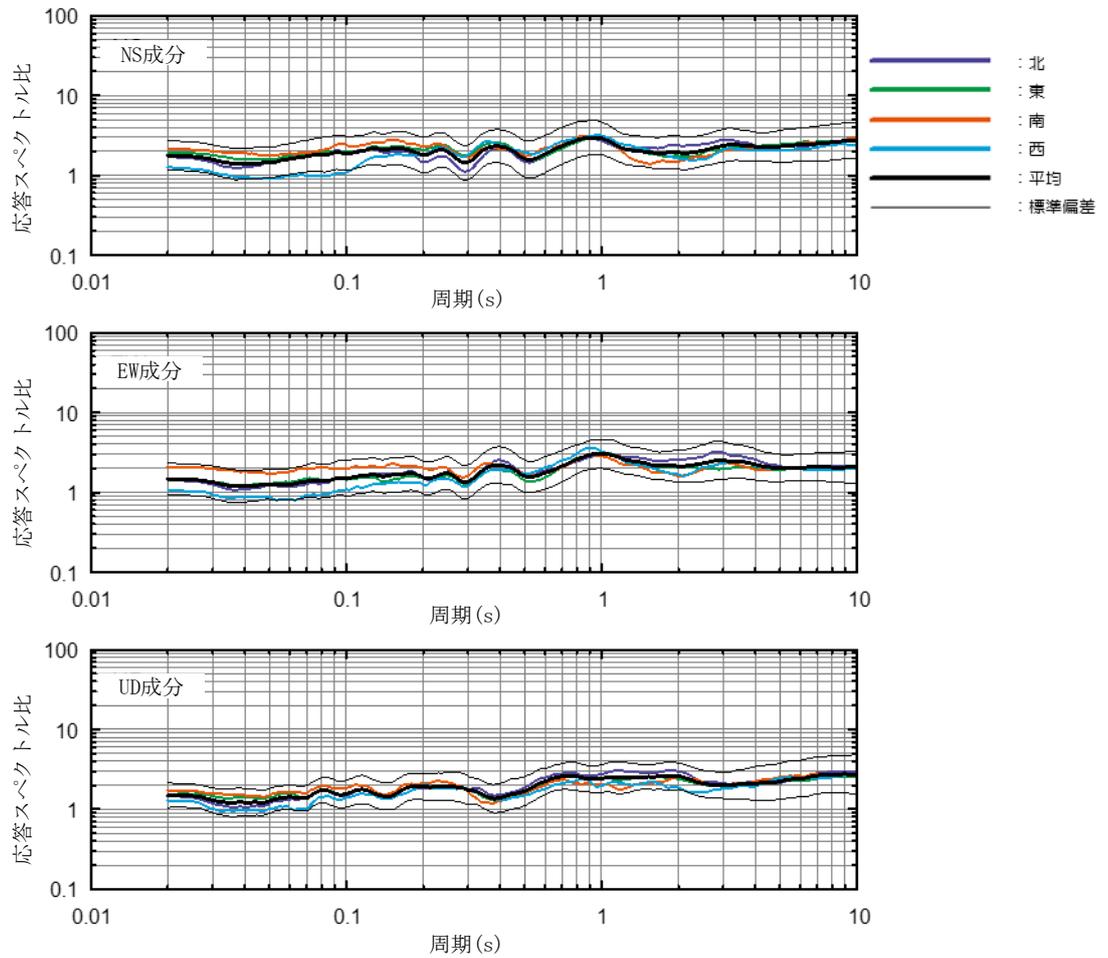


※ IBRH18 : KiK-net ひたちなか観測点

第 5. 5. 8 図(1) 敷地における地震動の到来方向の検討に用いた地震の震央位置
(4 領域)



第 5. 5. 8 図(2) 敷地における地震動の到来方向の検討に用いた地震の震央位置
(9 領域)



$$RI_{A/B} = \frac{S_A \times X_A}{S_B \times X_B}$$

$RI_{A/B}$: 応答スペクトル比

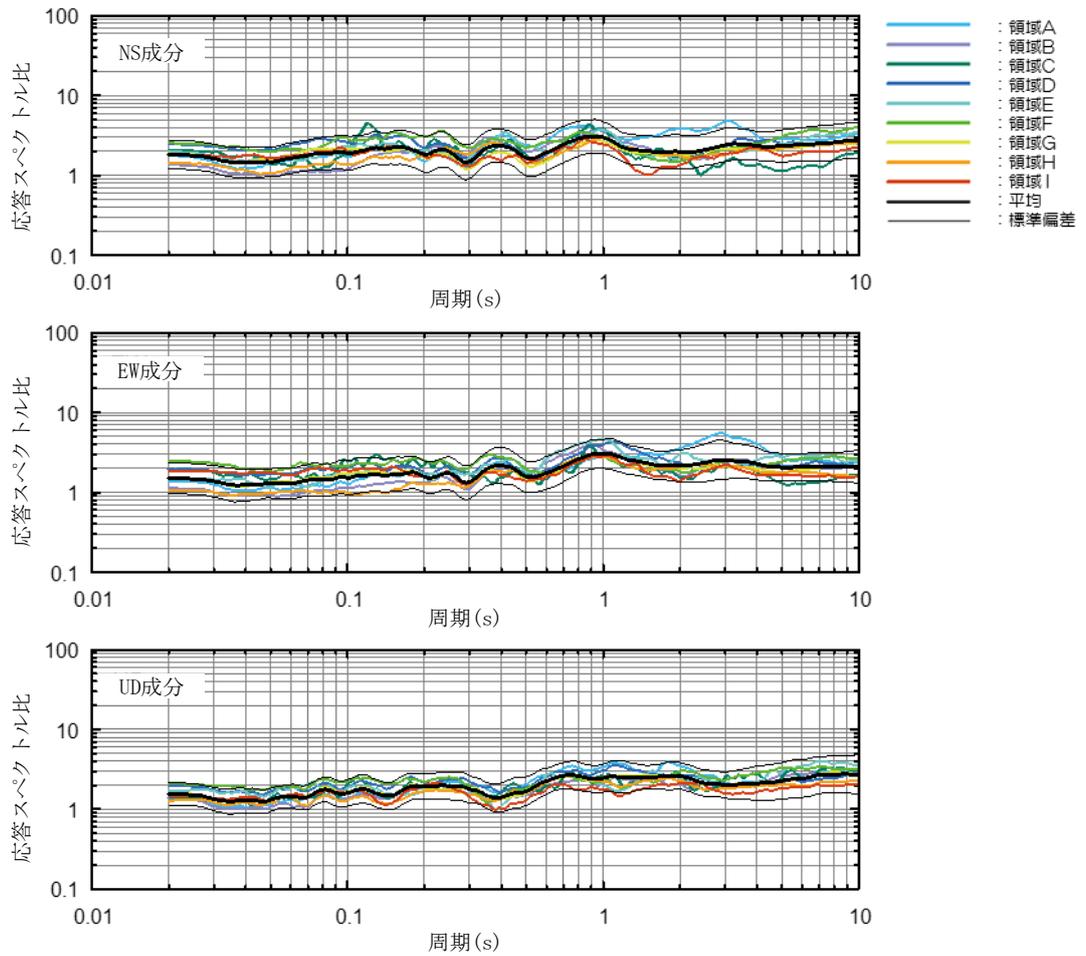
S_A : 敷地観測記録の加速度応答スペクトル

S_B : KiK-netひたちなか観測記録の加速度応答スペクトル

X_A : 敷地までの震源距離

X_B : KiK-netひたちなかまでの震源距離

第 5.5.9 図(1) 敷地における地震動の到来方向による検討結果(4 領域)



$$RI_{A/B} = \frac{S_A \times X_A}{S_B \times X_B}$$

$RI_{A/B}$: 応答スペクトル比

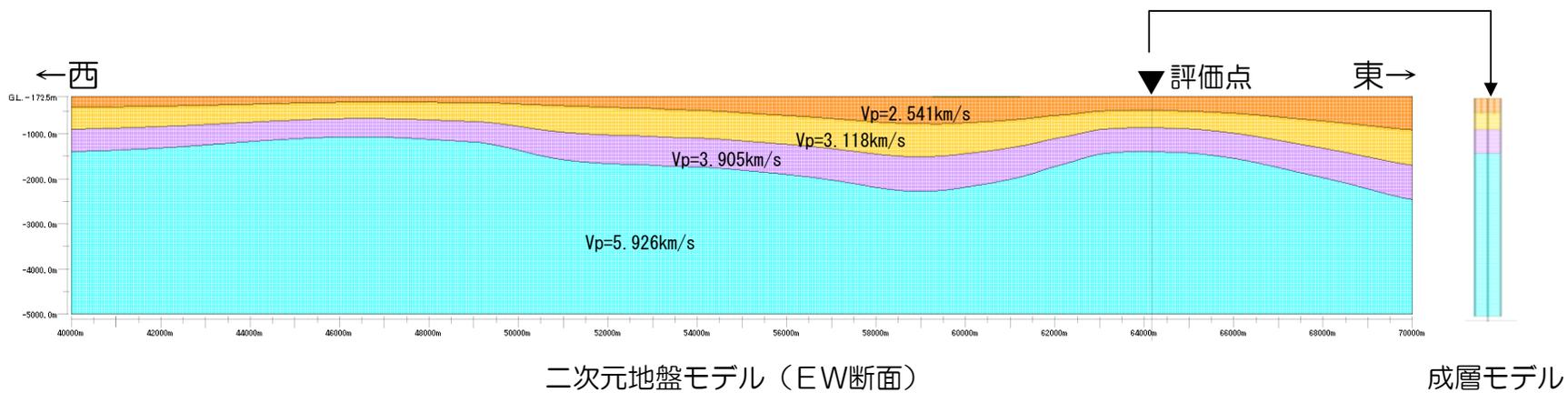
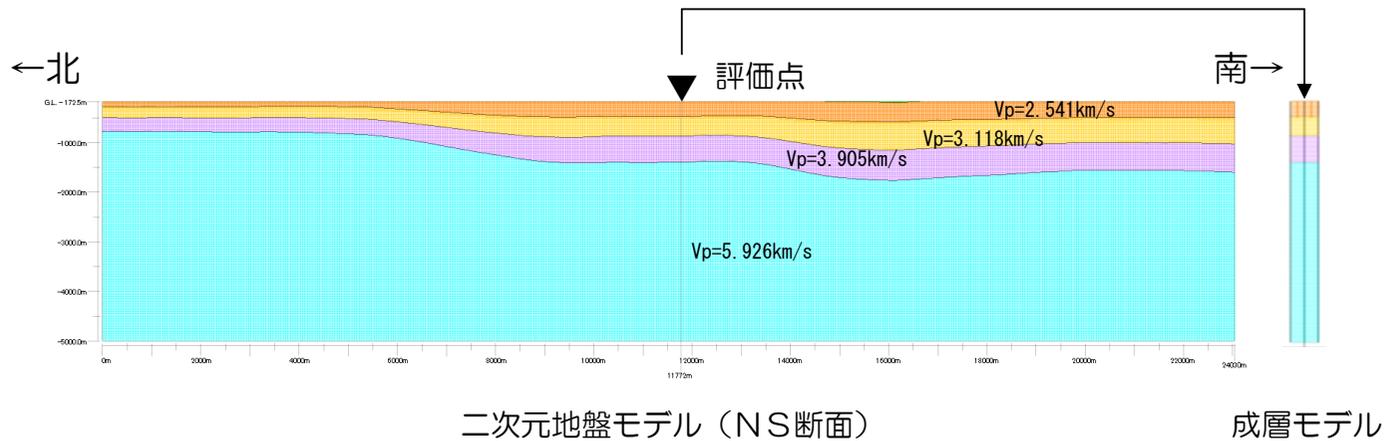
S_A : 敷地観測記録の加速度応答スペクトル

S_B : KiK-netひたちなか観測記録の加速度応答スペクトル

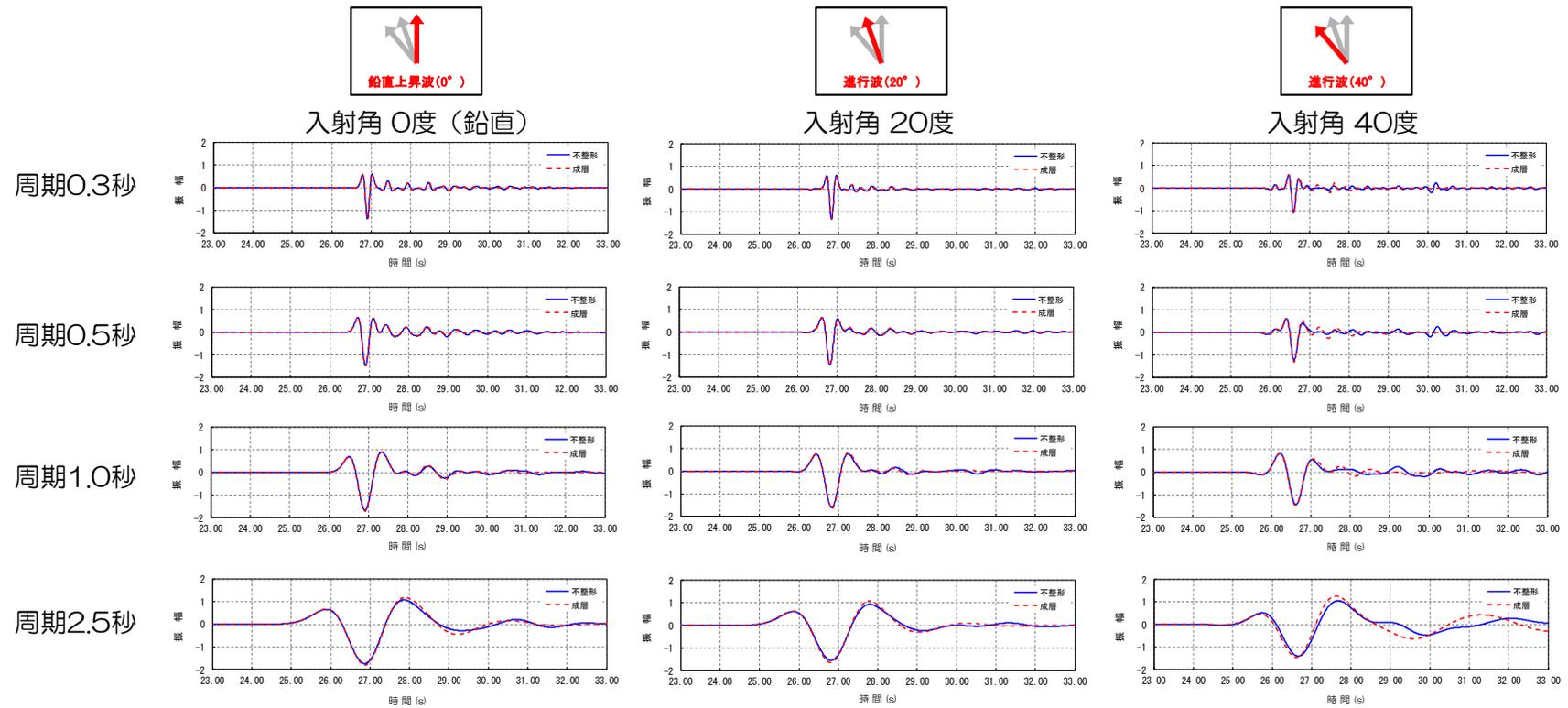
X_A : 敷地までの震源距離

X_B : KiK-netひたちなかまでの震源距離

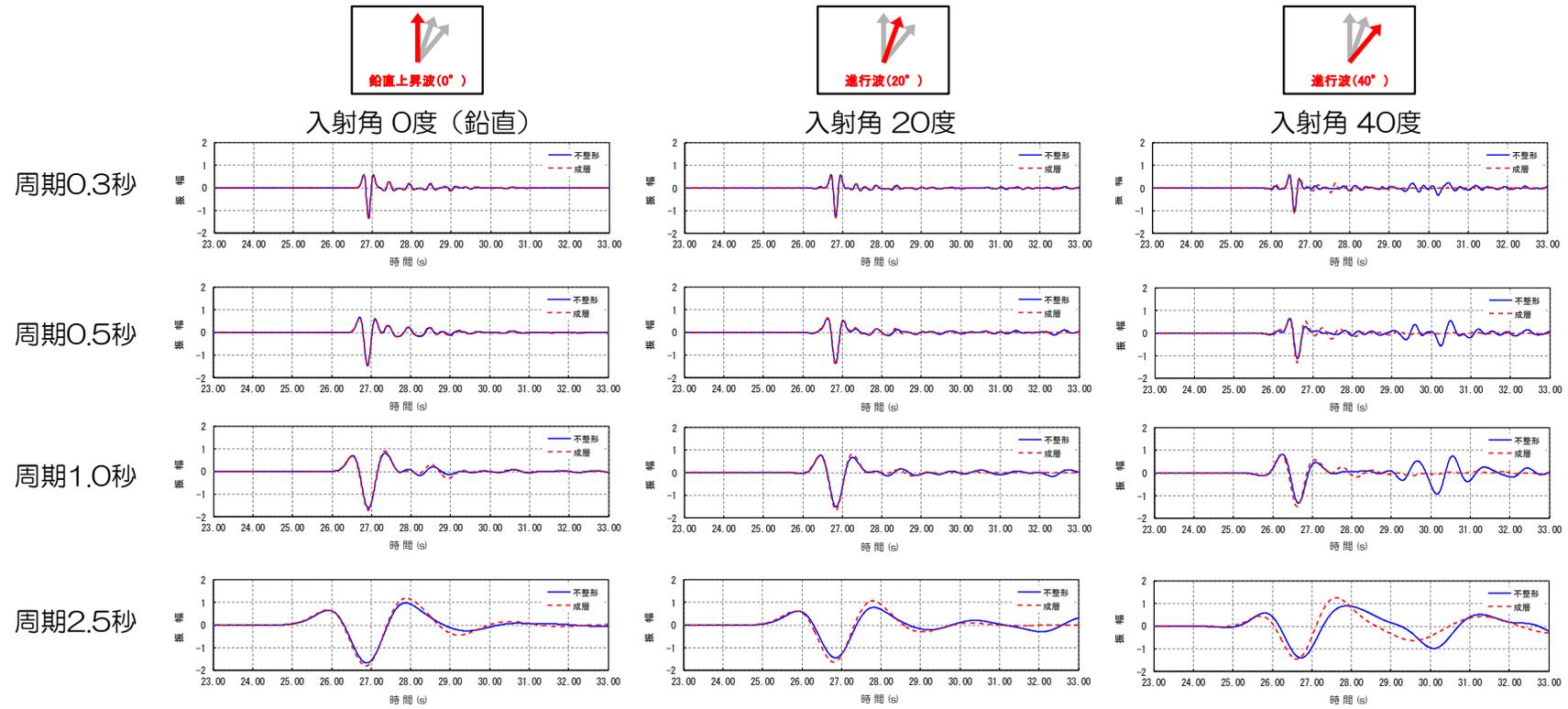
第 5.5.9 図(2) 敷地における地震動の到来方向による検討結果(9 領域)



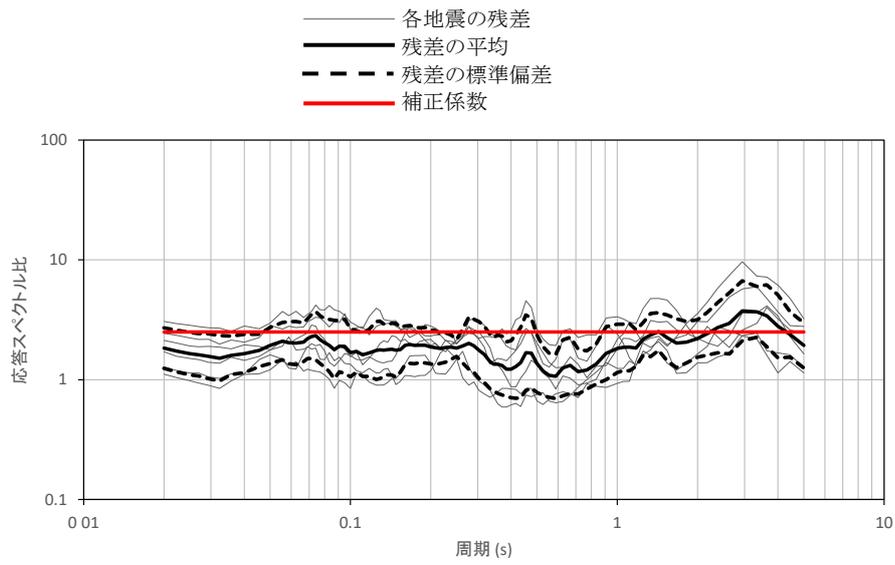
第 5. 5. 10 図 敷地及び敷地周辺で実施した各種探査結果等を基に作成した二次元地盤モデル



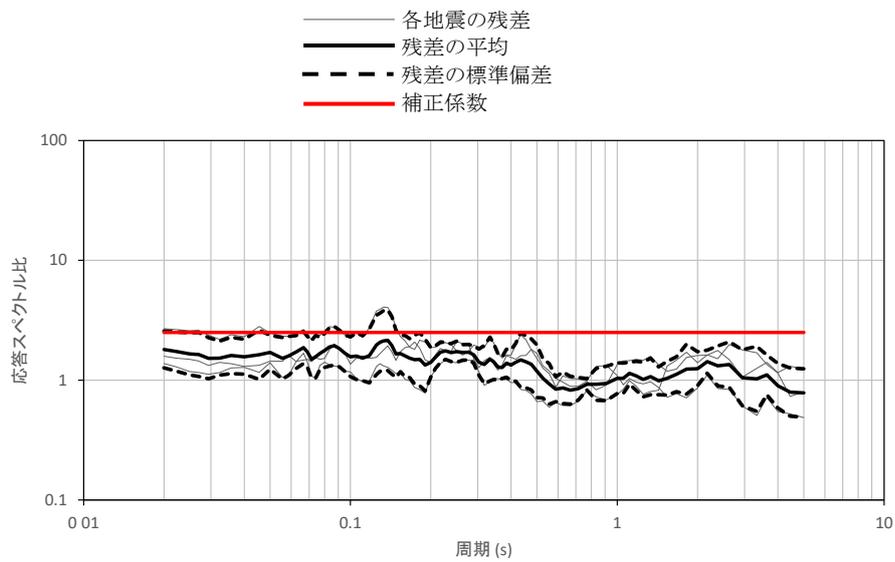
第 5. 5. 11 図(1) 敷地における応答波形の比較 (NS 成分)



第 5.5.11 図(2) 敷地における応答波形の比較 (EW 成分)

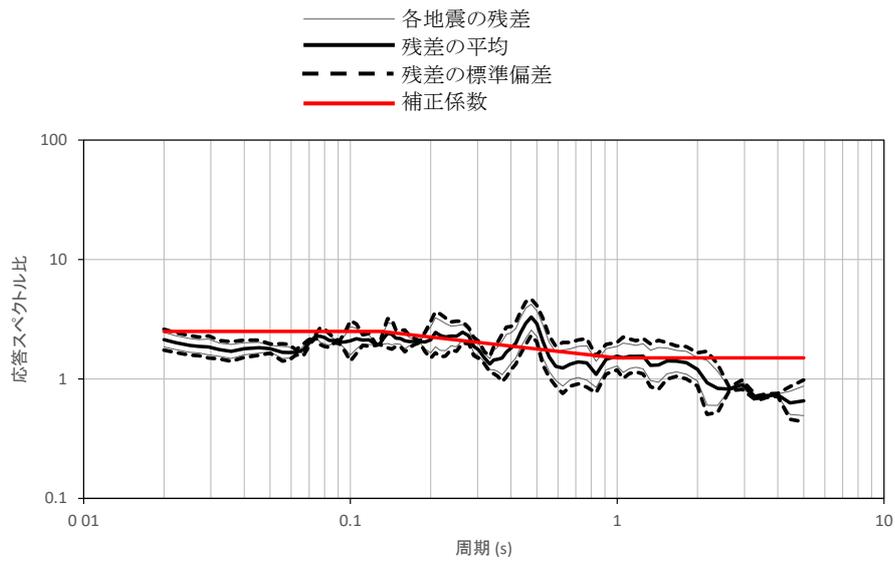


(水平成分)

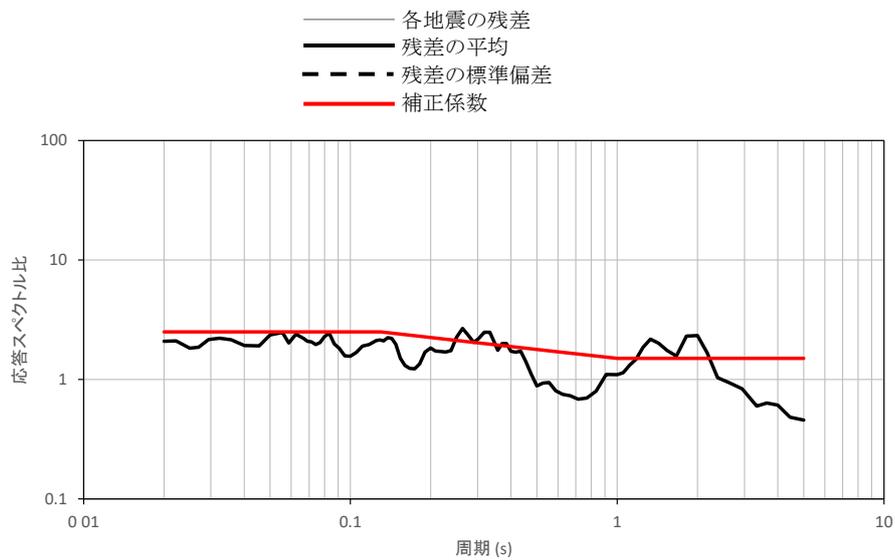


(鉛直成分)

第 5. 6. 1 図(1) 解放基盤波と Noda et al. (2002) の方法による応答スペクトルの比
(福島県と茨城県の県境付近で発生した内陸地殻内地震)



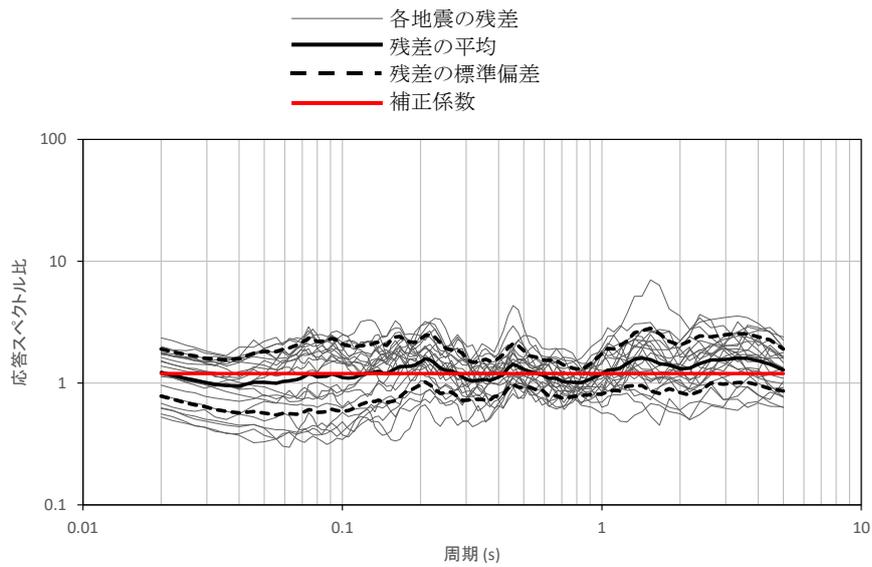
(水平成分)



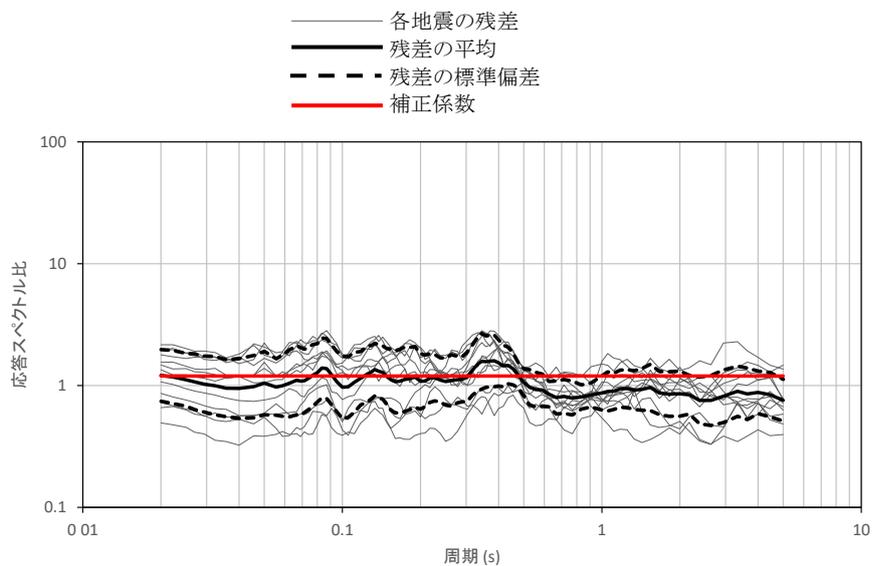
(鉛直成分)

※使用しているデータが1つであるため、各地震の残差及び残差の標準偏差は表示されない。

第 5. 6. 1 図(2) 解放基盤波と Noda et al. (2002) の方法による応答スペクトルの比
(鹿島灘付近で発生した太平洋プレート間地震)

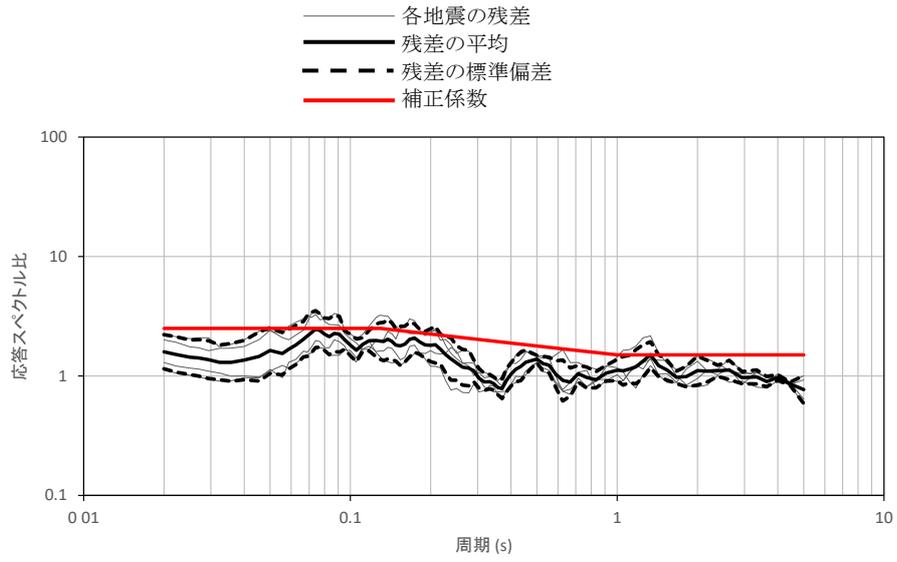


(水平成分)

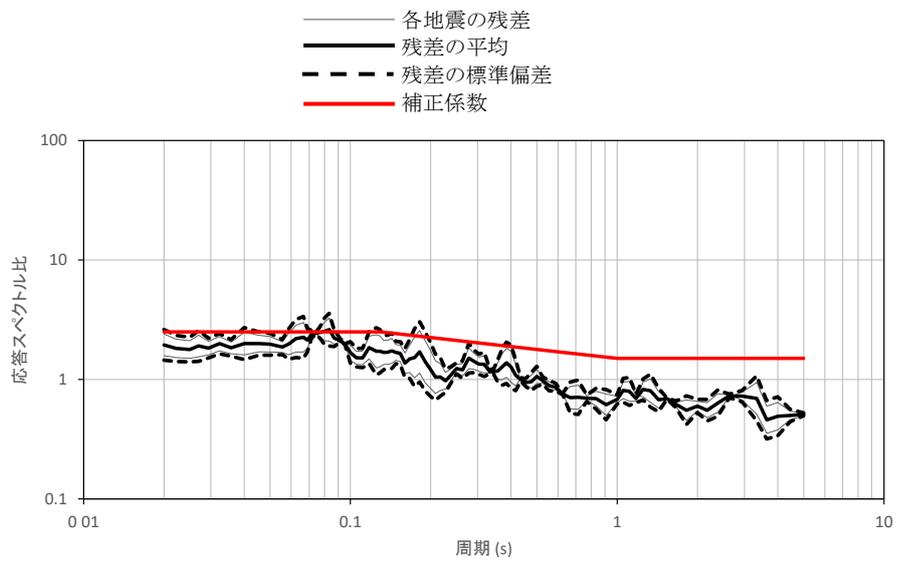


(鉛直成分)

第 5. 6. 1 図(3) 解放基盤波と Noda et al. (2002) の方法による応答スペクトルの比
(鹿島灘付近で発生した地震を除く太平洋プレート間地震)

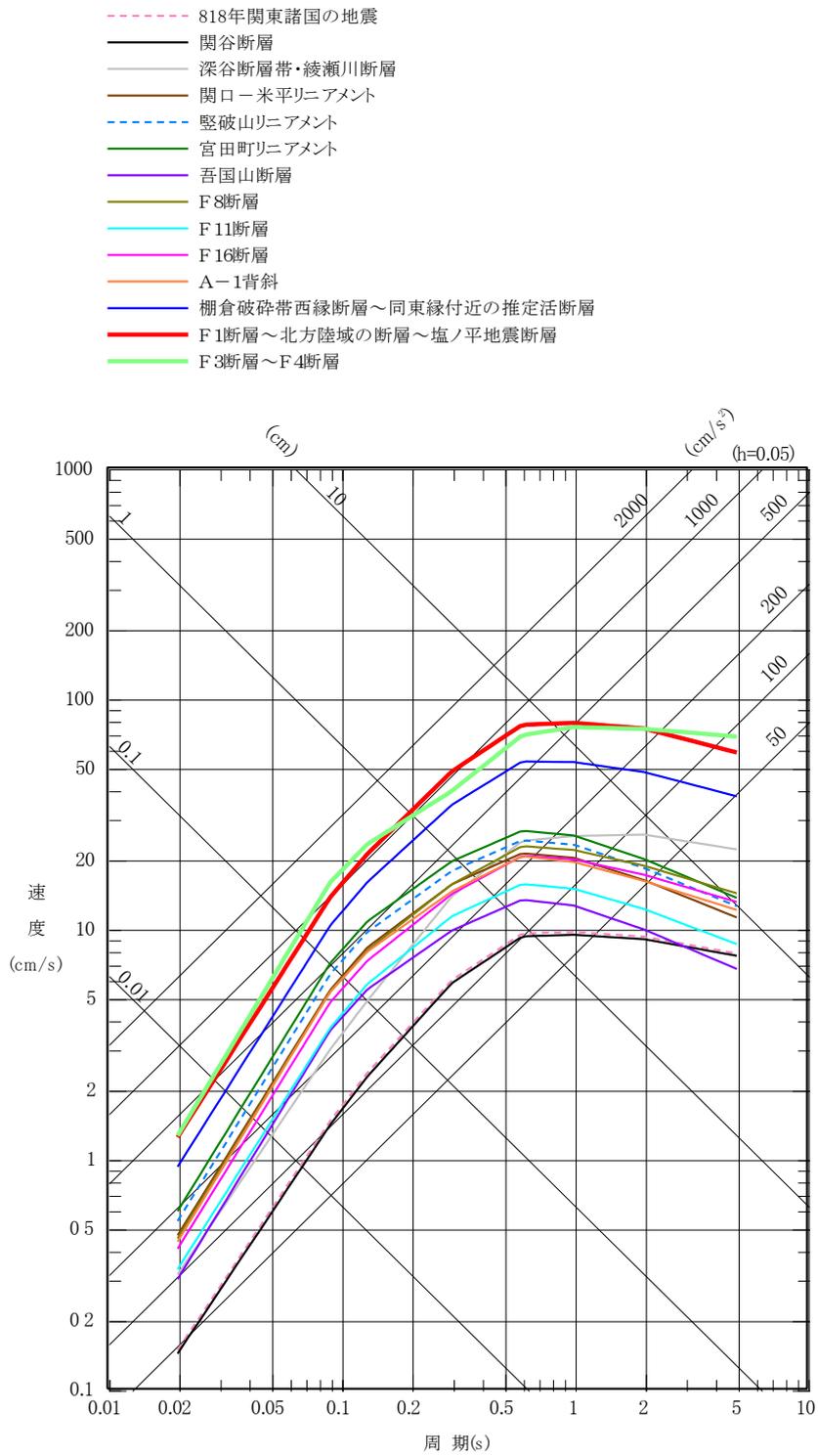


(水平成分)



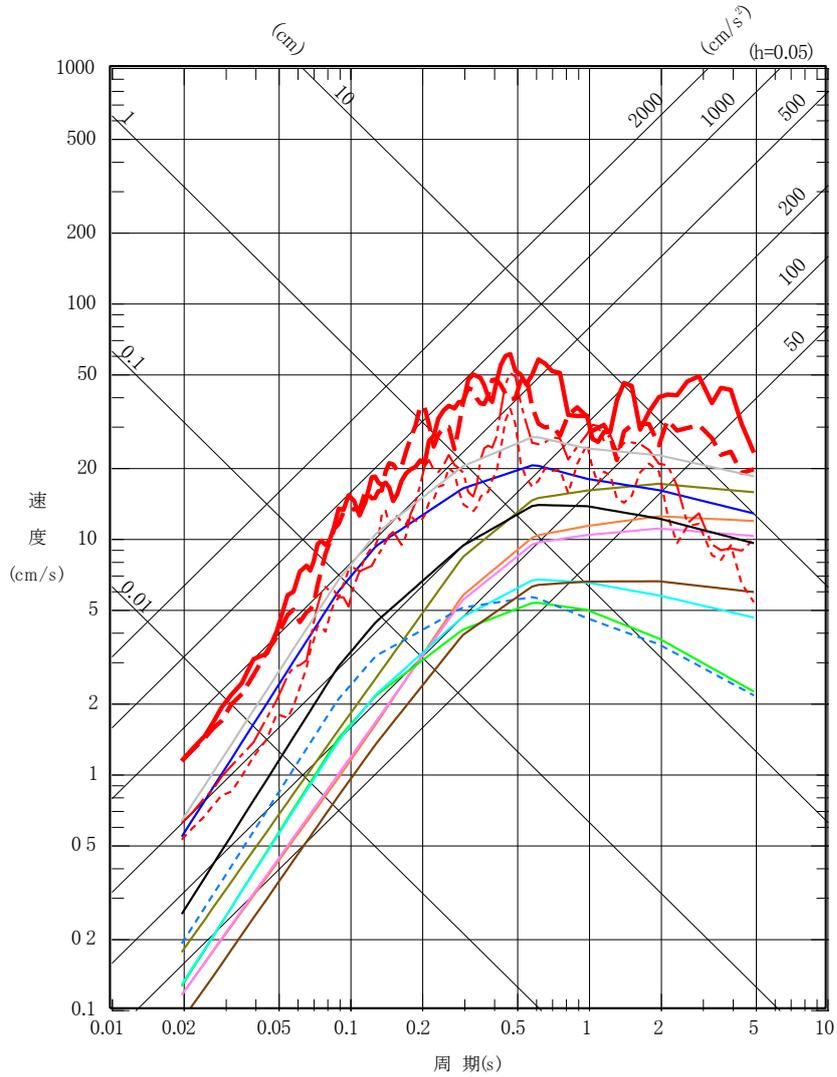
(鉛直成分)

第 5. 6. 1 図(4) 解放基盤波と Noda et al. (2002) の方法による応答スペクトルの比
 (陸域寄りで発生した海洋プレート内地震)

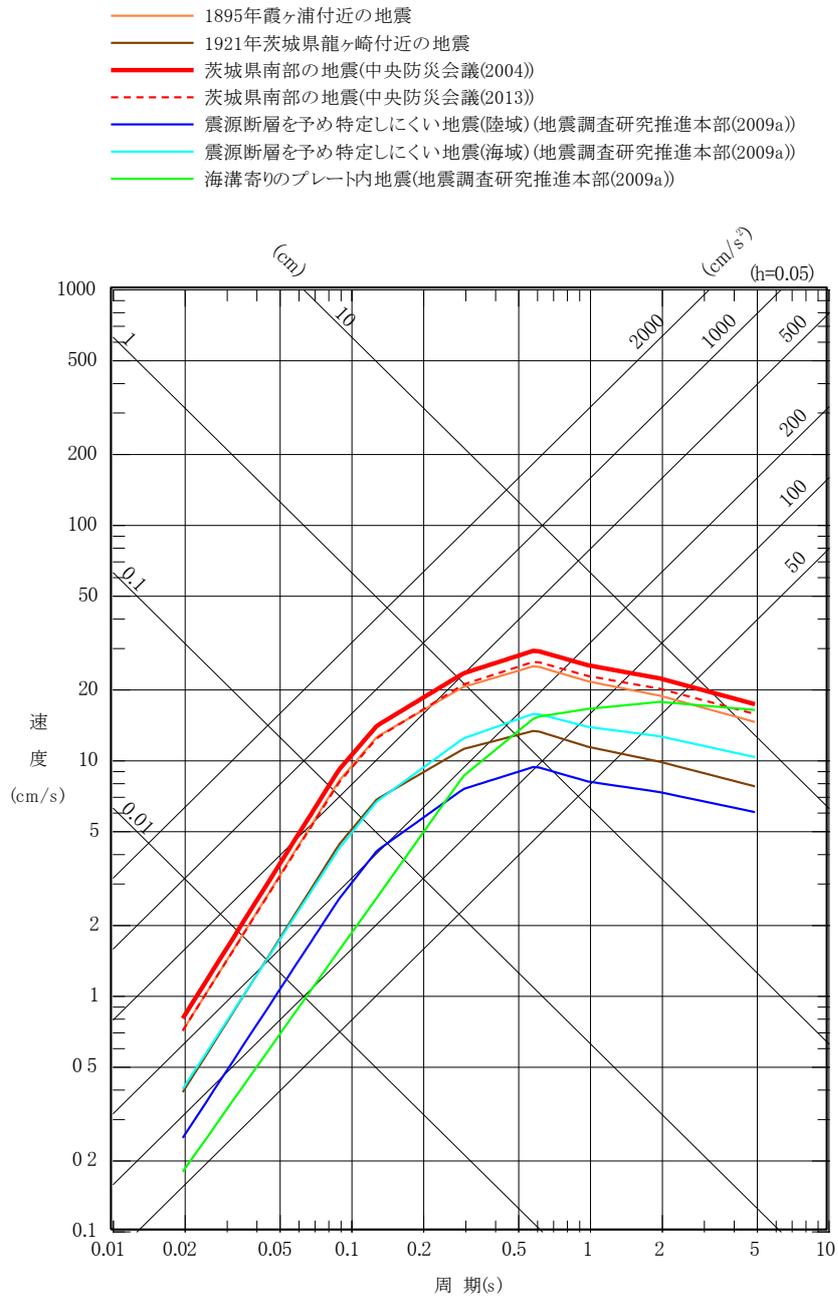


第 5.6.2 図 検討用地震の選定のための応答スペクトルの比較
(内陸地殻内地震、水平成分)

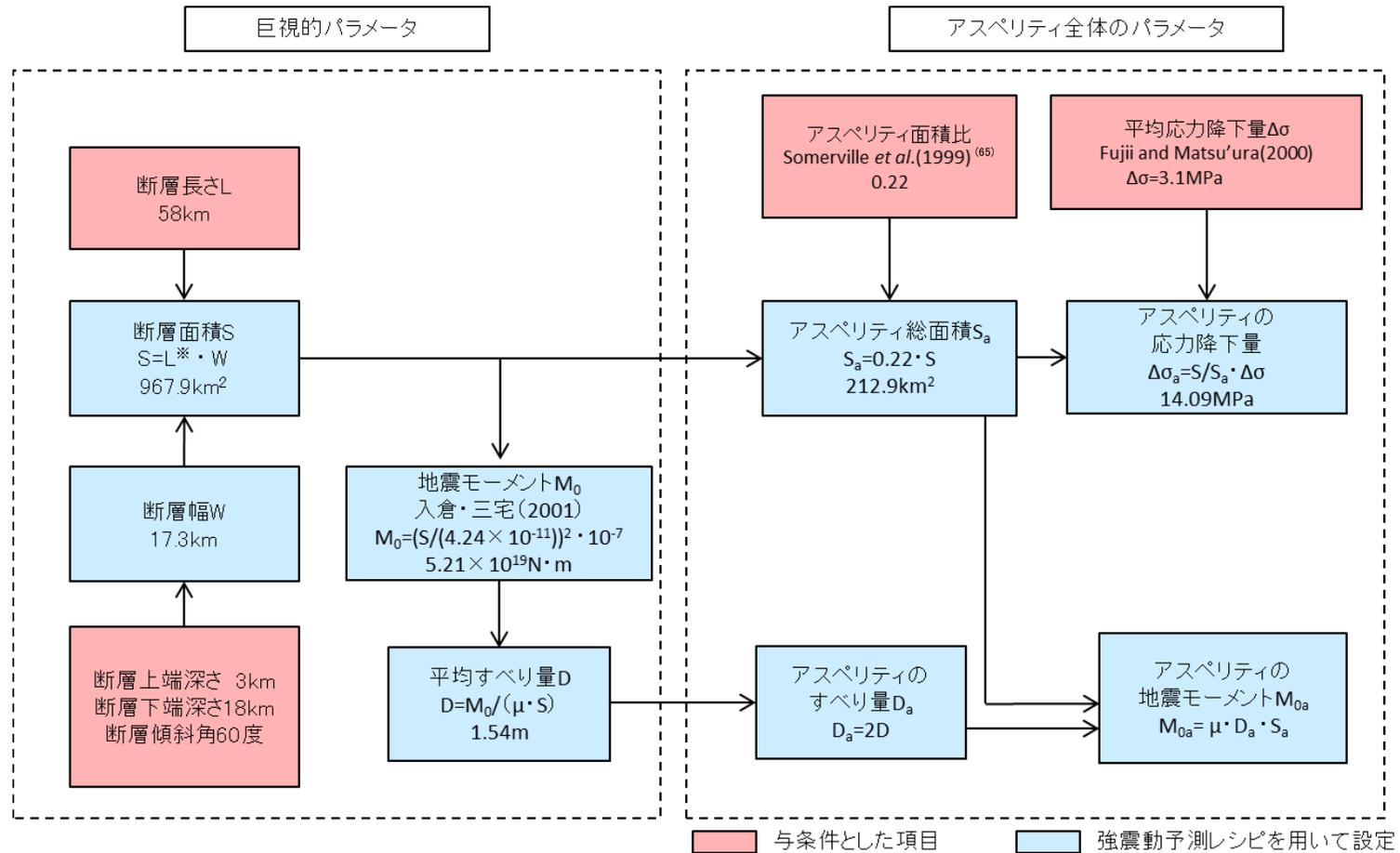
- 1677年磐城・常陸・安房・上総・下総の地震
- 1703年元禄地震
- 1896年鹿島灘の地震
- 1923年関東大地震
- 1930年那珂川下流域の地震
- 1938年塩屋崎沖の地震
- - - 1938年鹿島灘の地震
- 1938年福島県東方沖の地震
- 2011年東北地方太平洋沖地震の本震、NS成分
- - - 2011年東北地方太平洋沖地震の本震、EW成分
- - - 2011年東北地方太平洋沖地震の余震、NS成分
- - - 2011年東北地方太平洋沖地震の余震、EW成分
- 茨城県南部の地震(中央防災会議(2013))
- 茨城県沖の地震(地震調査研究推進本部(2012a))



第 5. 6. 3 図 検討用地震の選定のための応答スペクトルの比較
(プレート間地震、水平成分)



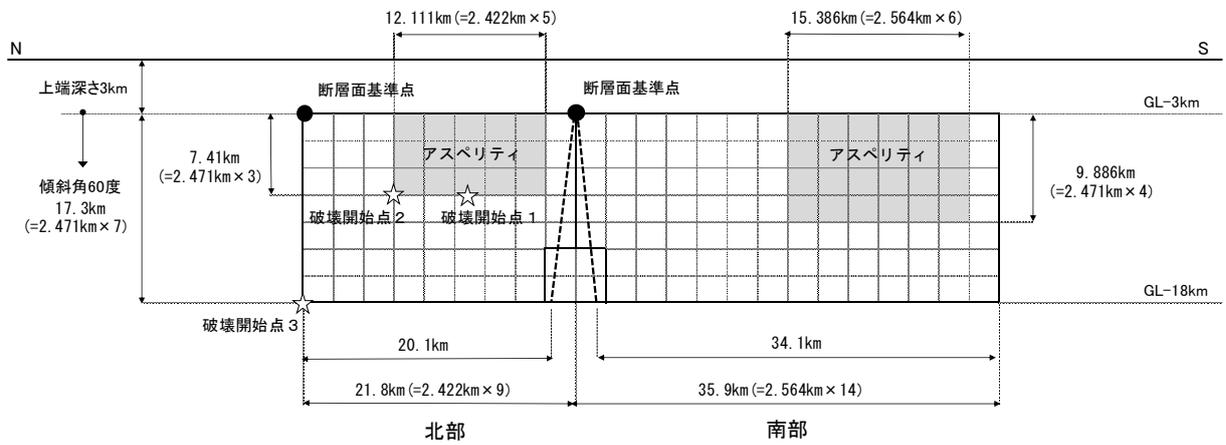
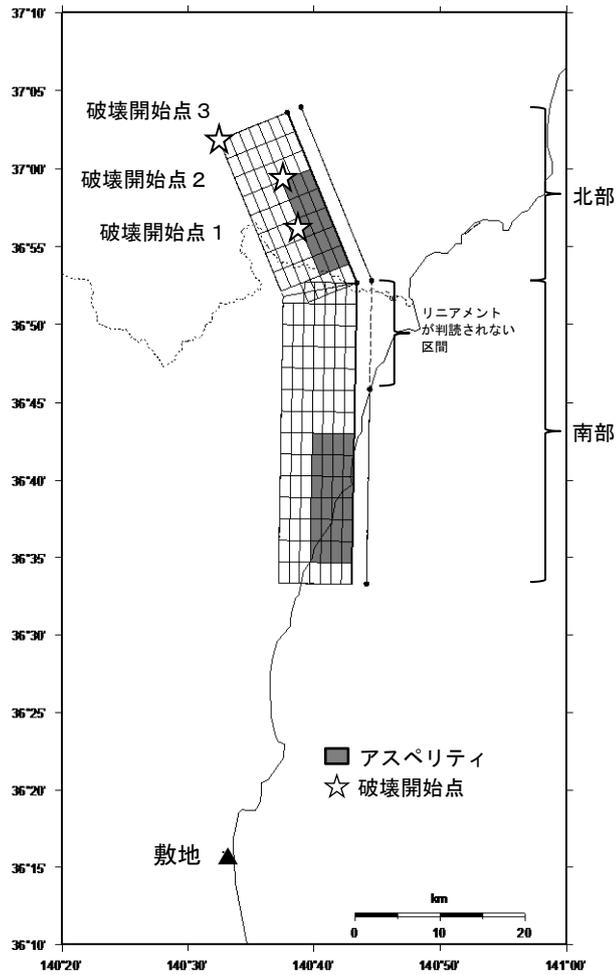
第 5.6.4 図 検討用地震の選定のための応答スペクトルの比較
(海洋プレート内地震、水平成分)



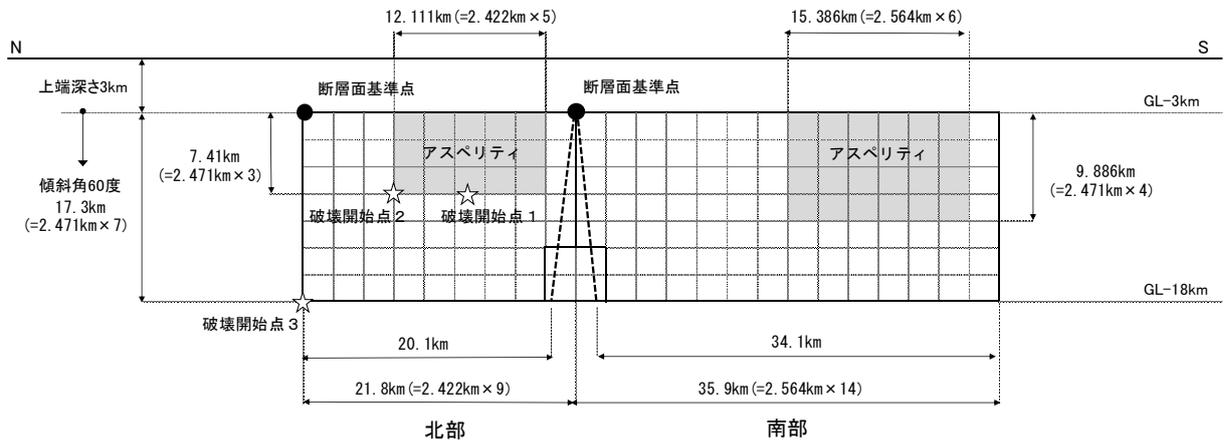
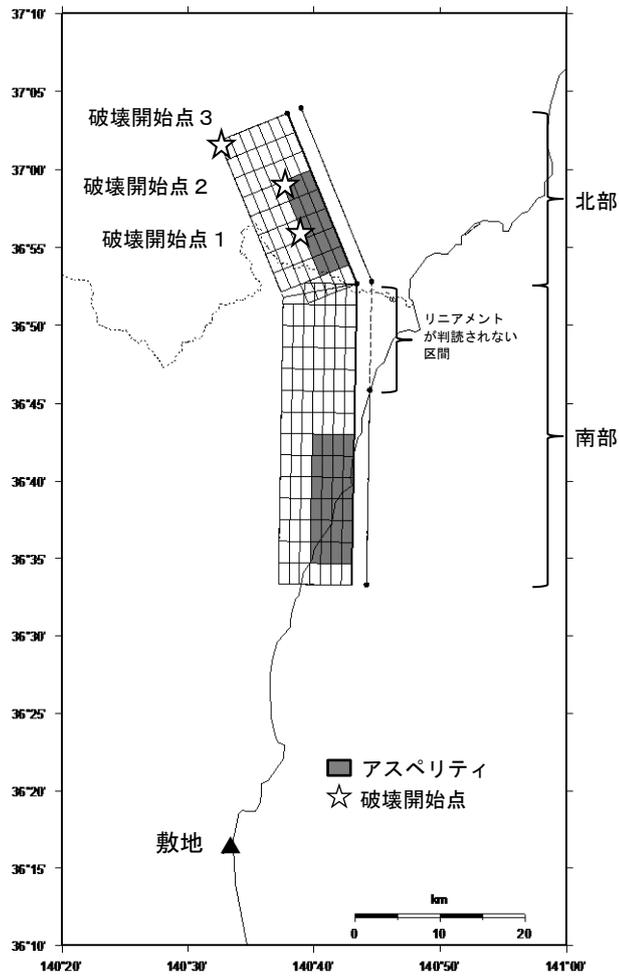
※ 断層形状を台形でモデル化しているため、断層面積を計算する際の断層長さは上辺と下辺の平均値である56.0kmとする。

第 5.6.5 図 断層パラメータの設定フロー

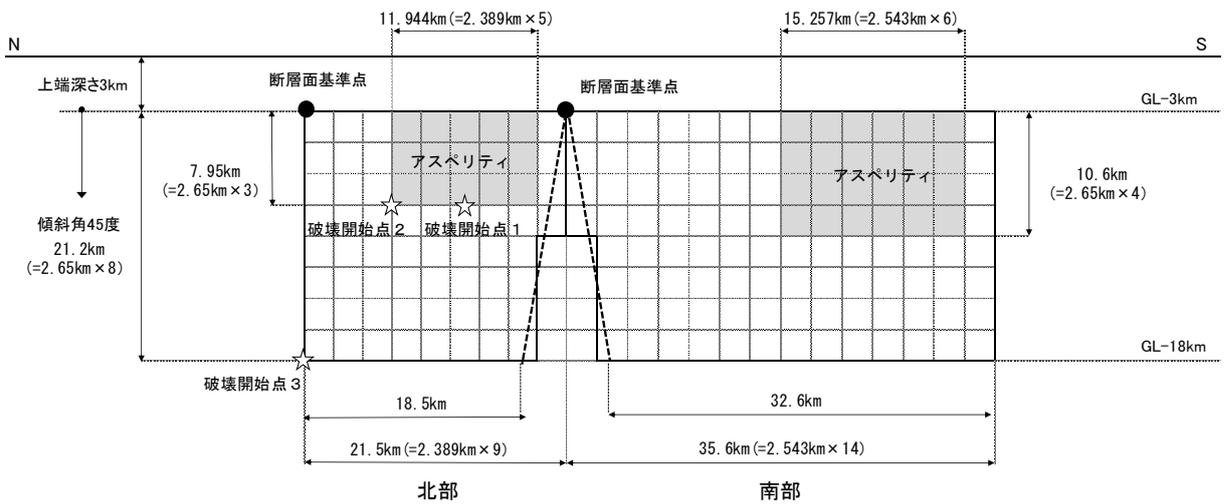
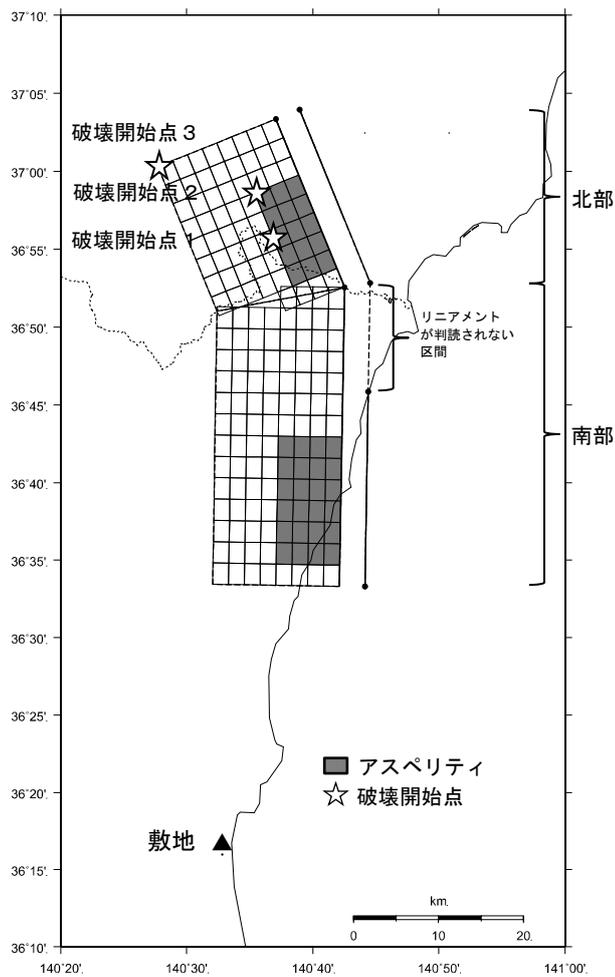
(F1 断層～北方陸域の断層～塩ノ平地震断層による地震、基本震源モデル)



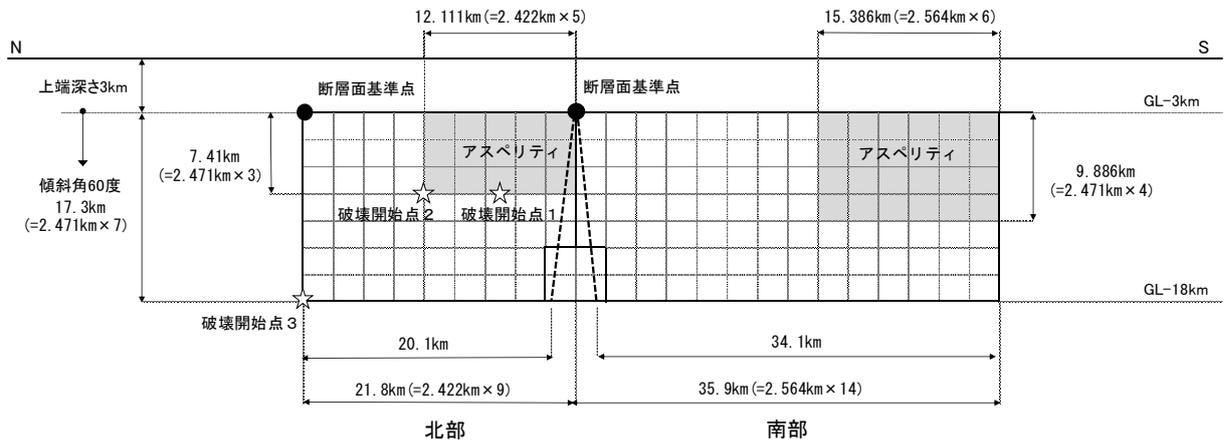
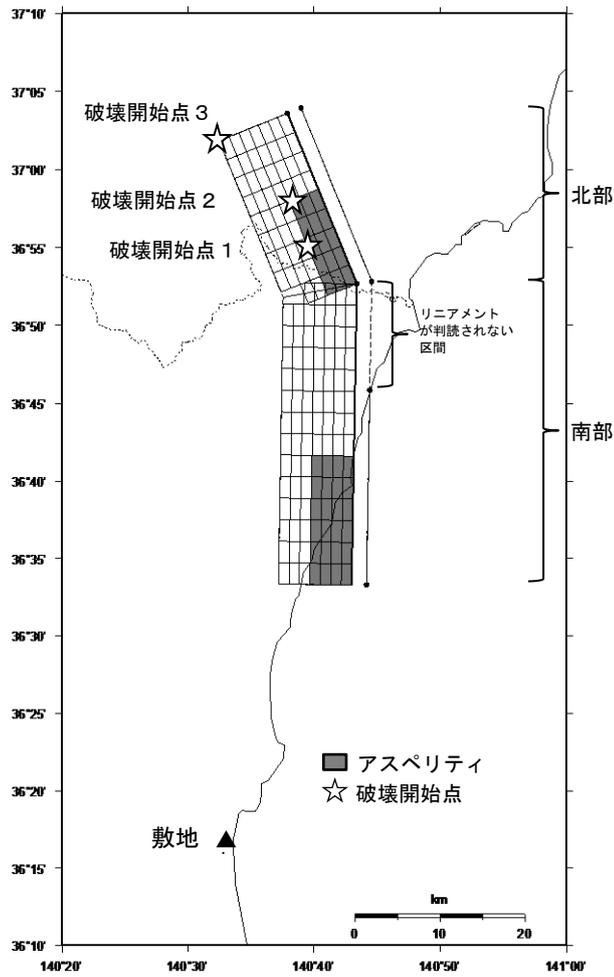
第 5.6.6 図 F1 断層～北方陸域の断層～塩ノ平地震断層による地震の断層モデル（基本震源モデル）



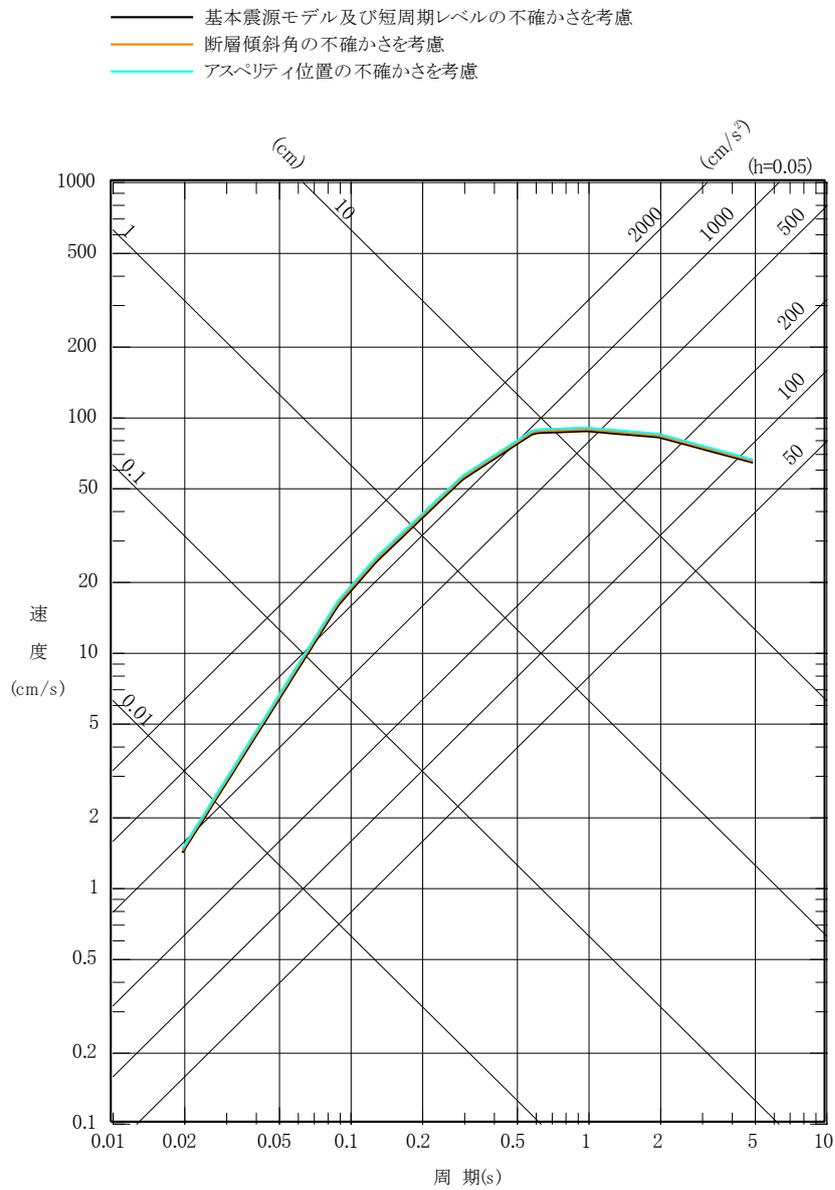
第 5.6.7 図(1) F1 断層～北方陸域の断層～塩ノ平地震断層による地震の断層モデル (不確かさを考慮したケース：短周期レベル)



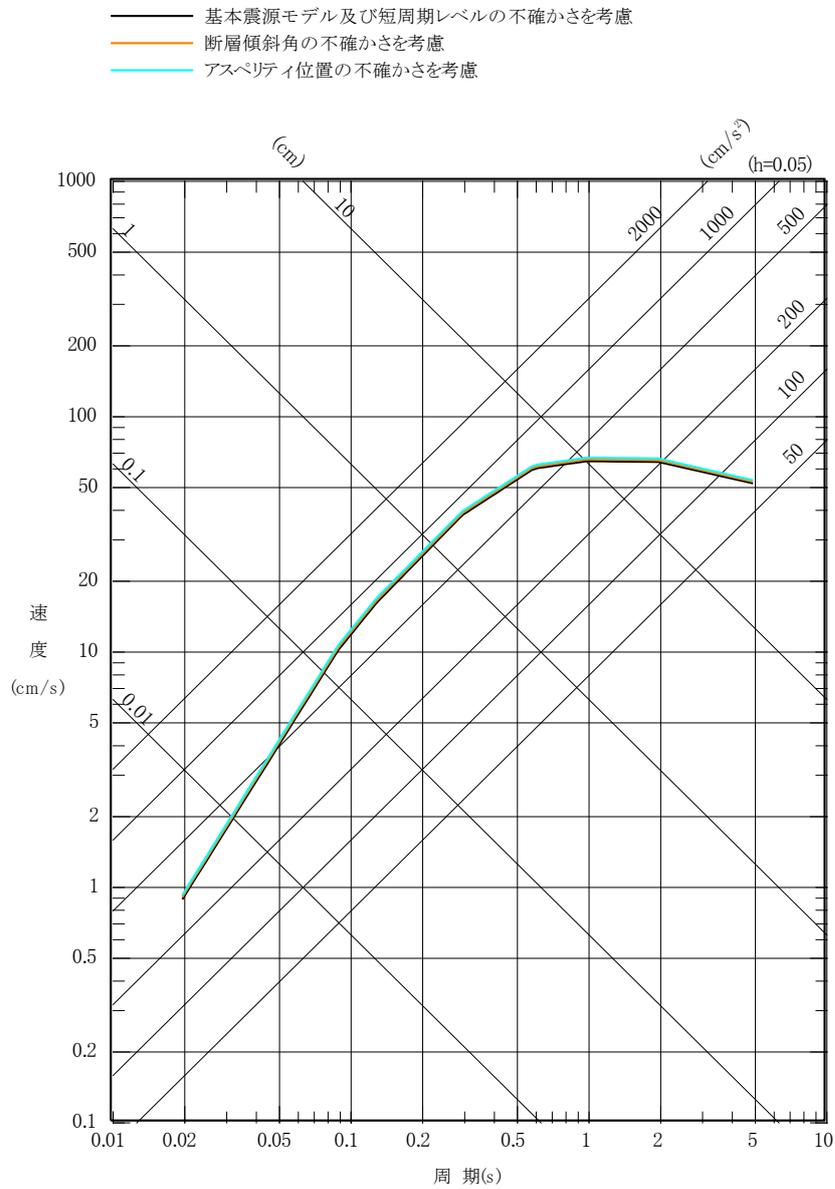
第 5.6.7 図(2) F1 断層～北方陸域の断層～塩ノ平地震断層による地震の断層モデル (不確かさを考慮したケース：断層傾斜角)



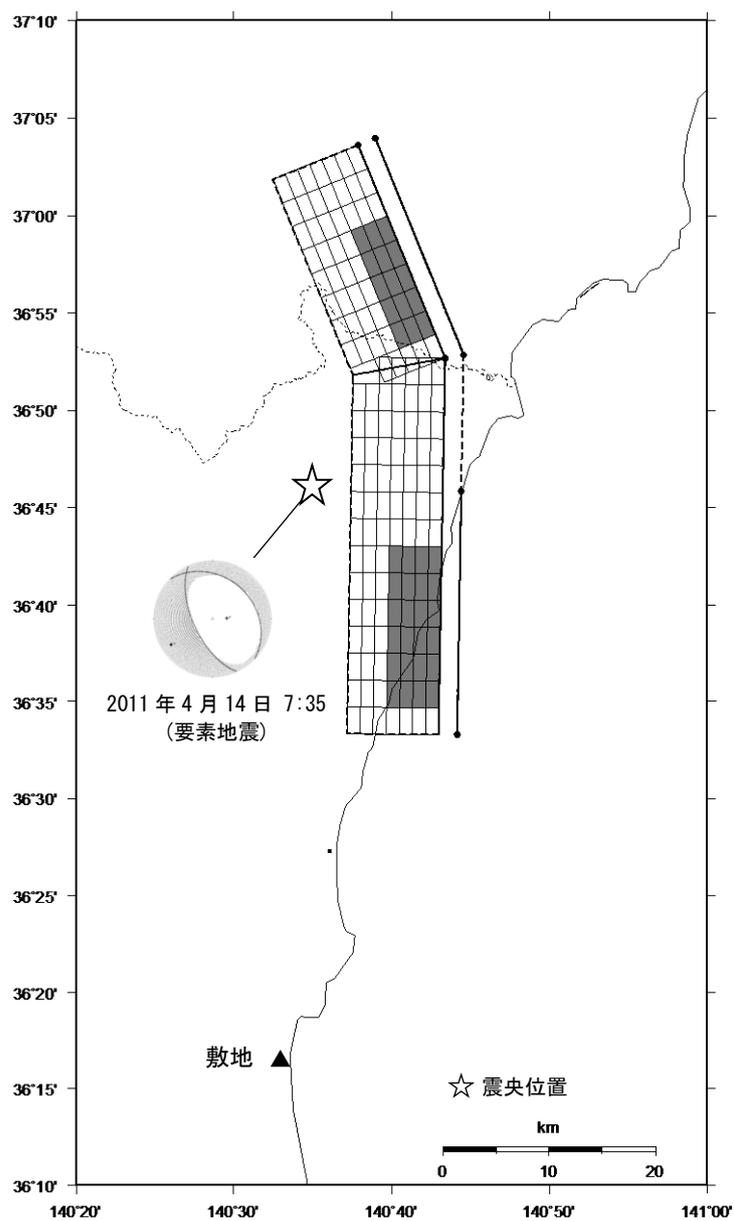
第 5.6.7 図(3) F1 断層～北方陸域の断層～塩ノ平地震断層による地震の断層モデル (不確かさを考慮したケース：アスペリティ位置)



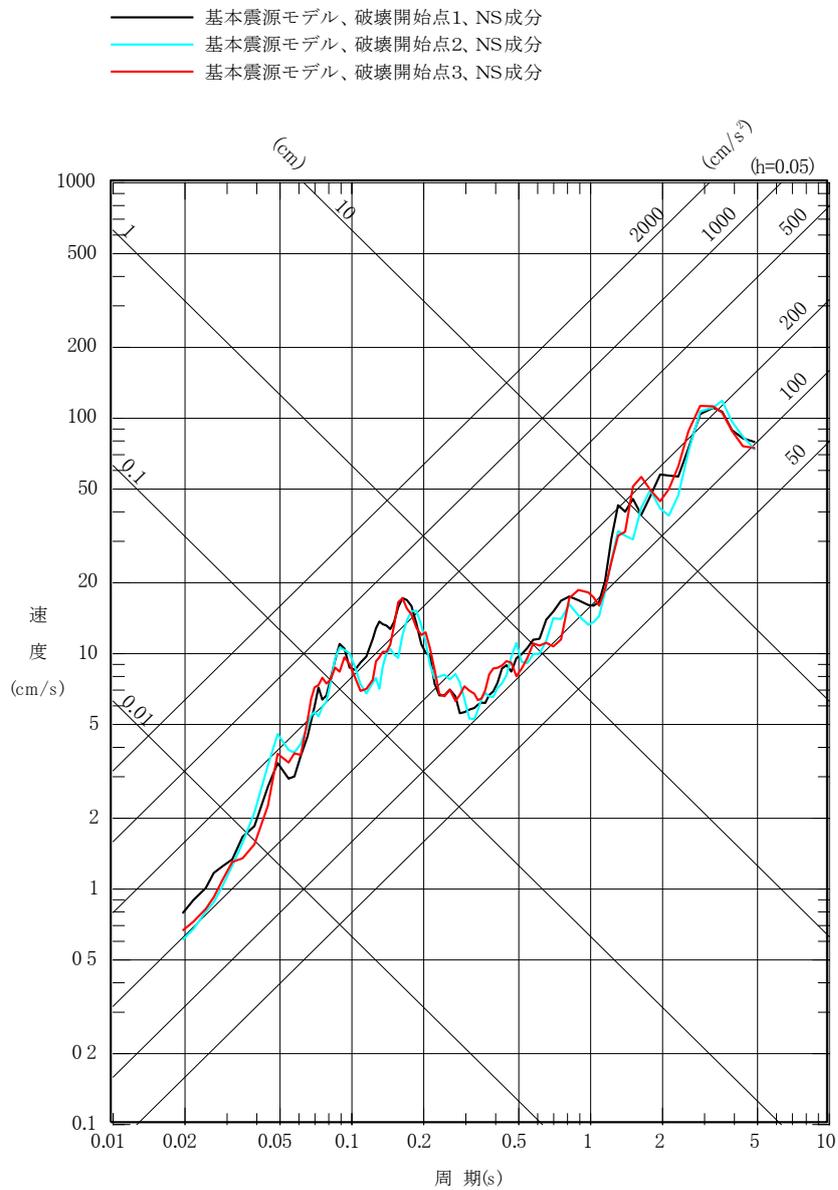
第 5.6.8 図(1) F1 断層～北方陸域の断層～塩ノ平地震断層による地震の
 応答スペクトルに基づく手法による地震動評価結果
 (水平成分)



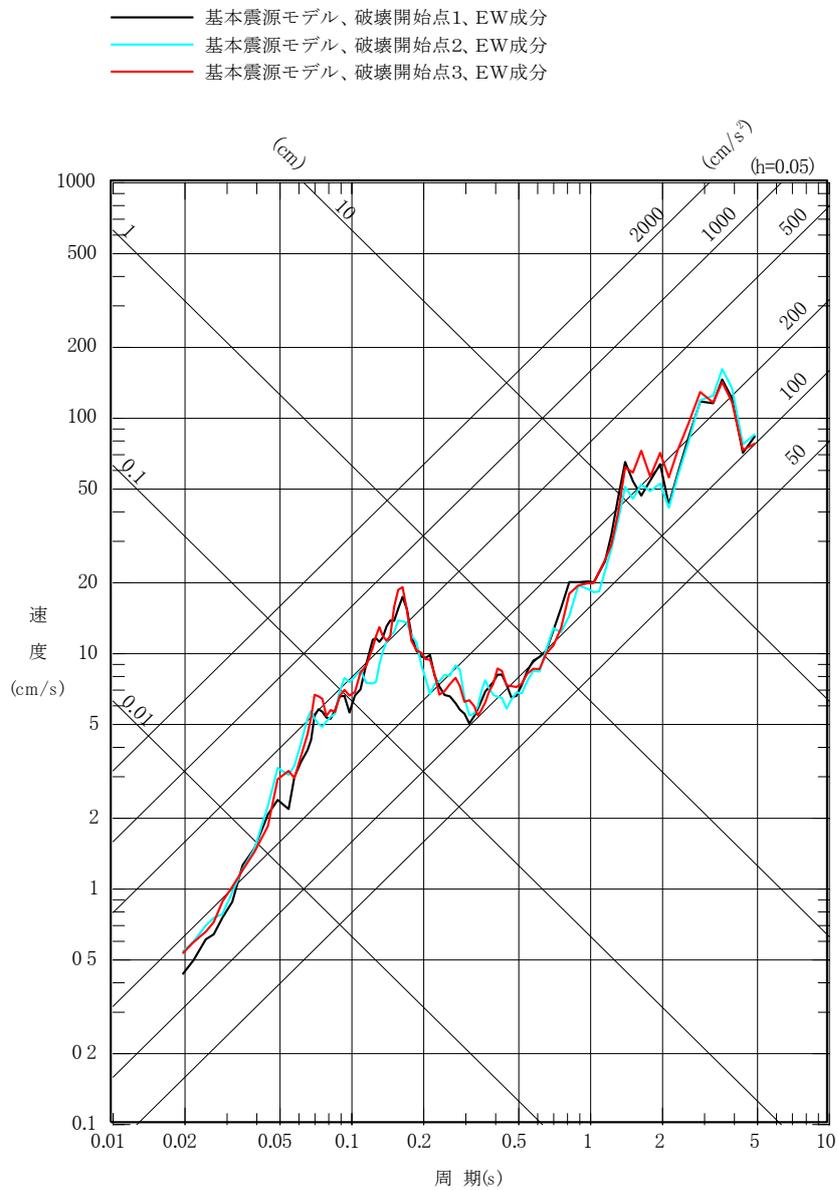
第 5.6.8 図(2) F1 断層～北方陸域の断層～塩ノ平地震断層による地震の
 応答スペクトルに基づく手法による地震動評価結果
 (鉛直成分)



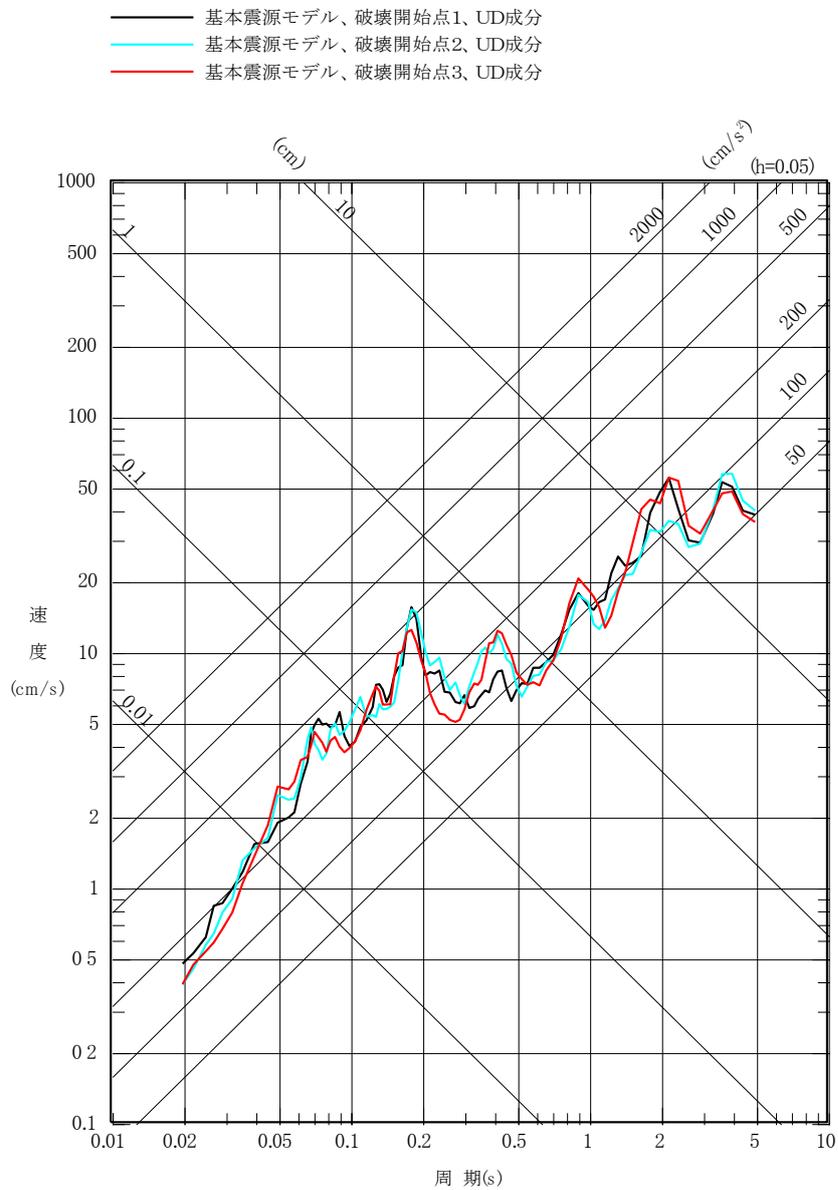
第 5.6.9 図 F1 断層～北方陸域の断層～塩ノ平地震断層による地震の地震動評価に用いる要素地震の震央位置



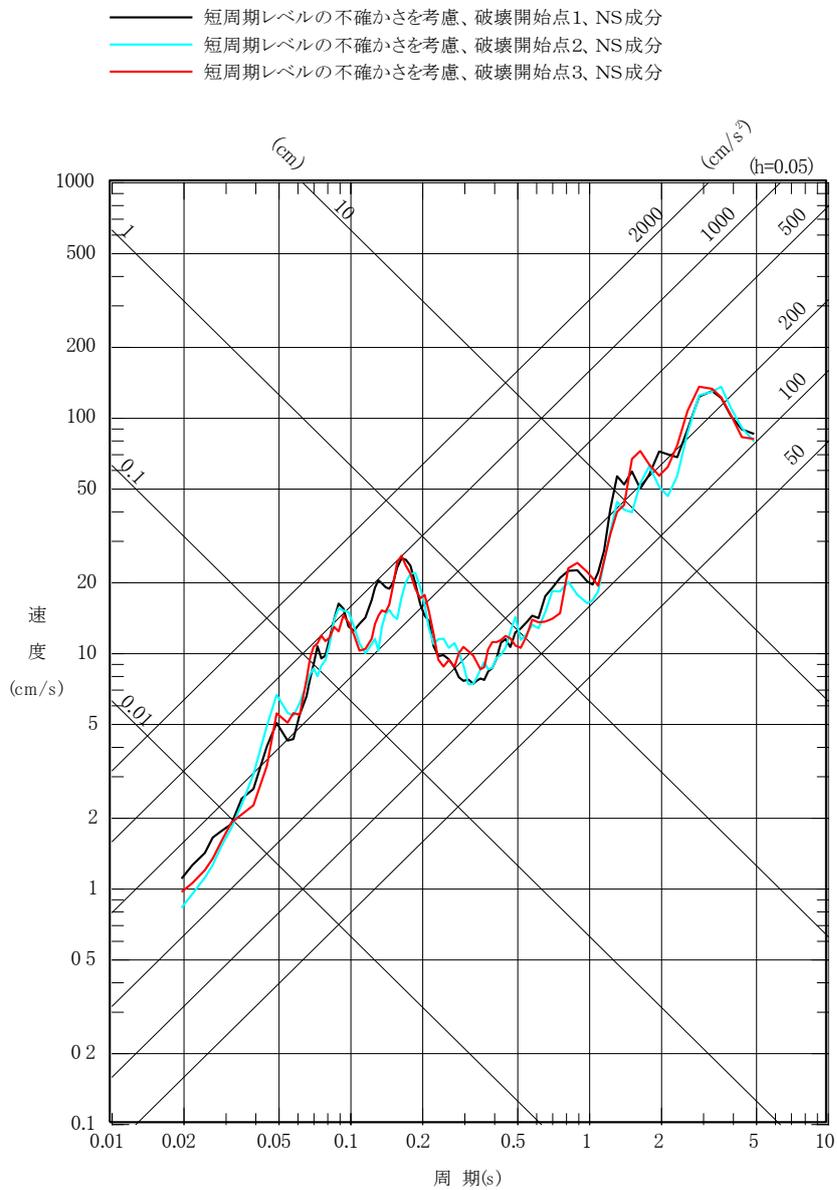
第 5. 6. 10 図 (1) F1 断層～北方陸域の断層～塩ノ平地震断層による地震の
 断層モデルを用いた手法による地震動評価結果
 (基本震源モデル、NS 成分)



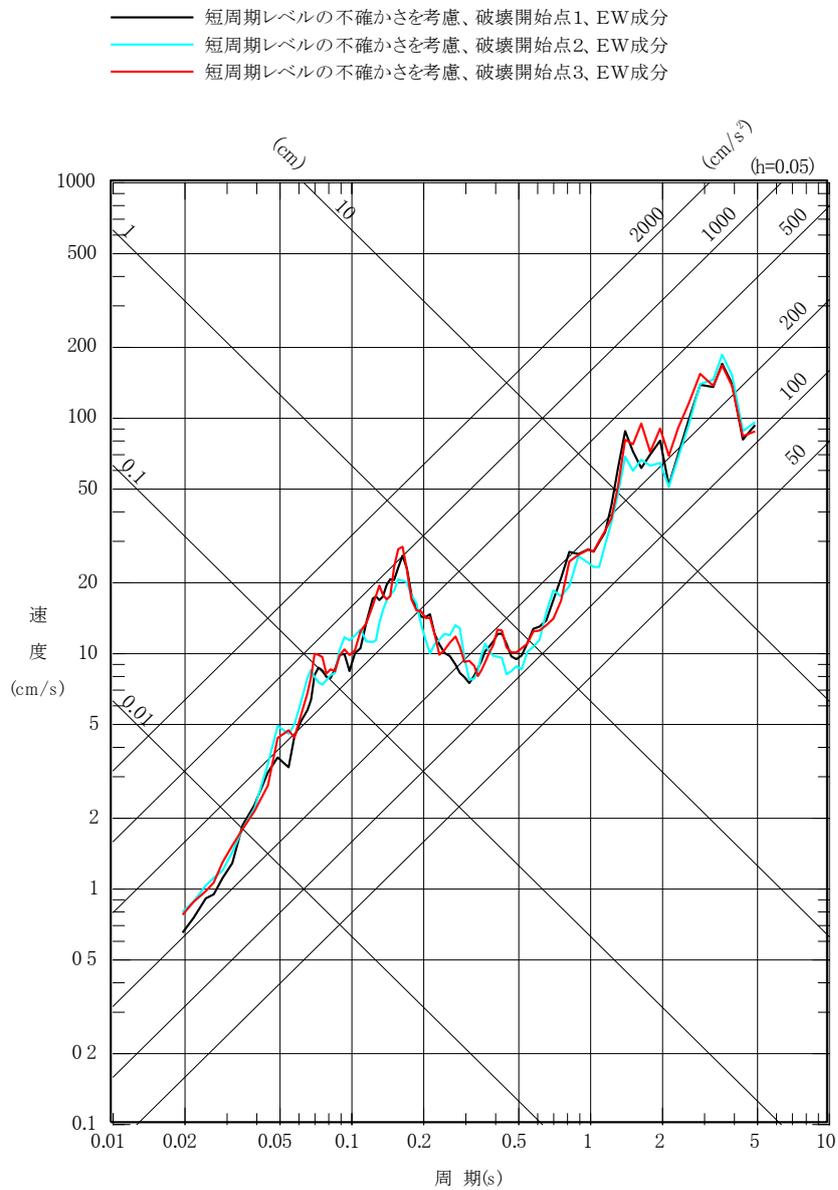
第 5. 6. 10 図 (2) F1 断層～北方陸域の断層～塩ノ平地震断層による地震の
 断層モデルを用いた手法による地震動評価結果
 (基本震源モデル、EW 成分)



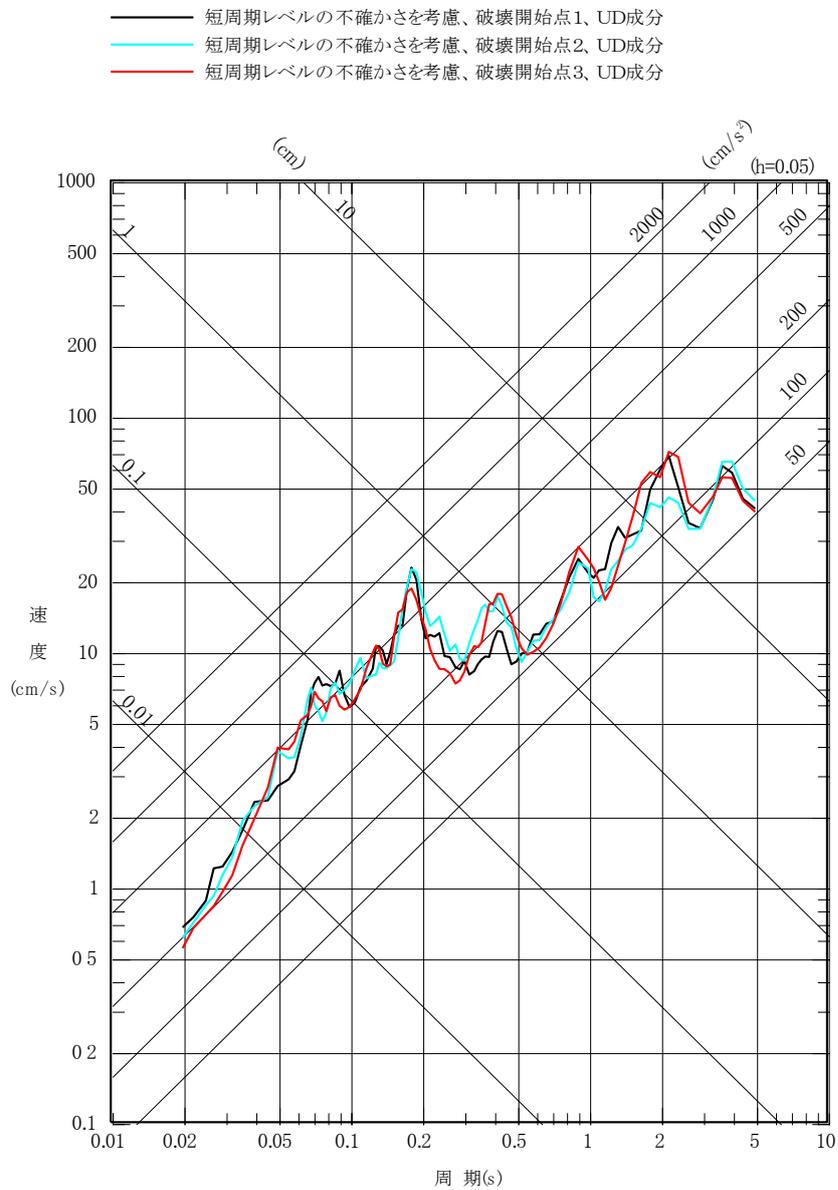
第 5. 6. 10 図 (3) F1 断層～北方陸域の断層～塩ノ平地震断層による地震の断層モデルを用いた手法による地震動評価結果 (基本震源モデル、UD 成分)



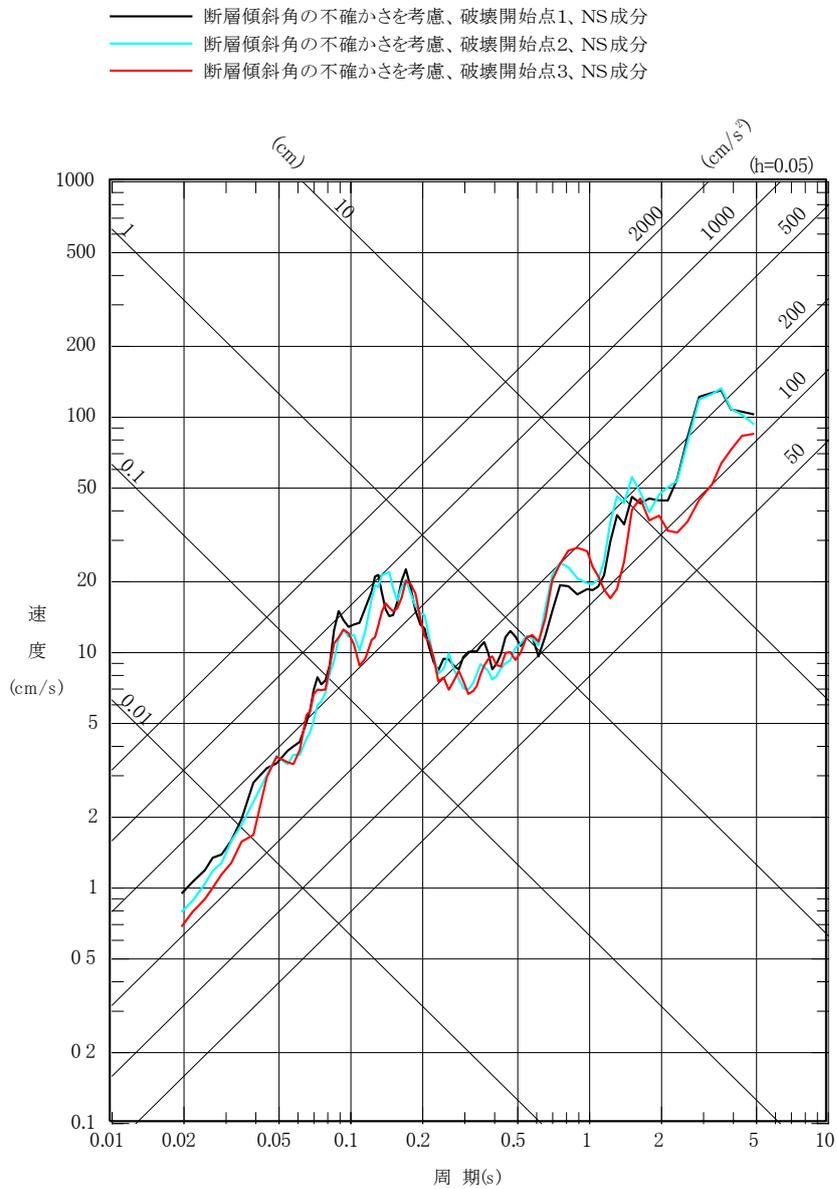
第 5. 6. 10 図 (4) F1 断層～北方陸域の断層～塩ノ平地震断層による地震の断層モデルを用いた手法による地震動評価結果 (不確かさを考慮したケース：短周期レベル、NS 成分)



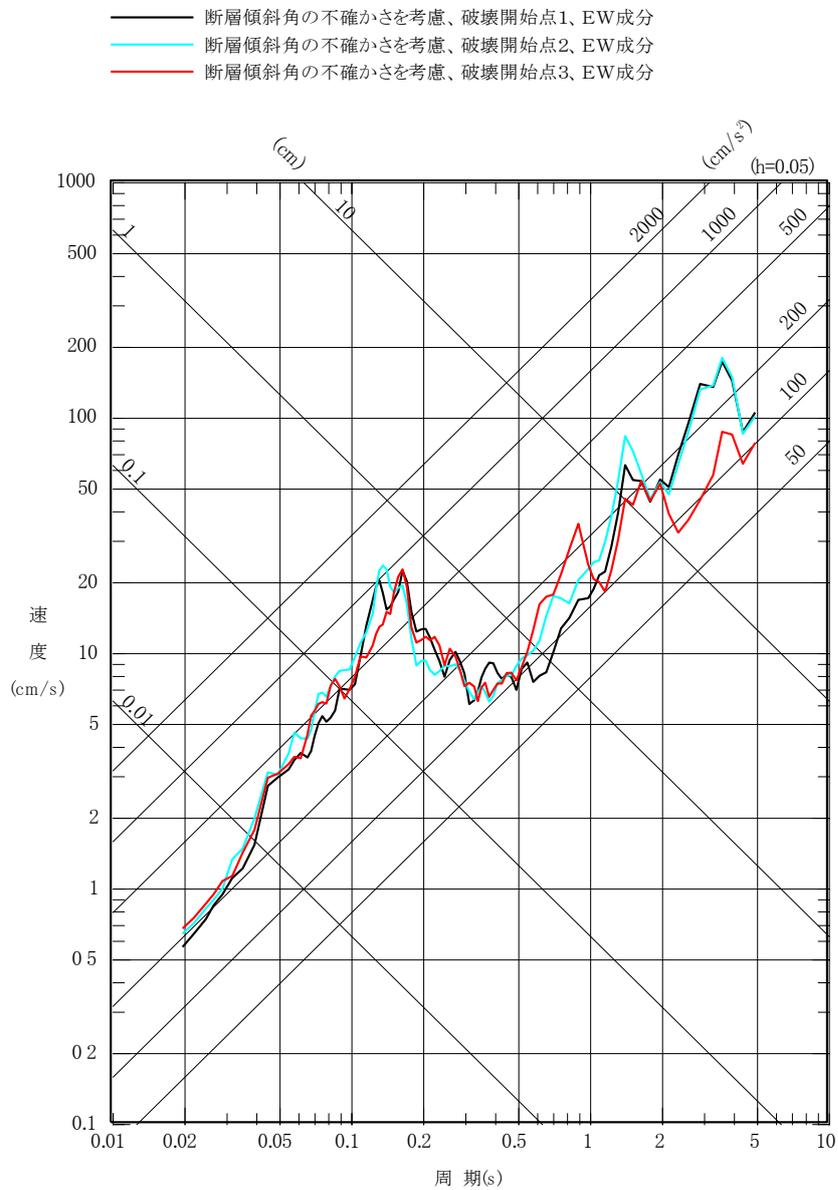
第 5. 6. 10 図 (5) F1 断層～北方陸域の断層～塩ノ平地震断層による地震の断層モデルを用いた手法による地震動評価結果 (不確かさを考慮したケース：短周期レベル、EW 成分)



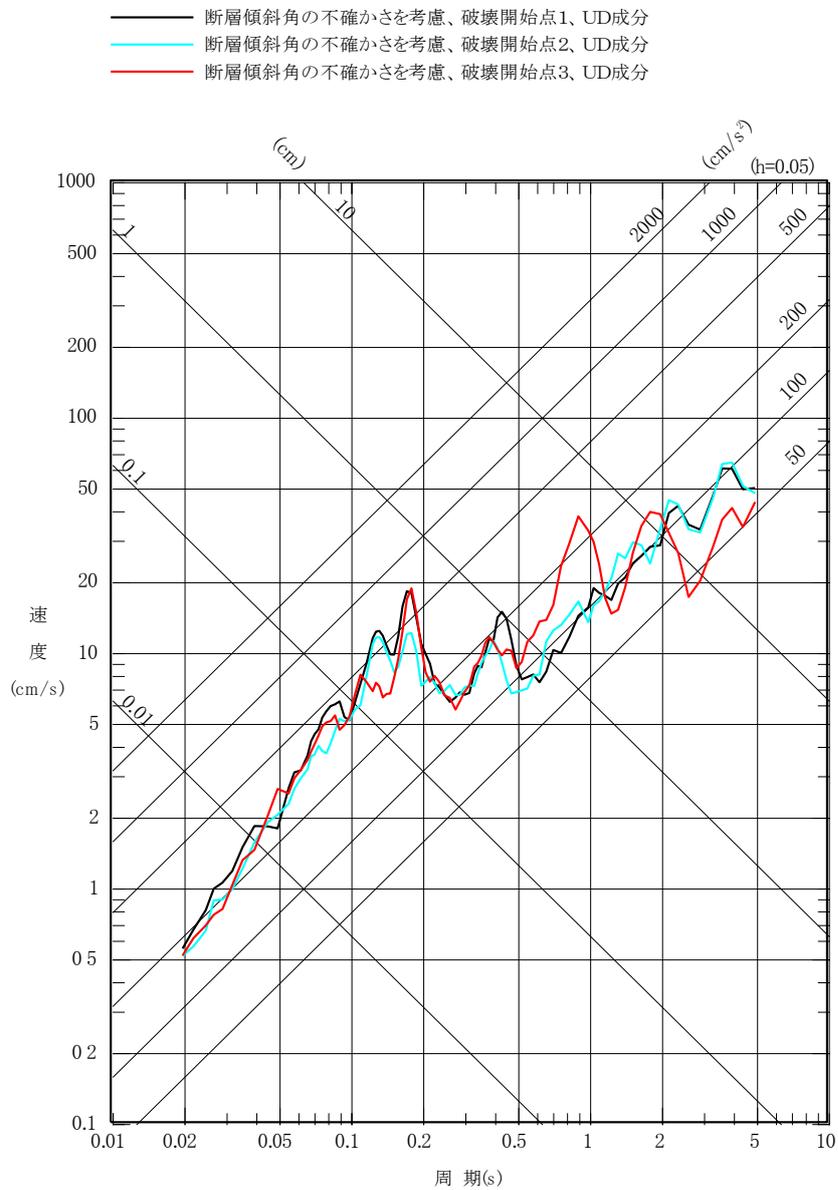
第 5. 6. 10 図 (6) F1 断層～北方陸域の断層～塩ノ平地震断層による地震の断層モデルを用いた手法による地震動評価結果 (不確かさを考慮したケース：短周期レベル、UD 成分)



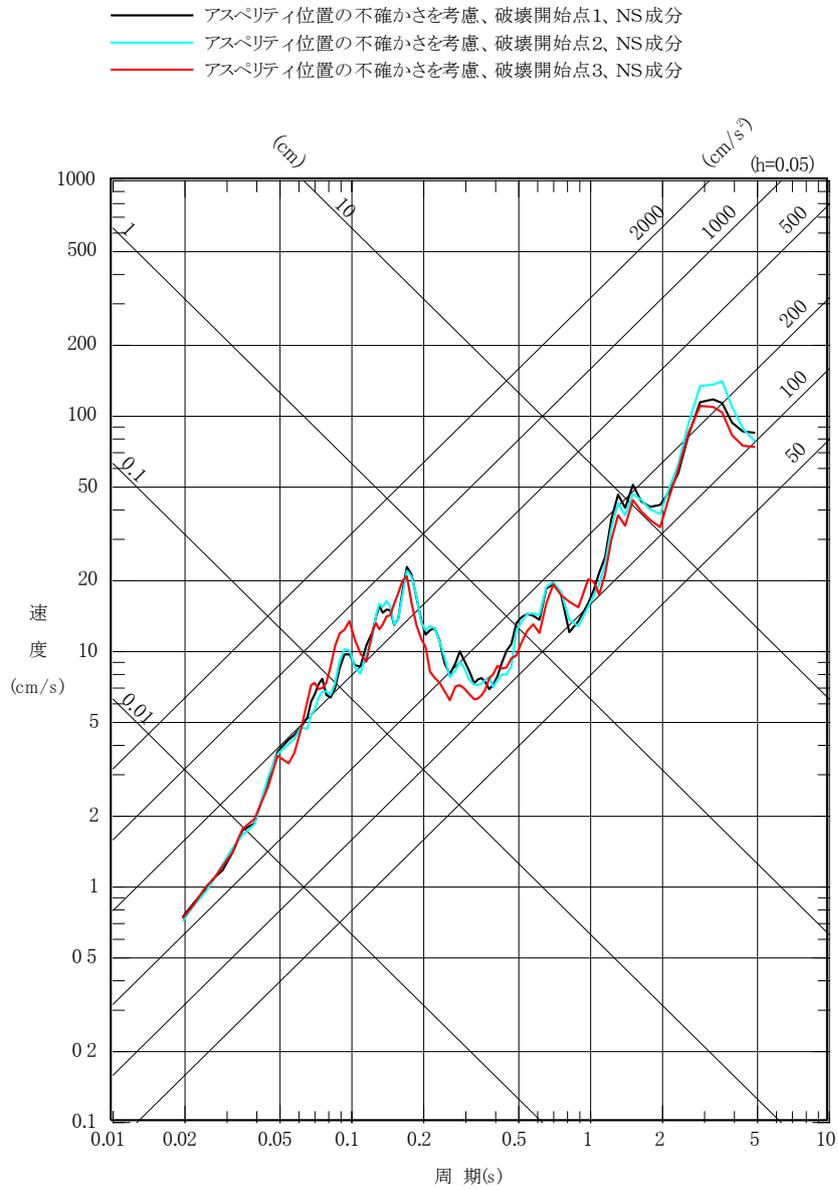
第 5. 6. 10 図 (7) F1 断層～北方陸域の断層～塩ノ平地震断層による地震の
 断層モデルを用いた手法による地震動評価結果
 (不確かさを考慮したケース：断層傾斜角、NS 成分)



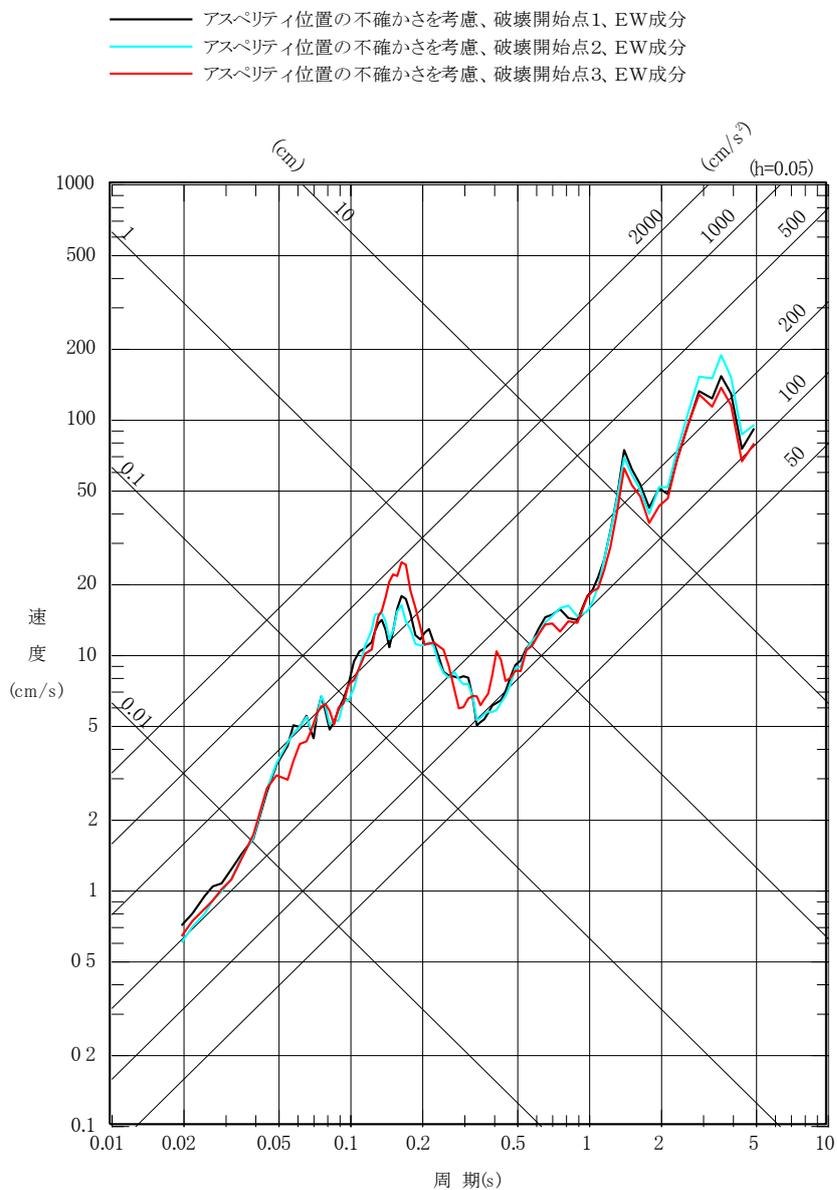
第 5. 6. 10 図 (8) F1 断層～北方陸域の断層～塩ノ平地震断層による地震の断層モデルを用いた手法による地震動評価結果
 (不確かさを考慮したケース：断層傾斜角、EW 成分)



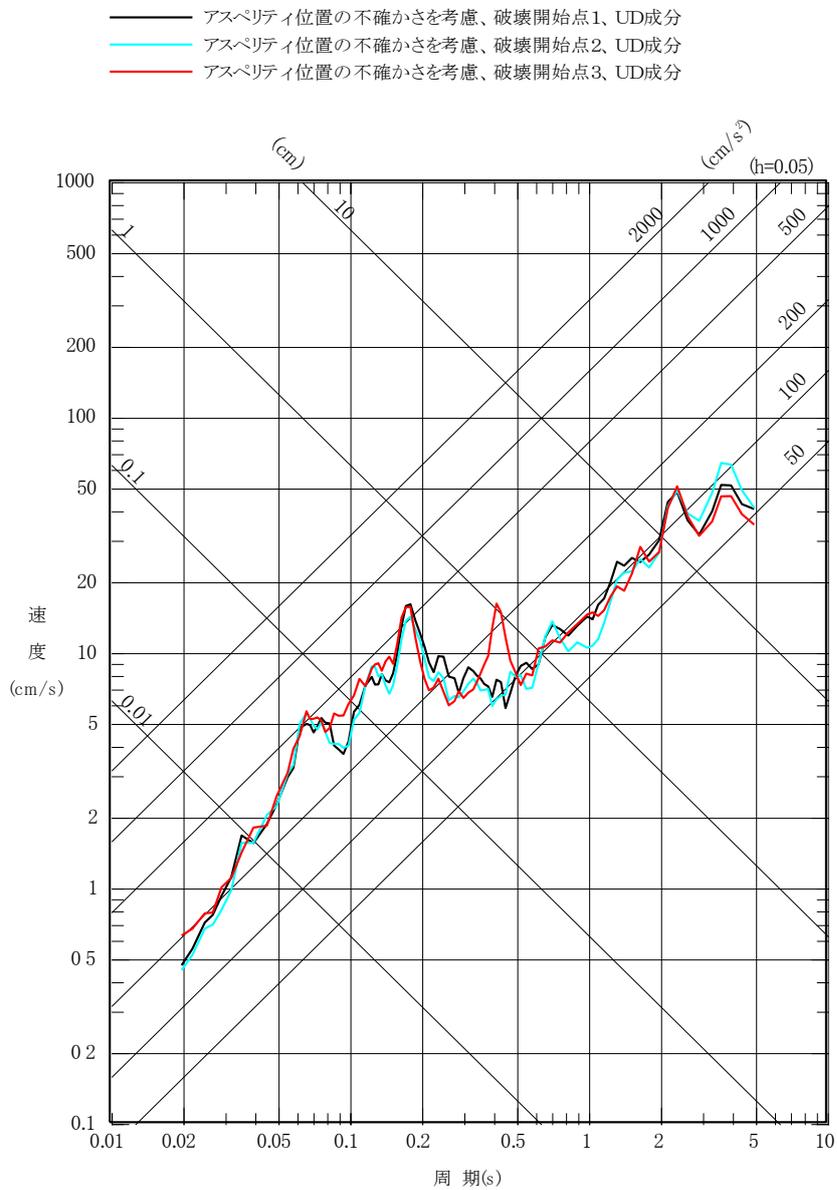
第 5. 6. 10 図 (9) F1 断層～北方陸域の断層～塩ノ平地震断層による地震の
 断層モデルを用いた手法による地震動評価結果
 (不確かさを考慮したケース：断層傾斜角、UD成分)



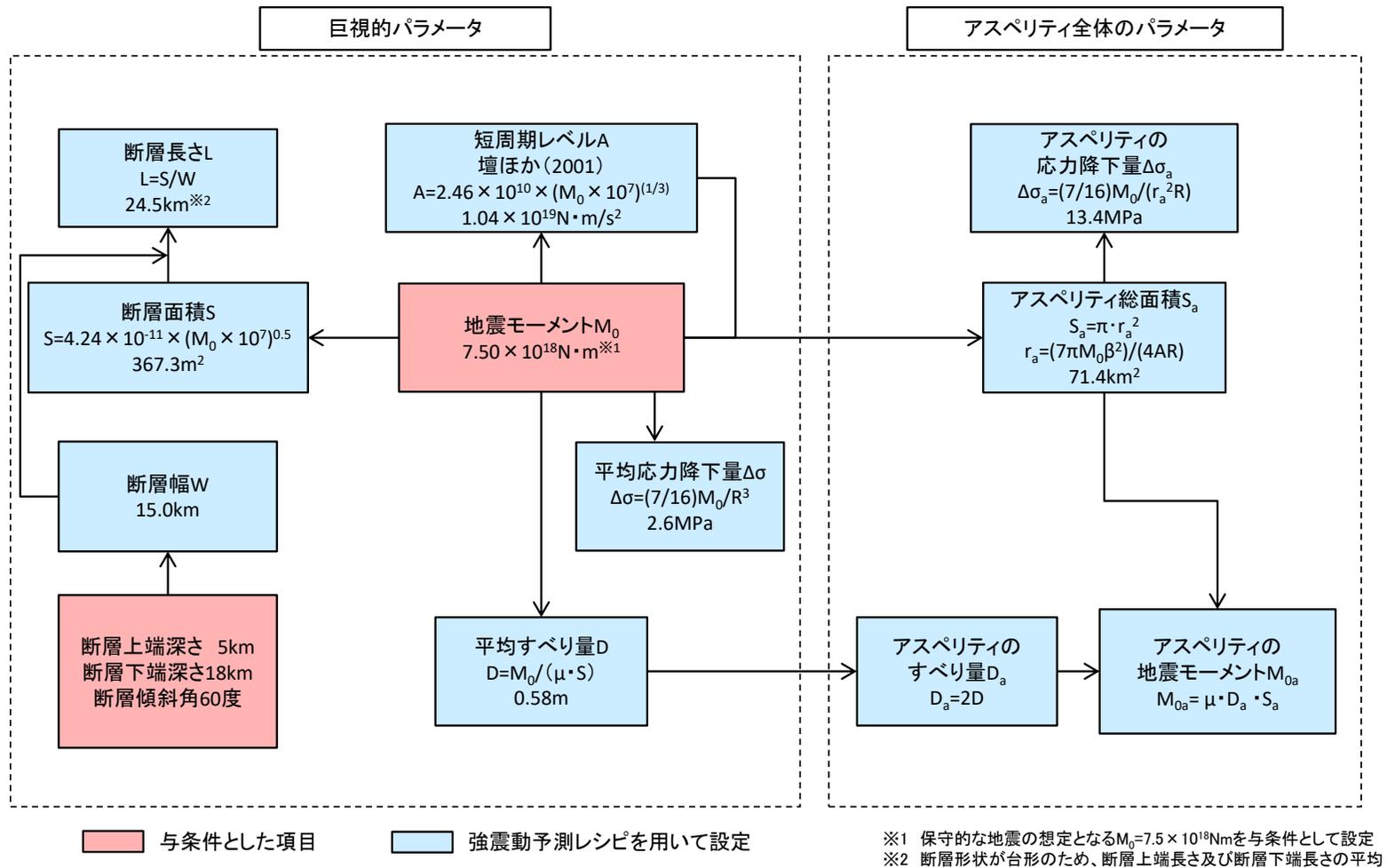
第 5. 6. 10 図(10) F1 断層～北方陸域の断層～塩ノ平地震断層による地震の
 断層モデルを用いた手法による地震動評価結果
 (不確かさを考慮したケース：アスぺリティ位置、NS成分)



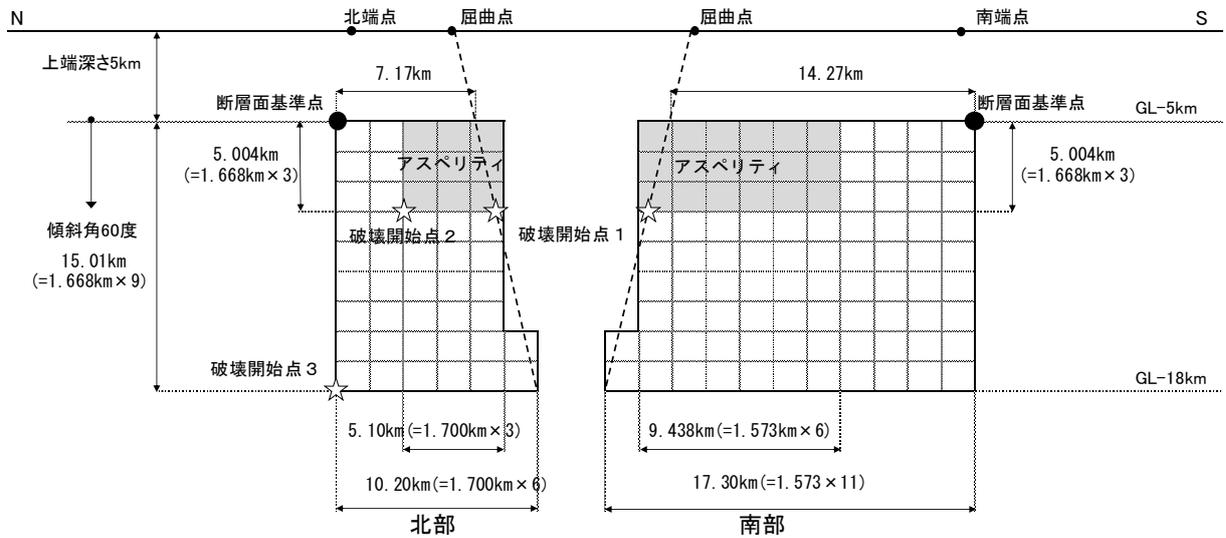
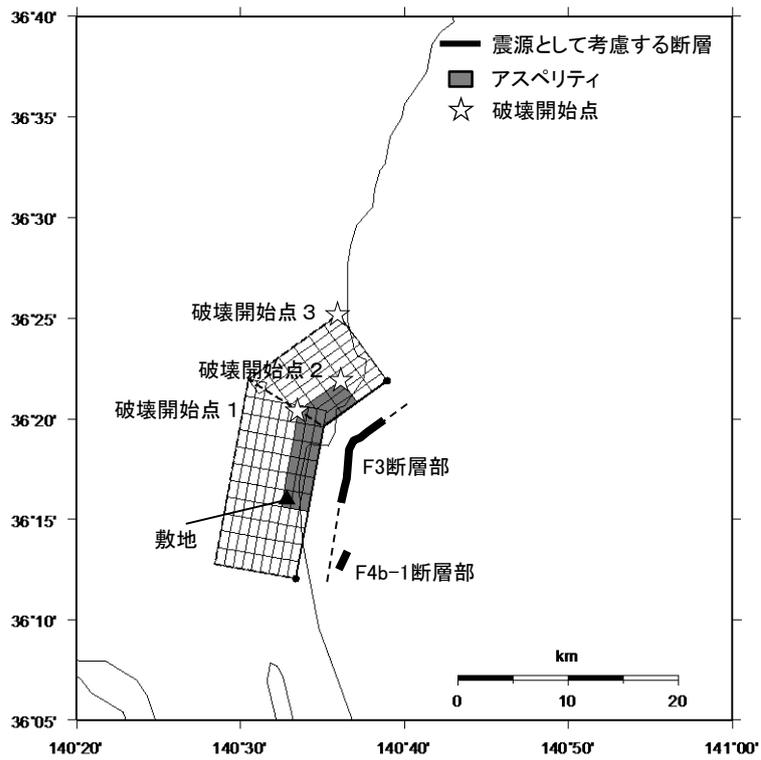
第 5. 6. 10 図(11) F1 断層～北方陸域の断層～塩ノ平地震断層による地震の
 断層モデルを用いた手法による地震動評価結果
 (不確かさを考慮したケース：アスぺリティ位置、EW 成分)



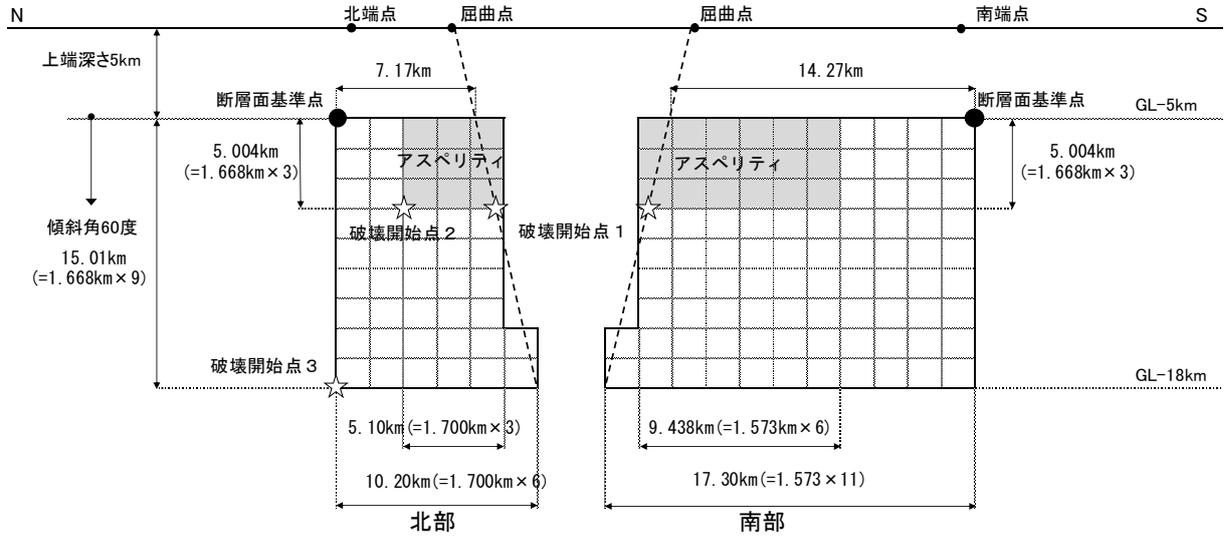
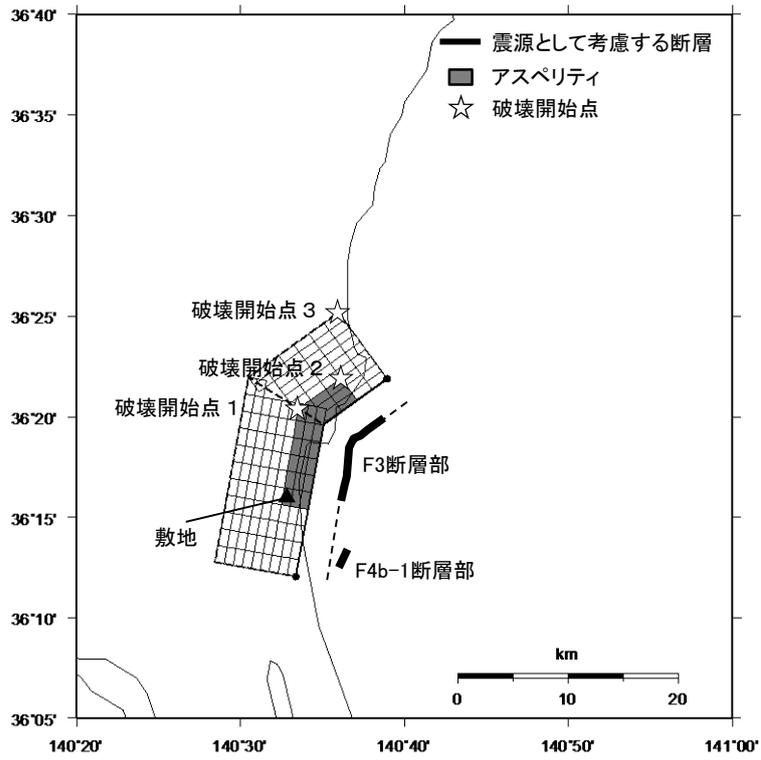
第 5. 6. 10 図(12) F1 断層～北方陸域の断層～塩ノ平地震断層による地震の
 断層モデルを用いた手法による地震動評価結果
 (不確かさを考慮したケース：アスぺリティ位置、UD 成分)



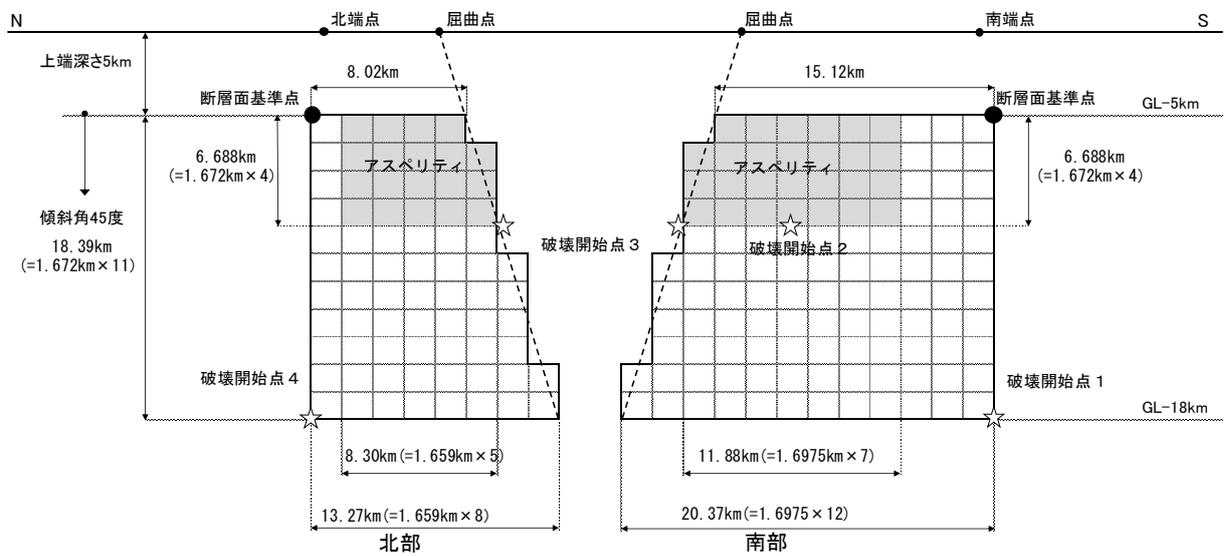
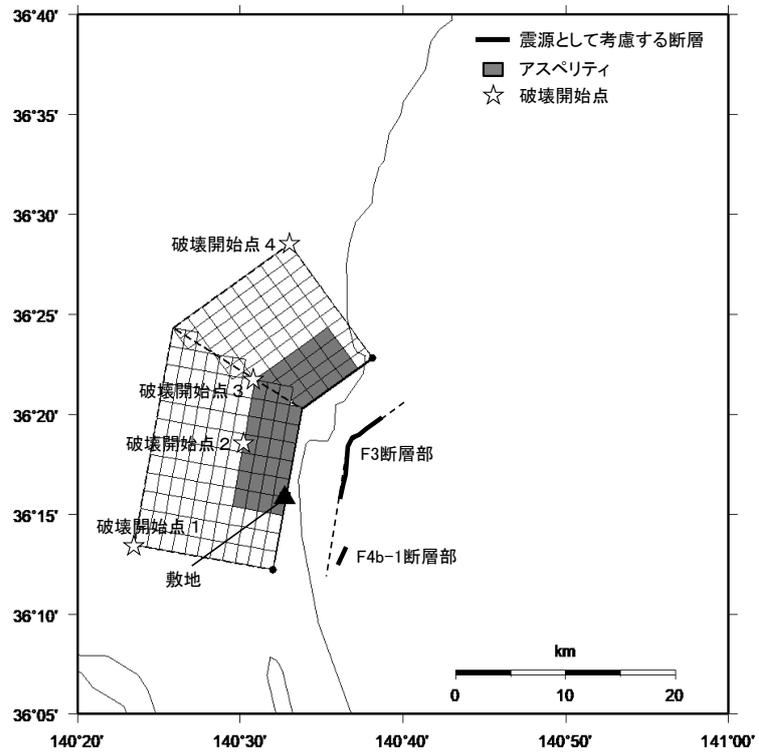
第 5.6.11 図 断層パラメータの設定フロー
(F3 断層～F4 断層による地震、基本震源モデル)



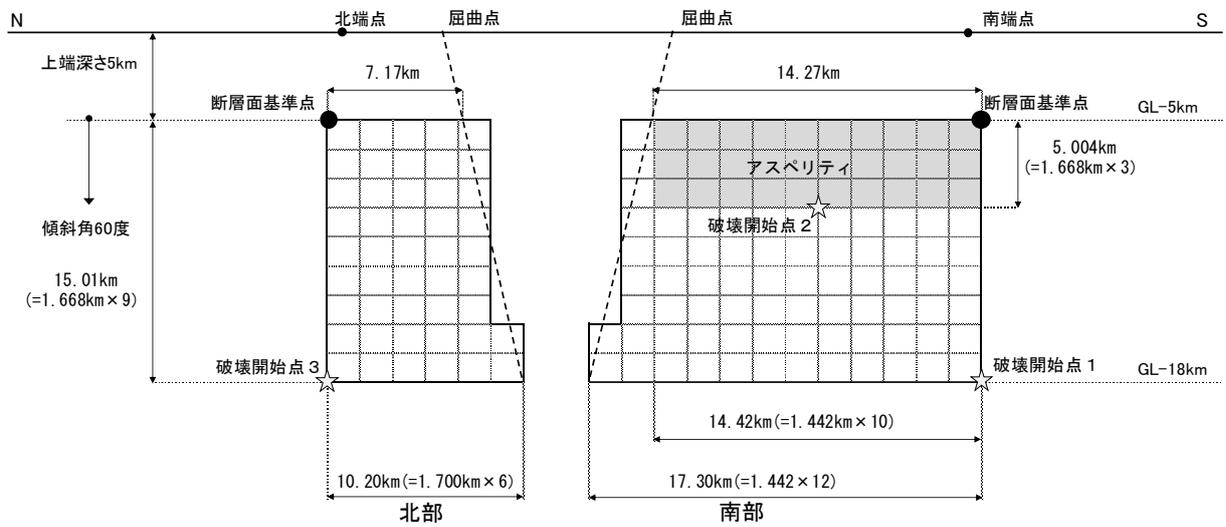
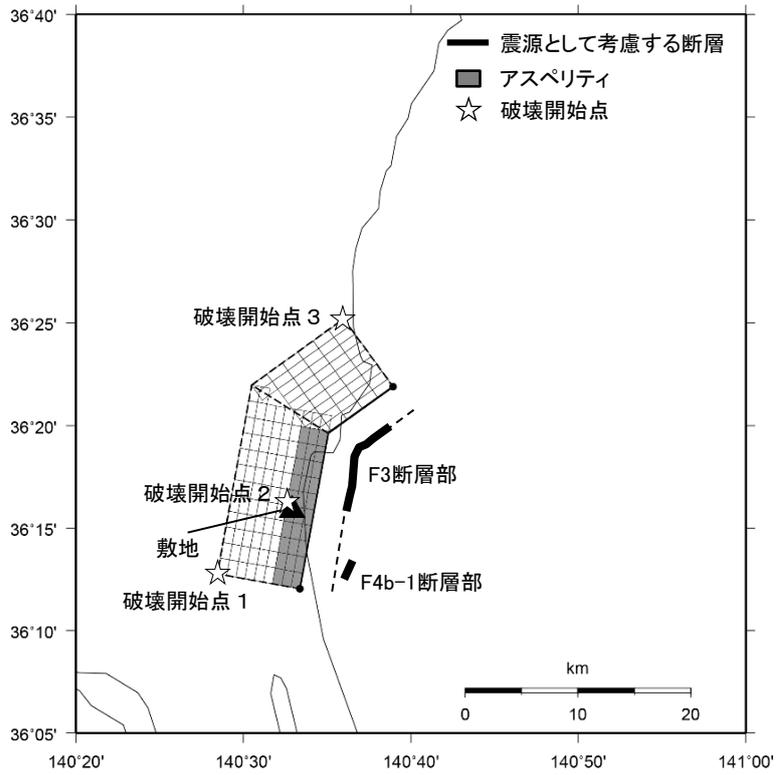
第 5.6.12 図 F3 断層～F4 断層による地震の断層モデル
 (基本震源モデル)



第 5. 6. 13 図(1) F3 断層～F4 断層による地震の断層モデル
 (不確かさを考慮したケース：短周期レベル)



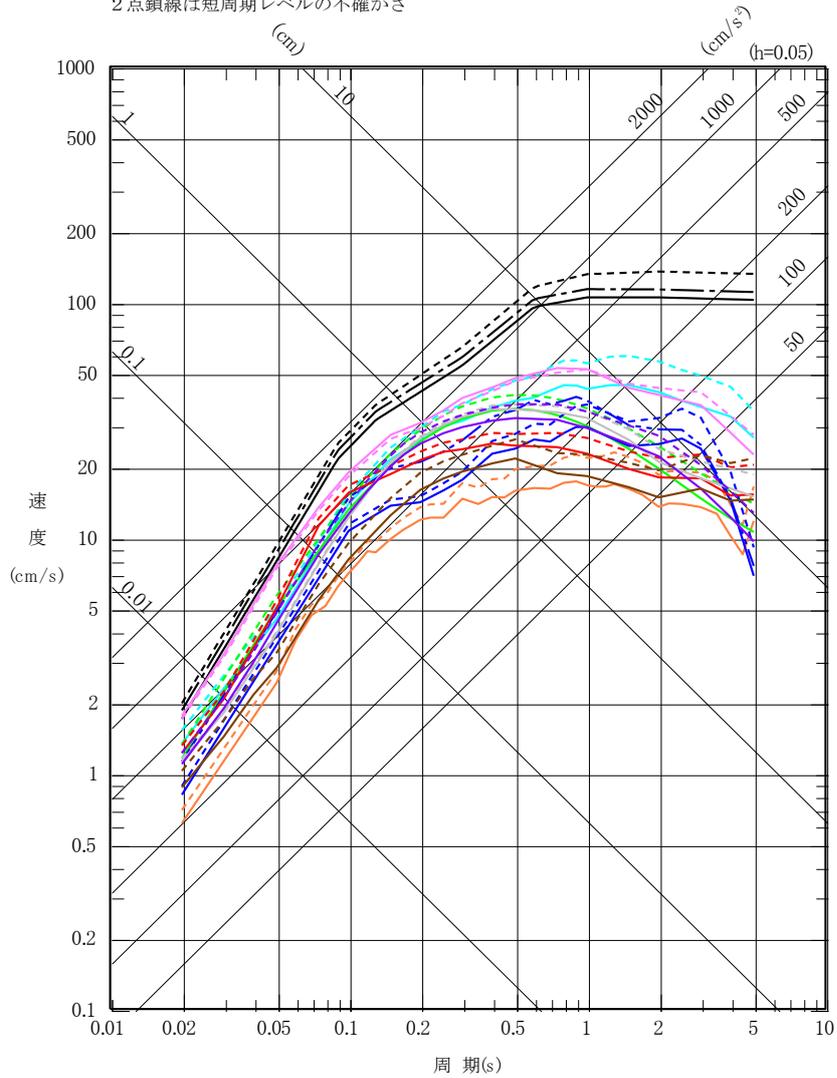
第 5. 6. 13 図 (2) F3 断層～F4 断層による地震の断層モデル
 (不確かさを考慮したケース：断層傾斜角)



第 5. 6. 13 図 (3) F3 断層～F4 断層による地震の断層モデル
 (不確かさを考慮したケース：アスペリティ位置)

- | | |
|-------------------------------------|--|
| — Noda et al. (2002) ^{※1} | — Abrahamson et al. (2014) ^{※2} |
| — Kanno et al. (2006) ^{※2} | — Boore et al. (2014) ^{※2} |
| — Zhao et al. (2006) ^{※2} | — Campbell et al. (2014) ^{※2} |
| — 内山・翠川ほか(2006) ^{※2} | — Chiou et al. (2014) ^{※2} |
| — 片岡ほか(2006) ^{※3} | — Idriss (2014) ^{※2} |

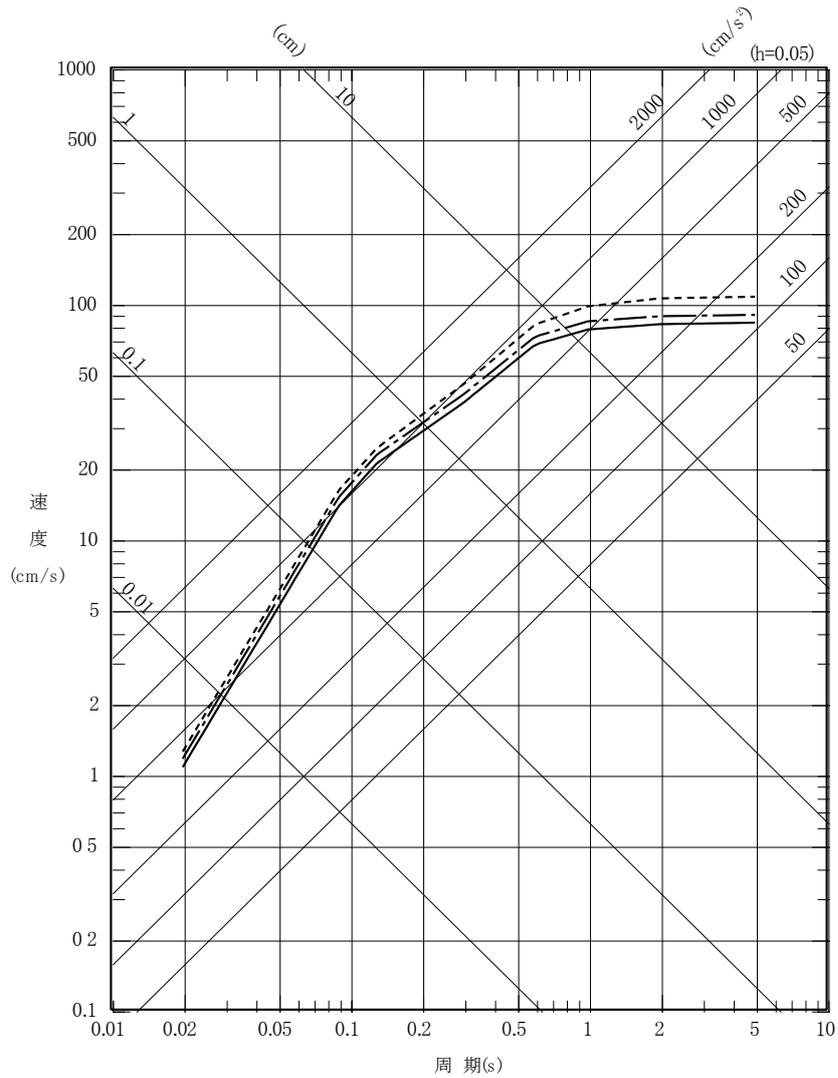
- ※1 実線は基本震源モデル及び短周期レベルの不確かさ、破線は断層傾斜角の不確かさ、1点鎖線はアスペリティ位置の不確かさ
 ※2 実線は基本震源モデル、破線は断層傾斜角の不確かさ
 ※3 実線は基本震源モデル、破線は断層傾斜角の不確かさ、2点鎖線は短周期レベルの不確かさ



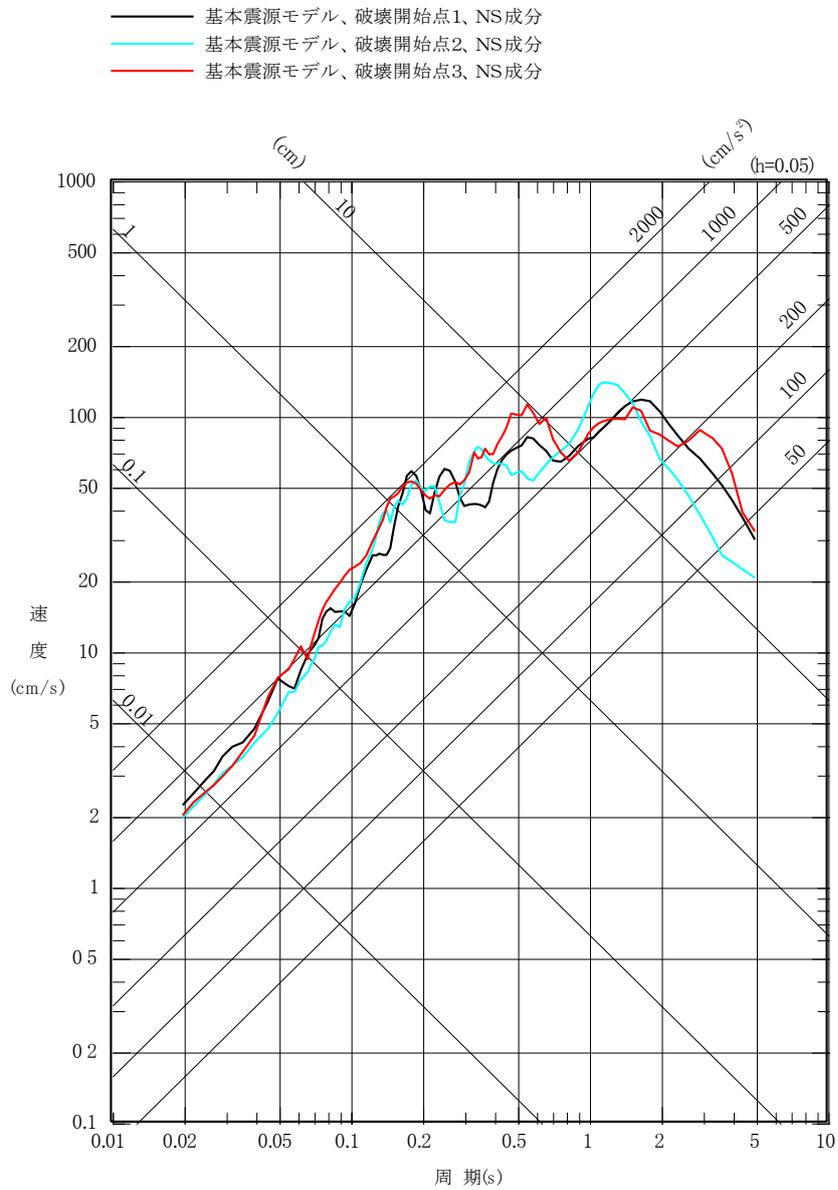
第 5. 6. 14 図(1) F3 断層～F4 断層による地震の
 応答スペクトルに基づく手法による地震動評価結果
 (水平成分)

— Noda et al. (2002)^{※1}

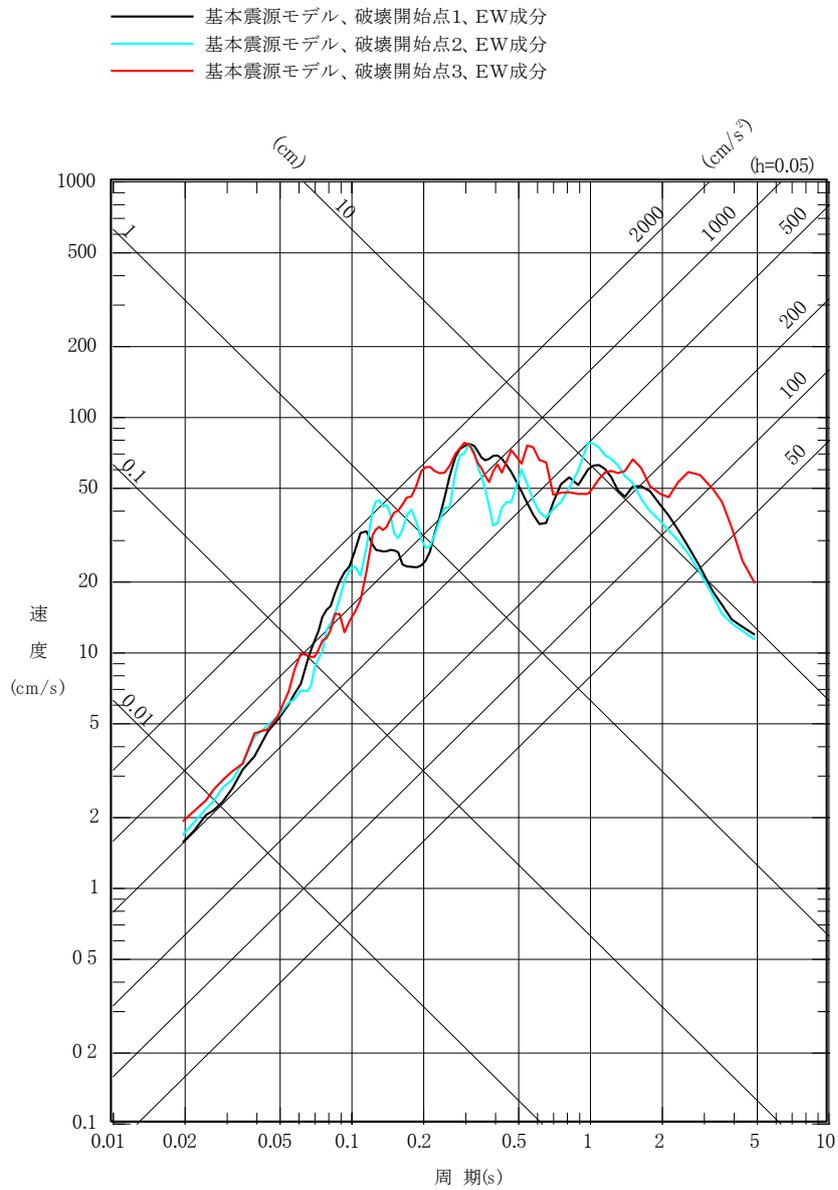
※1 実線は基本震源モデル及び短周期レベルの不確かさ、
破線は断層傾斜角の不確かさ、1点鎖線はアスペリティ位置の不確かさ



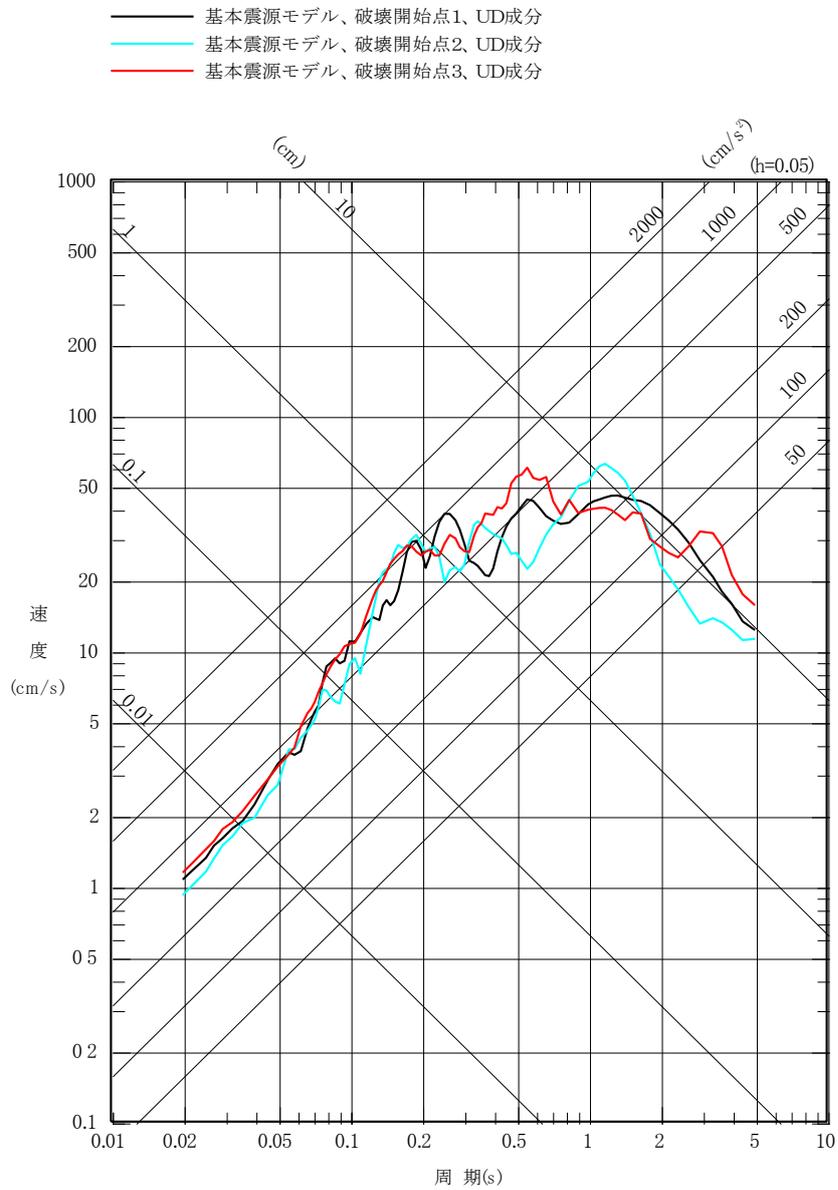
第 5. 6. 14 図(2) F3 断層～F4 断層による地震の
応答スペクトルに基づく手法による地震動評価結果
(鉛直成分)



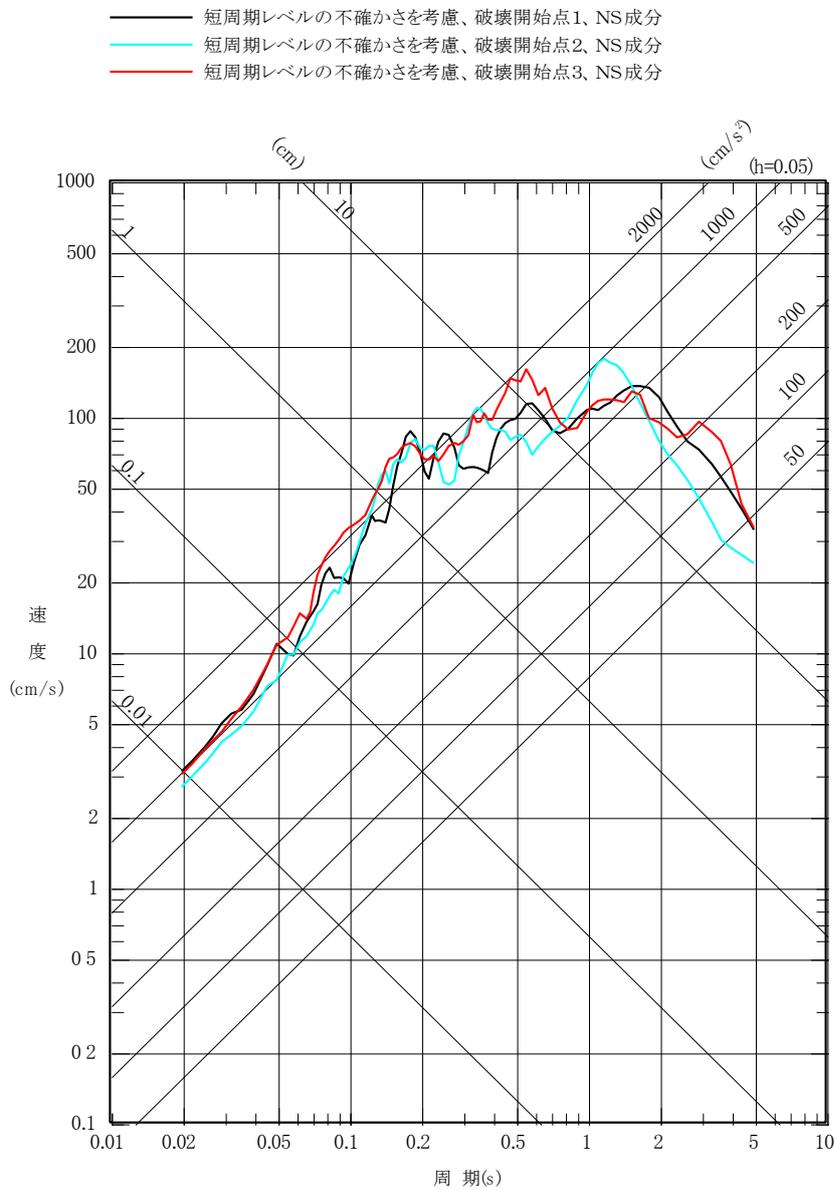
第 5. 6. 15 図(1) F3 断層～F4 断層による地震の
断層モデルを用いた手法による地震動評価結果
(基本震源モデル、NS 成分)



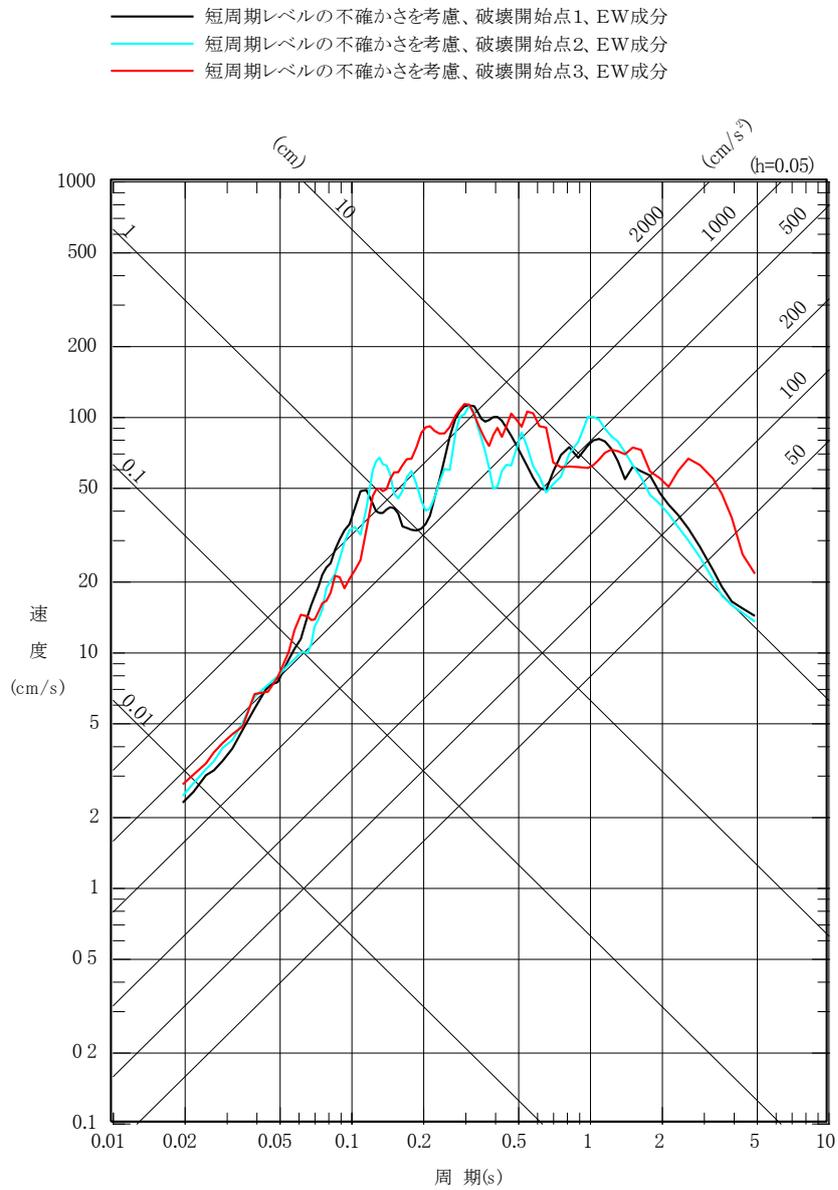
第 5. 6. 15 図(2) F3 断層～F4 断層による地震の
断層モデルを用いた手法による地震動評価結果
(基本震源モデル、EW 成分)



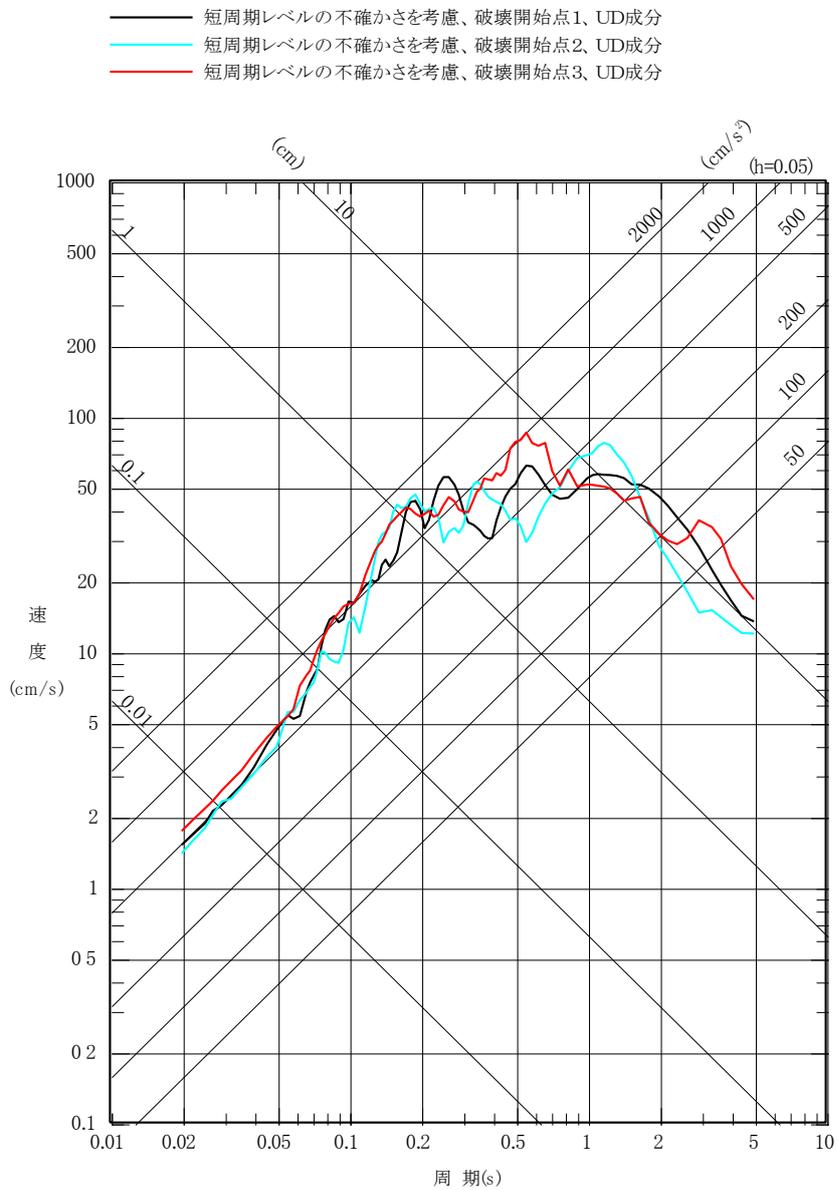
第 5. 6. 15 図(3) F3 断層～F4 断層による地震の
 断層モデルを用いた手法による地震動評価結果
 (基本震源モデル、UD 成分)



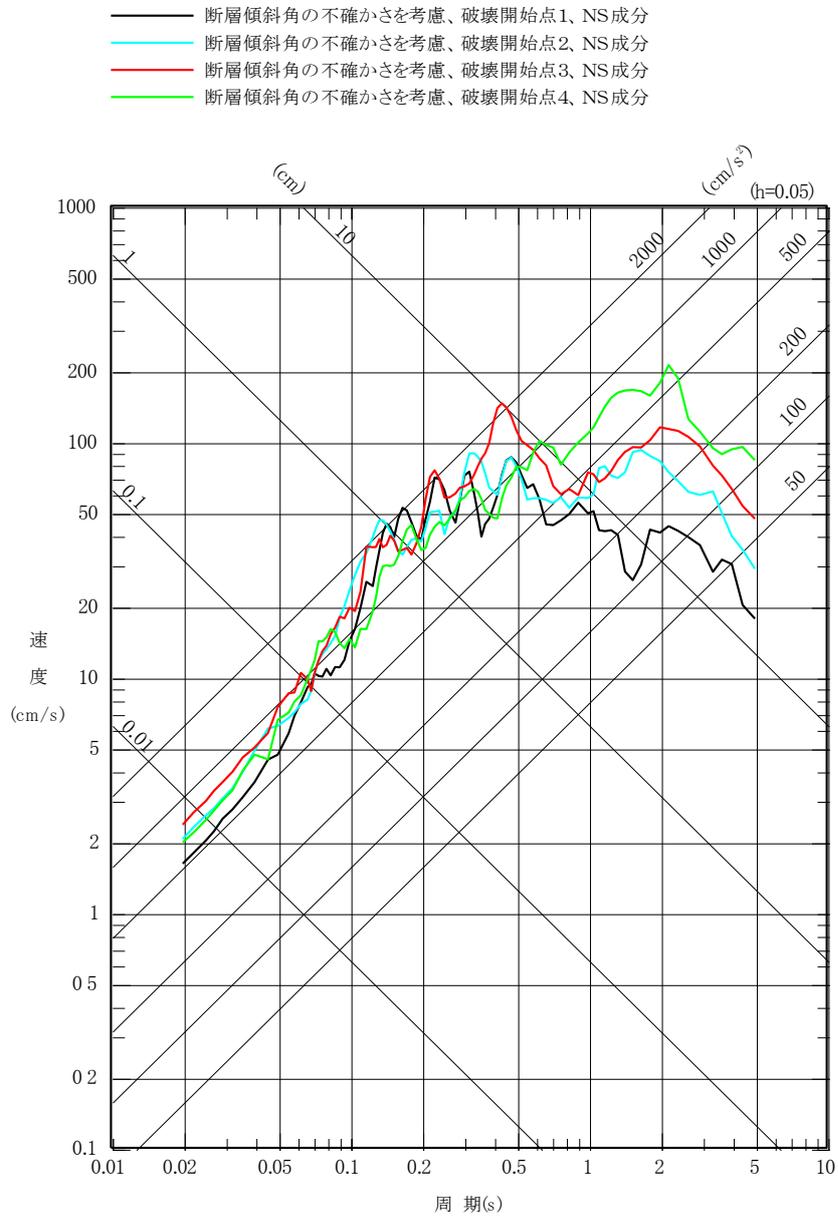
第 5. 6. 15 図(4) F3 断層～F4 断層による地震の
 断層モデルを用いた手法による地震動評価結果
 (不確かさを考慮したケース：短周期レベル、NS 成分)



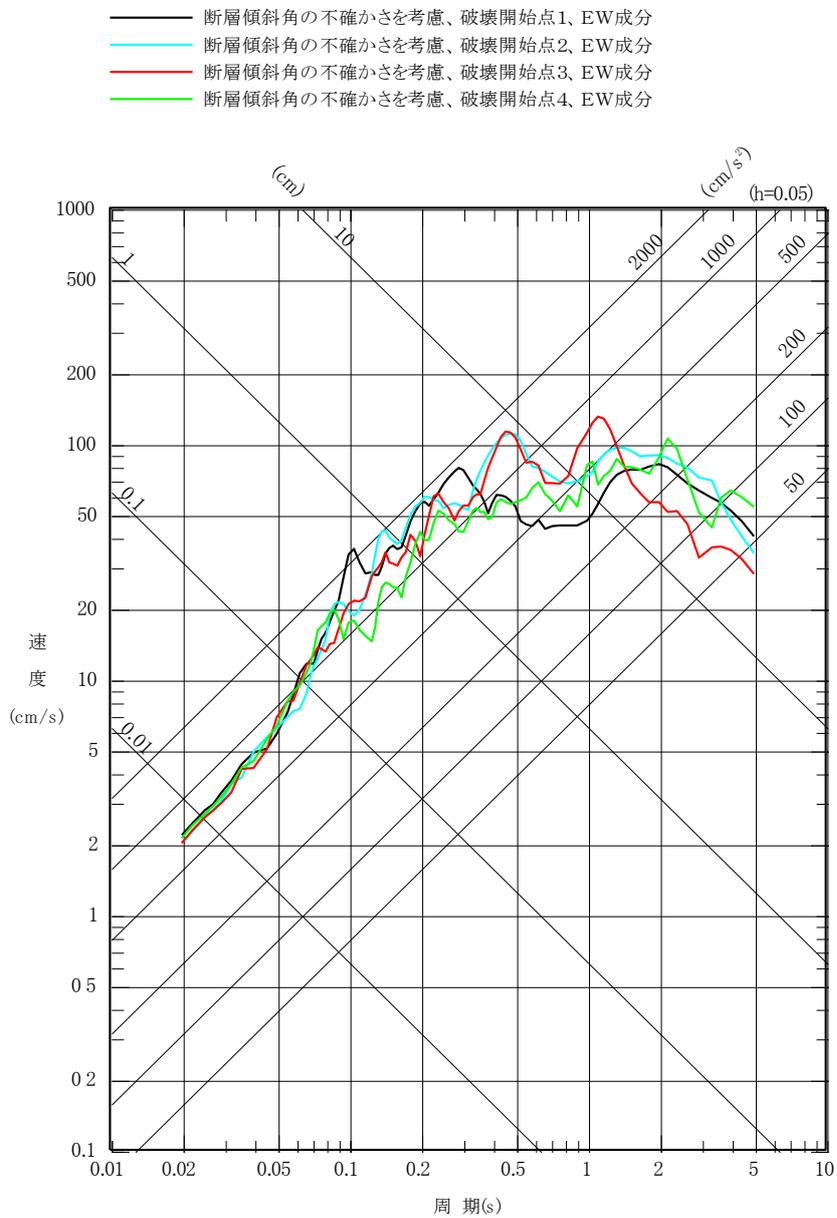
第 5. 6. 15 図(5) F3 断層～F4 断層による地震の
 断層モデルを用いた手法による地震動評価結果
 (不確かさを考慮したケース：短周期レベル、EW 成分)



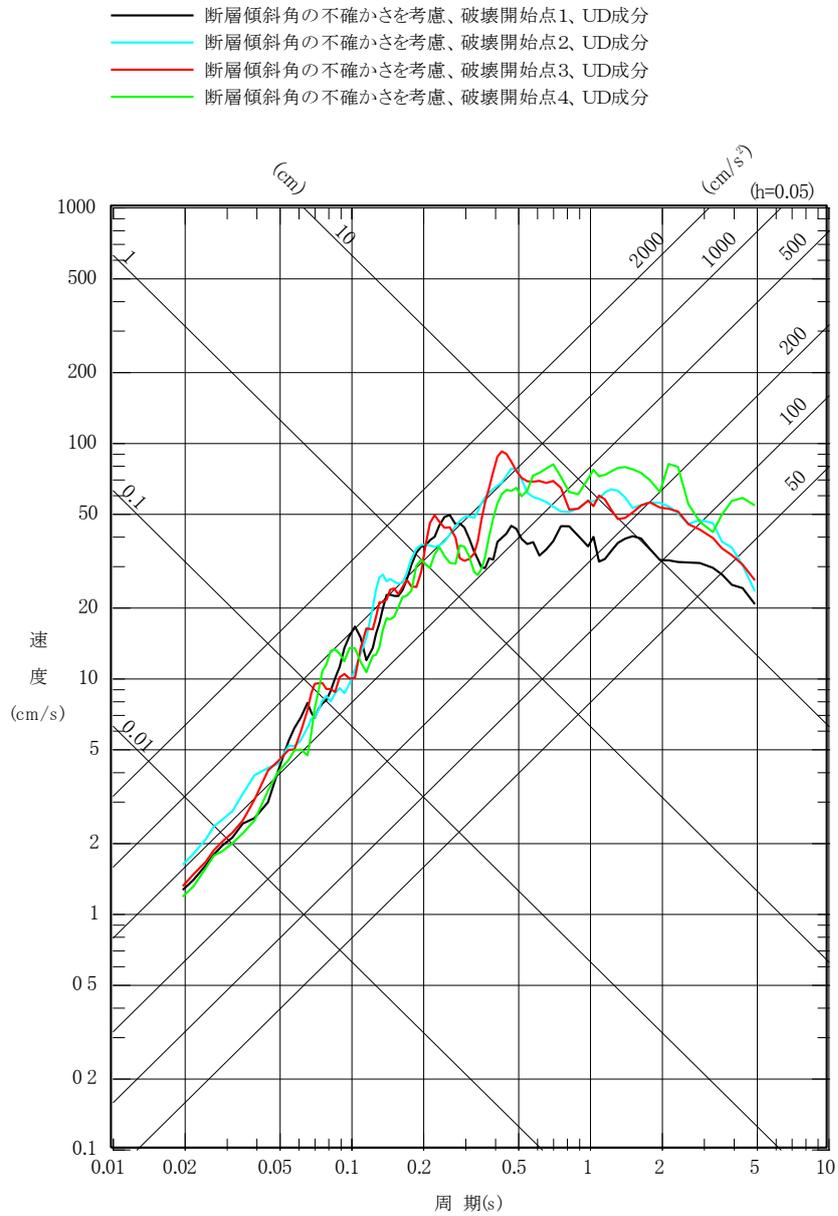
第 5. 6. 15 図(6) F3 断層～F4 断層による地震の
 断層モデルを用いた手法による地震動評価結果
 (不確かさを考慮したケース：短周期レベル、UD成分)



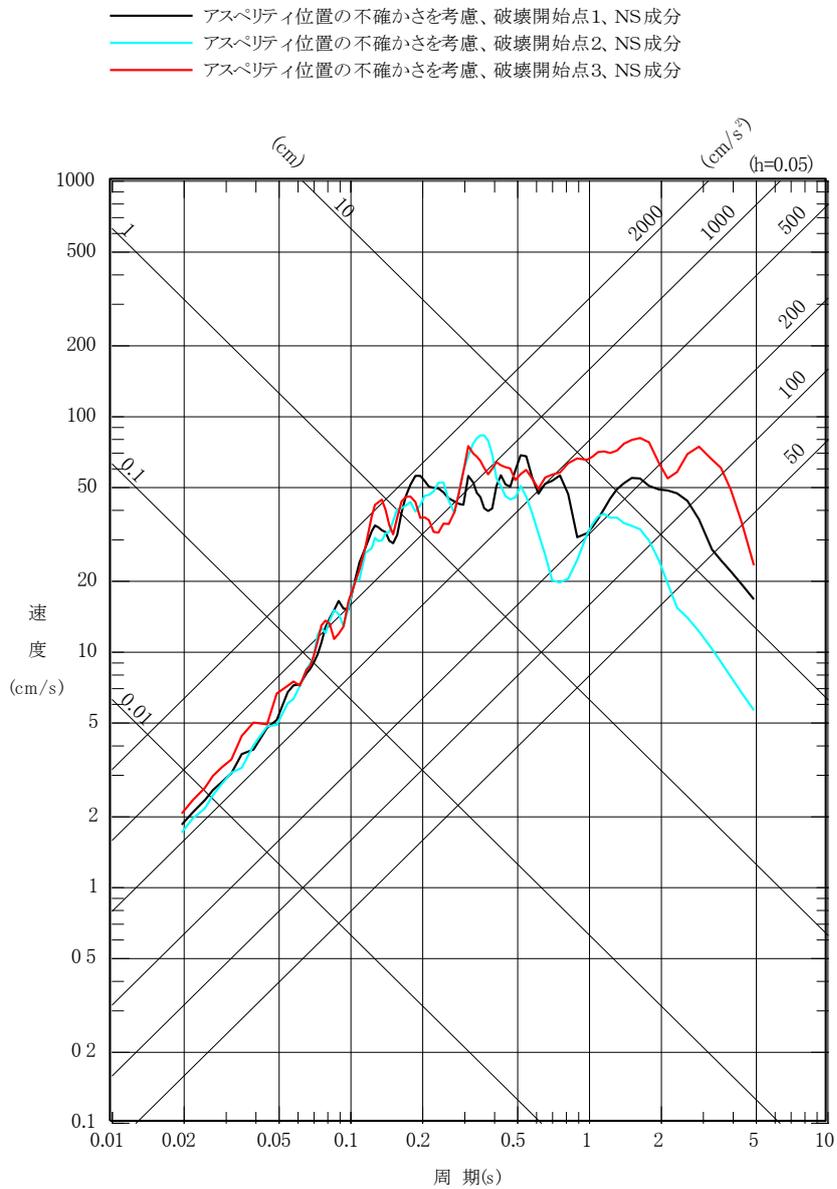
第 5. 6. 15 図(7) F3 断層～F4 断層による地震の
 断層モデルを用いた手法による地震動評価結果
 (不確かさを考慮したケース：断層傾斜角、NS 成分)



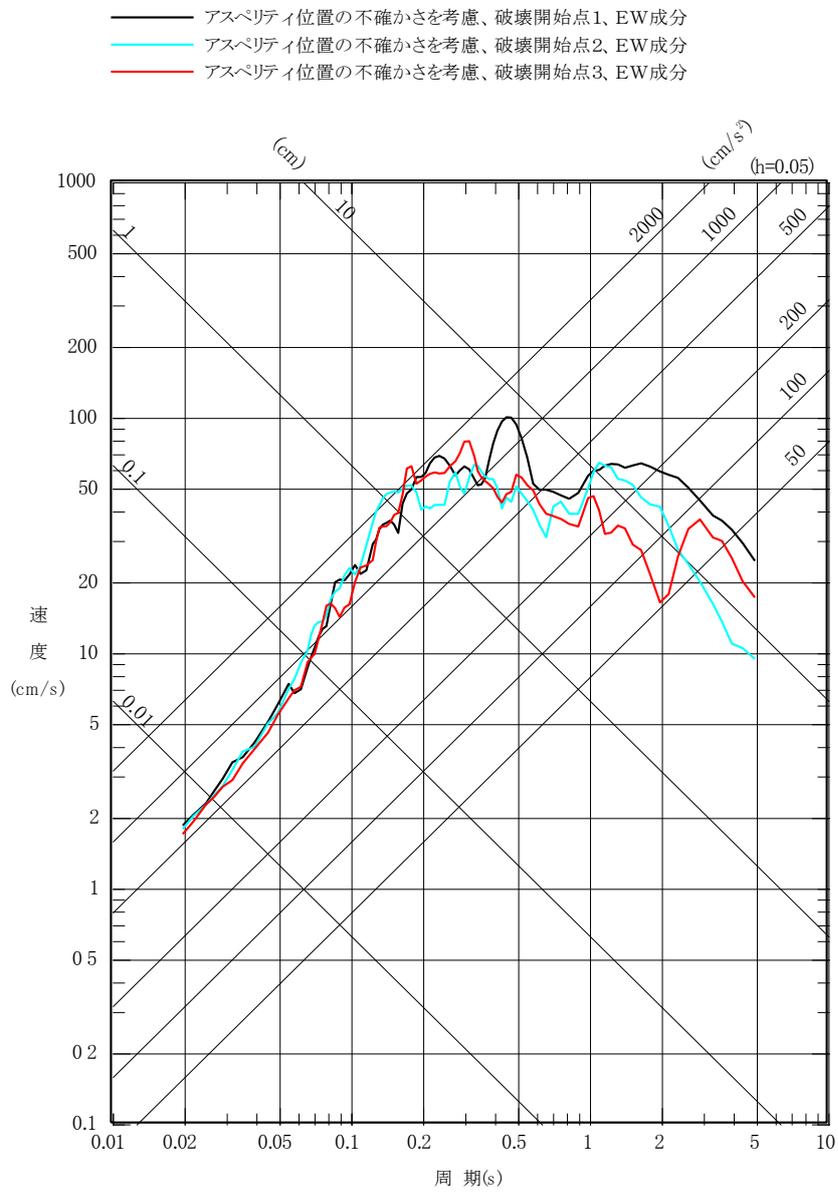
第 5. 6. 15 図(8) F3 断層～F4 断層による地震の
 断層モデルを用いた手法による地震動評価結果
 (不確かさを考慮したケース：断層傾斜角、EW 成分)



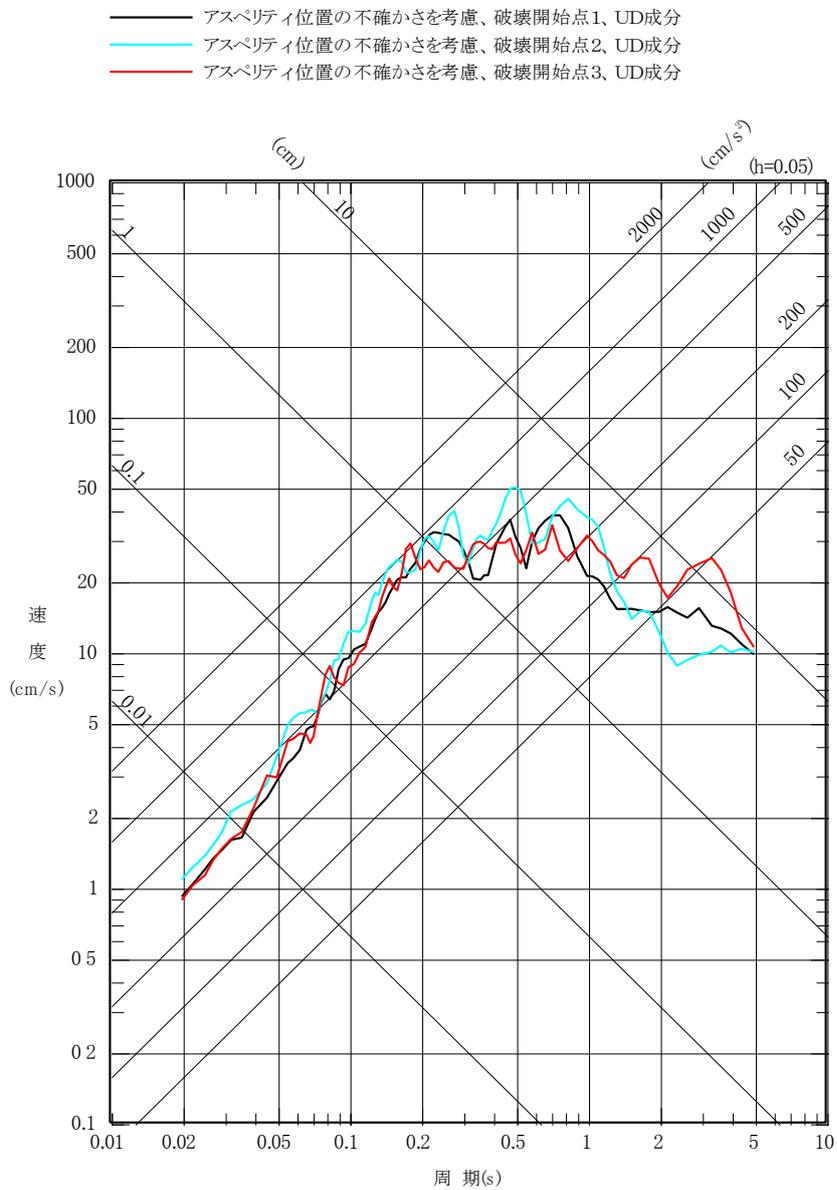
第 5. 6. 15 図(9) F3 断層～F4 断層による地震の
 断層モデルを用いた手法による地震動評価結果
 (不確かさを考慮したケース：断層傾斜角、UD成分)



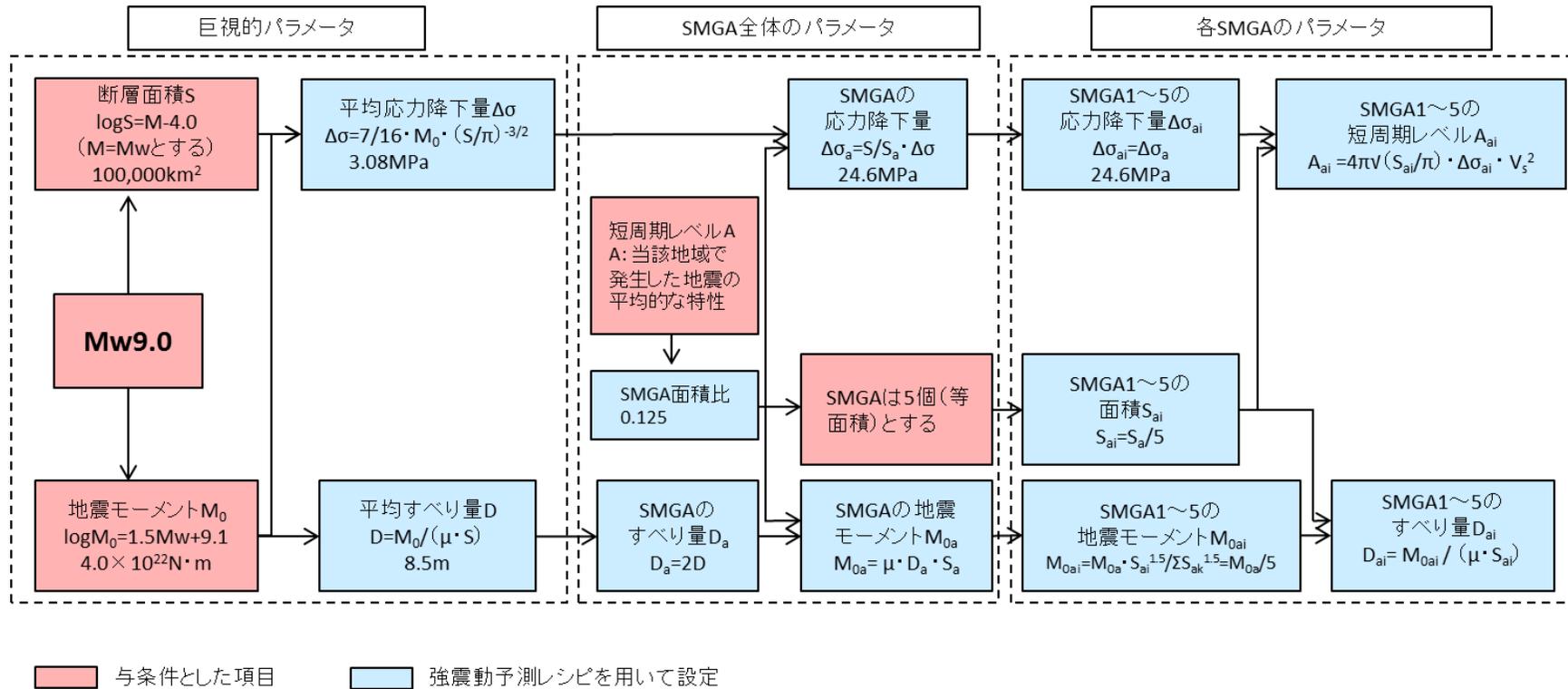
第 5. 6. 15 図(10) F3 断層～F4 断層による地震の
 断層モデルを用いた手法による地震動評価結果
 (不確かさを考慮したケース：アスぺリティ位置、NS成分)



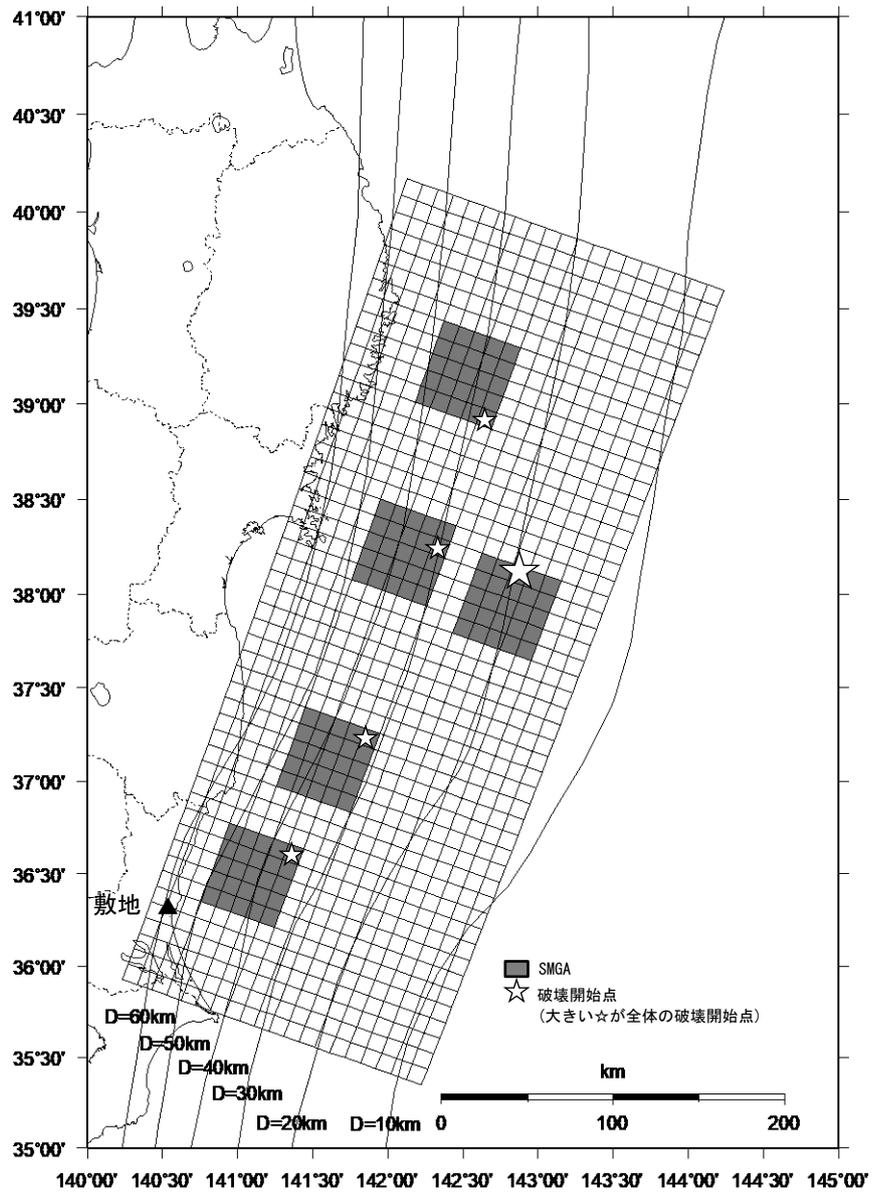
第 5. 6. 15 図(11) F3 断層～F4 断層による地震の
断層モデルを用いた手法による地震動評価結果
(不確かさを考慮したケース：アスぺリティ位置、EW 成分)



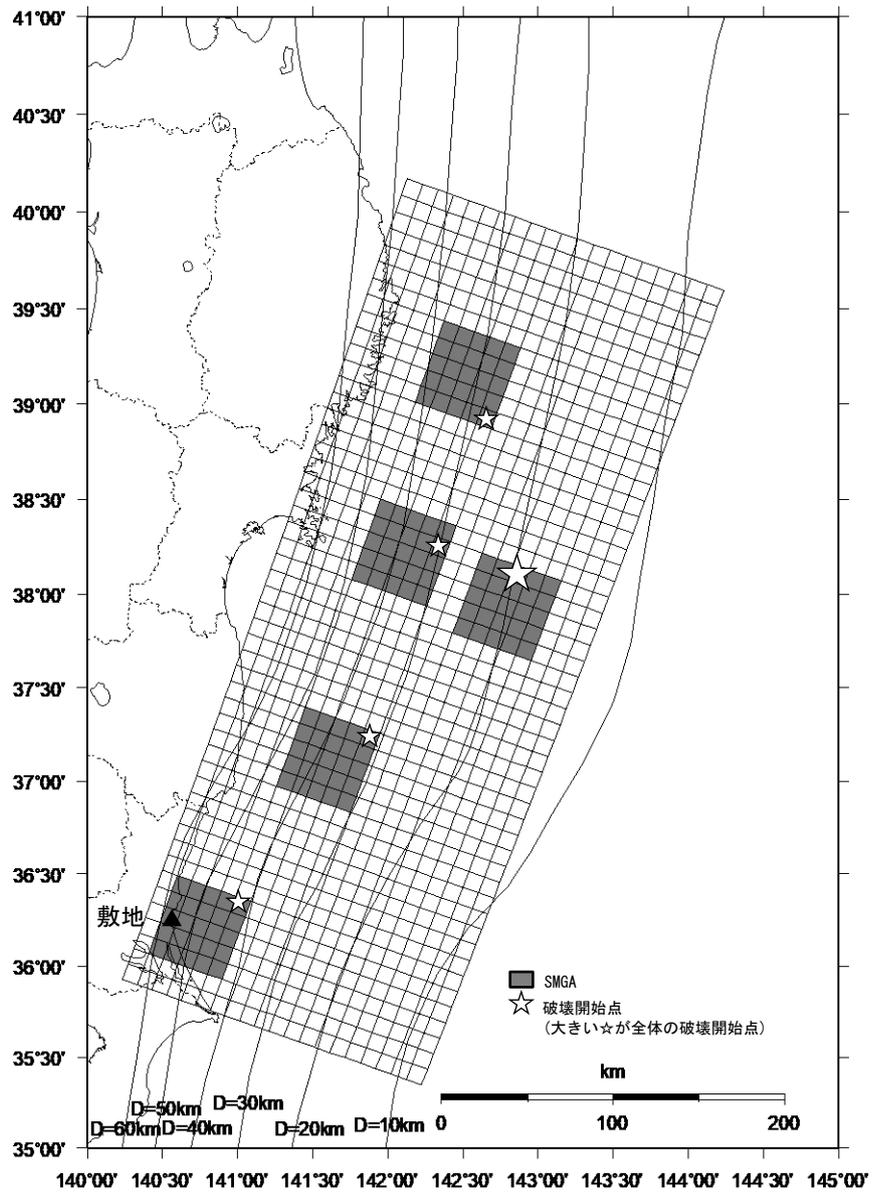
第 5. 6. 15 図(12) F3 断層～F4 断層による地震の
 断層モデルを用いた手法による地震動評価結果
 (不確かさを考慮したケース：アスぺリティ位置、UD 成分)



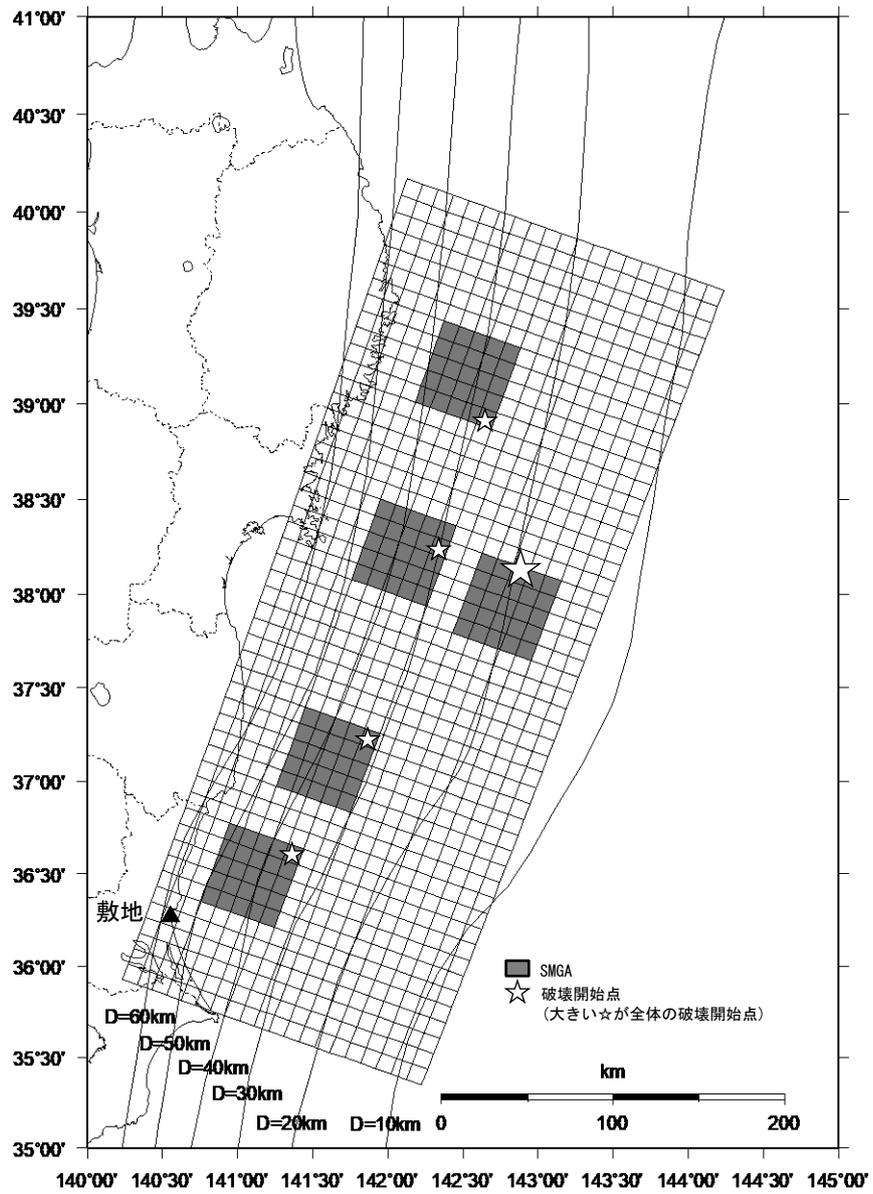
第 5.6.16 図 断層パラメータの設定フロー
 (2011年東北地方太平洋沖型地震、基本震源モデル)



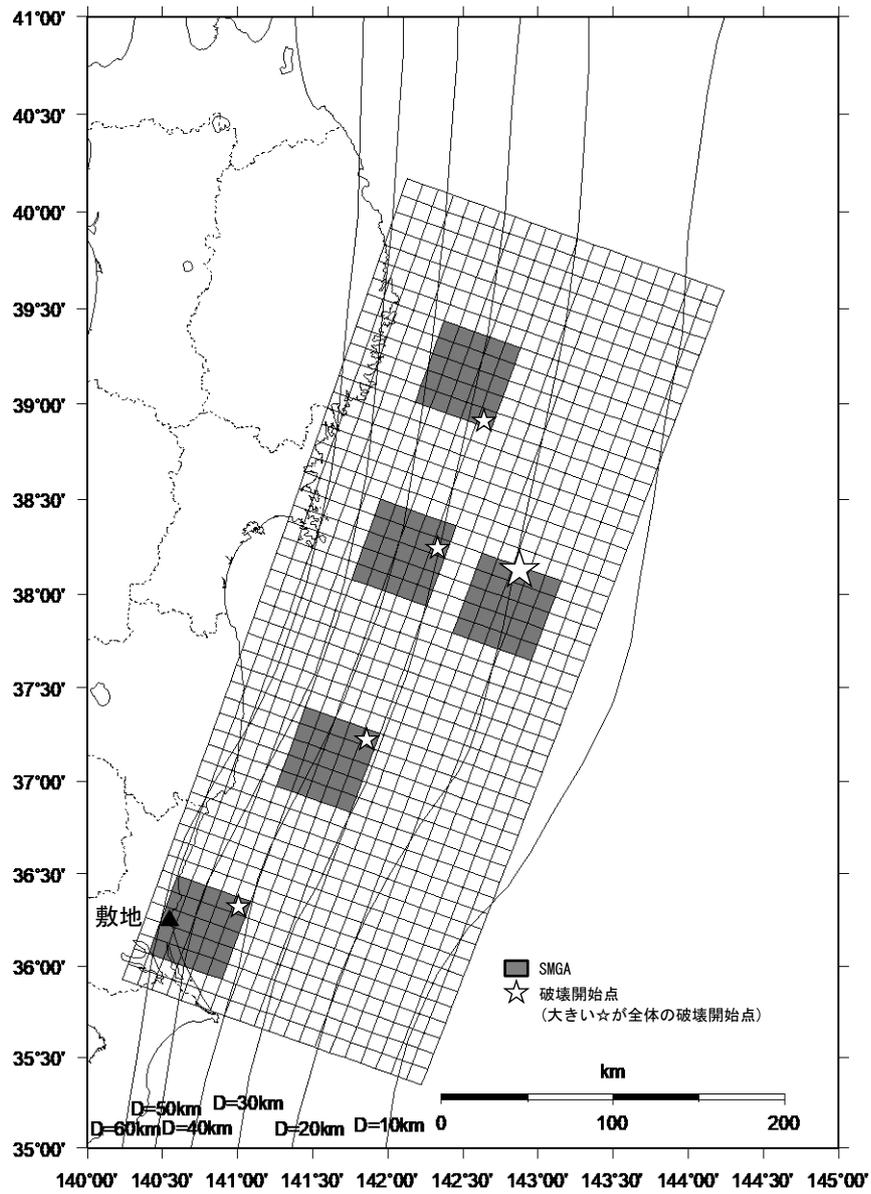
第 5. 6. 17 図 2011 年東北地方太平洋沖型地震の断層モデル
(基本震源モデル)



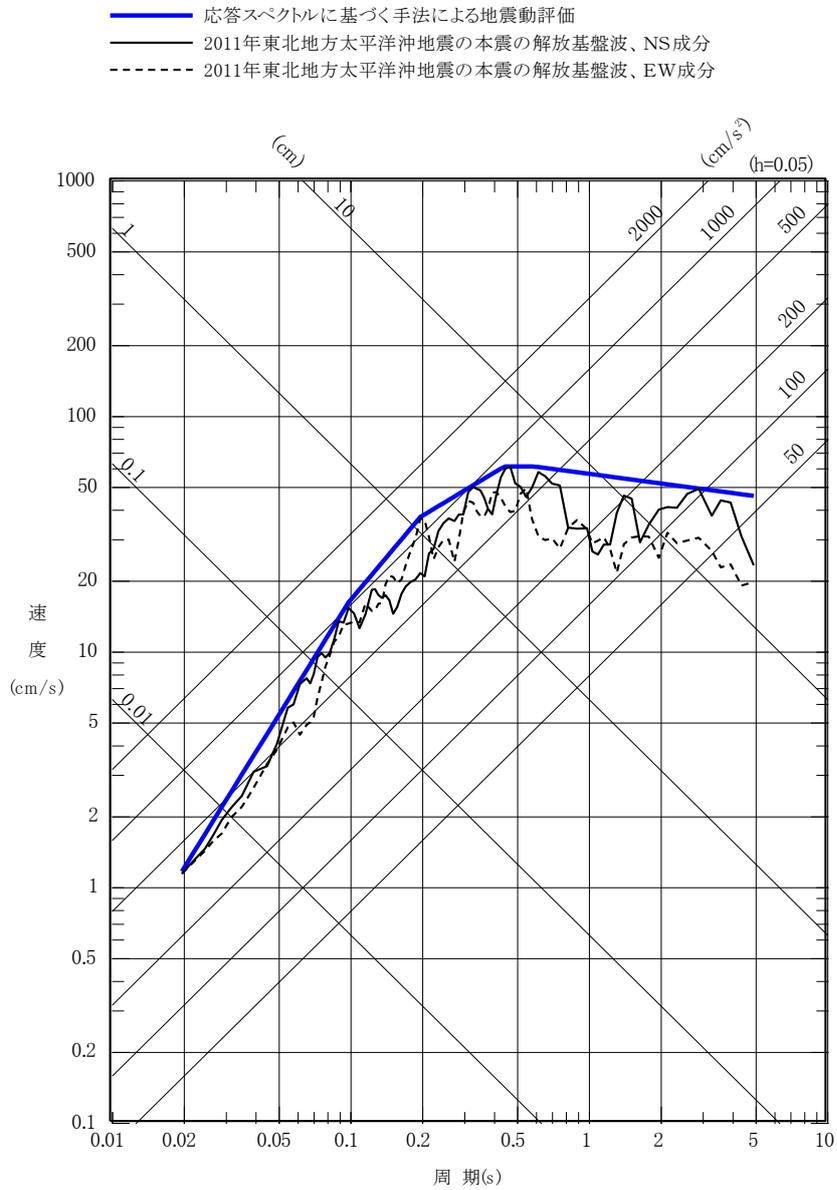
第 5. 6. 18 図(1) 2011 年東北地方太平洋沖型地震の断層モデル
(不確かさを考慮したケース : SMGA 位置)



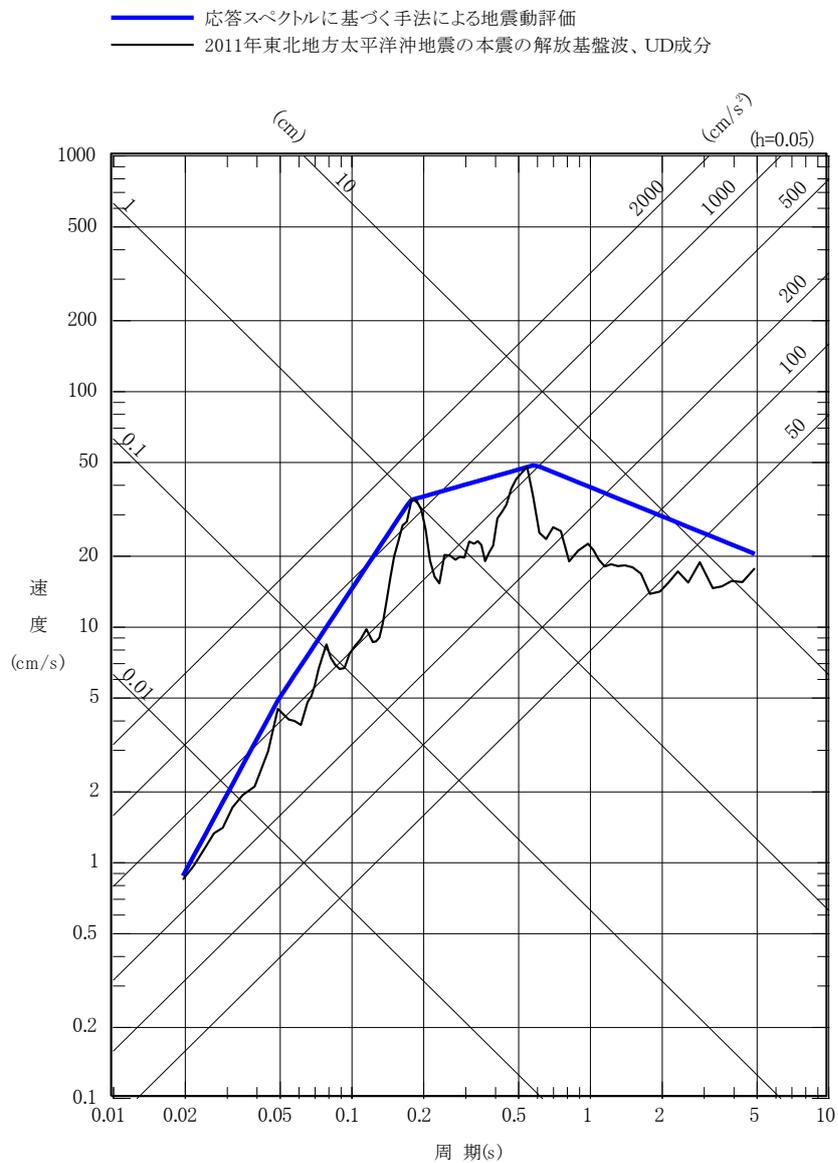
第 5. 6. 18 図(2) 2011 年東北地方太平洋沖型地震の断層モデル
 (不確かさを考慮したケース：短周期レベル)



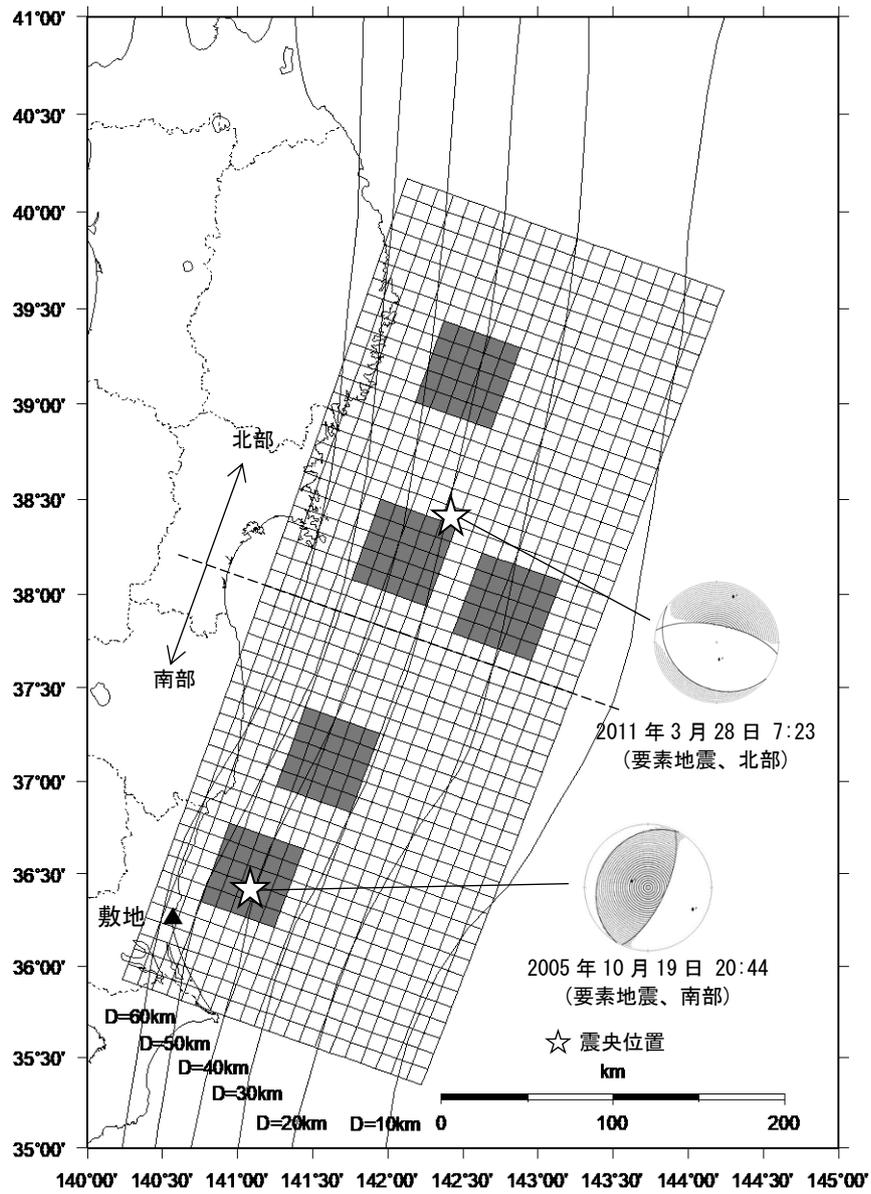
第 5.6.18 図(3) 2011 年東北地方太平洋沖型地震の断層モデル
 (不確かさを考慮したケース：SMGA 位置と短周期レベルの不確かさの重畳)



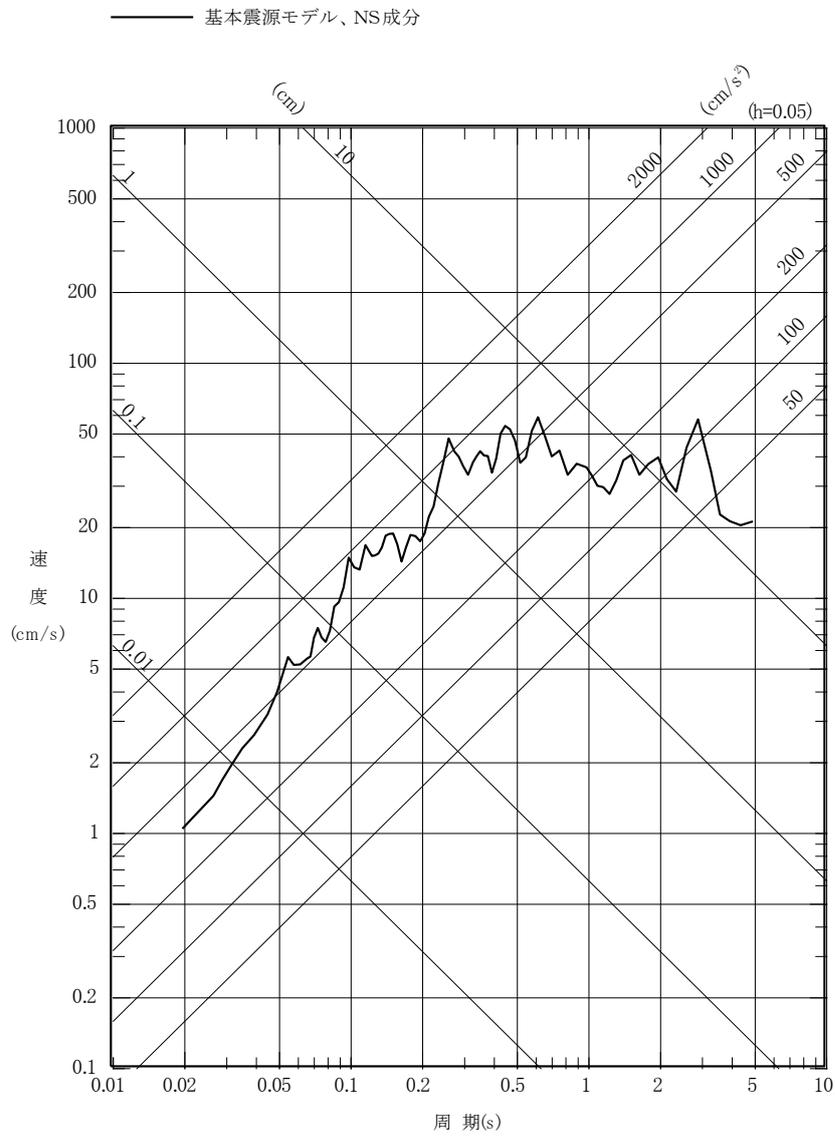
第 5.6.19 図(1) 2011 年東北地方太平洋沖型地震の
 応答スペクトルに基づく手法による地震動評価結果と
 2011 年東北地方太平洋沖地震の本震の解放基盤波の比較
 (水平成分)



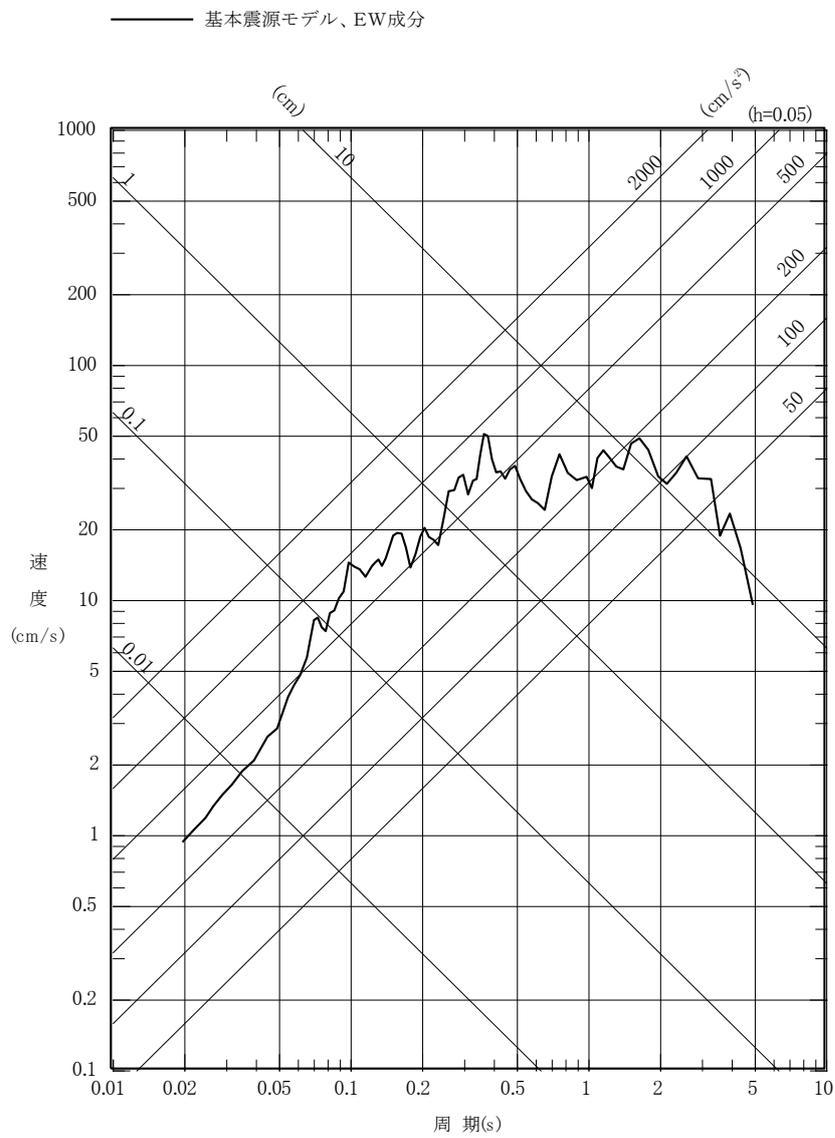
第 5.6.19 図(2) 2011 年東北地方太平洋沖型地震の
 応答スペクトルに基づく手法による地震動評価結果と
 2011 年東北地方太平洋沖地震の本震の解放基盤波の比較
 (鉛直成分)



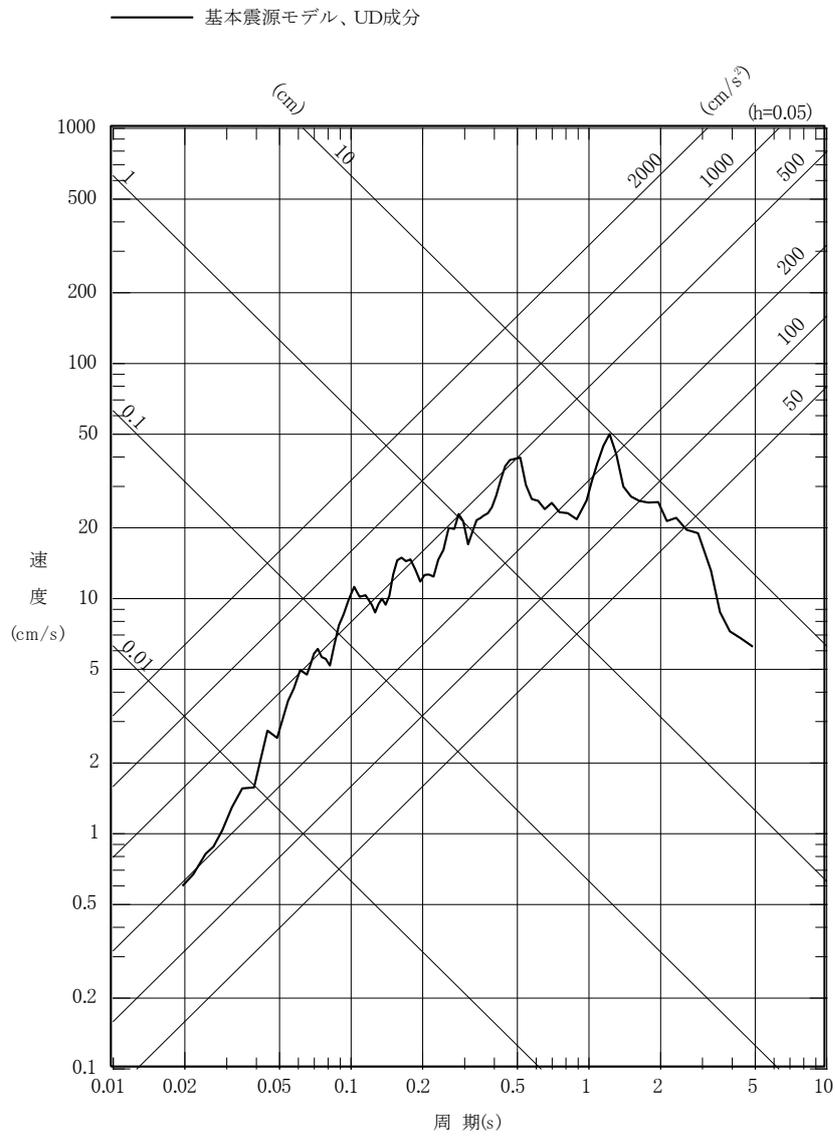
第 5. 6. 20 図 2011 年東北地方太平洋沖型地震の
地震動評価に用いる要素地震の震央位置



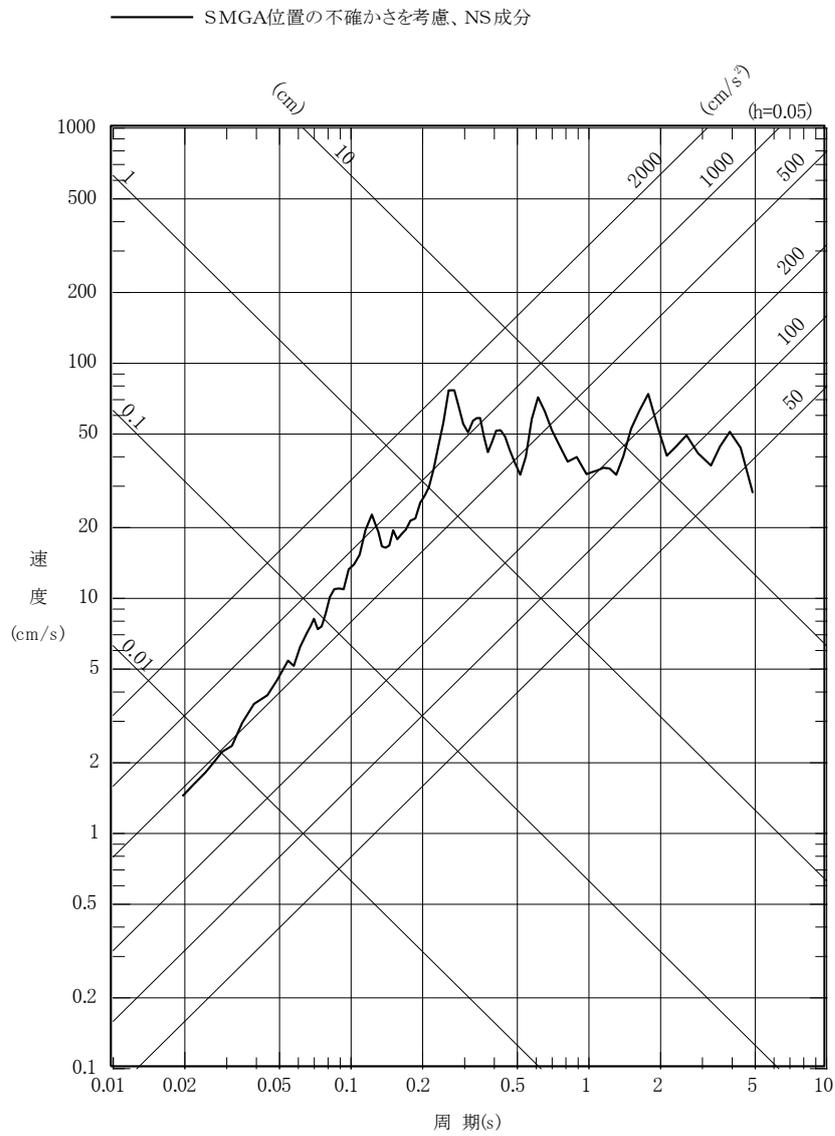
第 5.6.21 図(1) 2011 年東北地方太平洋沖型地震の
断層モデルを用いた手法による地震動評価結果
(基本震源モデル、NS 成分)



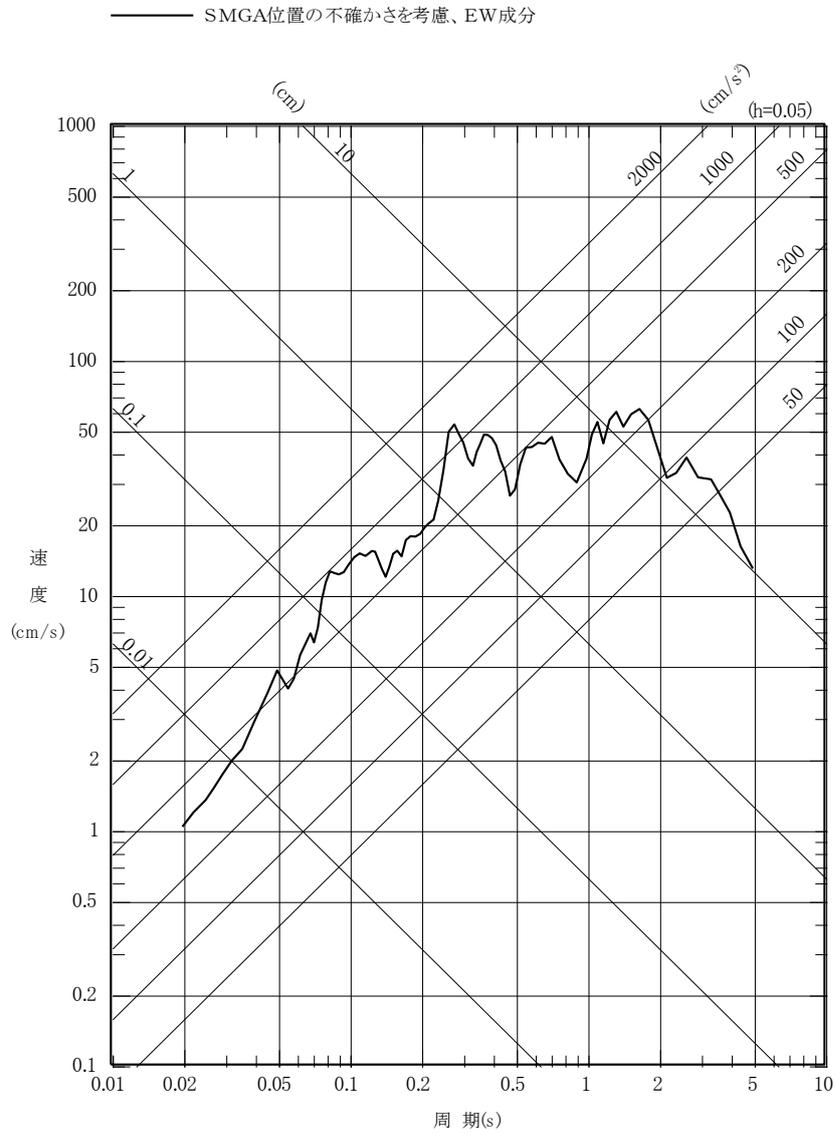
第 5.6.21 図(2) 2011 年東北地方太平洋沖型地震の
断層モデルを用いた手法による地震動評価結果
(基本震源モデル、EW 成分)



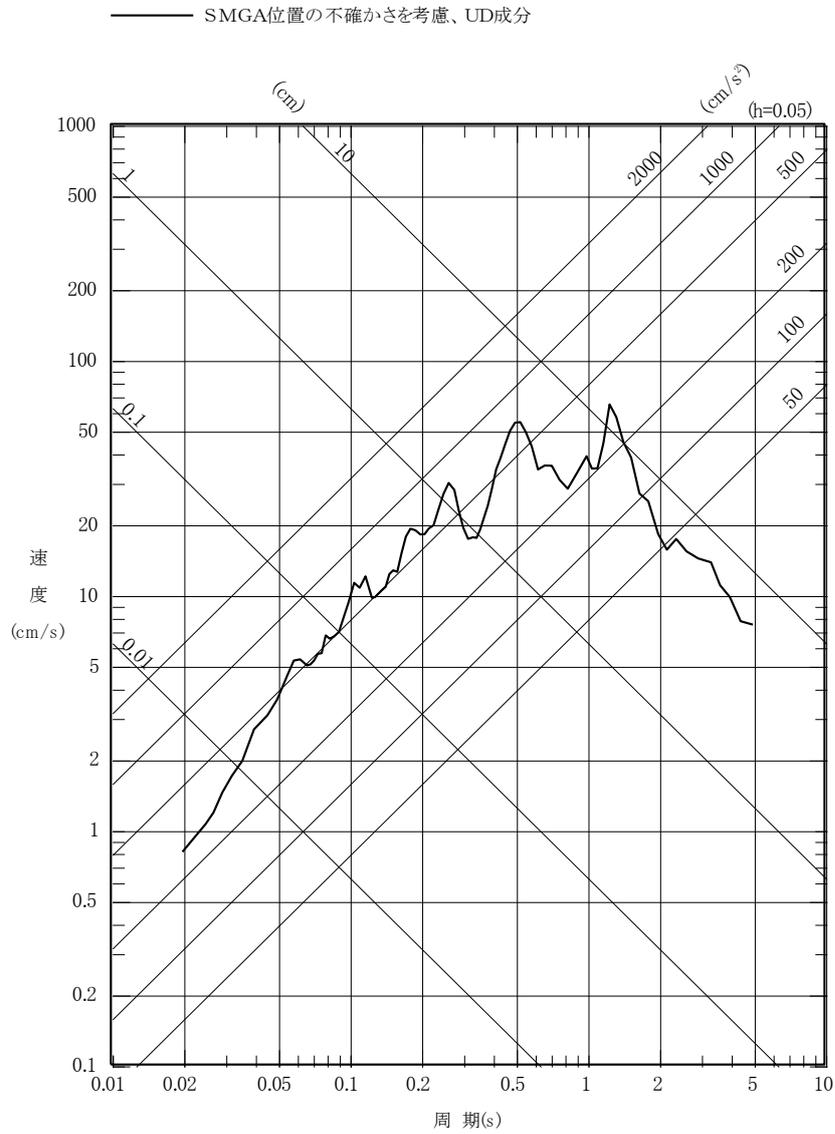
第 5.6.21 図(3) 2011 年東北地方太平洋沖型地震の
断層モデルを用いた手法による地震動評価結果
(基本震源モデル、UD 成分)



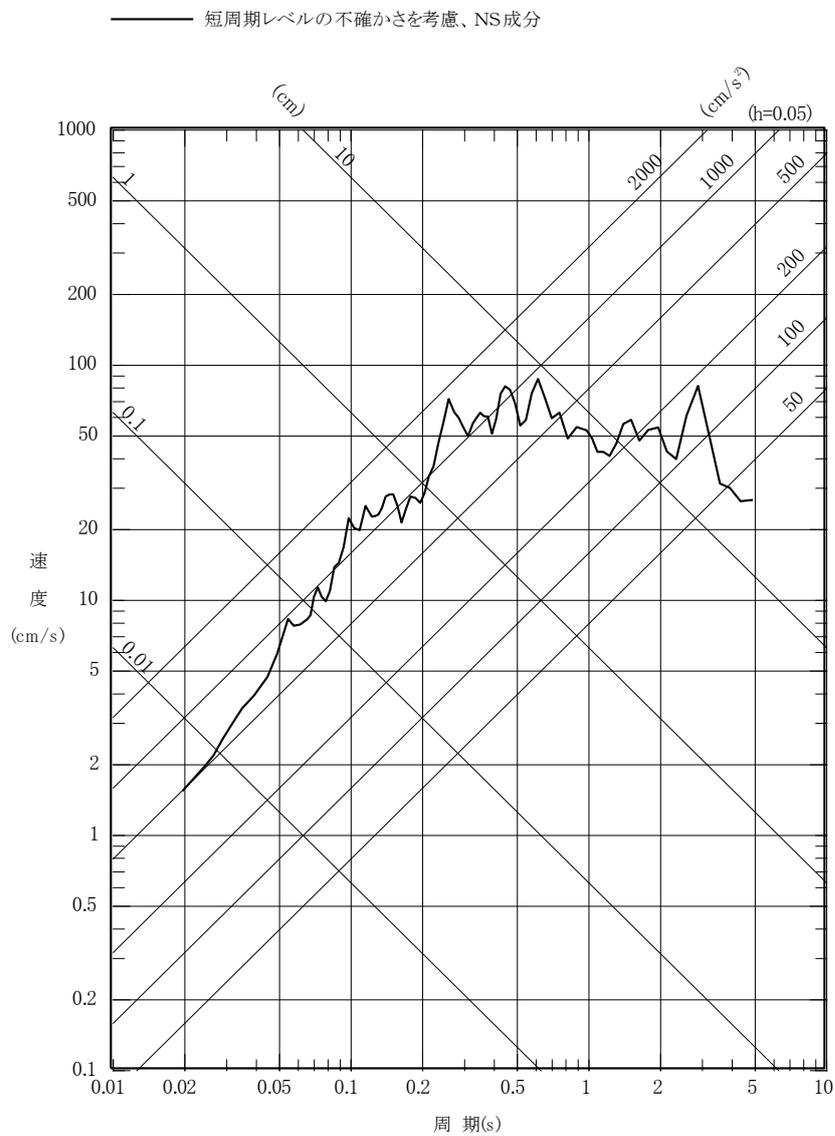
第 5.6.21 図(4) 2011 年東北地方太平洋沖型地震の
断層モデルを用いた手法による地震動評価結果
(不確かさを考慮したケース : SMGA 位置、NS 成分)



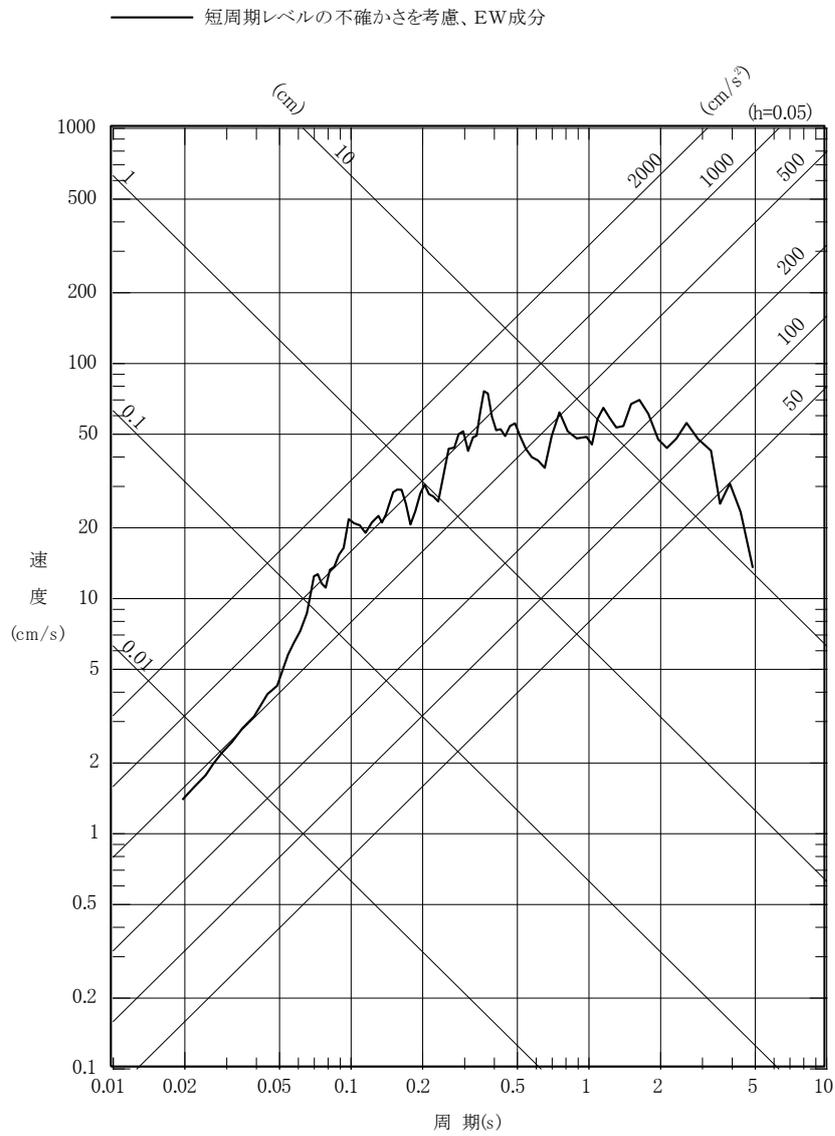
第 5.6.21 図(5) 2011 年東北地方太平洋沖型地震の
断層モデルを用いた手法による地震動評価結果
(不確かさを考慮したケース : SMGA 位置、EW 成分)



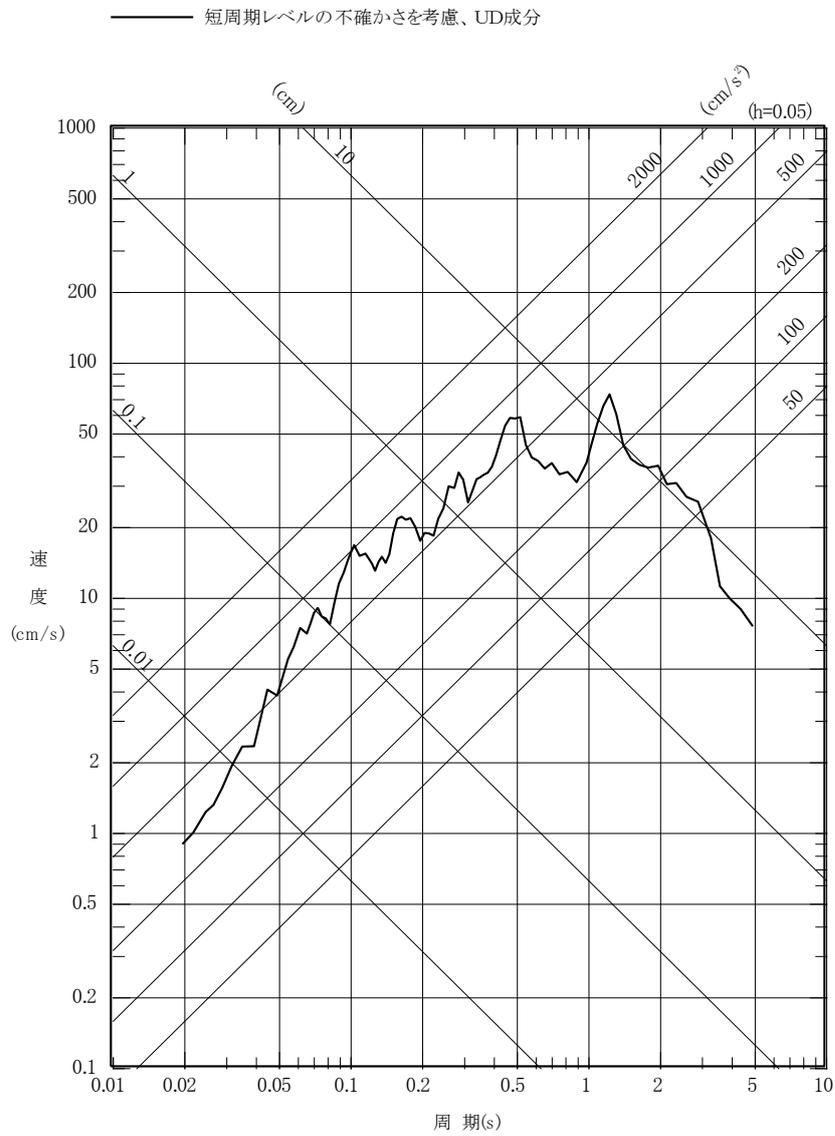
第 5.6.21 図(6) 2011 年東北地方太平洋沖型地震の
断層モデルを用いた手法による地震動評価結果
(不確かさを考慮したケース : SMGA 位置、UD 成分)



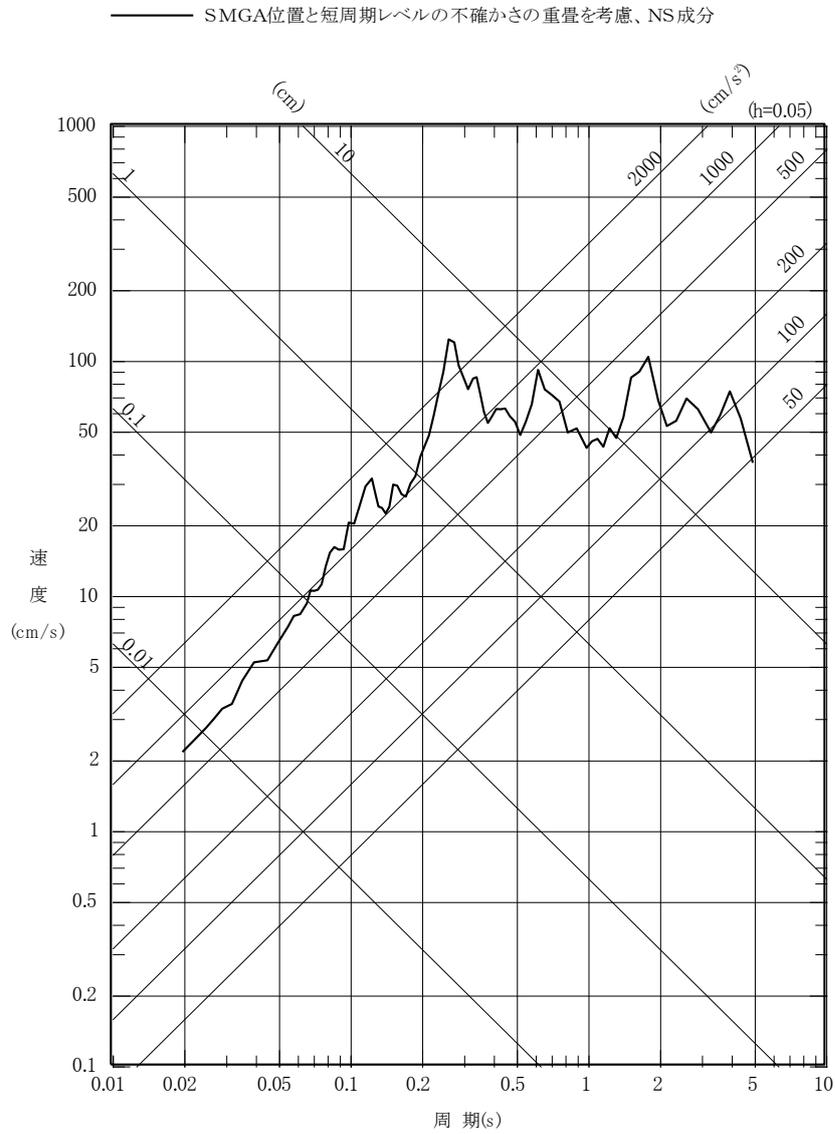
第 5.6.21 図(7) 2011 年東北地方太平洋沖型地震の
断層モデルを用いた手法による地震動評価結果
(不確かさを考慮したケース：短周期レベル、NS 成分)



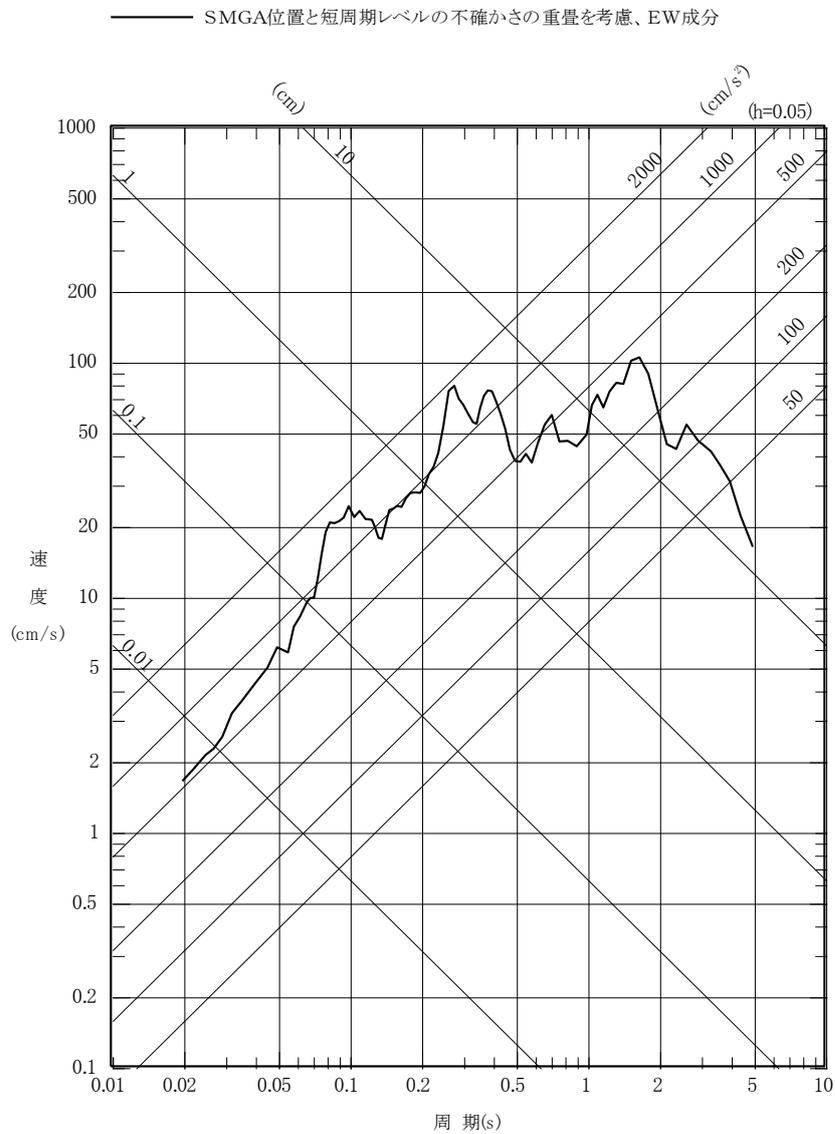
第 5.6.21 図(8) 2011 年東北地方太平洋沖型地震の
断層モデルを用いた手法による地震動評価結果
(不確かさを考慮したケース：短周期レベル、EW 成分)



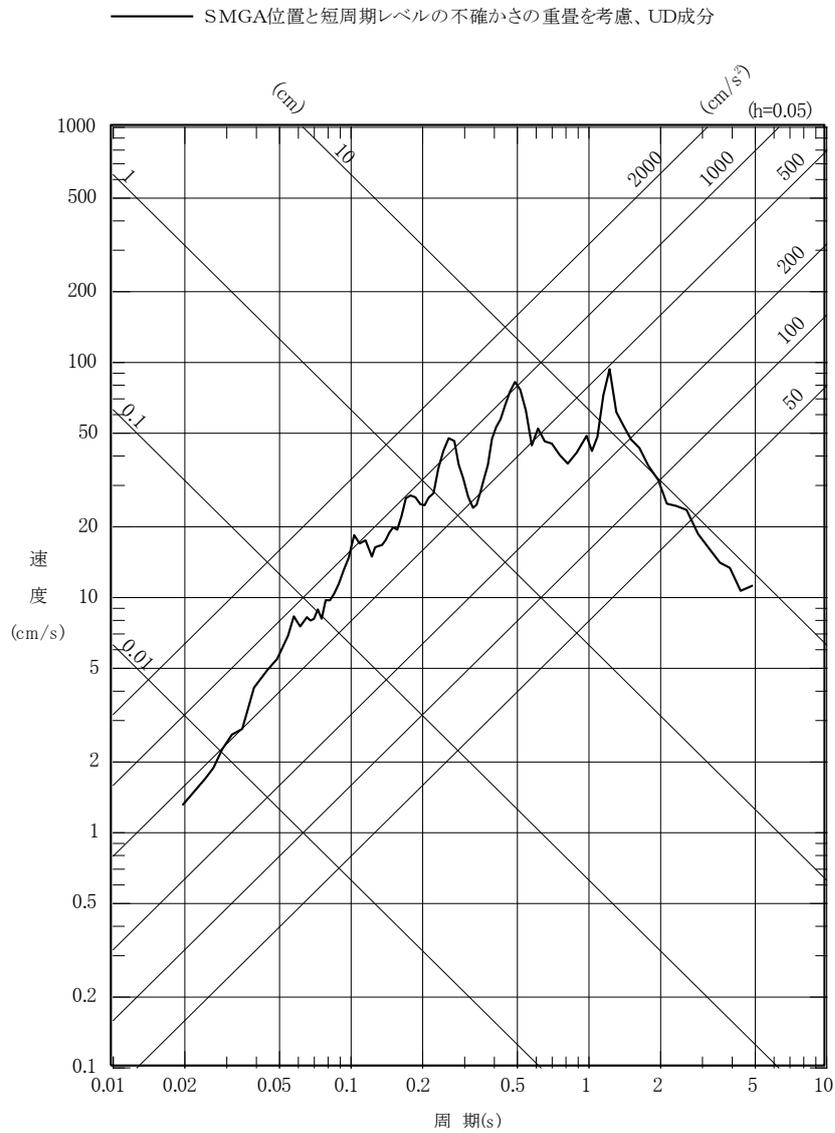
第 5.6.21 図(9) 2011 年東北地方太平洋沖型地震の
断層モデルを用いた手法による地震動評価結果
(不確かさを考慮したケース：短周期レベル、UD 成分)



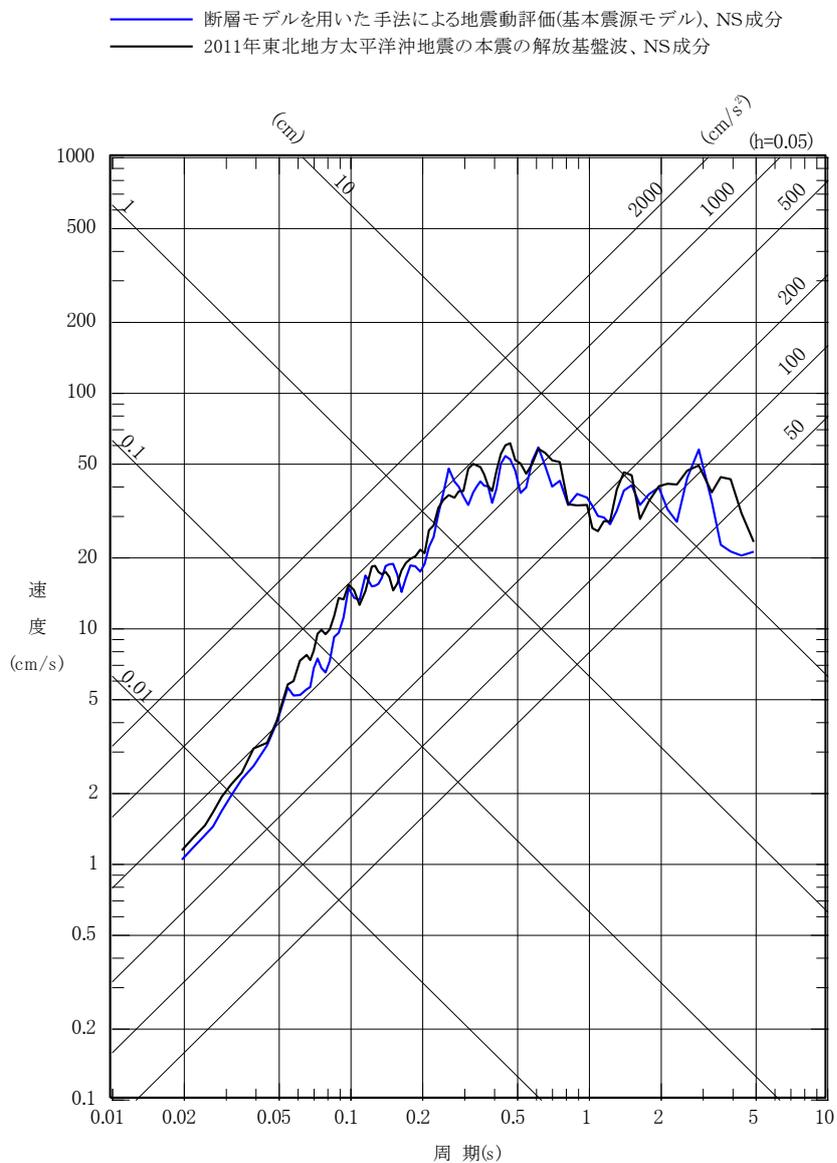
第 5. 6. 21 図(10) 2011 年東北地方太平洋沖型地震の
 断層モデルを用いた手法による地震動評価結果
 (不確かさを考慮したケース：SMGA 位置と短周期レベル
 の不確かさの重畳、NS 成分)



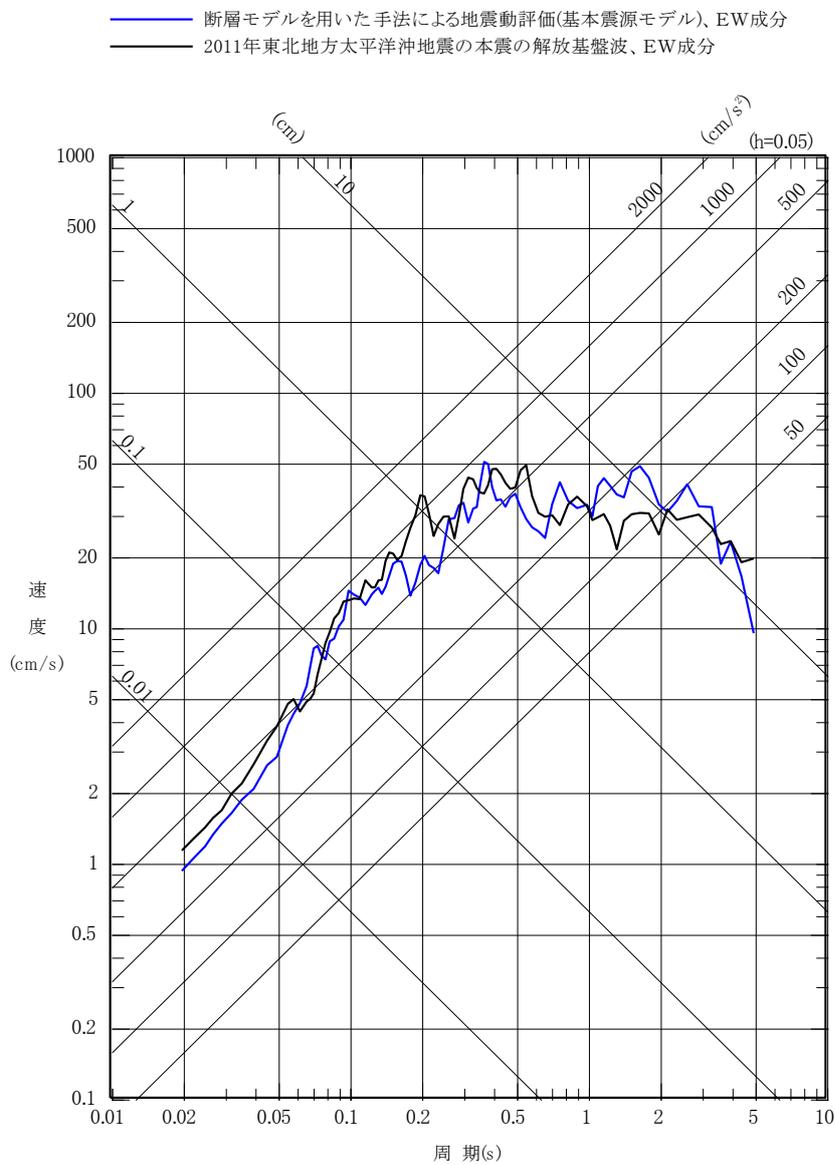
第 5.6.21 図(11) 2011 年東北地方太平洋沖型地震の
断層モデルを用いた手法による地震動評価結果
(不確かさを考慮したケース：SMGA 位置と短周期レベル
の不確かさの重畳、EW 成分)



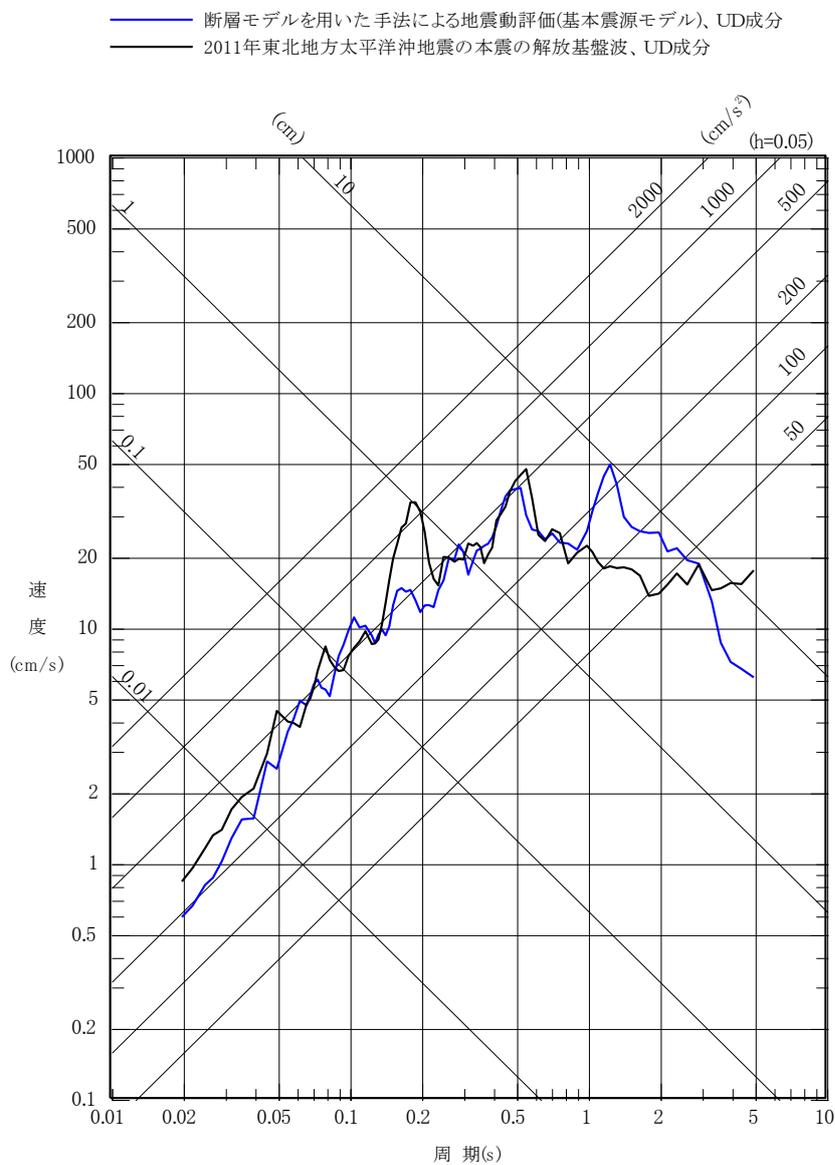
第 5.6.21 図(12) 2011 年東北地方太平洋沖型地震の
 断層モデルを用いた手法による地震動評価結果
 (不確かさを考慮したケース：SMGA 位置と短周期レベル
 の不確かさの重畳、UD 成分)



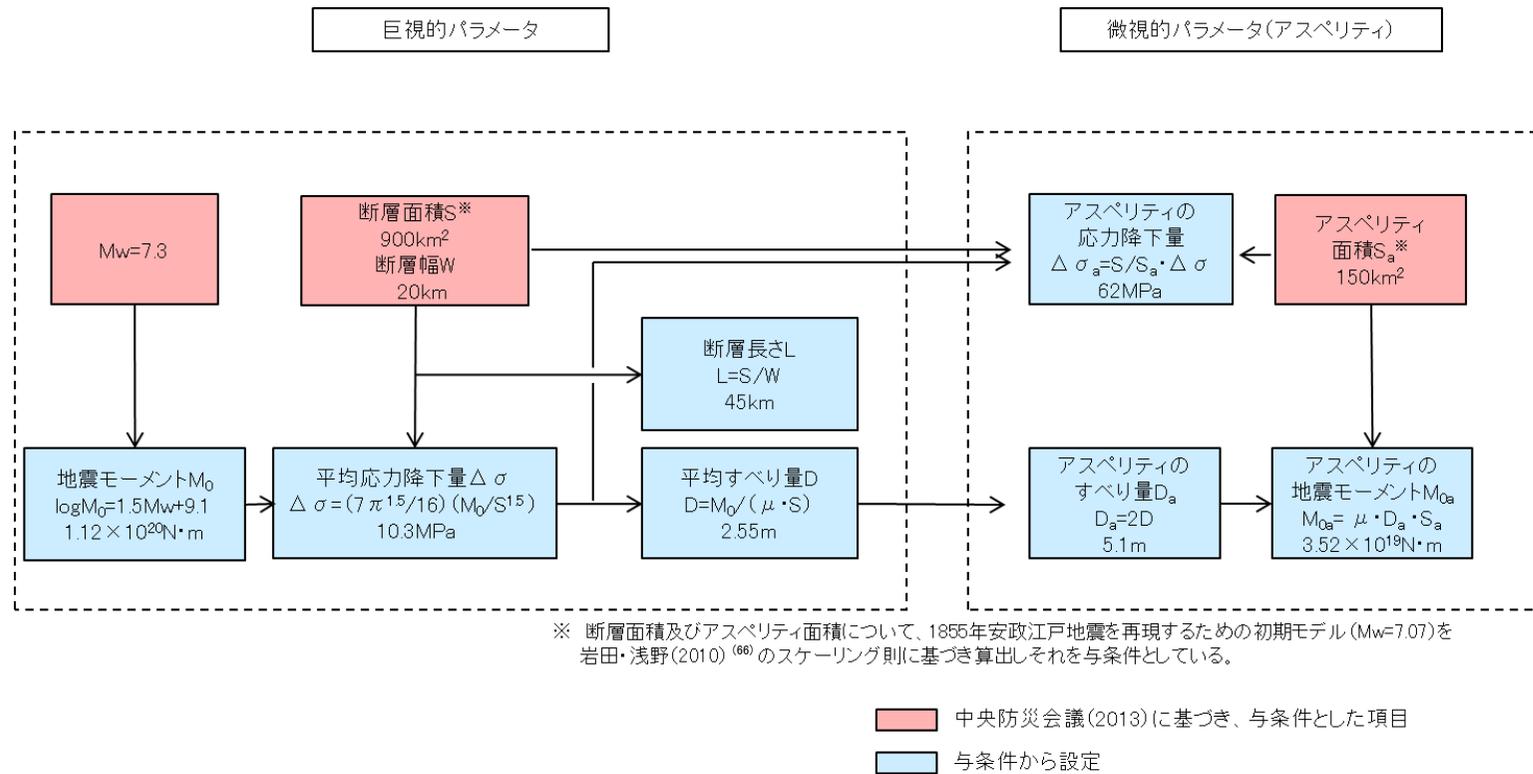
第 5.6.22 図(1) 2011 年東北地方太平洋沖型地震の
断層モデルを用いた手法による地震動評価結果 (基本震源モデル)
と 2011 年東北地方太平洋沖地震の本震の解放基盤波の比較
(NS 成分)



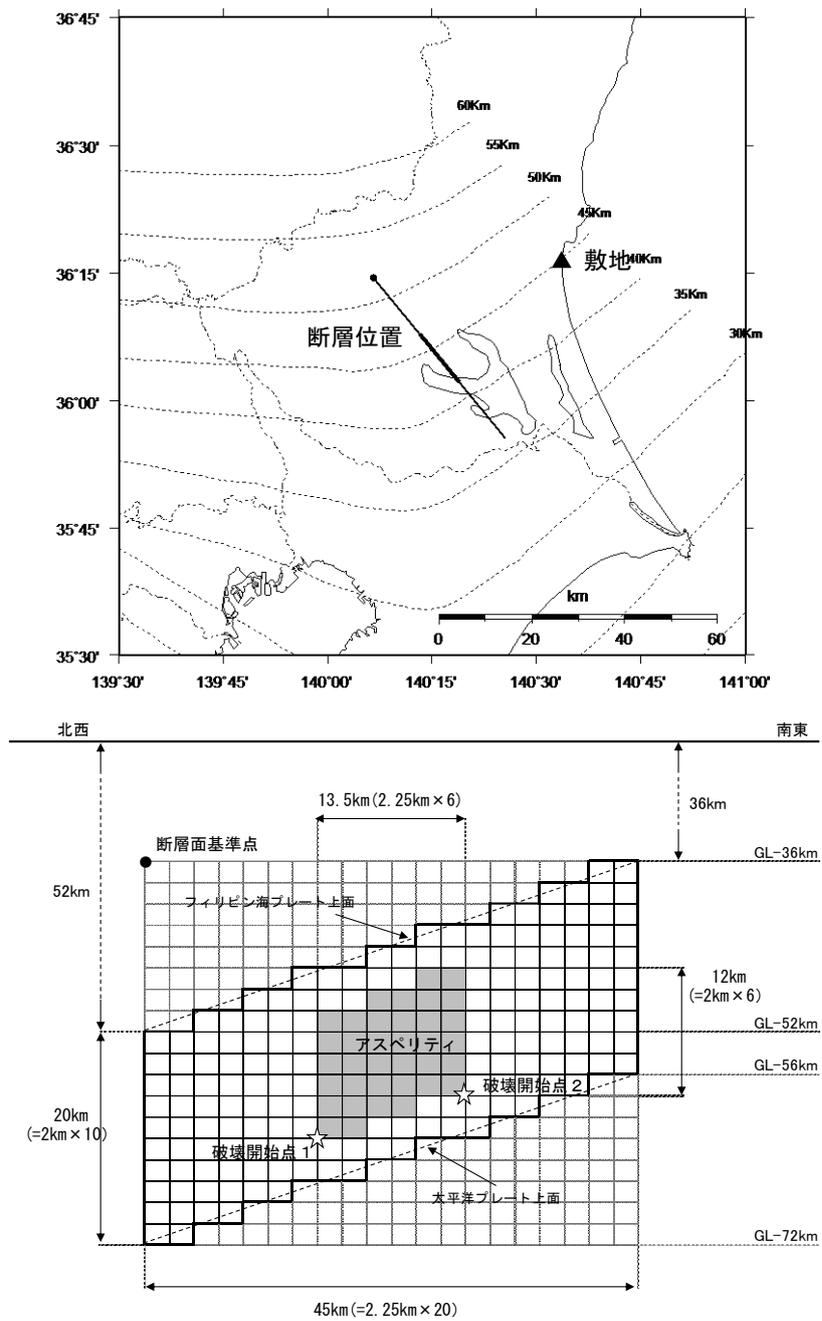
第 5.6.22 図(2) 2011 年東北地方太平洋沖型地震の
断層モデルを用いた手法による地震動評価結果 (基本震源モデル)
と 2011 年東北地方太平洋沖地震の本震の解放基盤波の比較
(EW 成分)



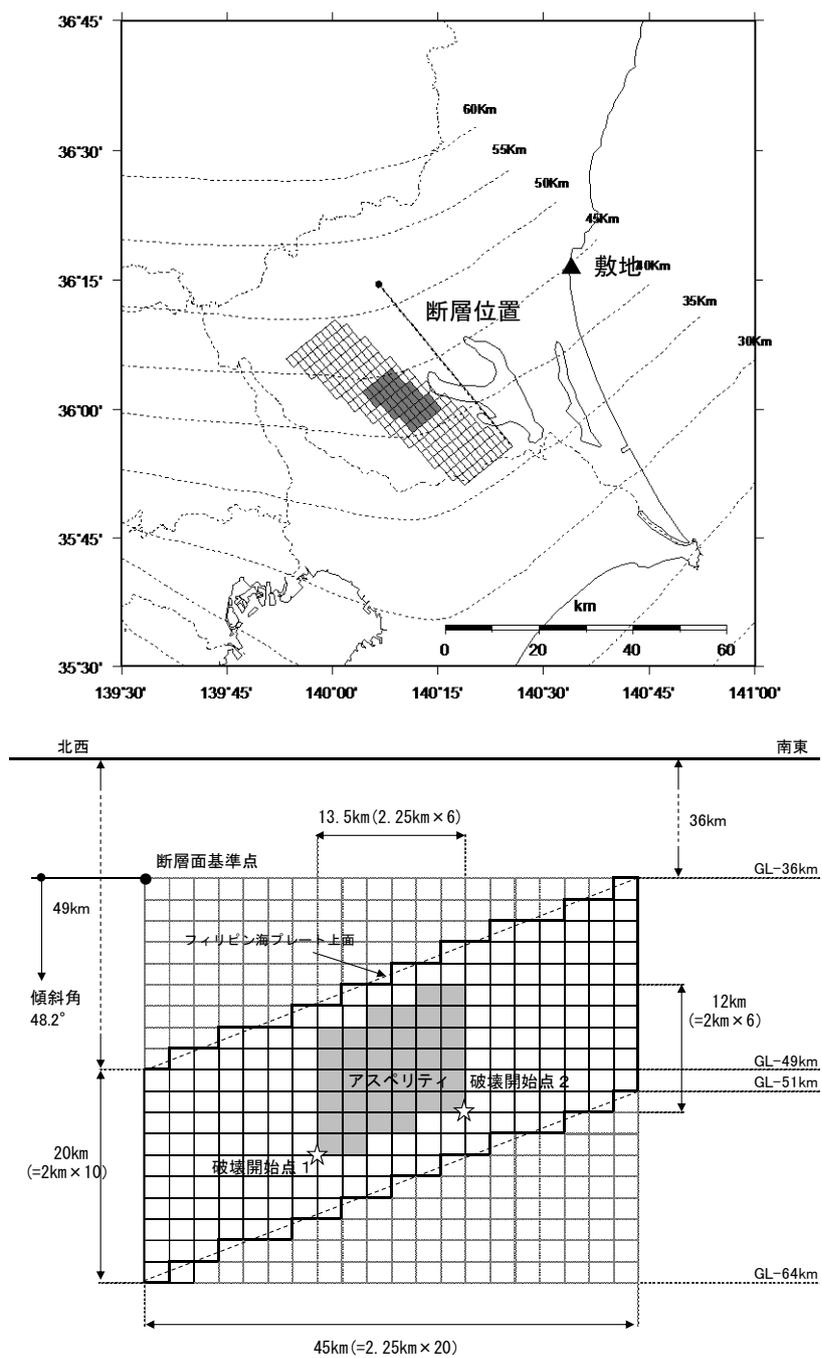
第 5.6.22 図(3) 2011 年東北地方太平洋沖型地震の
断層モデルを用いた手法による地震動評価結果 (基本震源モデル)
と 2011 年東北地方太平洋沖地震の本震の解放基盤波の比較
(UD 成分)



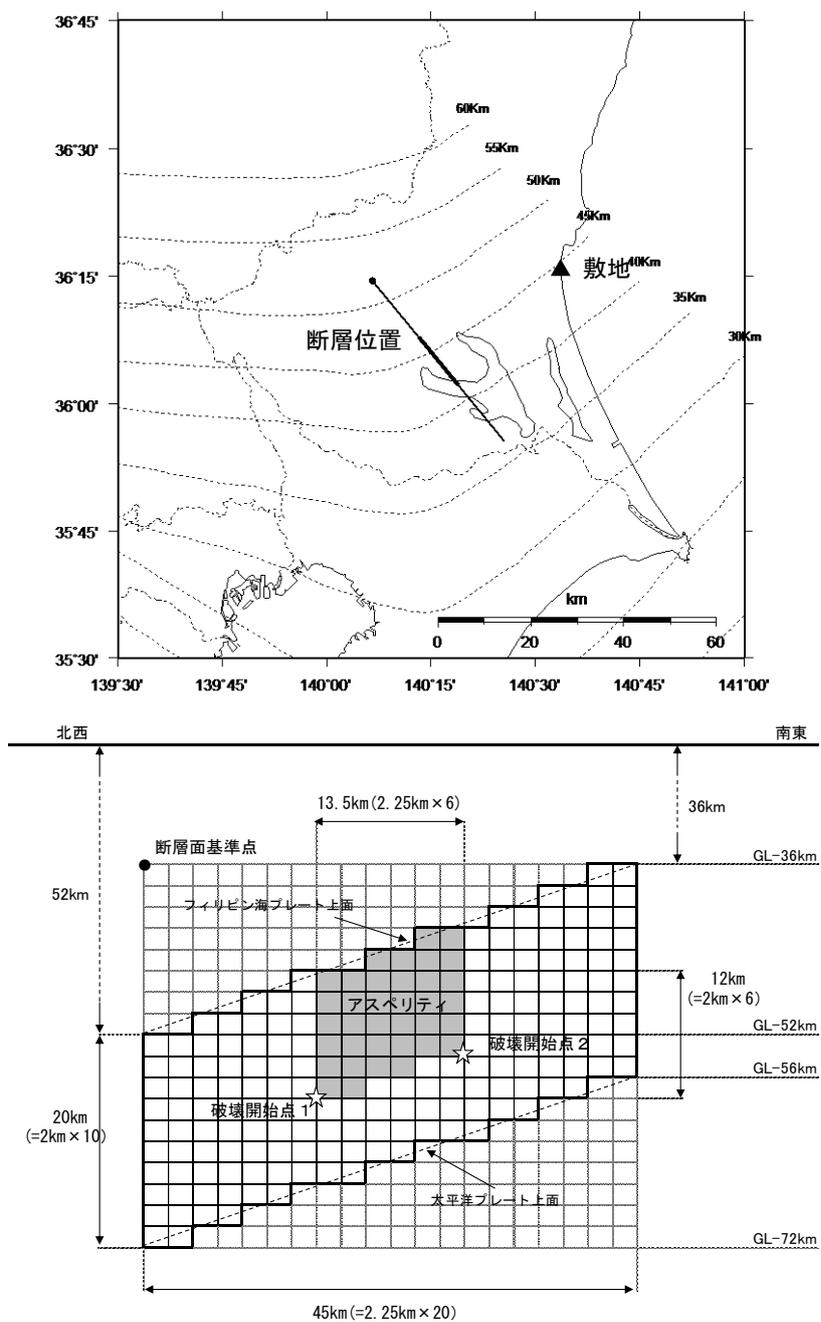
第 5.6.23 図 断層パラメータの設定フロー
(茨城県南部の地震、基本震源モデル)



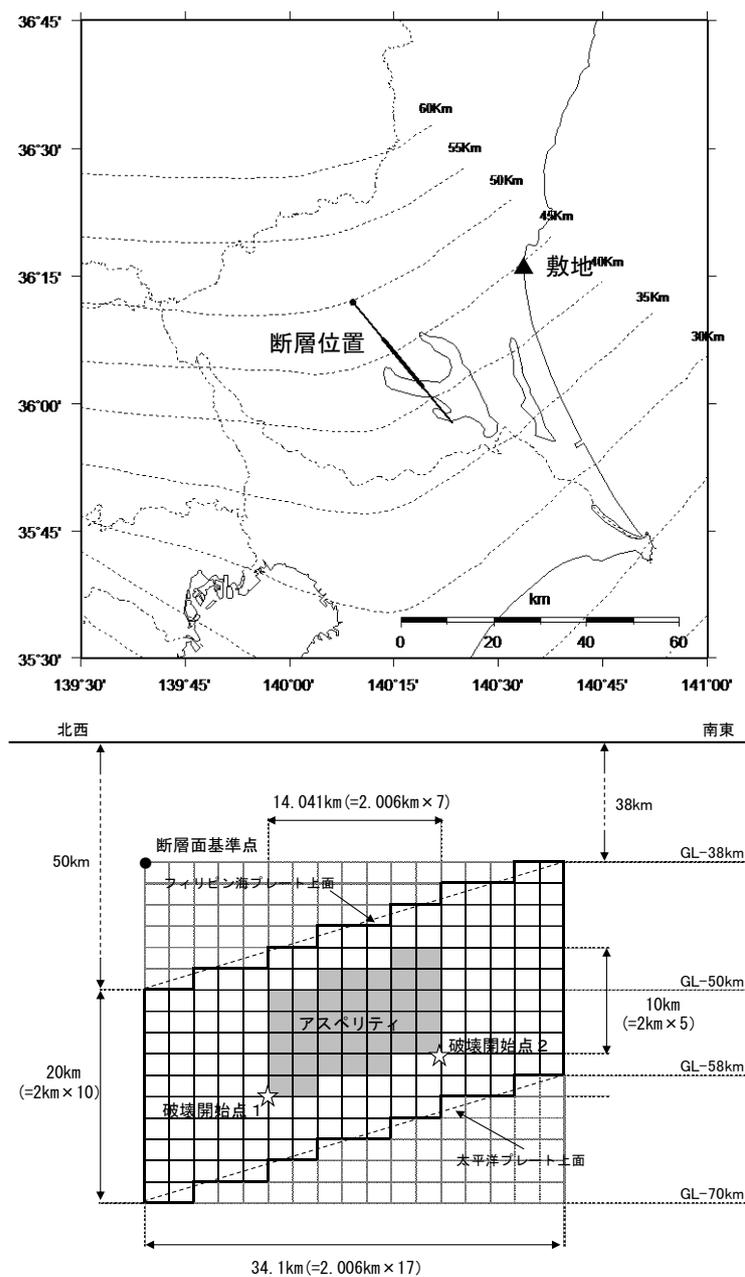
第 5.6.24 図 茨城県南部の地震の断層モデル
(基本震源モデル)



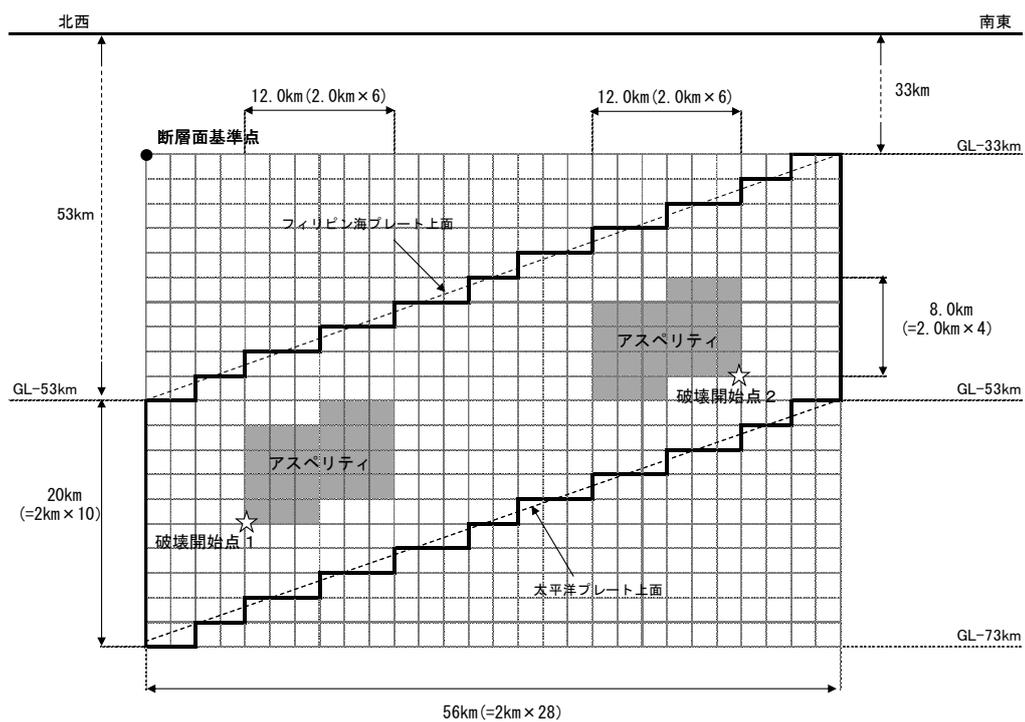
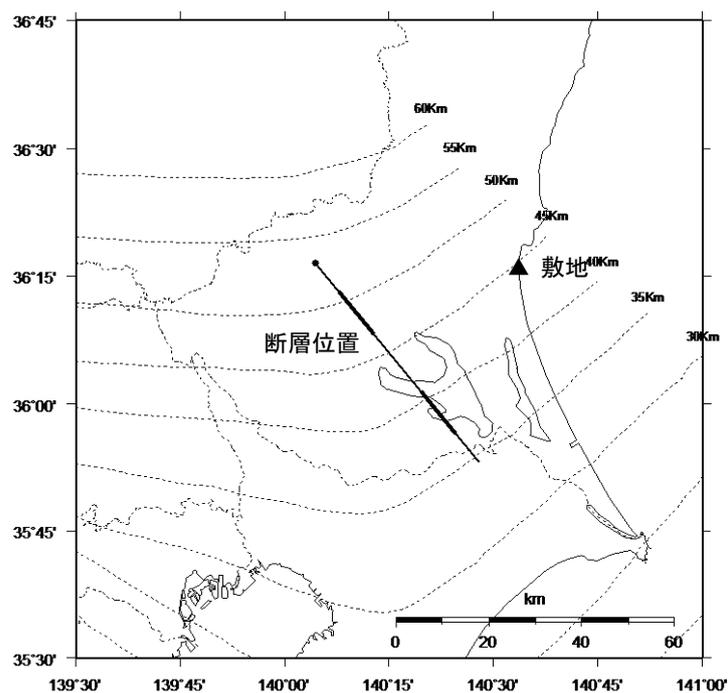
第 5.6.25 図(1) 茨城県南部の地震の断層モデル
(不確かさを考慮したケース：断層傾斜角)



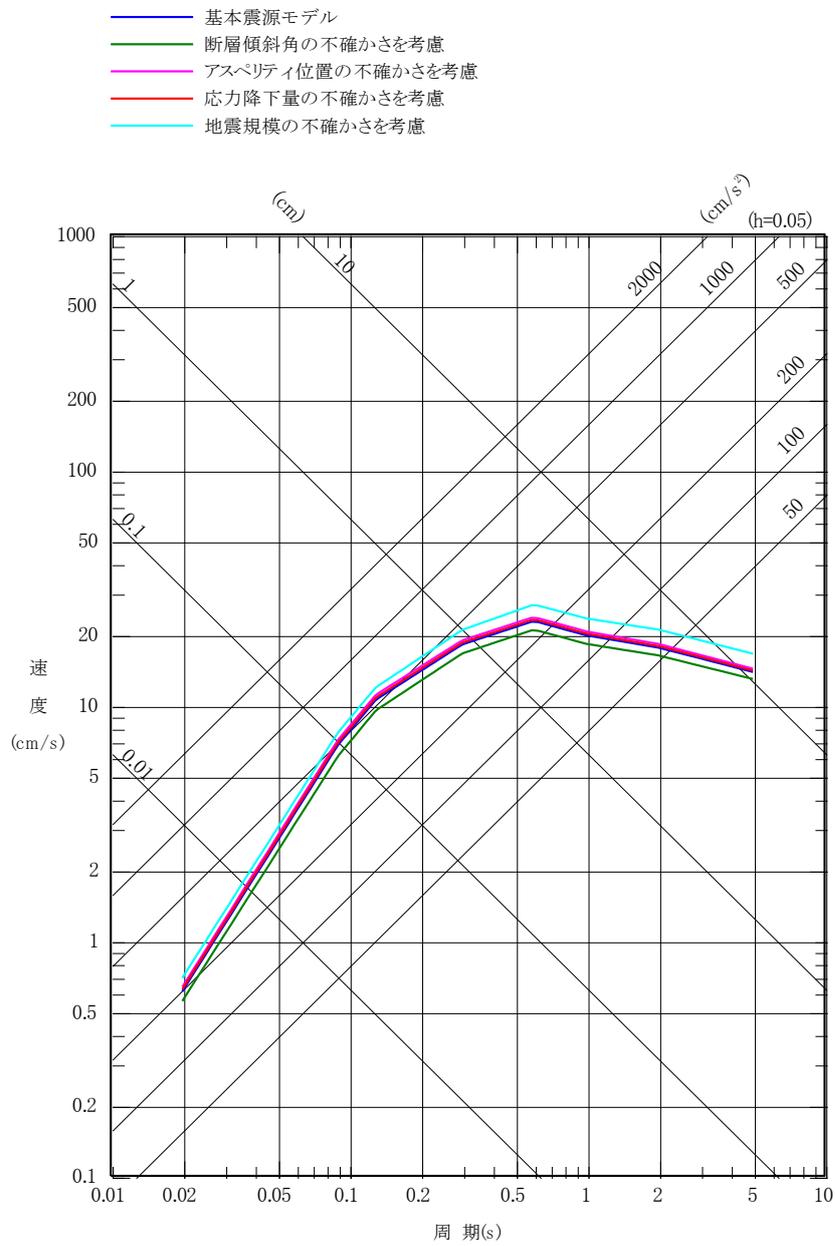
第 5. 6. 25 図 (2) 茨城県南部の地震の断層モデル
(不確かさを考慮したケース : アスペリティ位置)



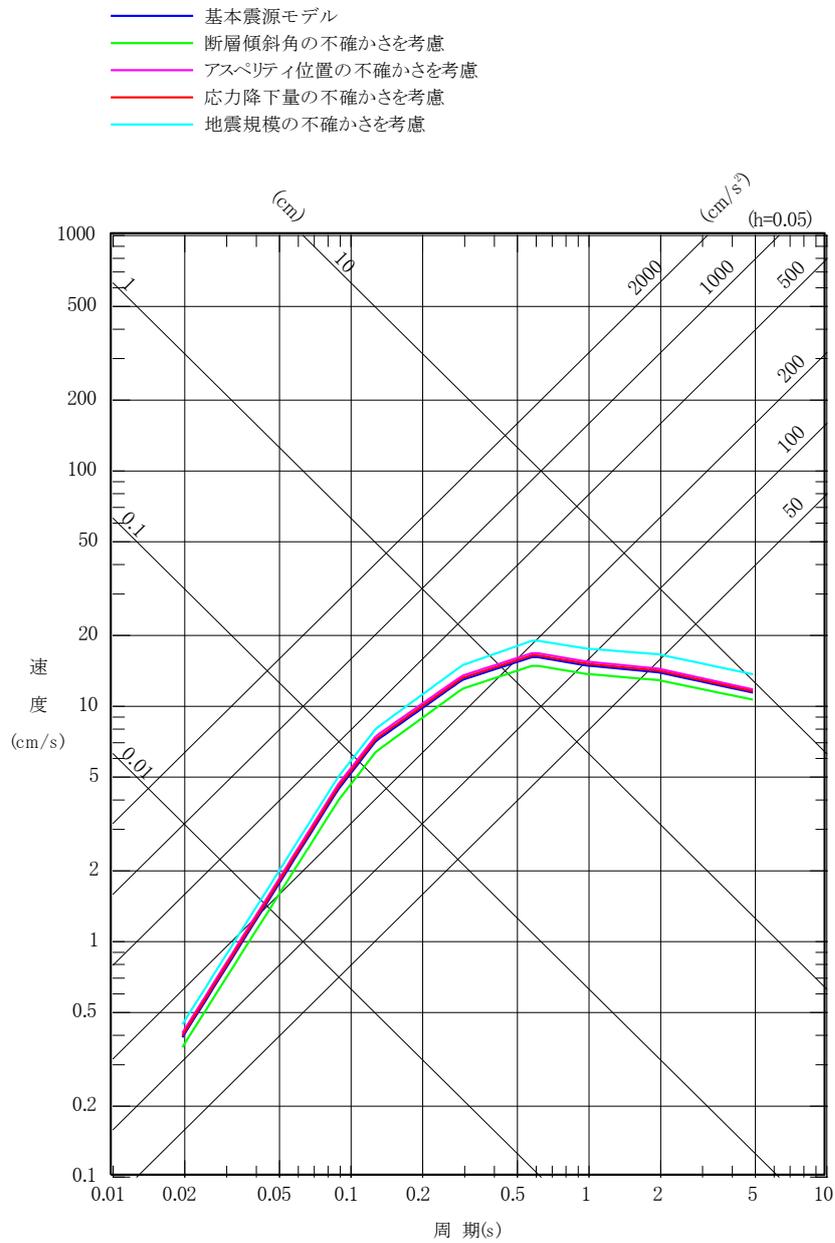
第 5. 6. 25 図(3) 茨城県南部の地震の断層モデル
(不確かさを考慮したケース：応力降下量)



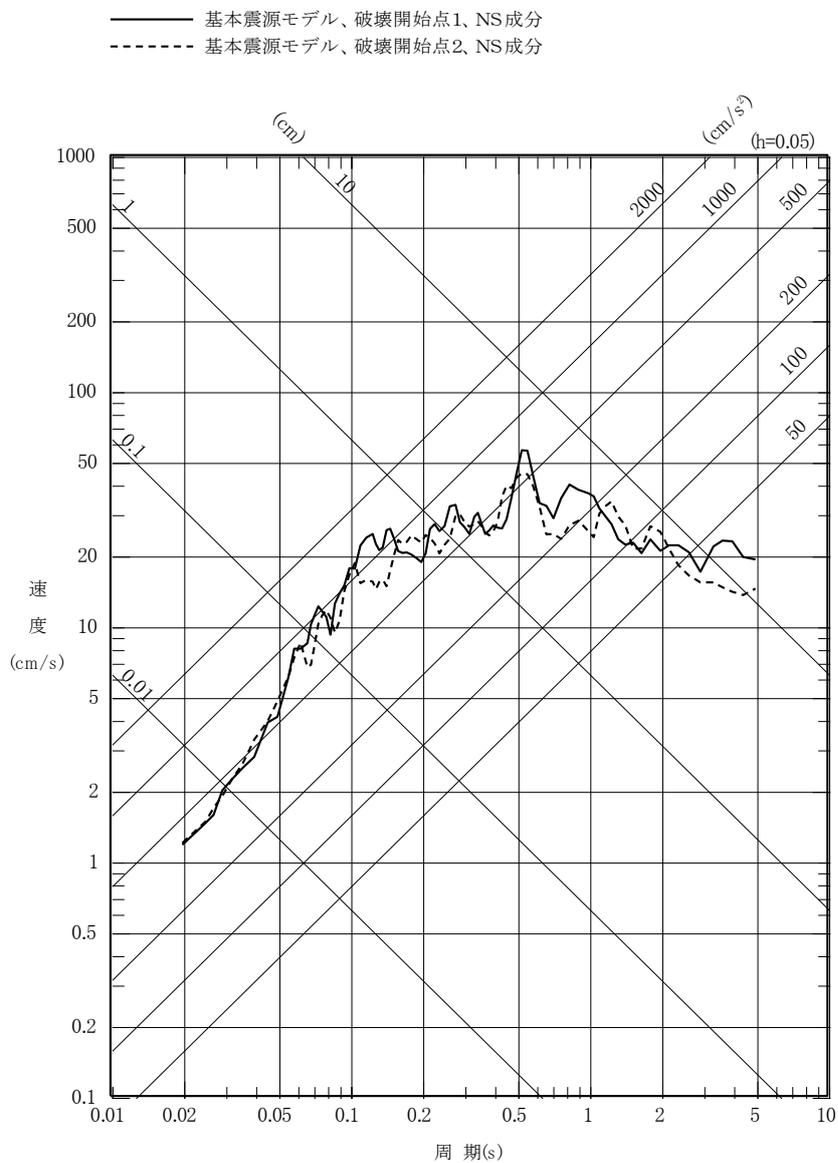
第 5. 6. 25 図(4) 茨城県南部の地震の断層モデル
(不確かさを考慮したケース：地震規模)



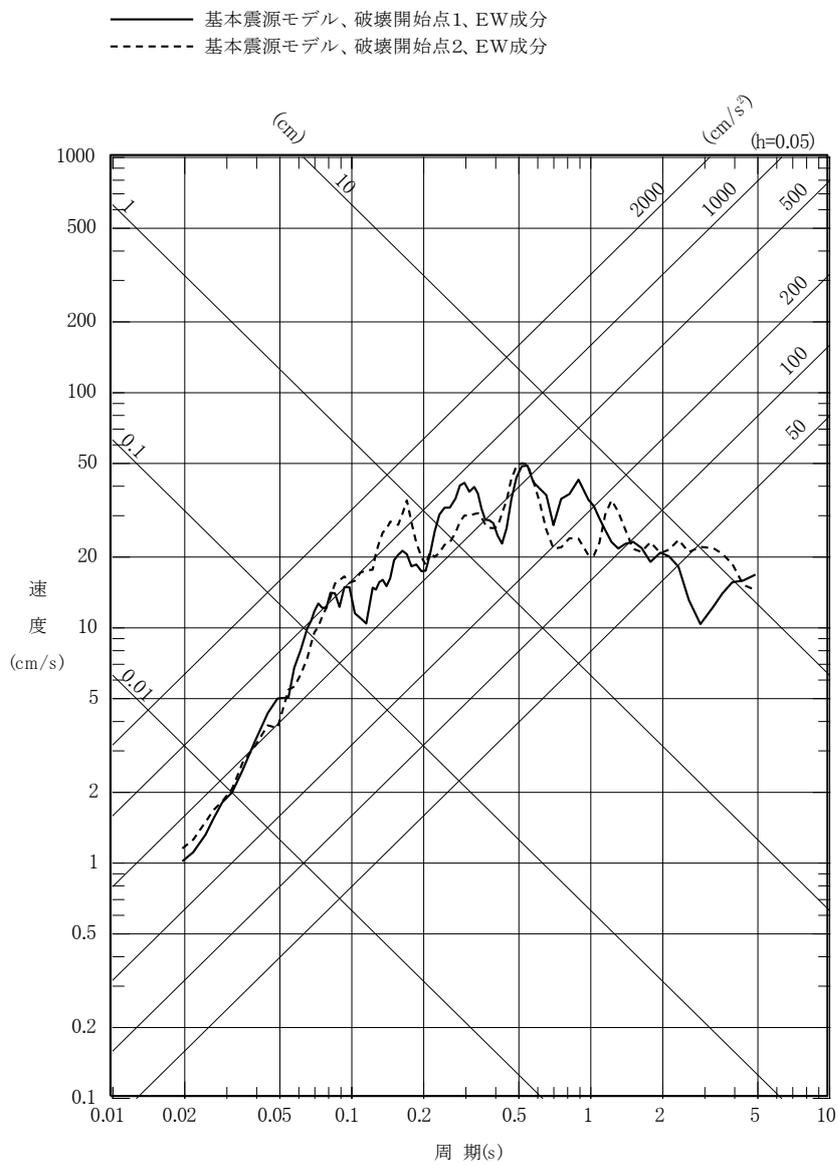
第 5. 6. 26 図(1) 茨城県南部の地震の
 応答スペクトルに基づく手法による地震動評価結果
 (水平成分)



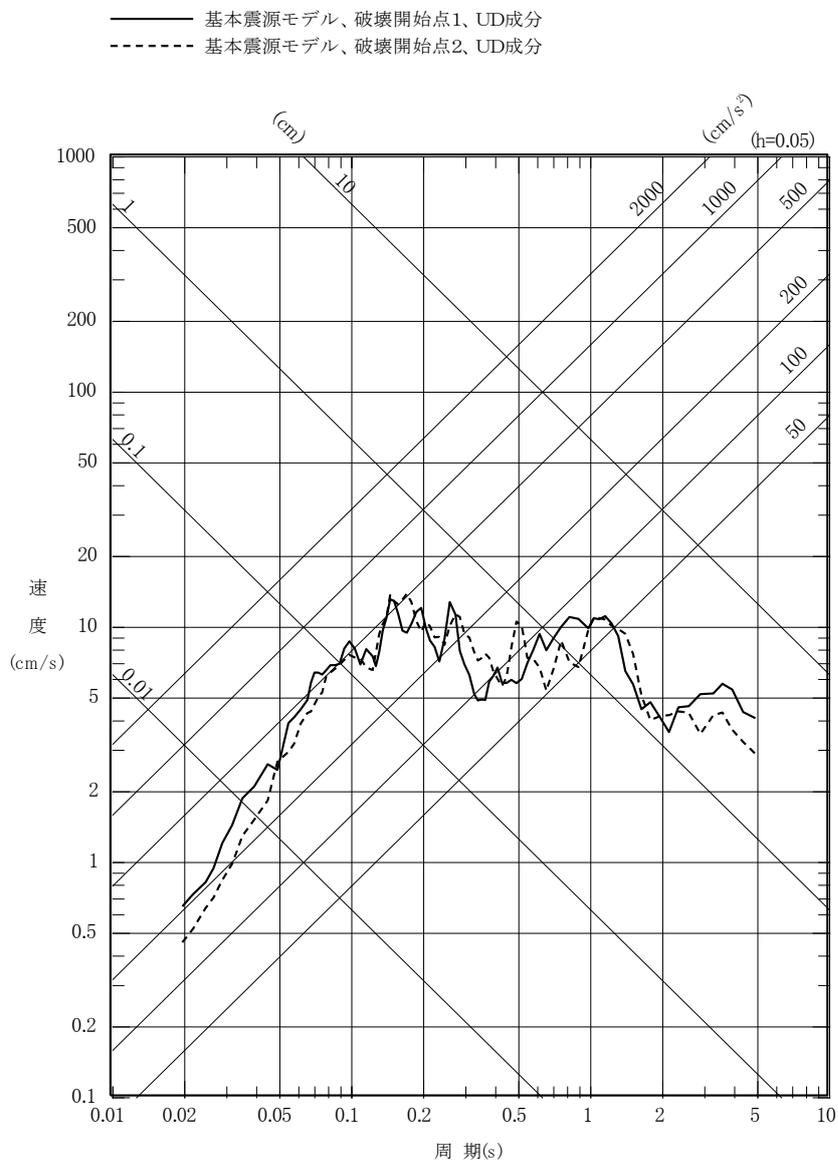
第 5.6.26 図(2) 茨城県南部の地震の
 応答スペクトルに基づく手法による地震動評価結果
 (鉛直成分)



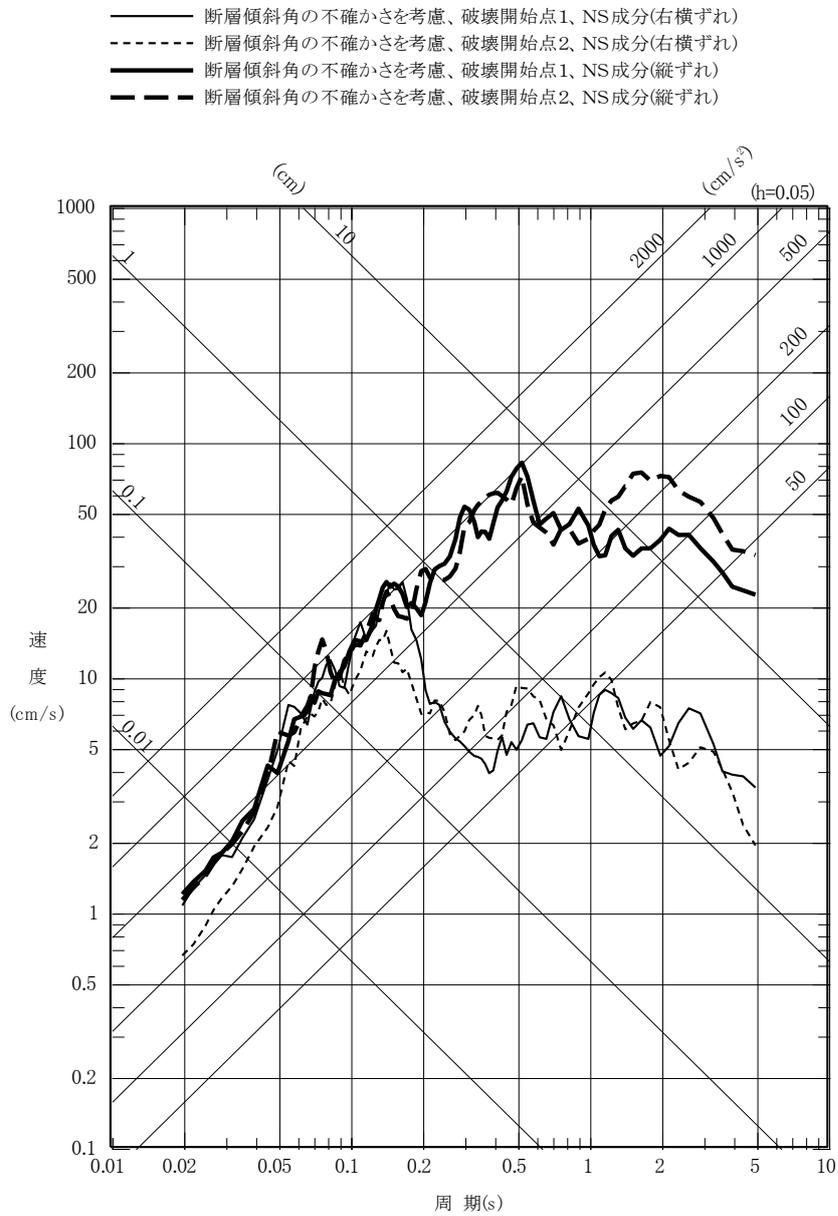
第 5.6.27 図(1) 茨城県南部の地震の
 断層モデルを用いた手法による地震動評価結果
 (基本震源モデル、NS 成分)



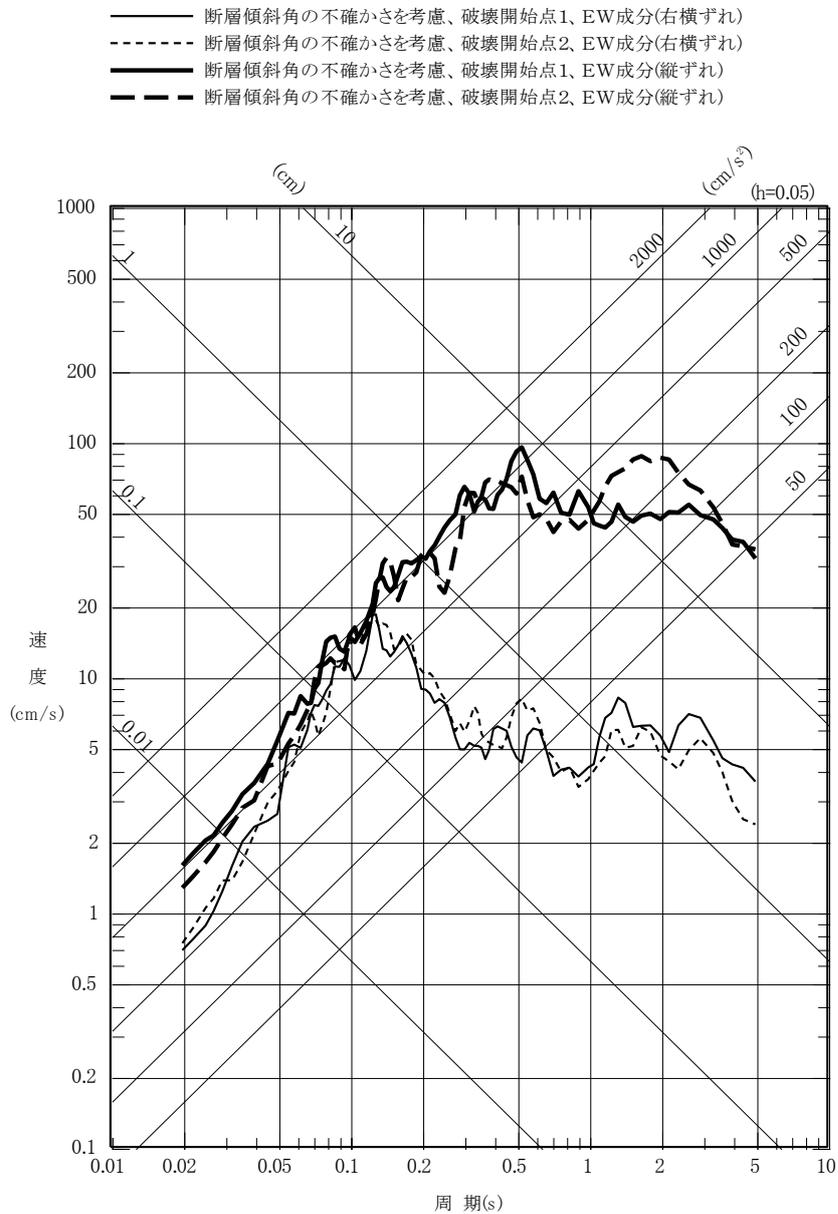
第 5.6.27 図(2) 茨城県南部の地震の
 断層モデルを用いた手法による地震動評価結果
 (基本震源モデル、EW 成分)



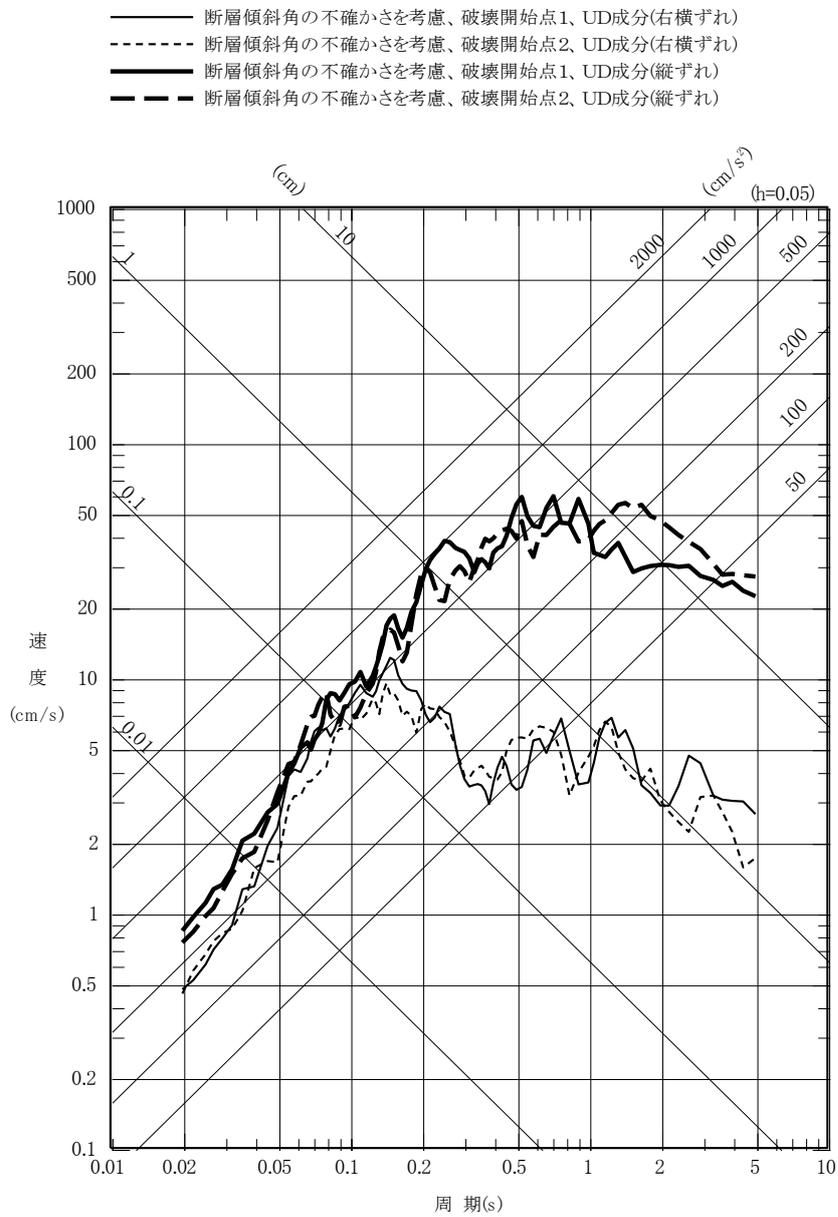
第 5. 6. 27 図(3) 茨城県南部の地震の
 断層モデルを用いた手法による地震動評価結果
 (基本震源モデル、UD 成分)



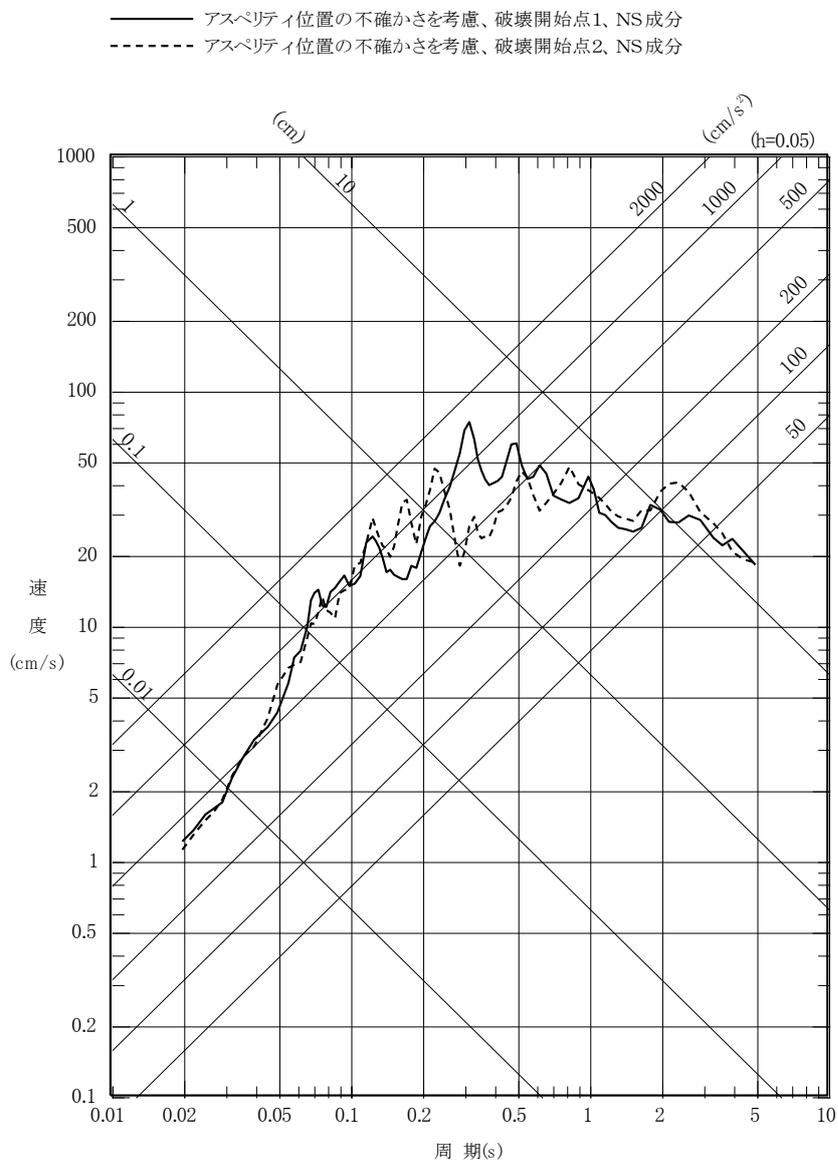
第 5.6.27 図(4) 茨城県南部の地震の
断層モデルを用いた手法による地震動評価結果
(不確かさを考慮したケース：断層傾斜角、NS 成分)



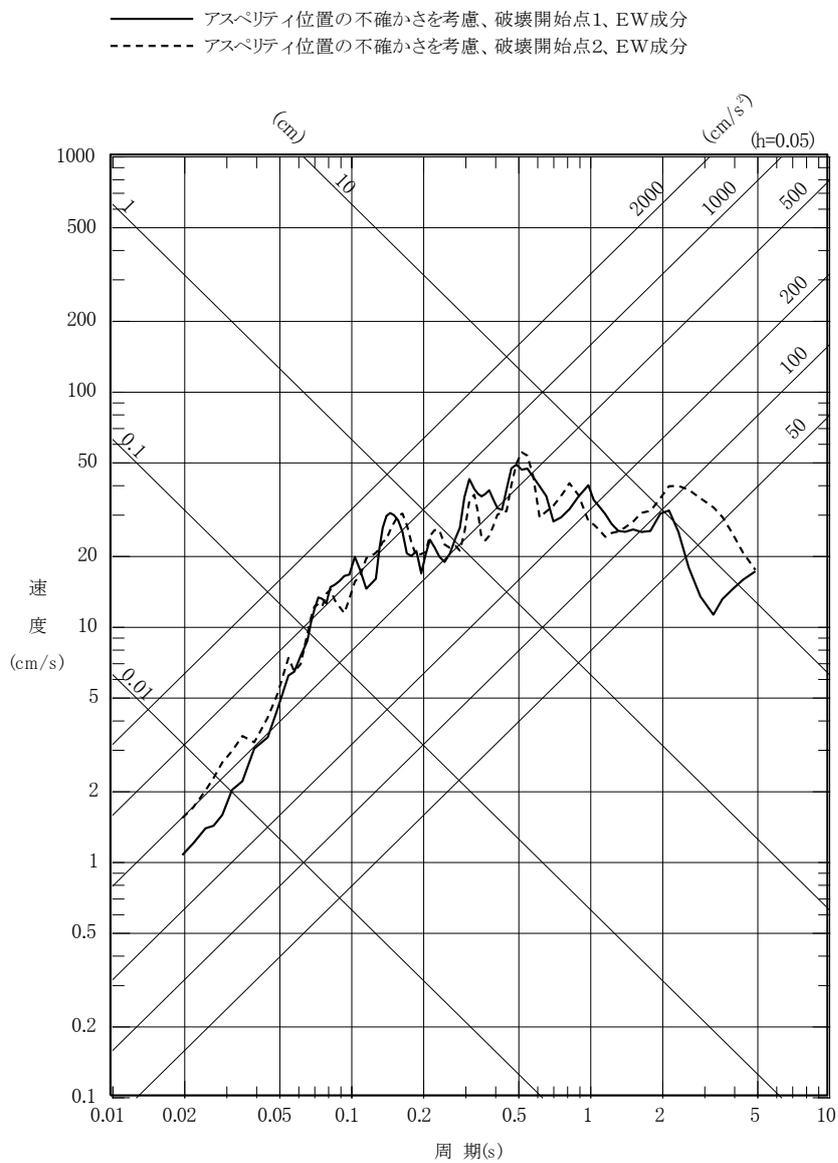
第 5. 6. 27 図(5) 茨城県南部の地震の
 断層モデルを用いた手法による地震動評価結果
 (不確かさを考慮したケース：断層傾斜角、EW 成分)



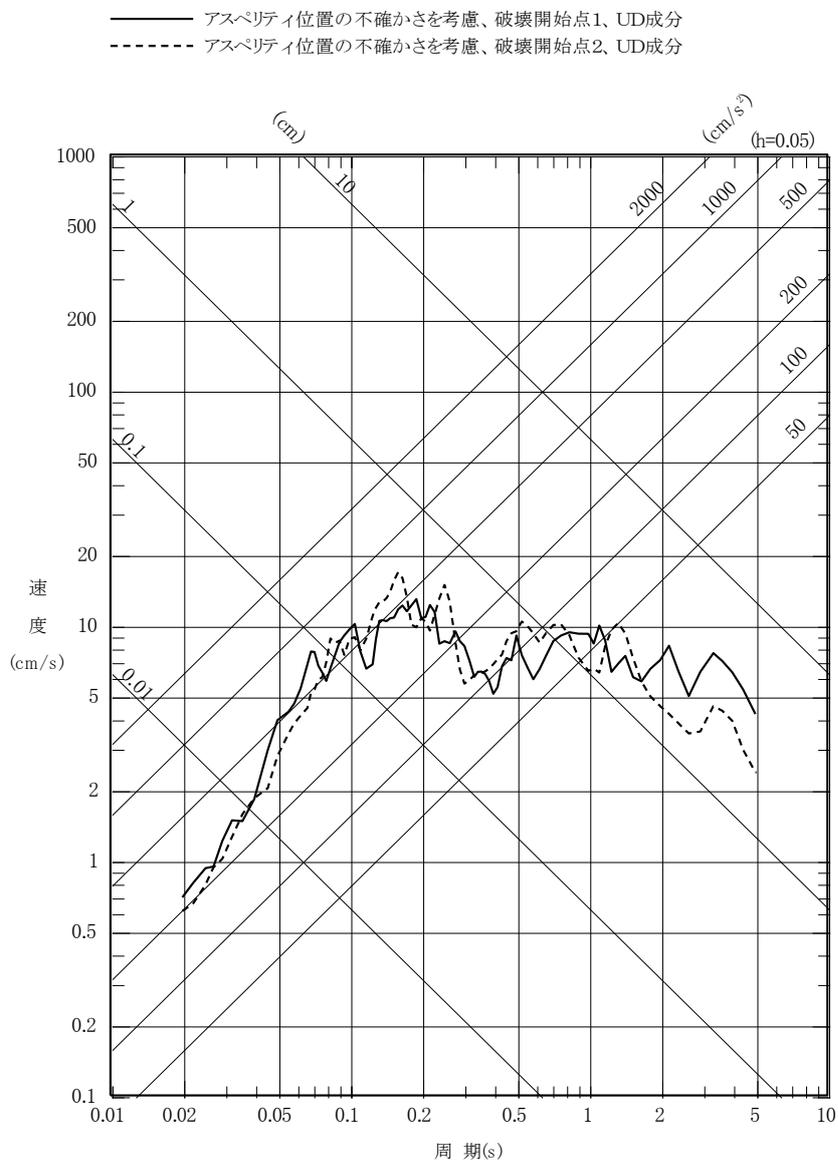
第 5.6.27 図(6) 茨城県南部の地震の
断層モデルを用いた手法による地震動評価結果
(不確かさを考慮したケース：断層傾斜角、UD成分)



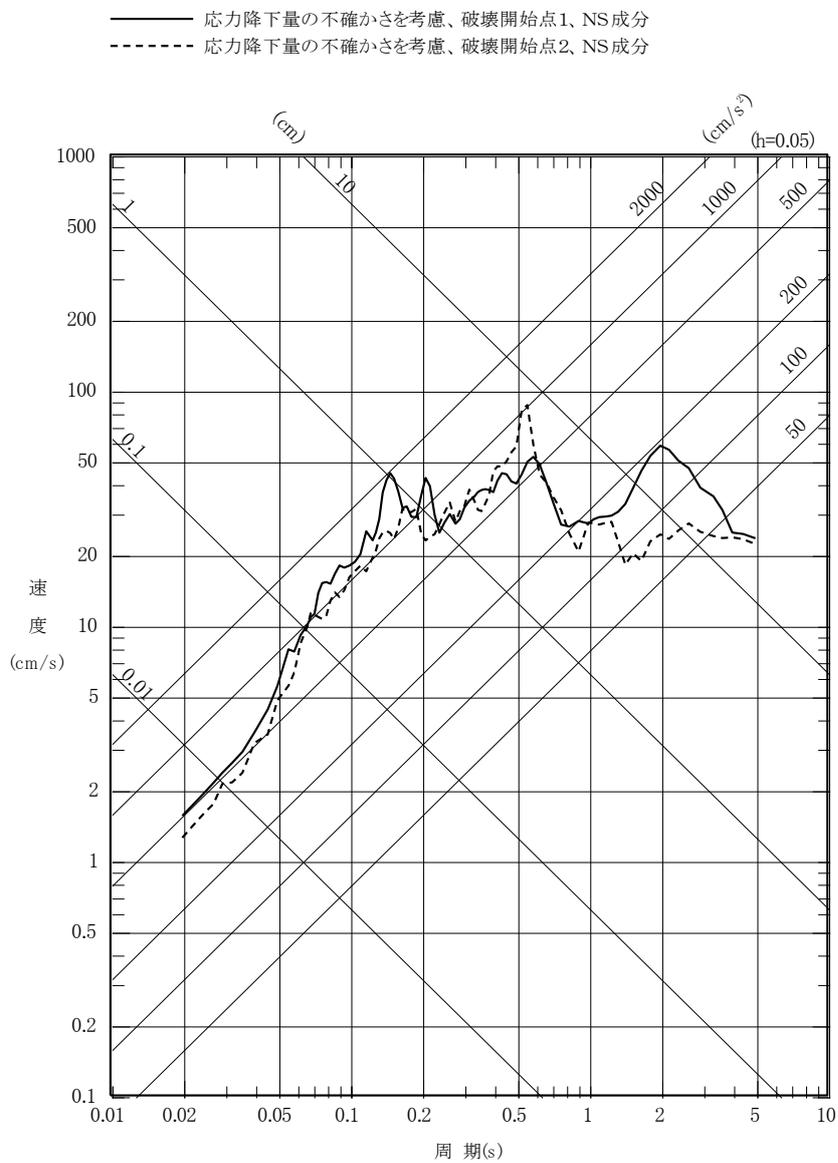
第 5.6.27 図(7) 茨城県南部の地震の
 断層モデルを用いた手法による地震動評価結果
 (不確かさを考慮したケース：アスぺリティ位置、NS成分)



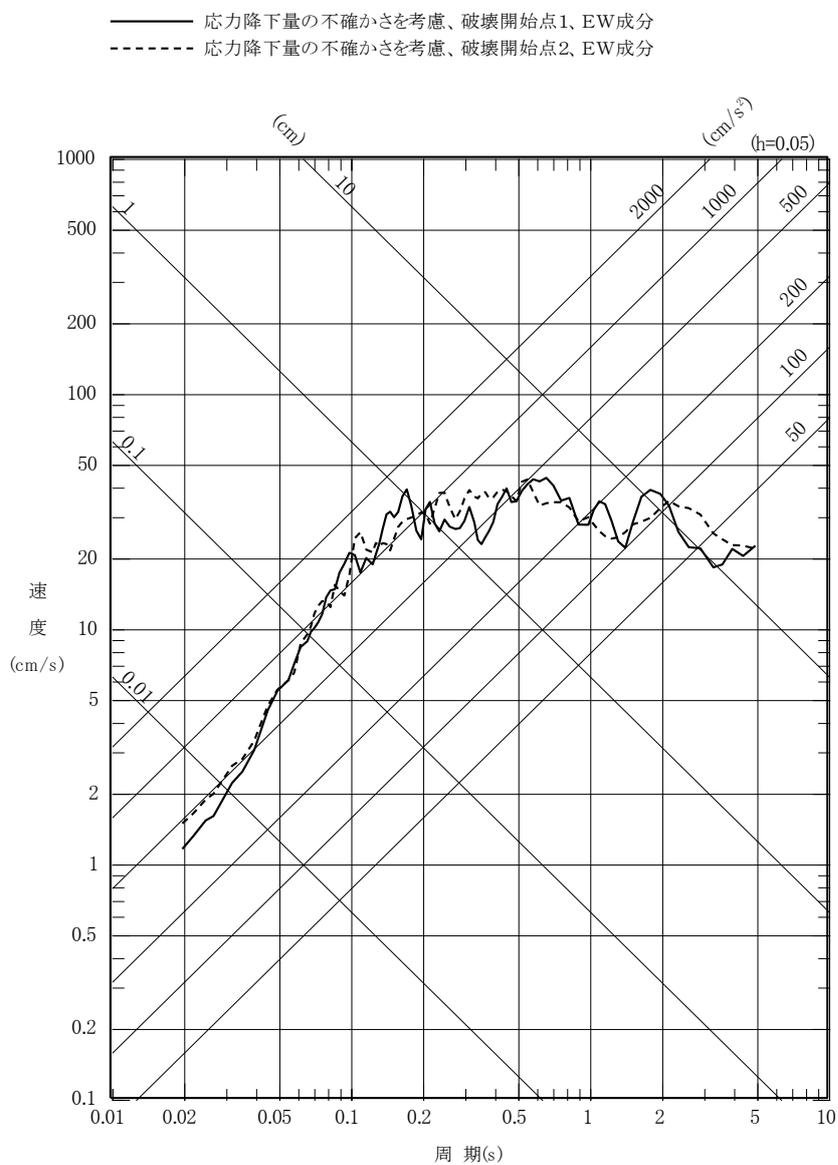
第 5.6.27 図(8) 茨城県南部の地震の
 断層モデルを用いた手法による地震動評価結果
 (不確かさを考慮したケース：アスぺリティ位置、EW 成分)



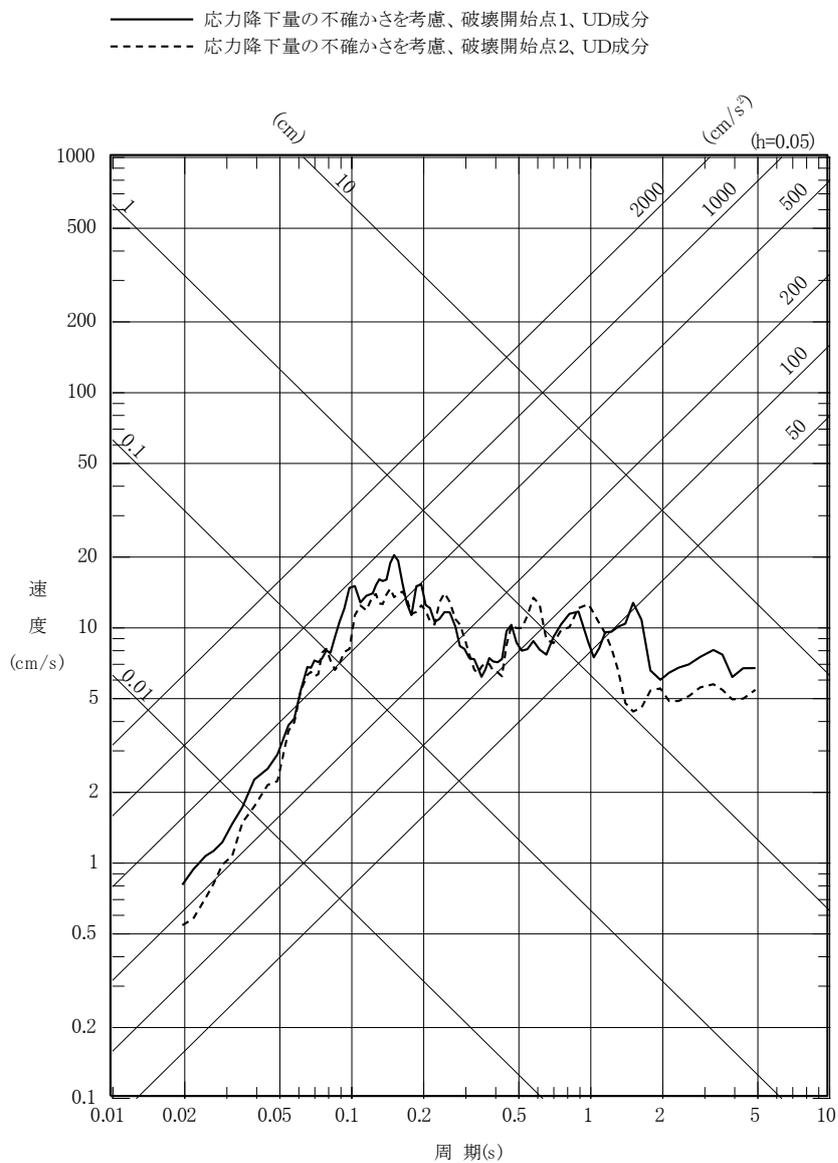
第 5. 6. 27 図(9) 茨城県南部の地震の
 断層モデルを用いた手法による地震動評価結果
 (不確かさを考慮したケース：アスぺリティ位置、UD成分)



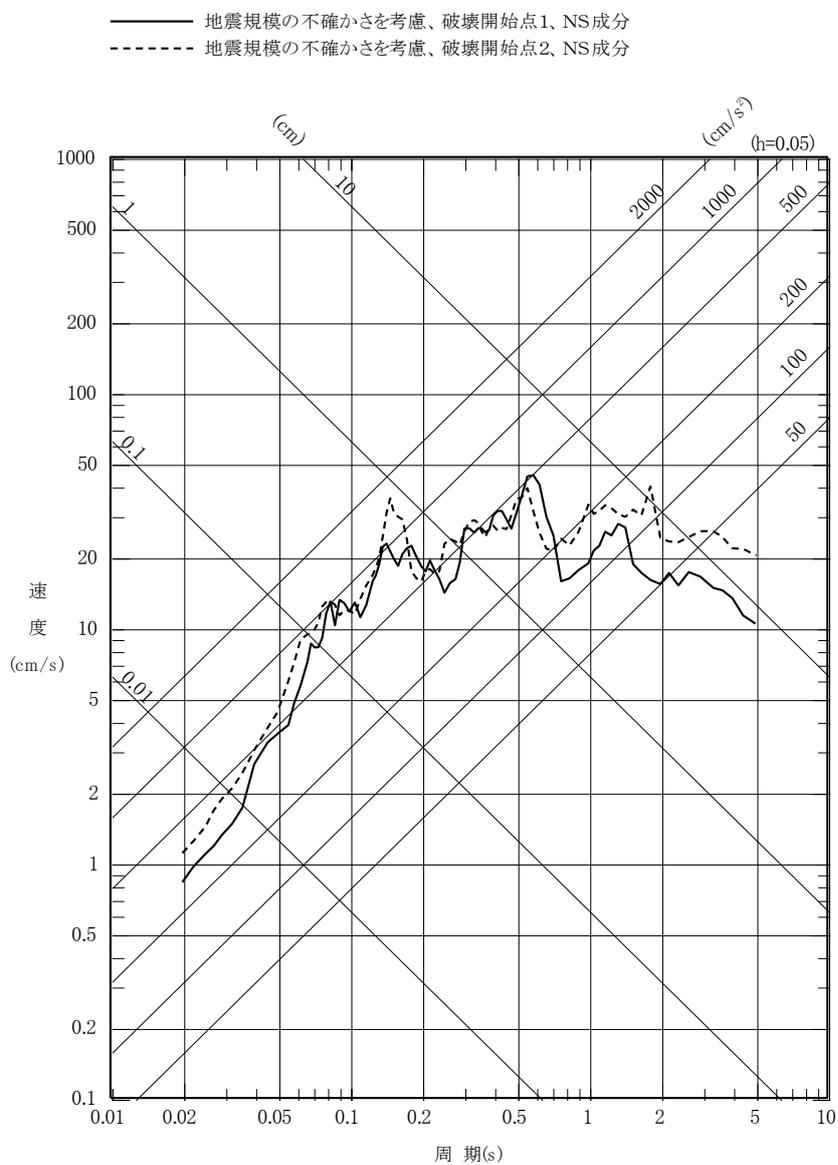
第 5. 6. 27 図(10) 茨城県南部の地震の
 断層モデルを用いた手法による地震動評価結果
 (不確かさを考慮したケース：応力降下量、NS成分)



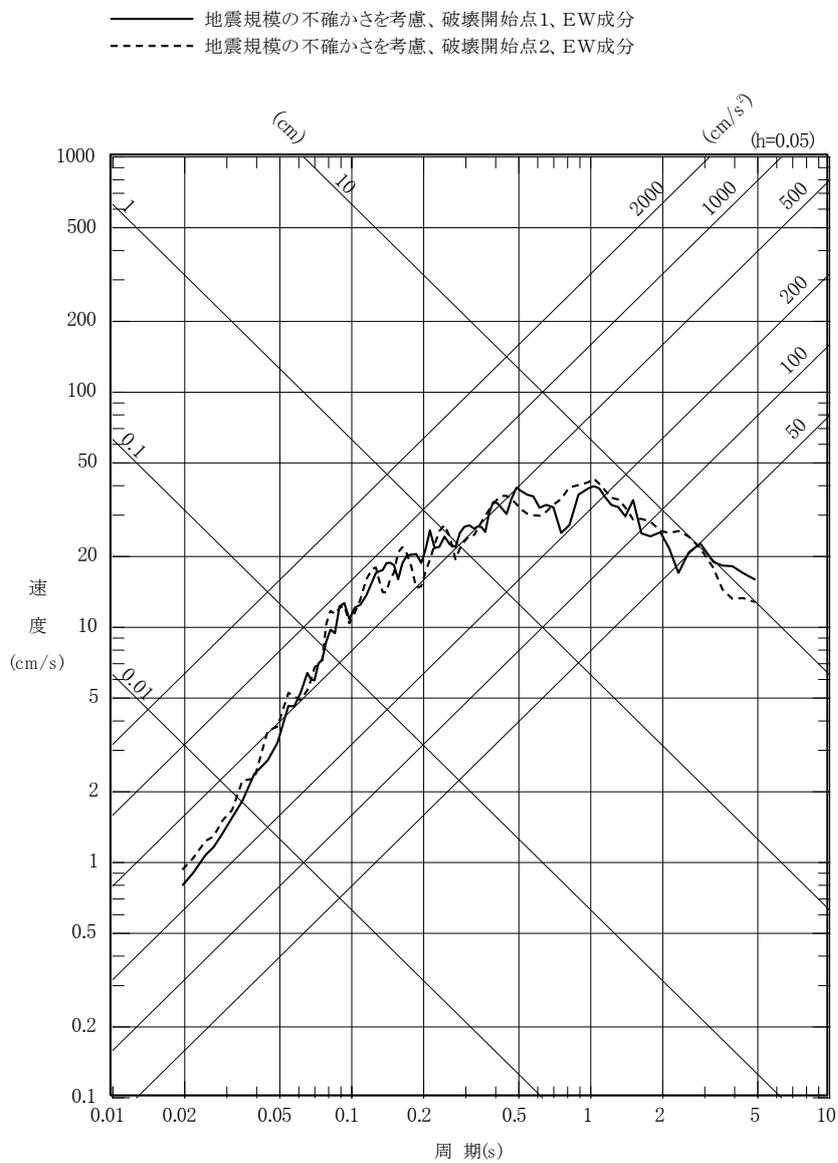
第 5.6.27 図(11) 茨城県南部の地震の
 断層モデルを用いた手法による地震動評価結果
 (不確かさを考慮したケース：応力降下量、EW成分)



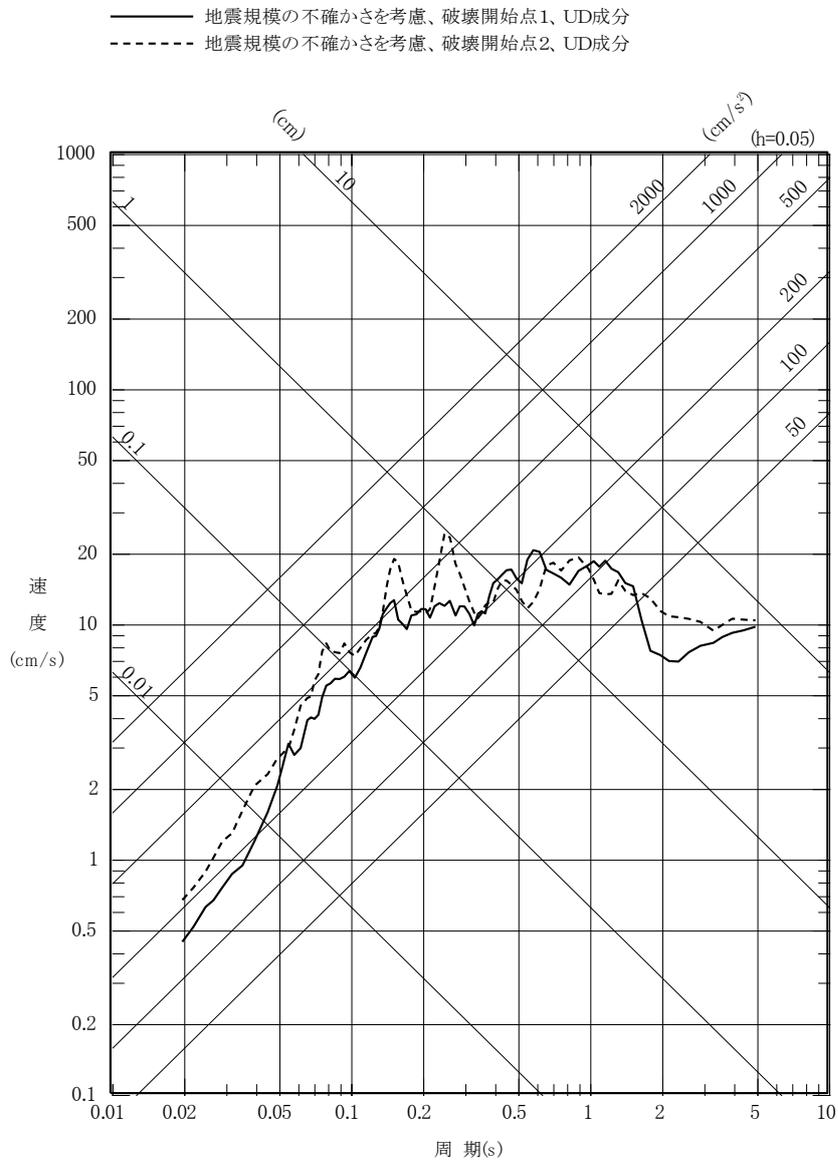
第 5. 6. 27 図(12) 茨城県南部の地震の
 断層モデルを用いた手法による地震動評価結果
 (不確かさを考慮したケース：応力降下量、UD成分)



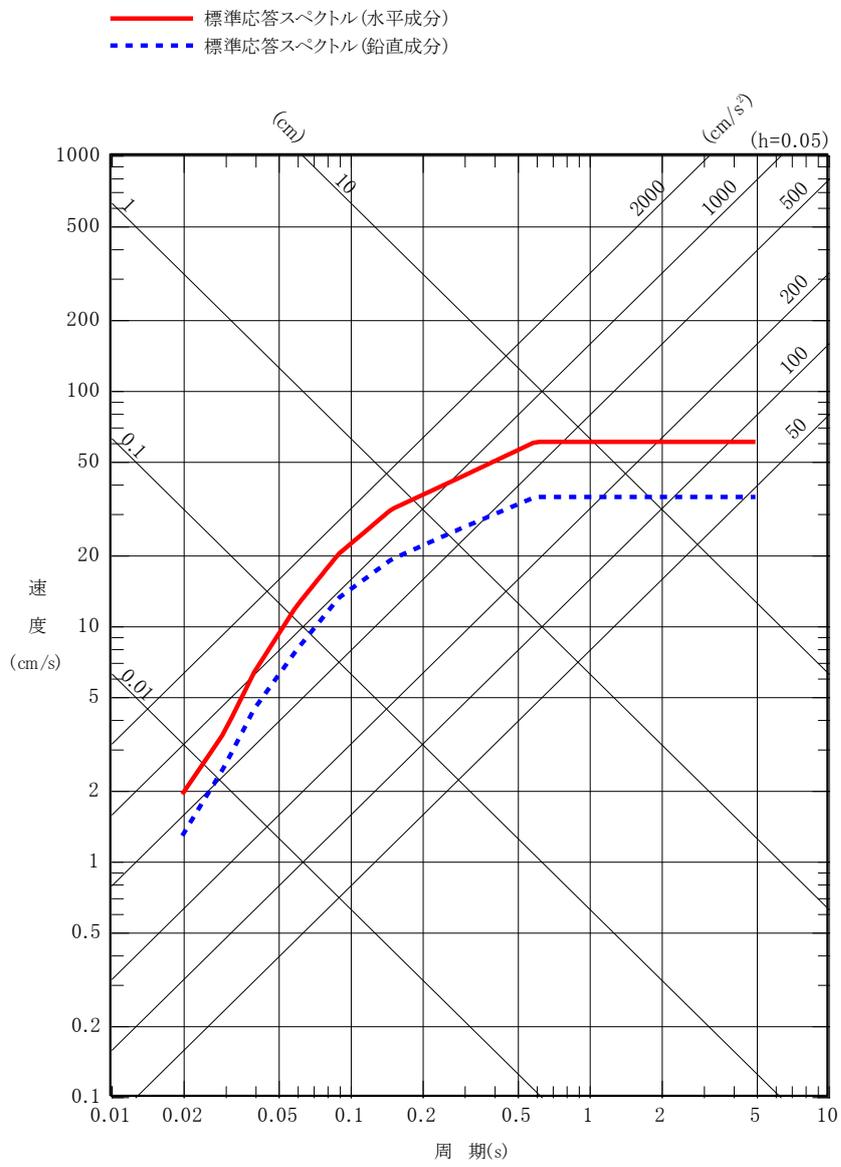
第 5. 6. 27 図(13) 茨城県南部の地震の
 断層モデルを用いた手法による地震動評価結果
 (不確かさを考慮したケース：地震規模、NS成分)



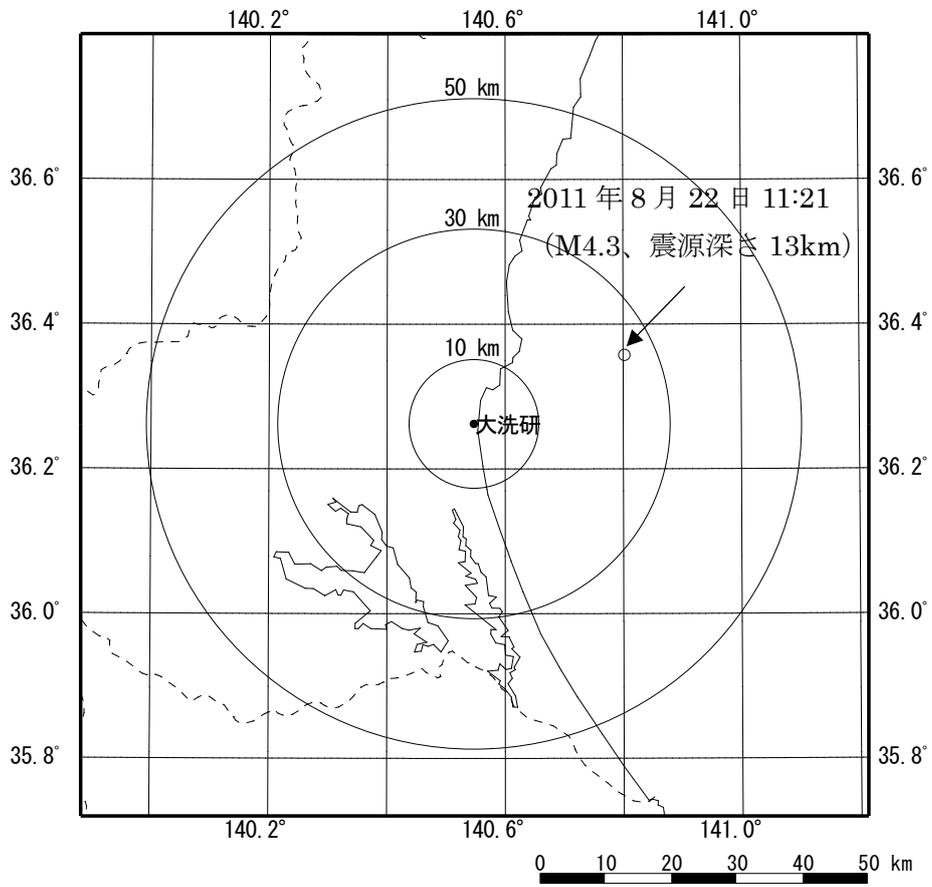
第 5.6.27 図(14) 茨城県南部の地震の
 断層モデルを用いた手法による地震動評価結果
 (不確かさを考慮したケース：地震規模、EW成分)



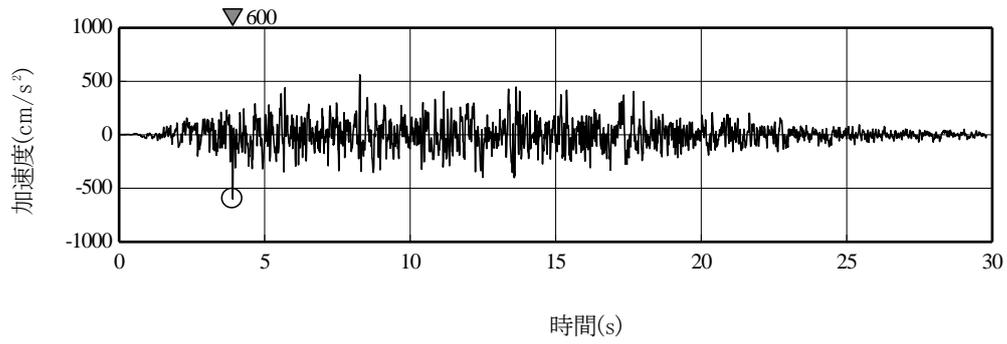
第 5. 6. 27 図 (15) 茨城県南部の地震の
 断層モデルを用いた手法による地震動評価結果
 (不確かさを考慮したケース：地震規模、UD 成分)



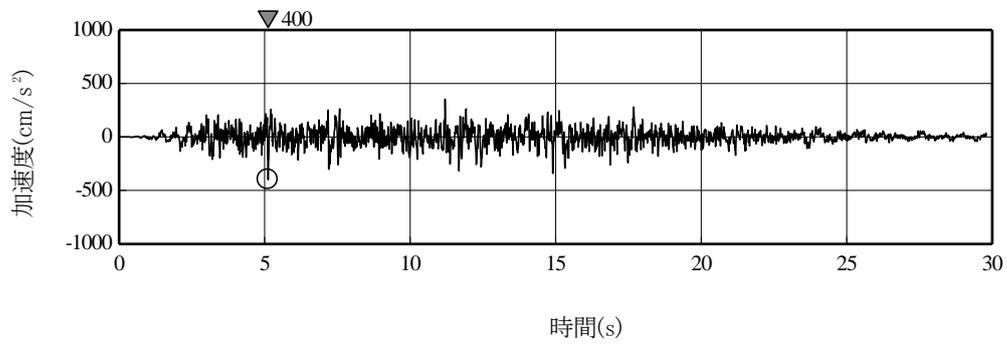
第 5.6.28 図 標準応答スペクトル



第 5. 6. 29 図 実位相による検討に用いる地震の震央位置

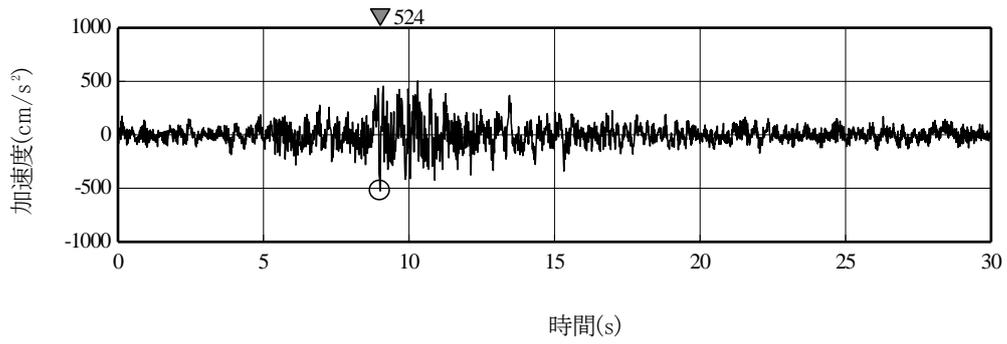


水平成分

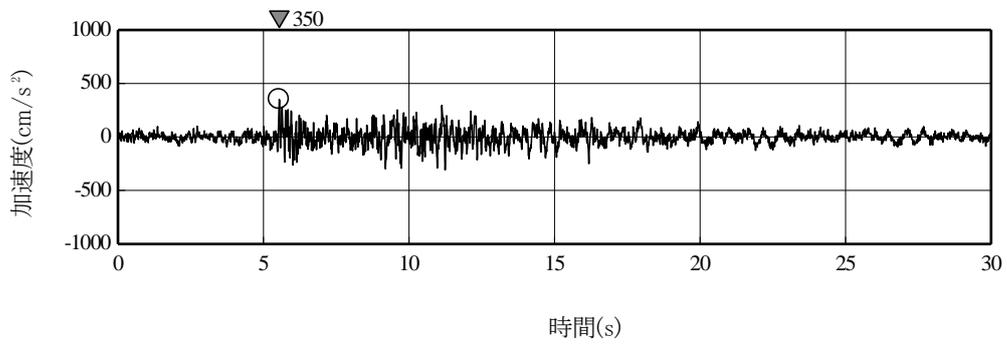


鉛直成分

第 5. 6. 30 図(1) 地震基盤相当面における標準応答スペクトルに適合する模擬地震波の時刻歴波形
(乱数位相による検討)

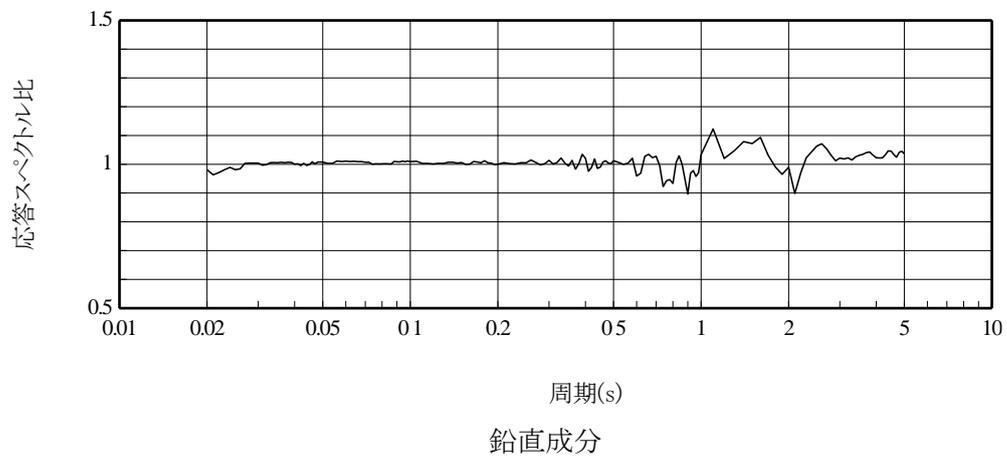
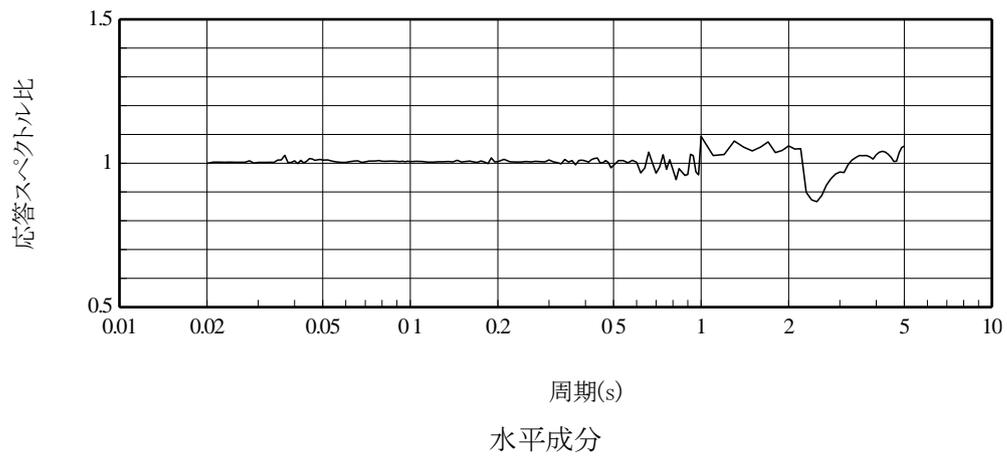


水平成分

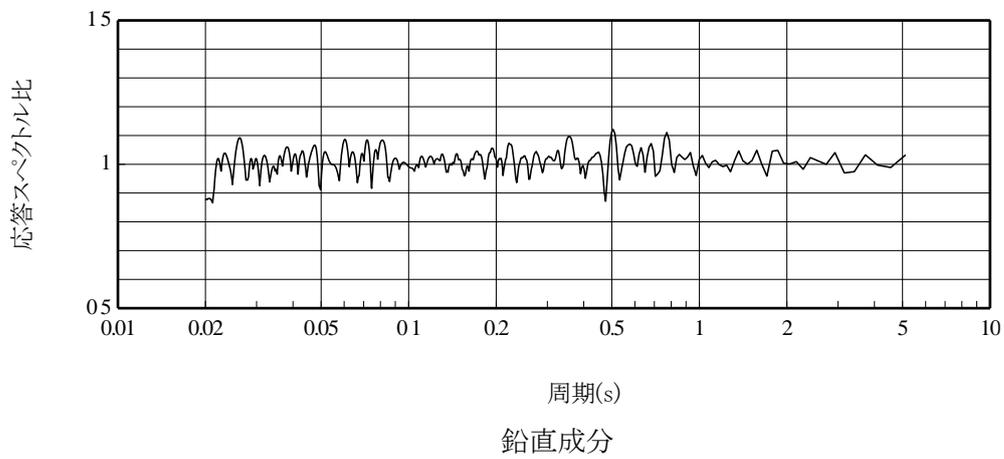
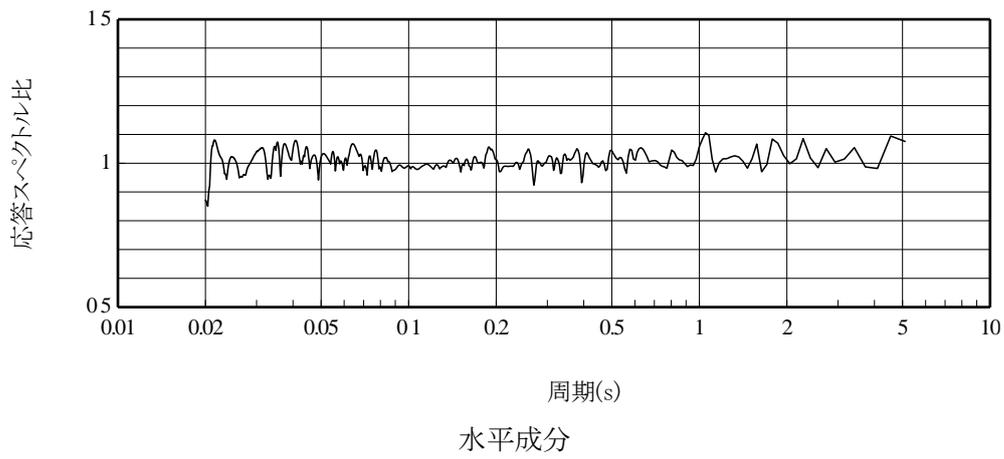


鉛直成分

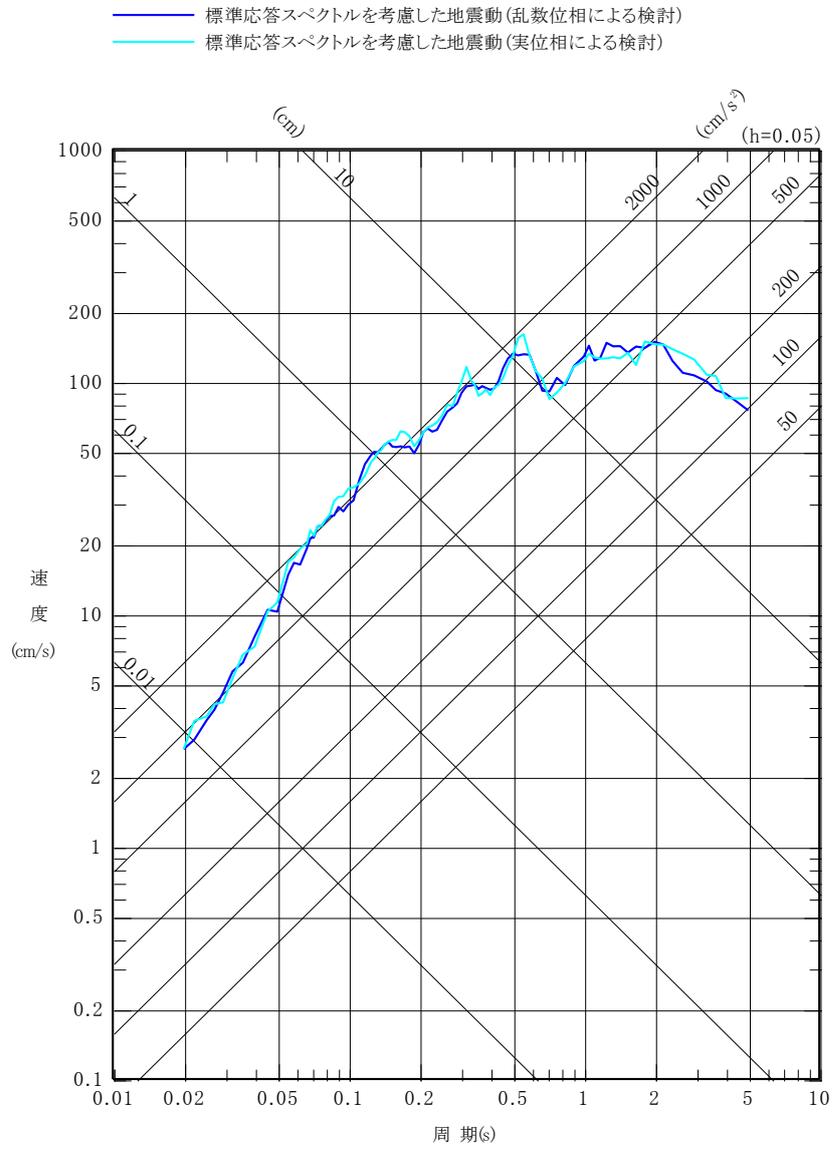
第 5. 6. 30 図(2) 地震基盤相当面における標準応答スペクトルに適合する模擬地震波の時刻歴波形
(実位相による検討)



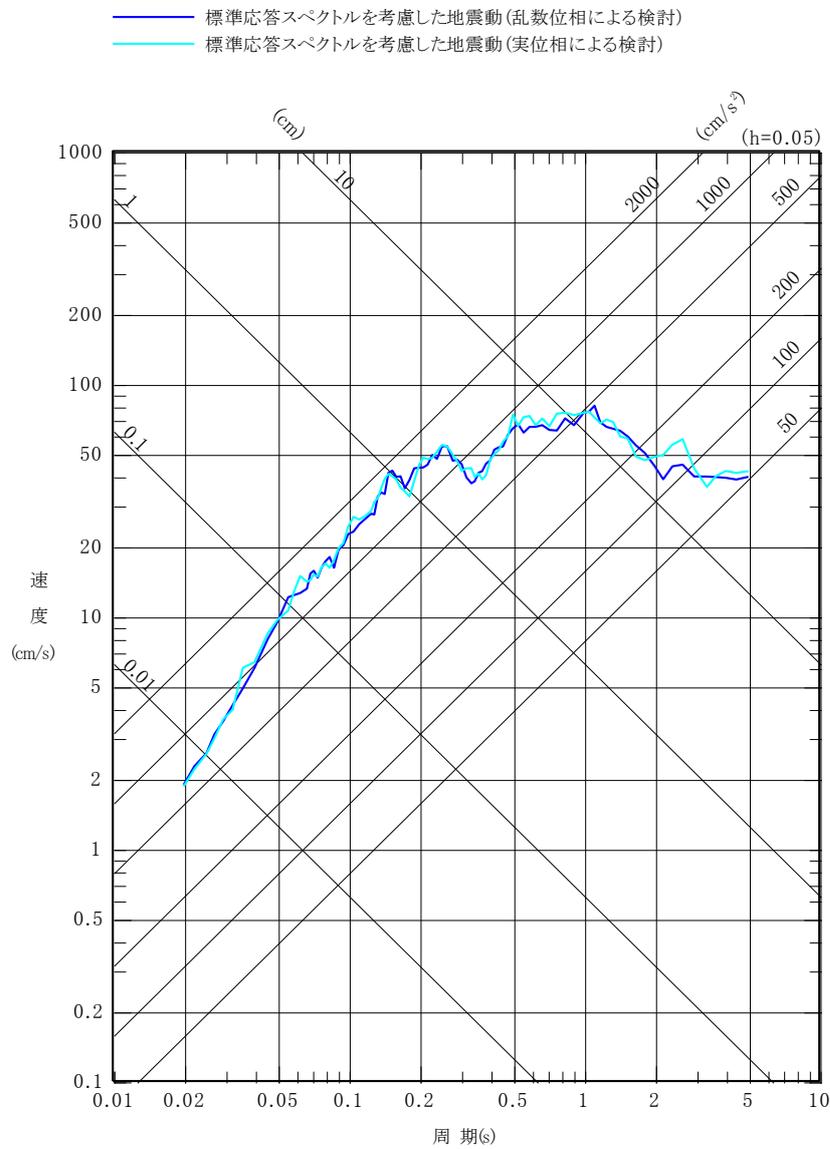
第 5. 6. 31 図(1) 地震基盤相当面における標準応答スペクトルに対する
 模擬地震波の応答スペクトル比
 (乱数位相による検討)



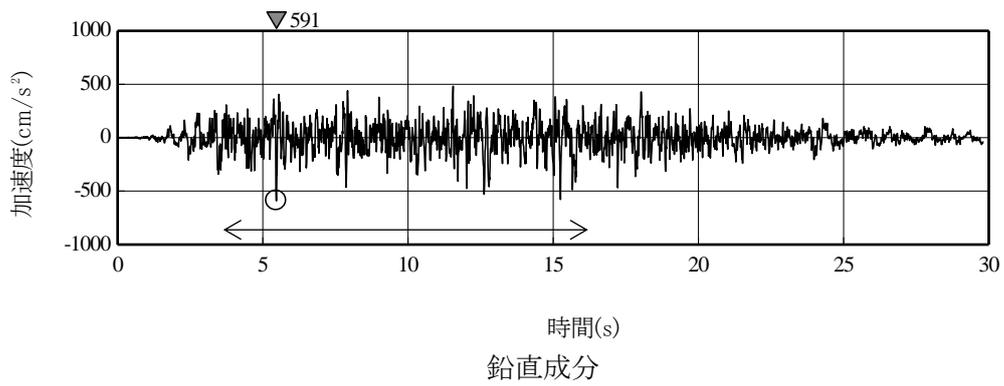
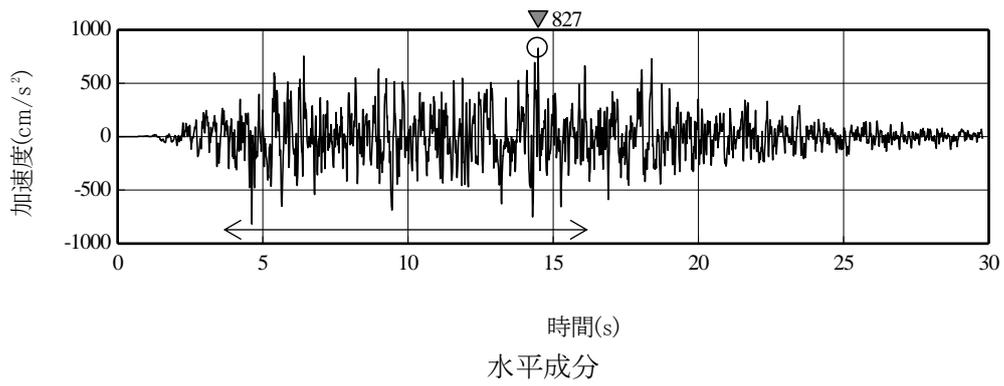
第 5.6.31 図(2) 地震基盤相当面における標準応答スペクトルに対する
 模擬地震波の応答スペクトル比
 (実位相による検討)



第 5. 6. 32 図(1) 解放基盤表面における標準応答スペクトルを考慮した地震動の応答スペクトル (水平成分)

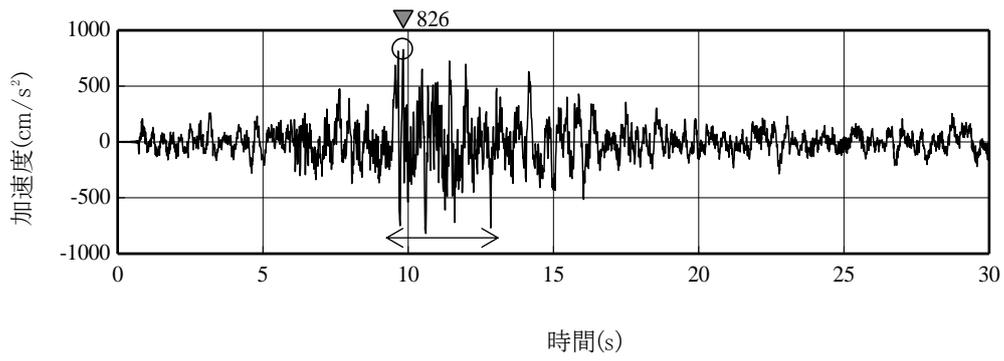


第 5. 6. 32 図(2) 解放基盤表面における標準応答スペクトルを考慮した地震動の応答スペクトル (鉛直成分)

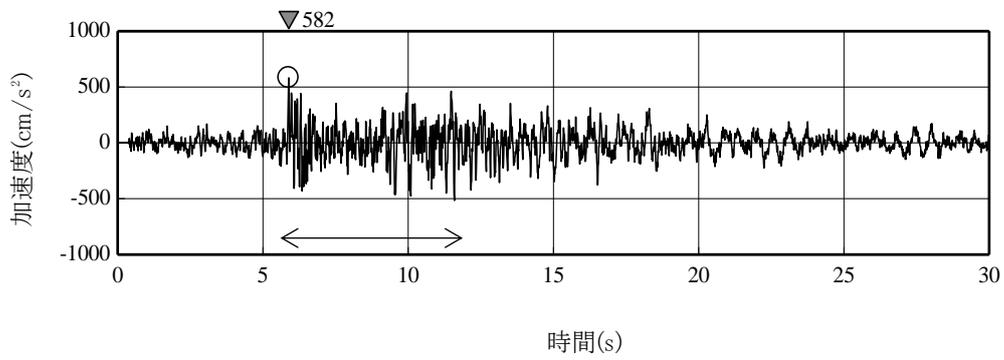


←→ 強震動部

第 5. 6. 33 図(1) 解放基盤表面における標準応答スペクトルを考慮した地震動の時刻歴波形
(乱数位相による検討)



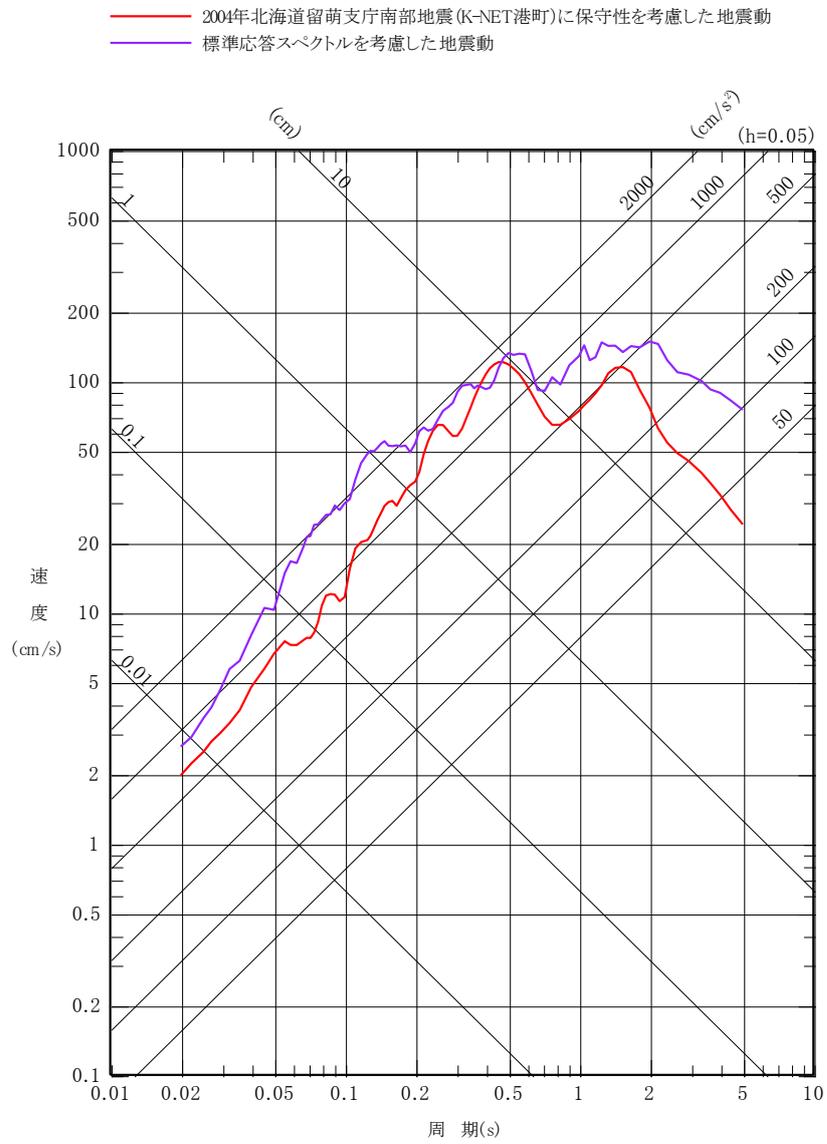
水平成分



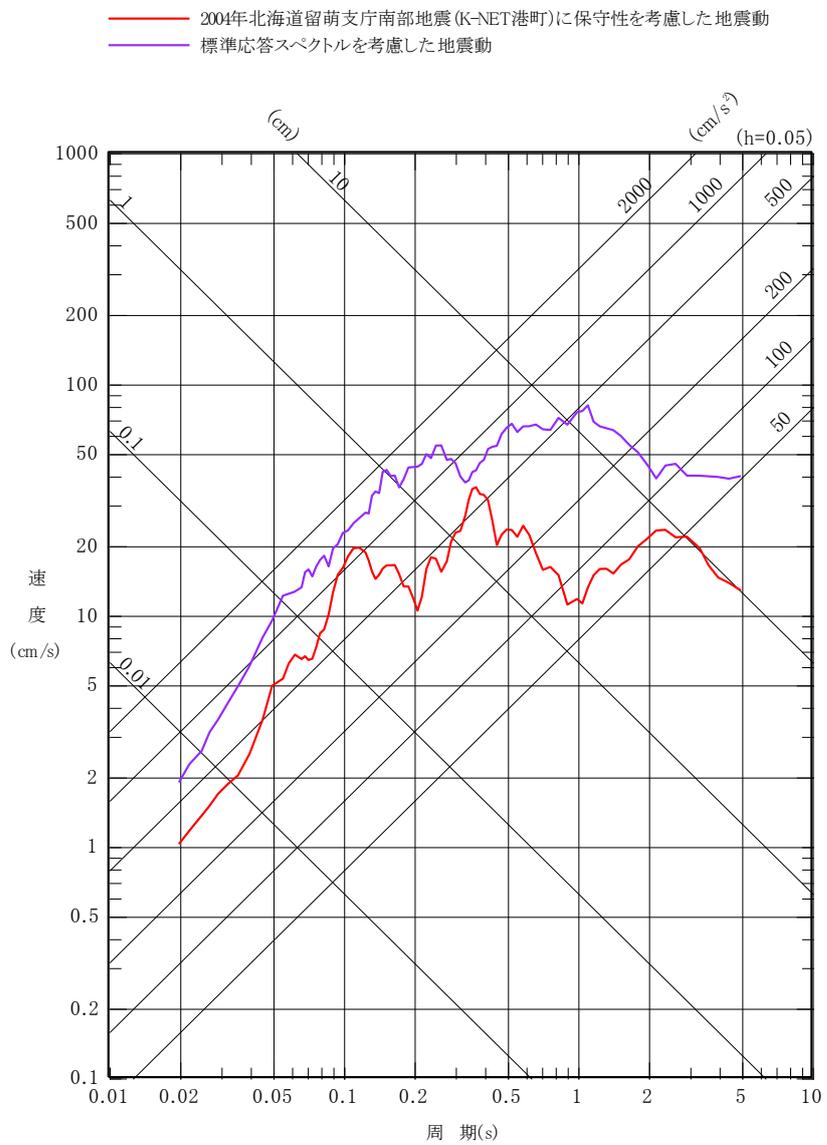
鉛直成分

←→ 強震動部

第 5.6.33 図(2) 解放基盤表面における標準応答スペクトルを考慮した地震動の時刻歴波形
(実位相による検討)

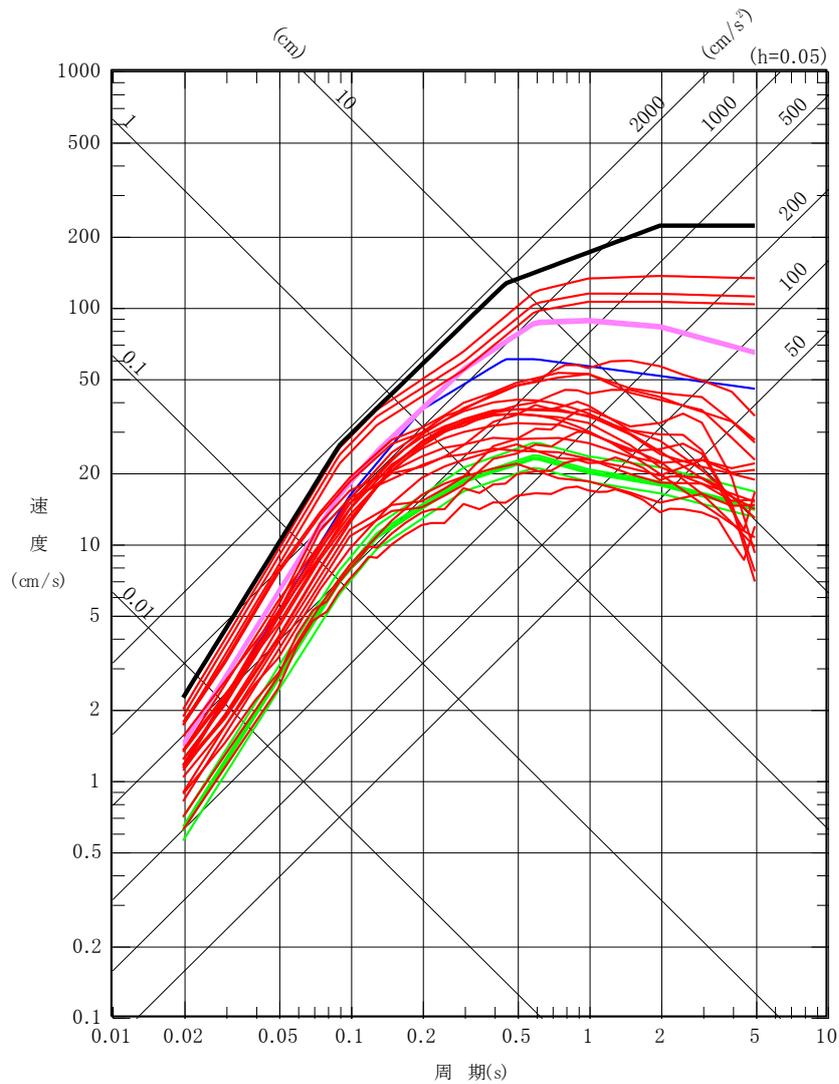


第 5.6.34 図(1) 震源を特定せず策定する地震動の応答スペクトル (水平成分)



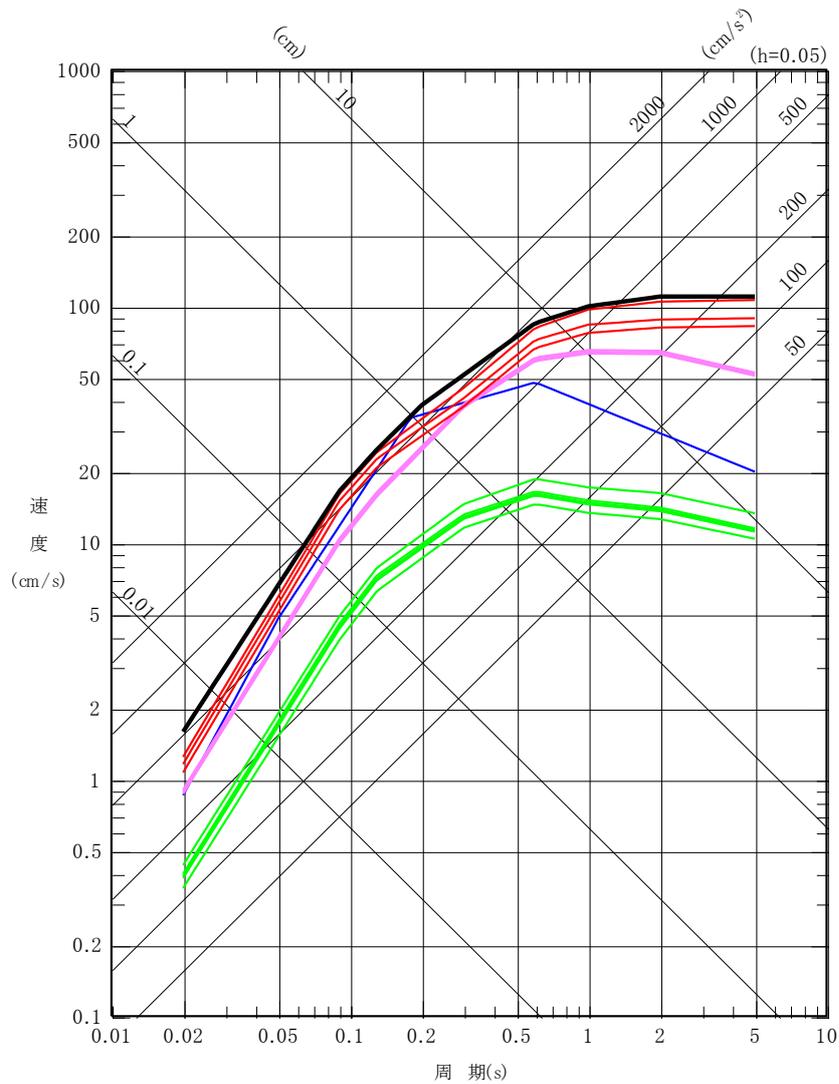
第 5.6.34 図(2) 震源を特定せず策定する地震動の応答スペクトル (鉛直成分)

- 基準地震動 S_s-D
- 内陸地殻内地震による評価 (F 1 断層～北方陸域の断層～塩ノ平地震断層による地震)
- 内陸地殻内地震による評価 (F 3 断層～F 4 断層による地震)
- プレート間地震による評価
- 海洋プレート内地震による評価



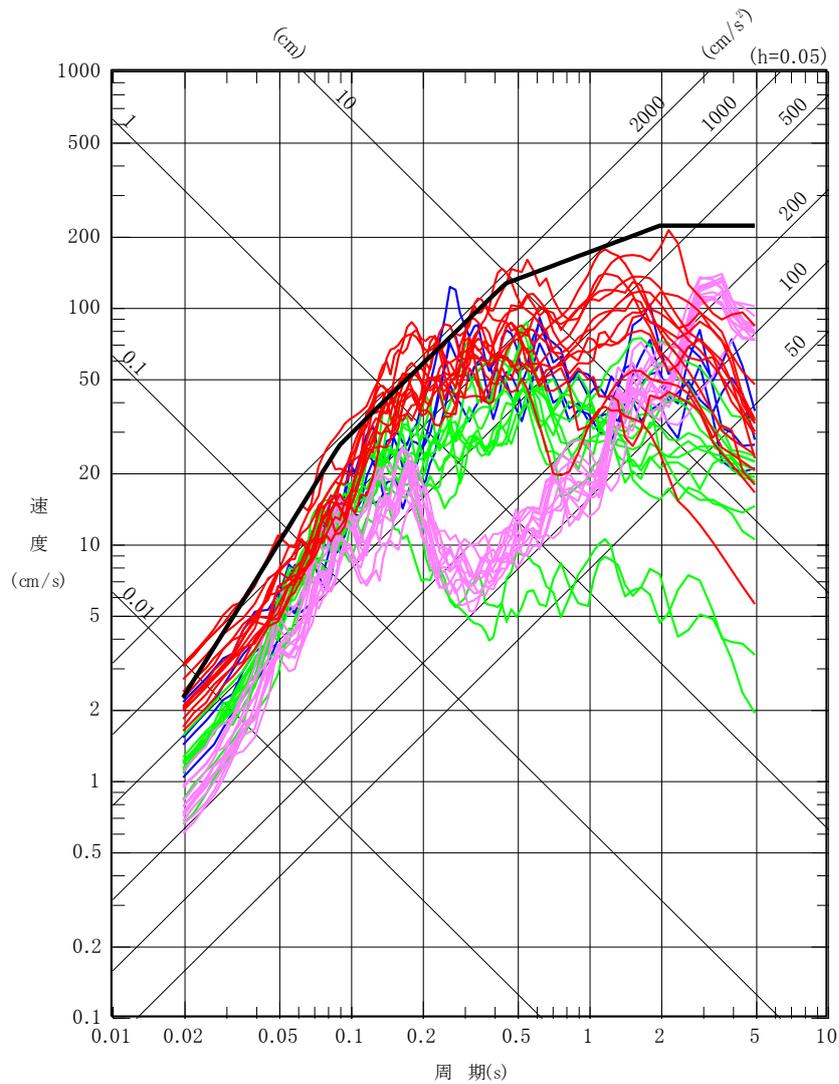
第 5. 6. 35 図(1) 基準地震動 S_s-D の設計用応答スペクトル
(水平成分、S_s-D_H)

- 基準地震動 S_s-D
- 内陸地殻内地震による評価 (F 1 断層～北方陸域の断層～塩ノ平地震断層による地震)
- 内陸地殻内地震による評価 (F 3 断層～F 4 断層による地震)
- プレート間地震による評価
- 海洋プレート内地震による評価



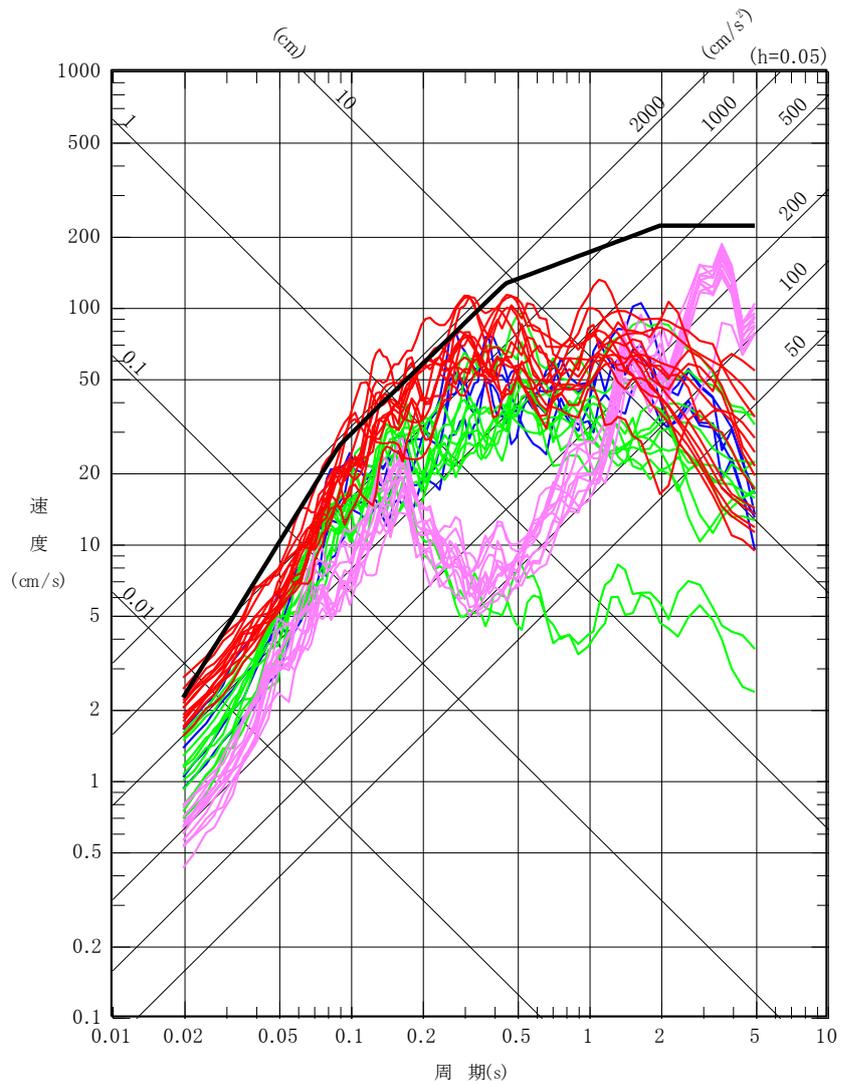
第 5. 6. 35 図(2) 基準地震動 S_s-D の設計用応答スペクトル
(鉛直成分、 S_s-D_v)

- 基準地震動 S_s-D
- 内陸地殻内地震による評価 (F 1 断層～北方陸域の断層～塩ノ平地震断層による地震)
- 内陸地殻内地震による評価 (F 3 断層～F 4 断層による地震)
- プレート間地震による評価
- 海洋プレート内地震による評価



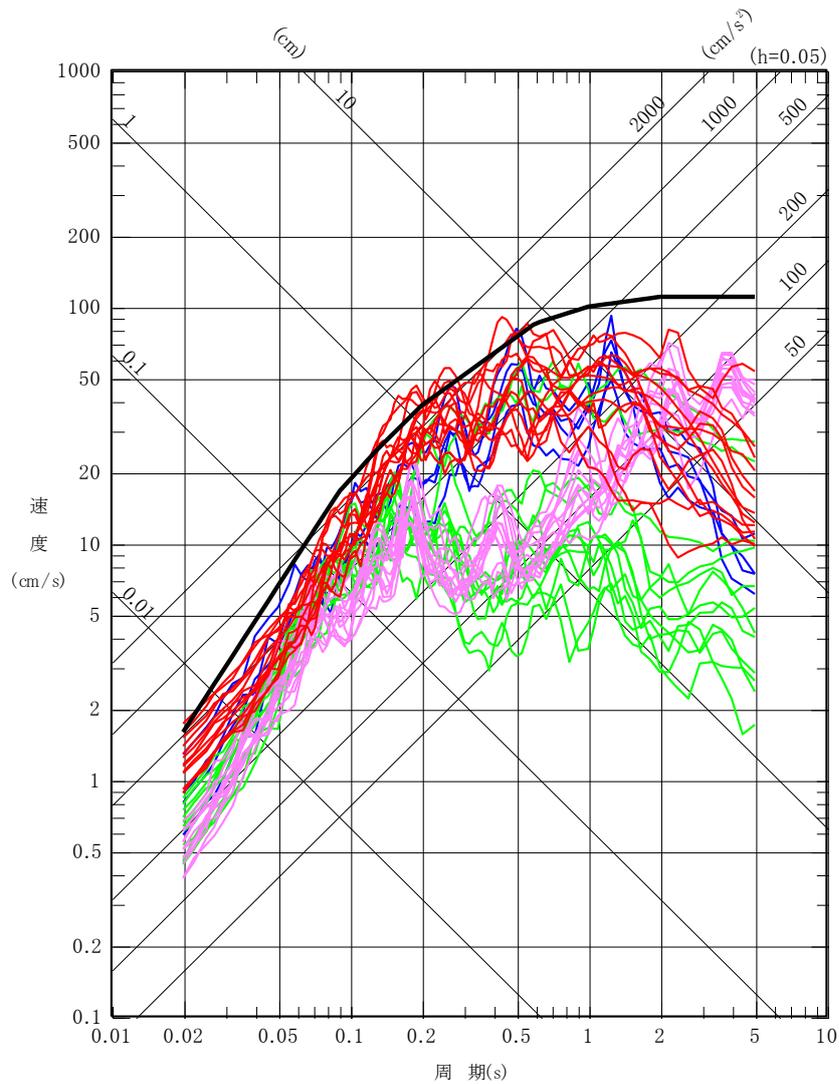
第 5.6.36 図(1) 基準地震動 S_s-D と
断層モデルを用いた手法による地震動評価結果の比較
(NS 成分)

- 基準地震動 S_s-D
- 内陸地殻内地震による評価 (F 1 断層～北方陸域の断層～塩ノ平地震断層による地震)
- 内陸地殻内地震による評価 (F 3 断層～F 4 断層による地震)
- プレート間地震による評価
- 海洋プレート内地震による評価



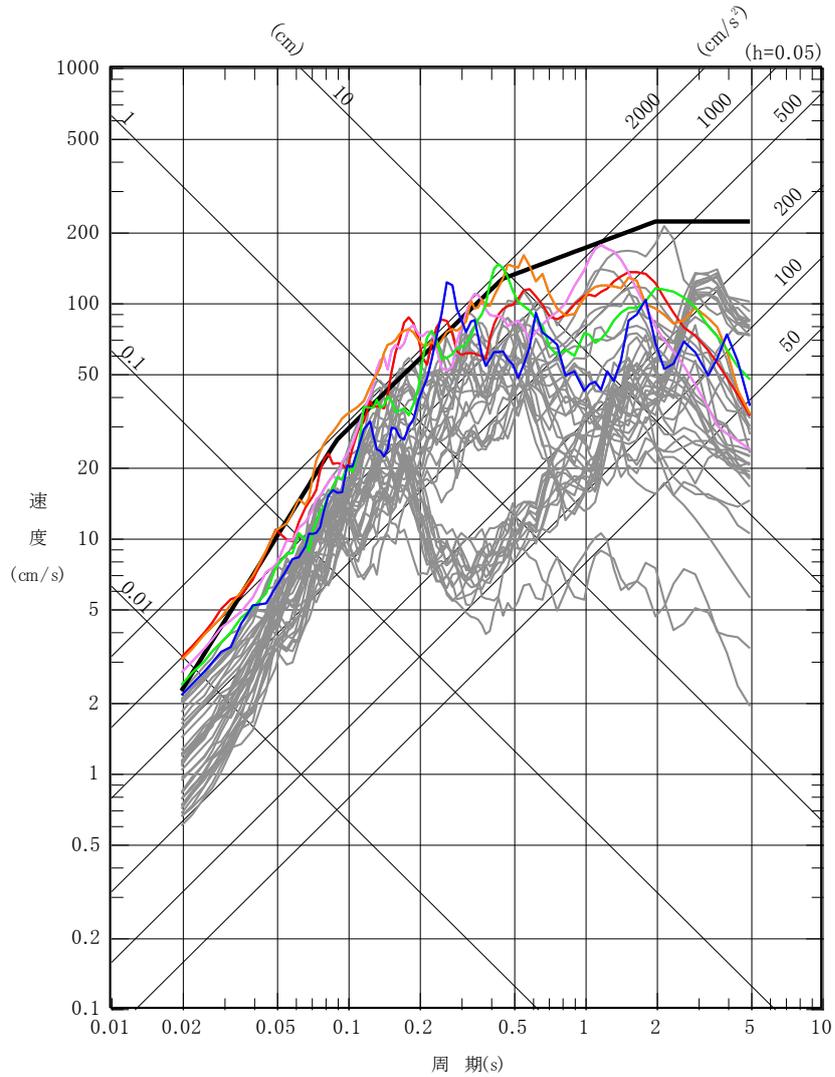
第 5. 6. 36 図(2) 基準地震動 S_s-D と
断層モデルを用いた手法による地震動評価結果の比較
(EW 成分)

- 基準地震動 S_s-D
- 内陸地殻内地震による評価 (F 1 断層～北方陸域の断層～塩ノ平地震断層による地震)
- 内陸地殻内地震による評価 (F 3 断層～F 4 断層による地震)
- プレート間地震による評価
- 海洋プレート内地震による評価



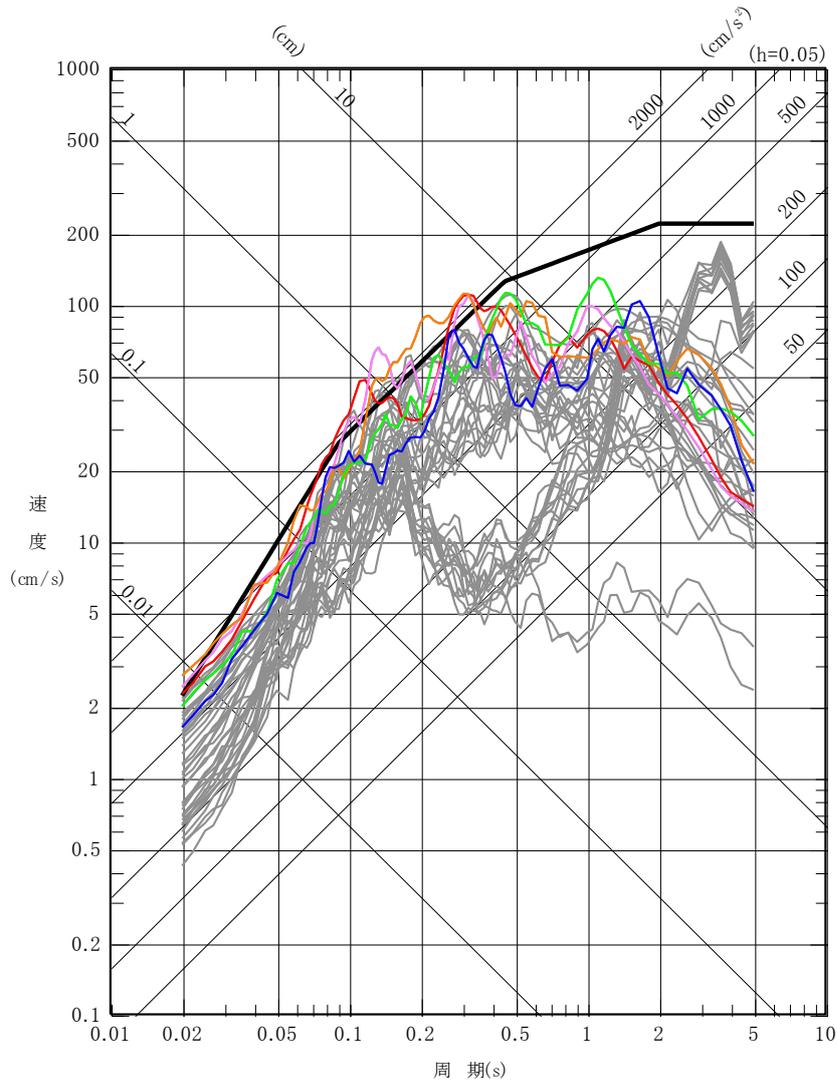
第 5. 6. 36 図(3) 基準地震動 S_s-D と
断層モデルを用いた手法による地震動評価結果の比較
(UD 成分)

- 基準地震動 $S_s - D$
- 基準地震動 $S_s - 1$
F 3 断層～F 4 断層による地震（短周期レベルの不確かさを考慮、破壊開始点 1）
- 基準地震動 $S_s - 2$
F 3 断層～F 4 断層による地震（短周期レベルの不確かさを考慮、破壊開始点 2）
- 基準地震動 $S_s - 3$
F 3 断層～F 4 断層による地震（短周期レベルの不確かさを考慮、破壊開始点 3）
- 基準地震動 $S_s - 4$
F 3 断層～F 4 断層による地震（断層傾斜角の不確かさを考慮、破壊開始点 3）
- 基準地震動 $S_s - 5$
2011 年東北地方太平洋沖型地震（SMGA 位置と短周期レベルの不確かさを考慮）
- 断層モデルを用いた手法による各評価



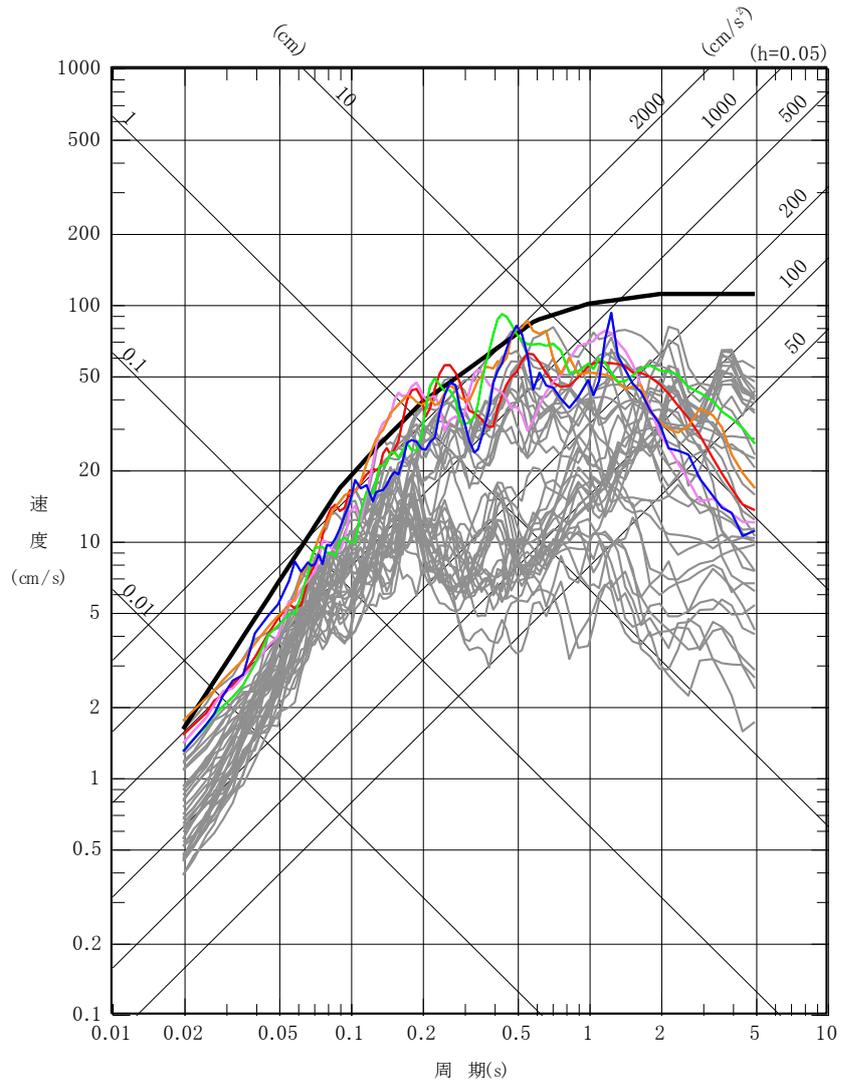
第 5.6.37 図(1) 基準地震動 $S_s - D$ と
断層モデルを用いた手法による基準地震動 S_s の比較
(NS 成分)

- 基準地震動 S_s-D
- 基準地震動 S_s-1
F 3 断層～F 4 断層による地震 (短周期レベルの不確かさを考慮、破壊開始点 1)
- 基準地震動 S_s-2
F 3 断層～F 4 断層による地震 (短周期レベルの不確かさを考慮、破壊開始点 2)
- 基準地震動 S_s-3
F 3 断層～F 4 断層による地震 (短周期レベルの不確かさを考慮、破壊開始点 3)
- 基準地震動 S_s-4
F 3 断層～F 4 断層による地震 (断層傾斜角の不確かさを考慮、破壊開始点 3)
- 基準地震動 S_s-5
2011 年東北地方太平洋沖型地震 (SMGA 位置と短周期レベルの不確かさを考慮)
- 断層モデルを用いた手法による各評価

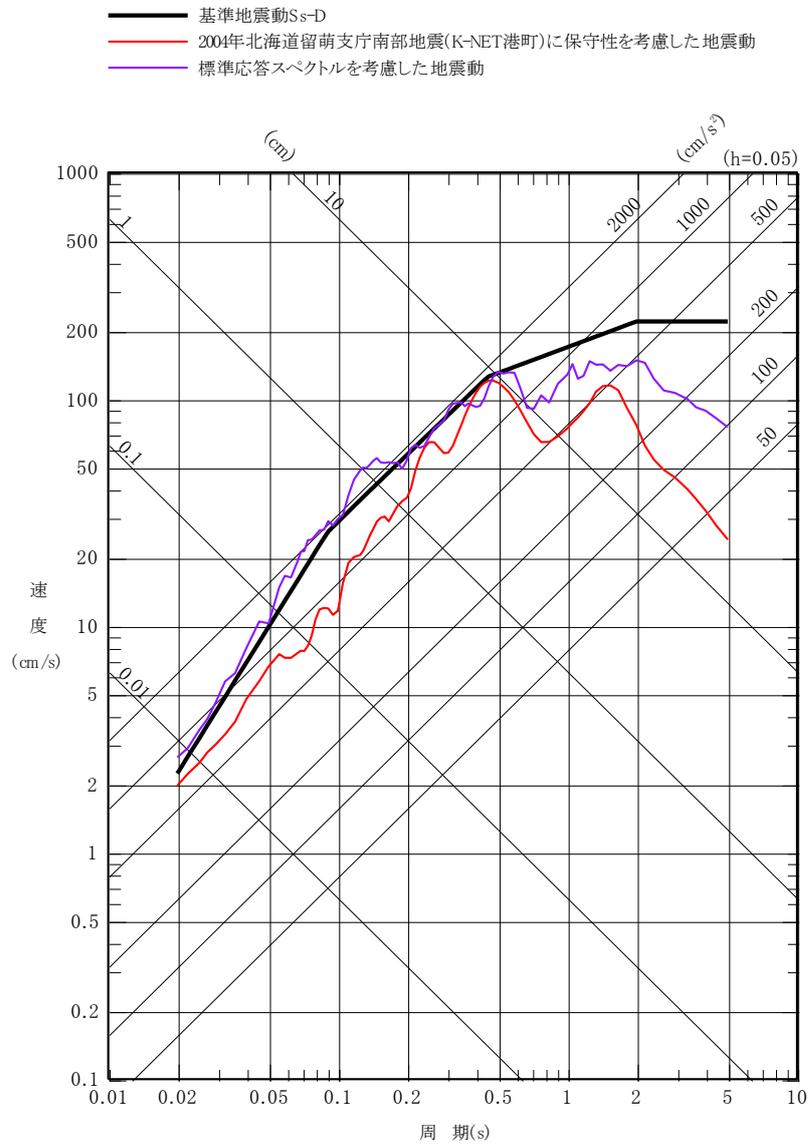


第 5.6.37 図(2) 基準地震動 S_s-D と
断層モデルを用いた手法による基準地震動 S_s の比較
(EW 成分)

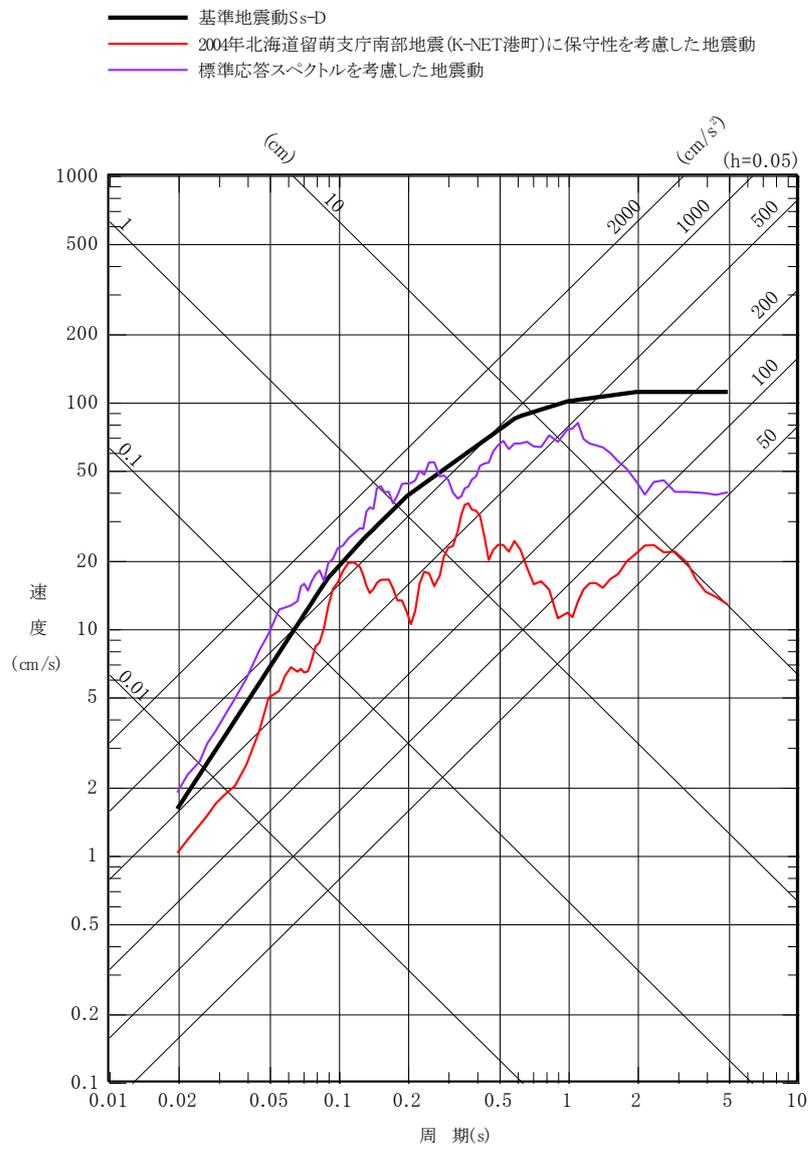
- 基準地震動 S_s-D
- 基準地震動 S_s-1
F 3 断層～F 4 断層による地震（短周期レベルの不確かさを考慮、破壊開始点 1）
- 基準地震動 S_s-2
F 3 断層～F 4 断層による地震（短周期レベルの不確かさを考慮、破壊開始点 2）
- 基準地震動 S_s-3
F 3 断層～F 4 断層による地震（短周期レベルの不確かさを考慮、破壊開始点 3）
- 基準地震動 S_s-4
F 3 断層～F 4 断層による地震（断層傾斜角の不確かさを考慮、破壊開始点 3）
- 基準地震動 S_s-5
2011 年東北地方太平洋沖型地震（SMGA 位置と短周期レベルの不確かさを考慮）
- 断層モデルを用いた手法による各評価



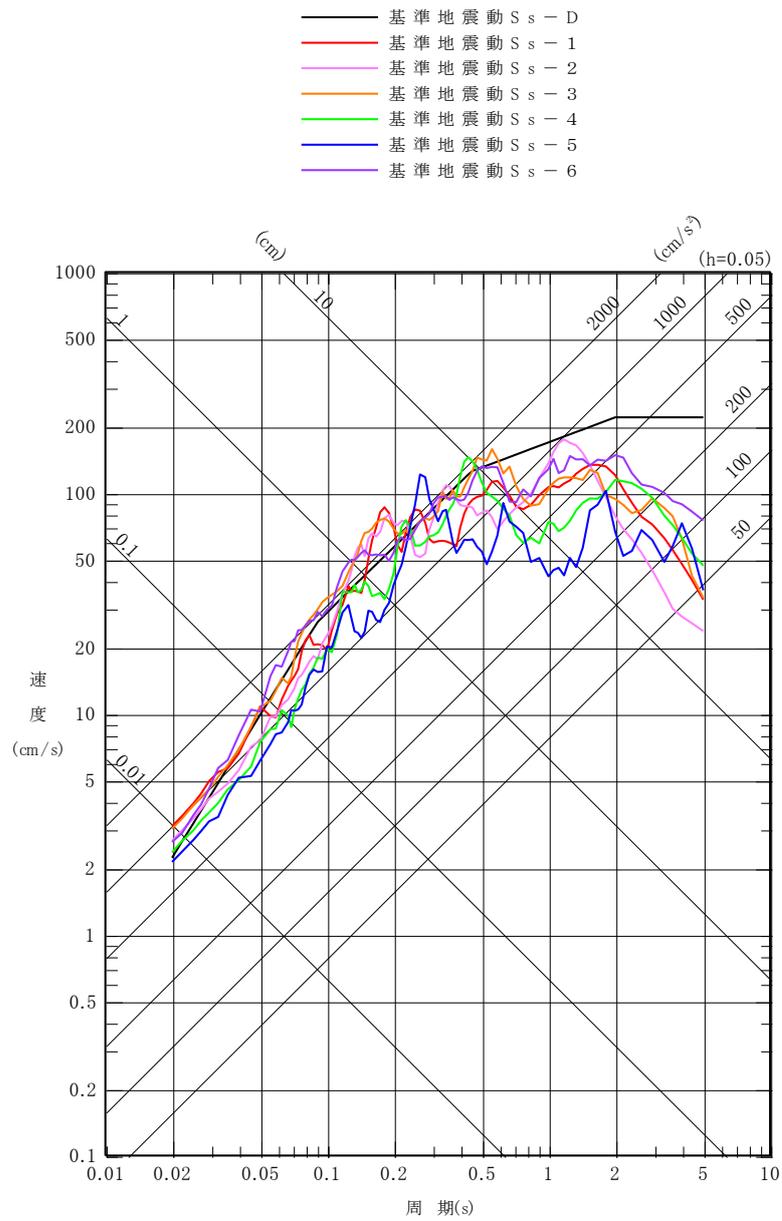
第 5.6.37 図(3) 基準地震動 S_s-D と
断層モデルを用いた手法による基準地震動 S_s の比較
(UD 成分)



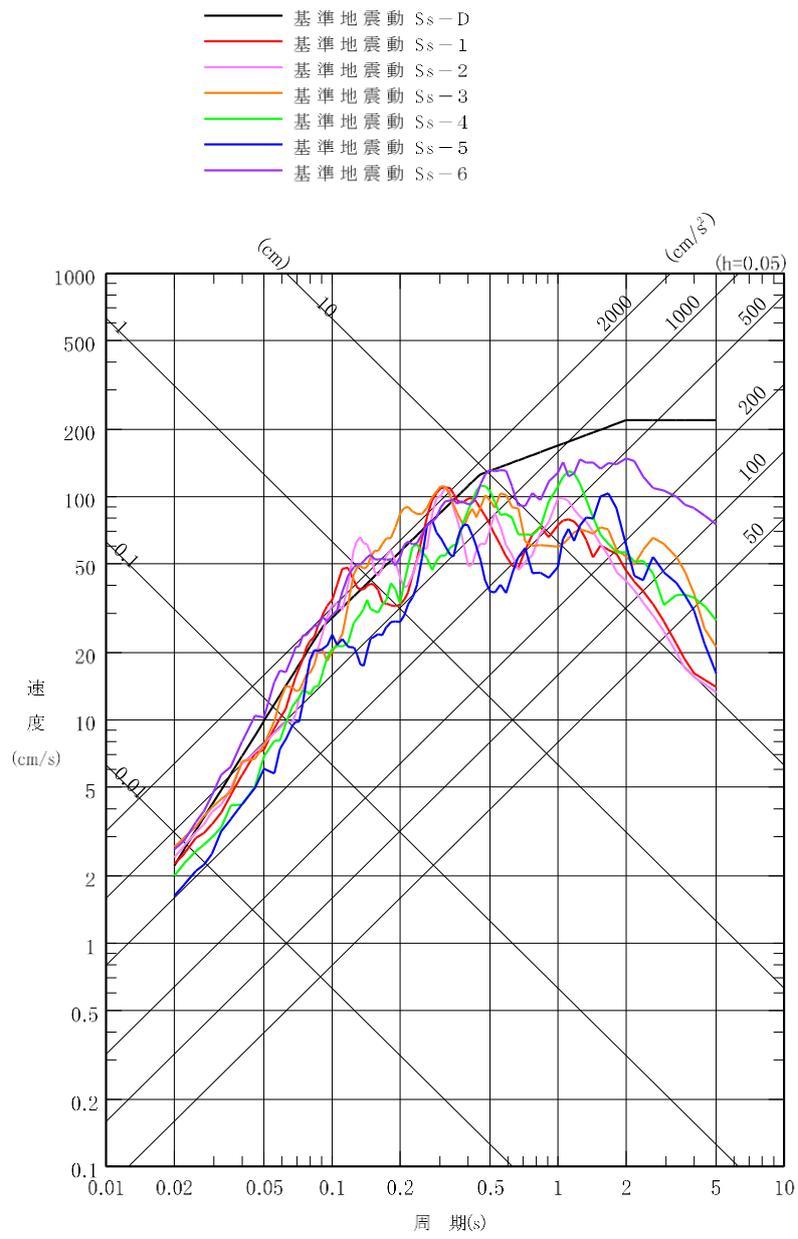
第 5.6.38 図(1) 基準地震動 Ss-D と震源を特定せず策定する地震動の比較 (水平成分)



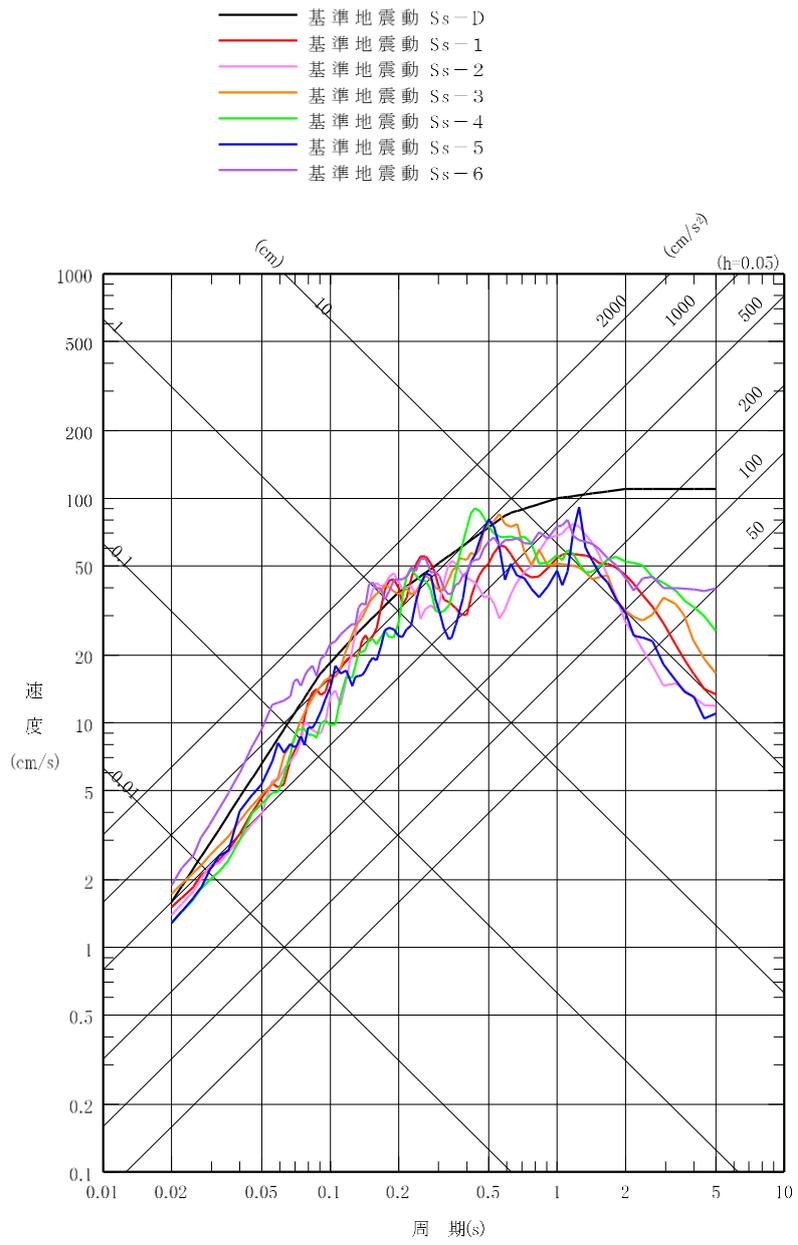
第 5.6.38 図(2) 基準地震動 Ss-D と震源を特定せず策定する地震動の比較 (鉛直成分)



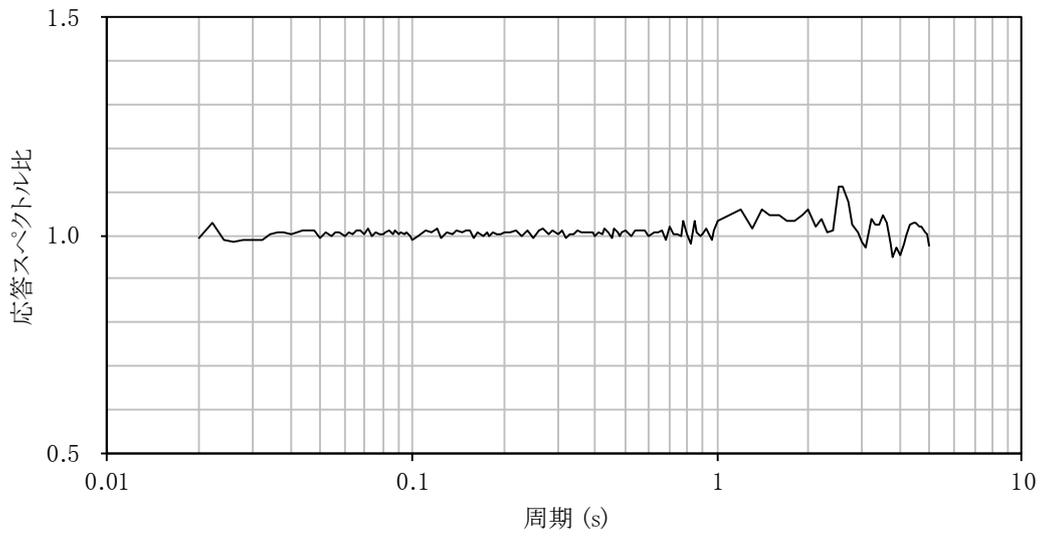
第 5.6.39 図(1) 基準地震動 S_s の応答スペクトル
(NS 成分)



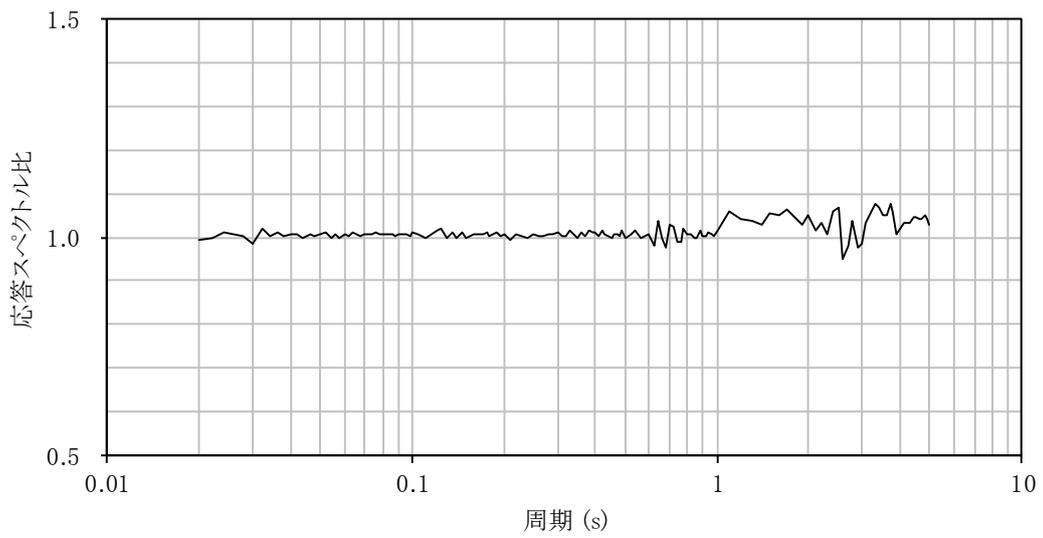
第 5.6.39 図(2) 基準地震動 S_s の応答スペクトル
(EW 成分)



第 5. 6. 39 図(3) 基準地震動 S_s の応答スペクトル (UD 成分)

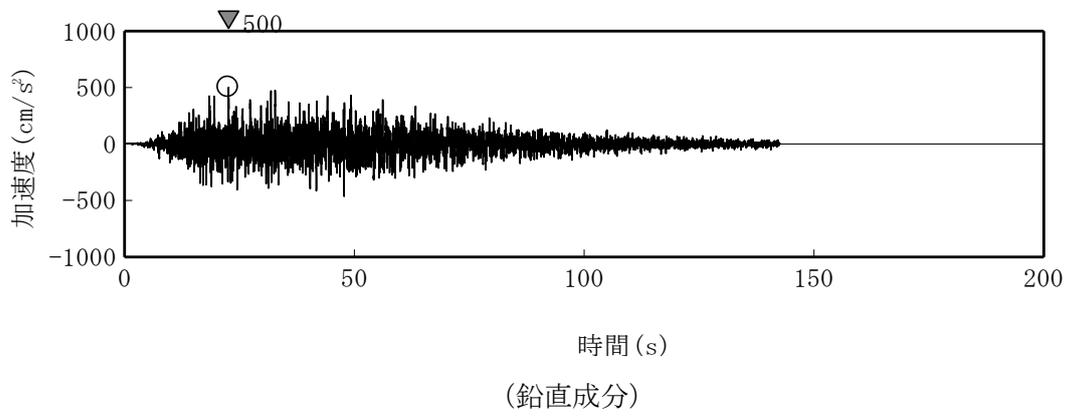
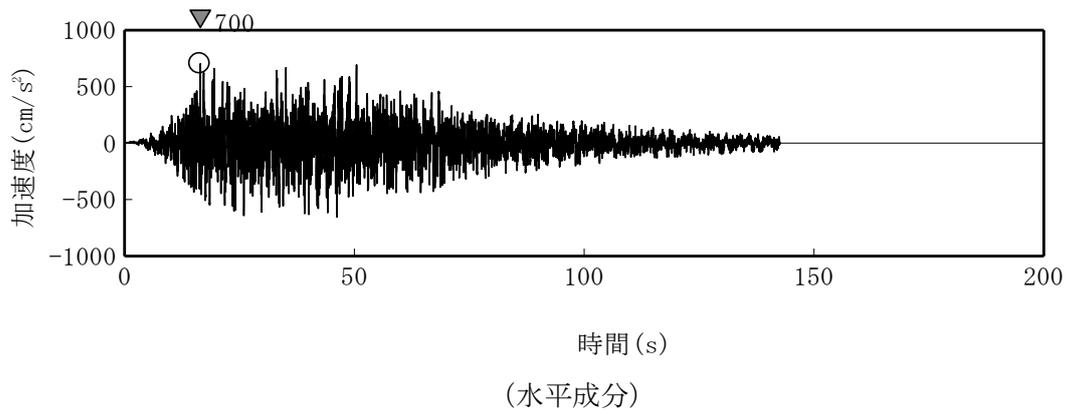


(基準地震動 $S_s - D_H$)

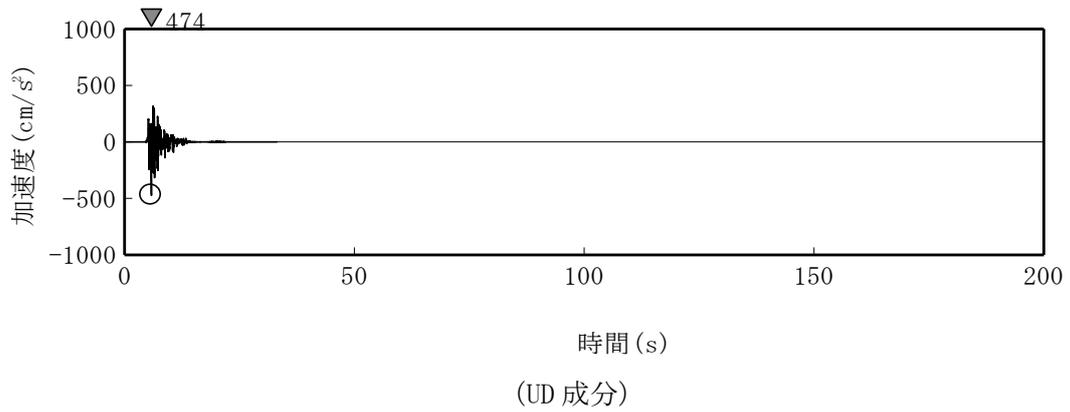
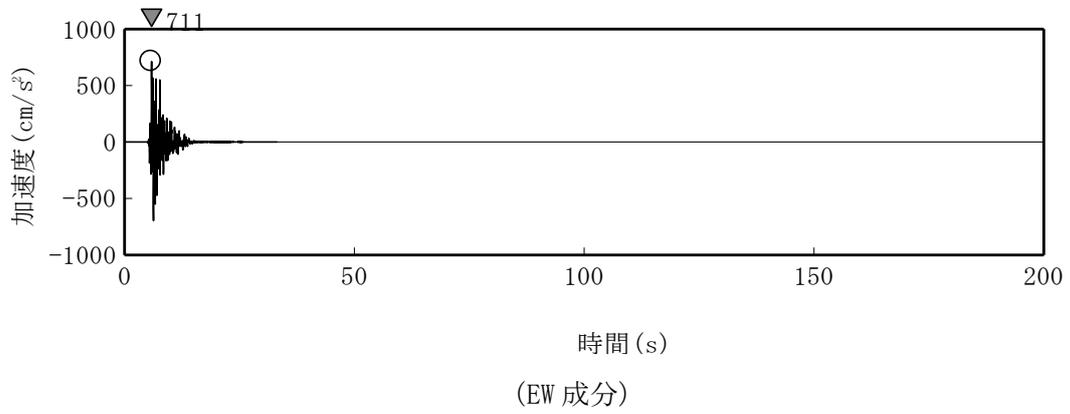
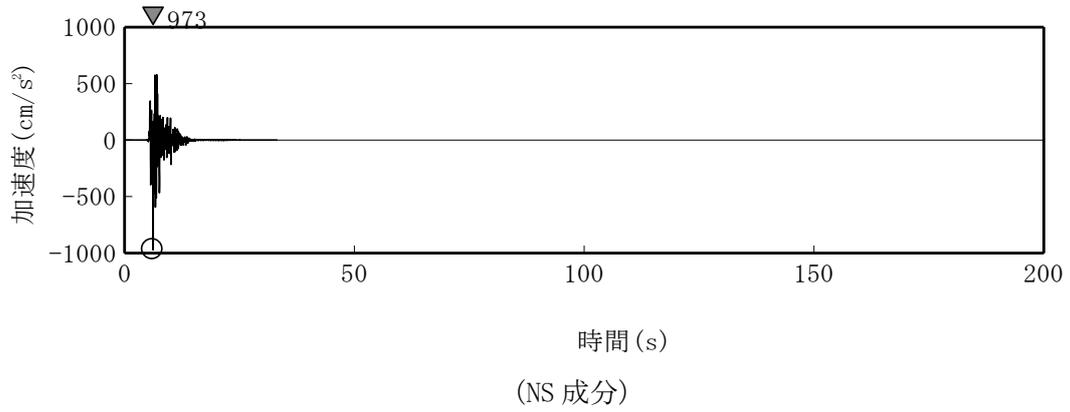


(基準地震動 $S_s - D_V$)

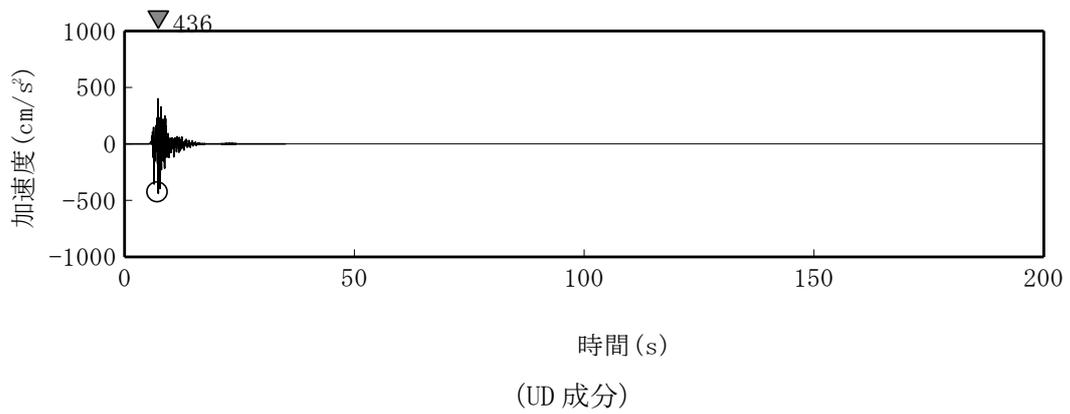
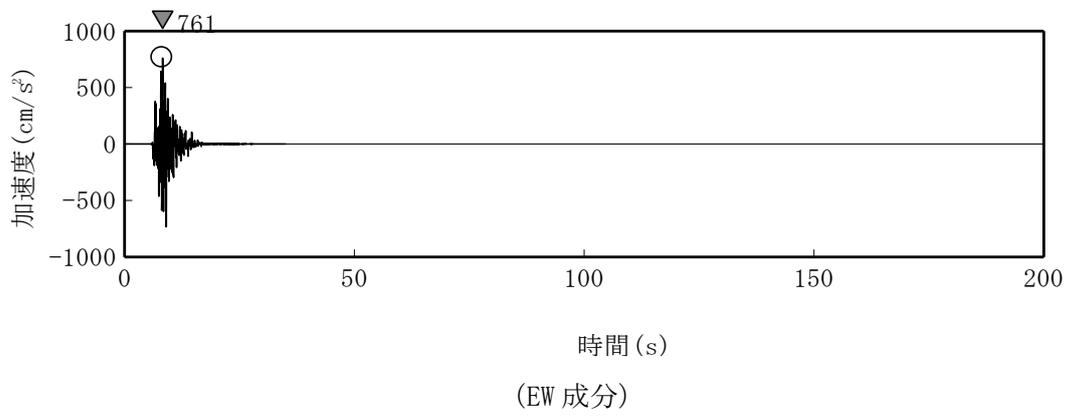
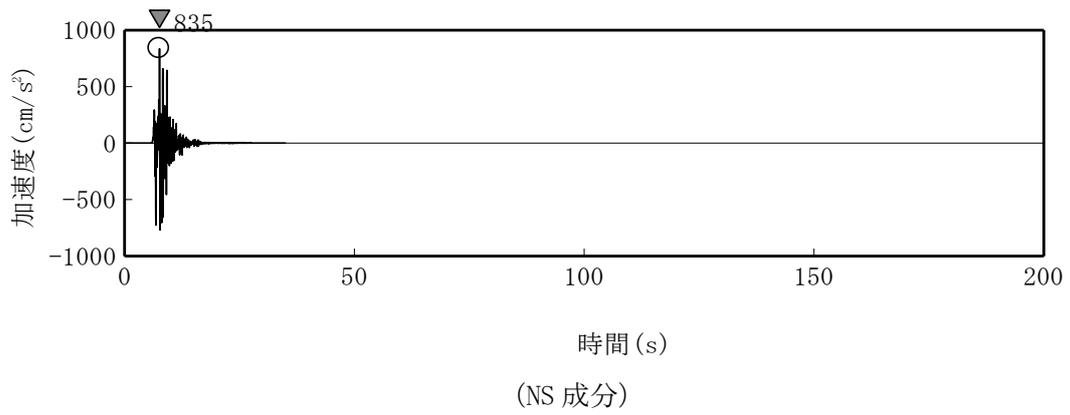
第 5.6.40 図 設計用応答スペクトルに対する模擬地震波の応答スペクトル比



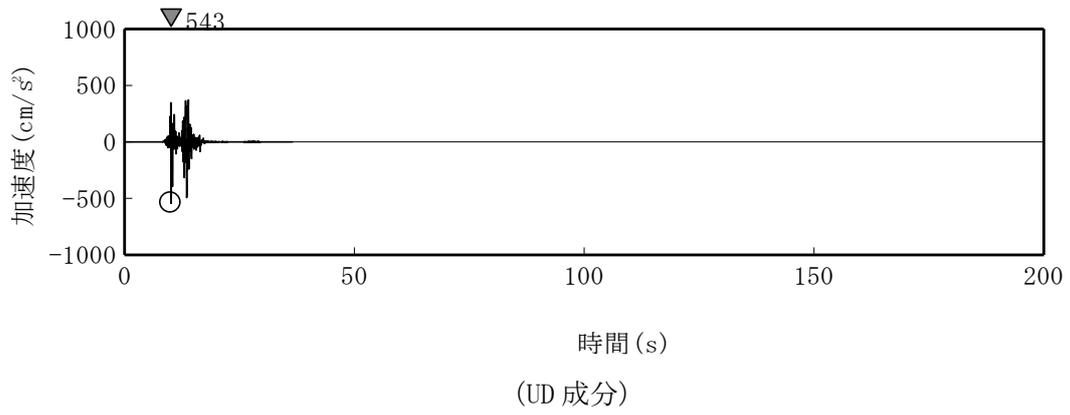
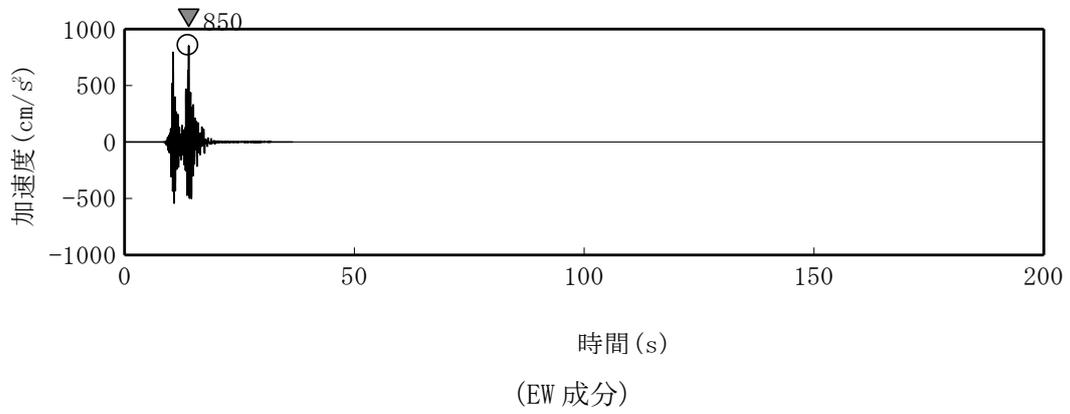
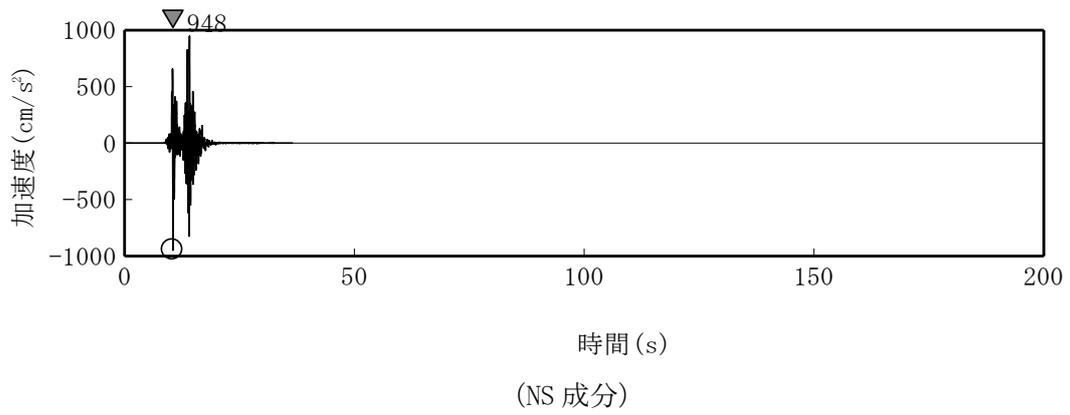
第 5. 6. 41 図 基準地震動 Ss-D の時刻歴波形



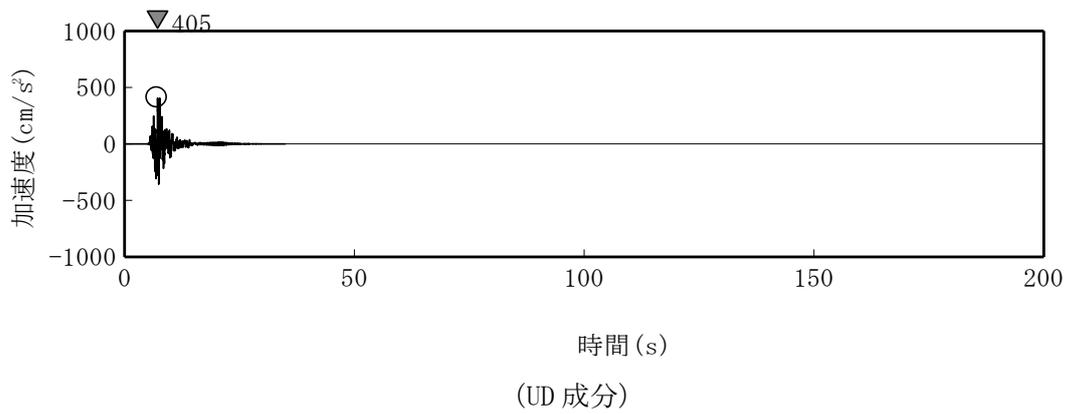
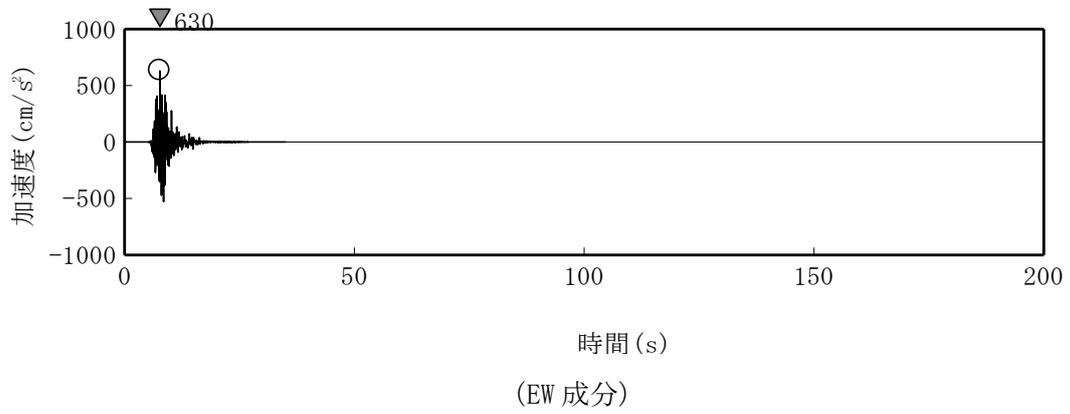
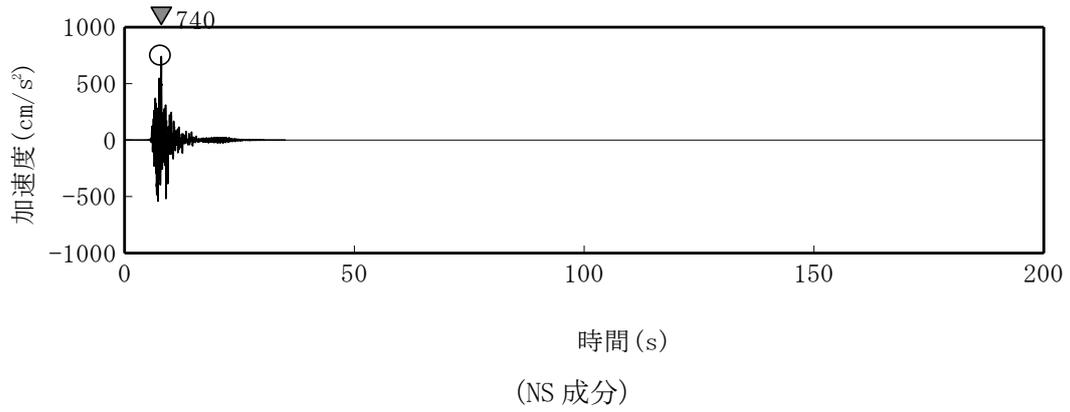
第 5. 6. 42 図(1) 基準地震動 Ss-1 の時刻歴波形



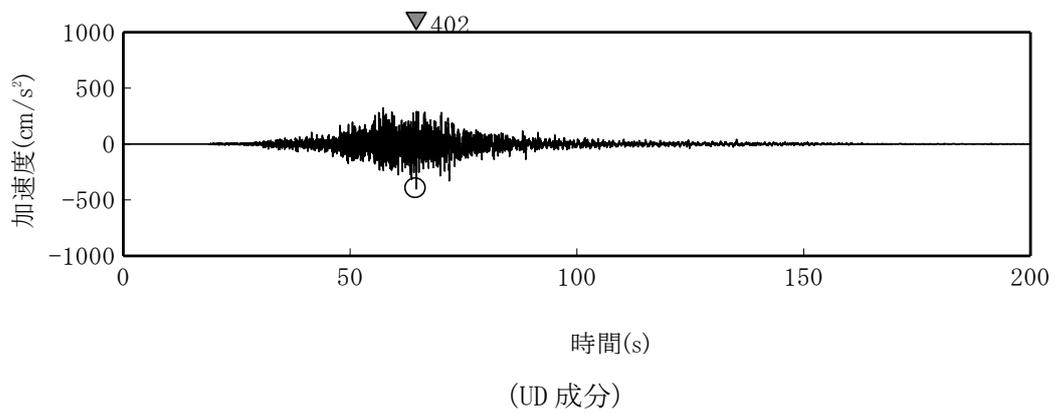
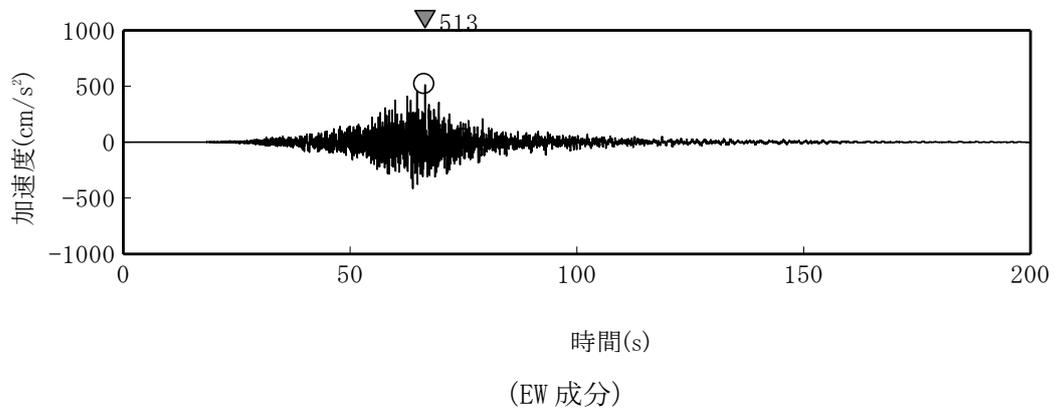
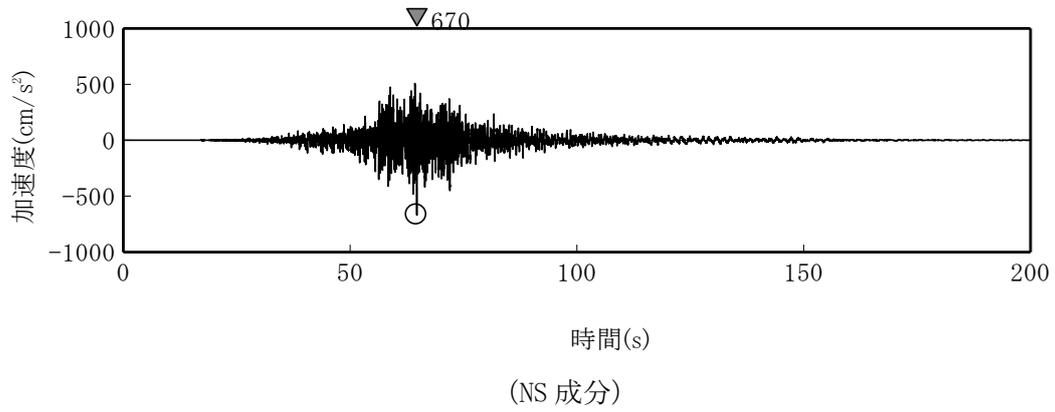
第 5. 6. 42 図(2) 基準地震動 Ss-2 の時刻歴波形



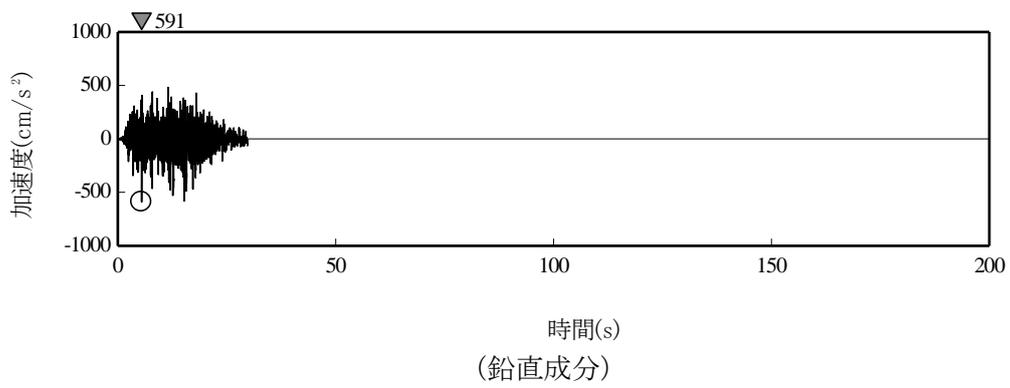
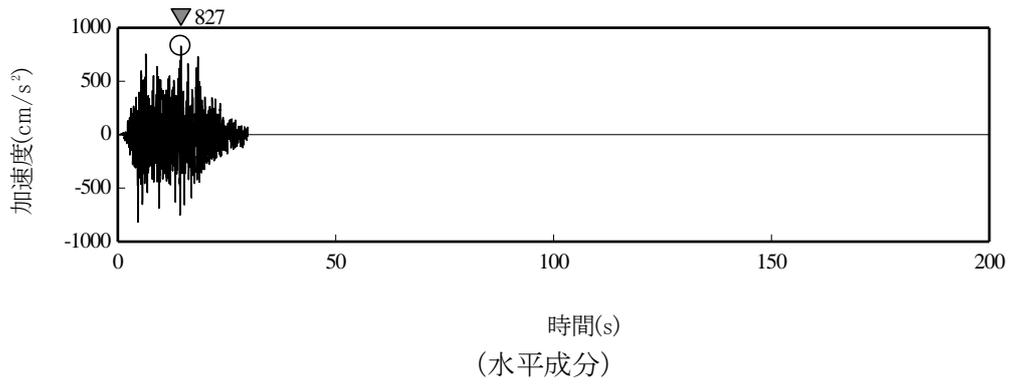
第 5. 6. 42 図(3) 基準地震動 Ss-3 の時刻歴波形



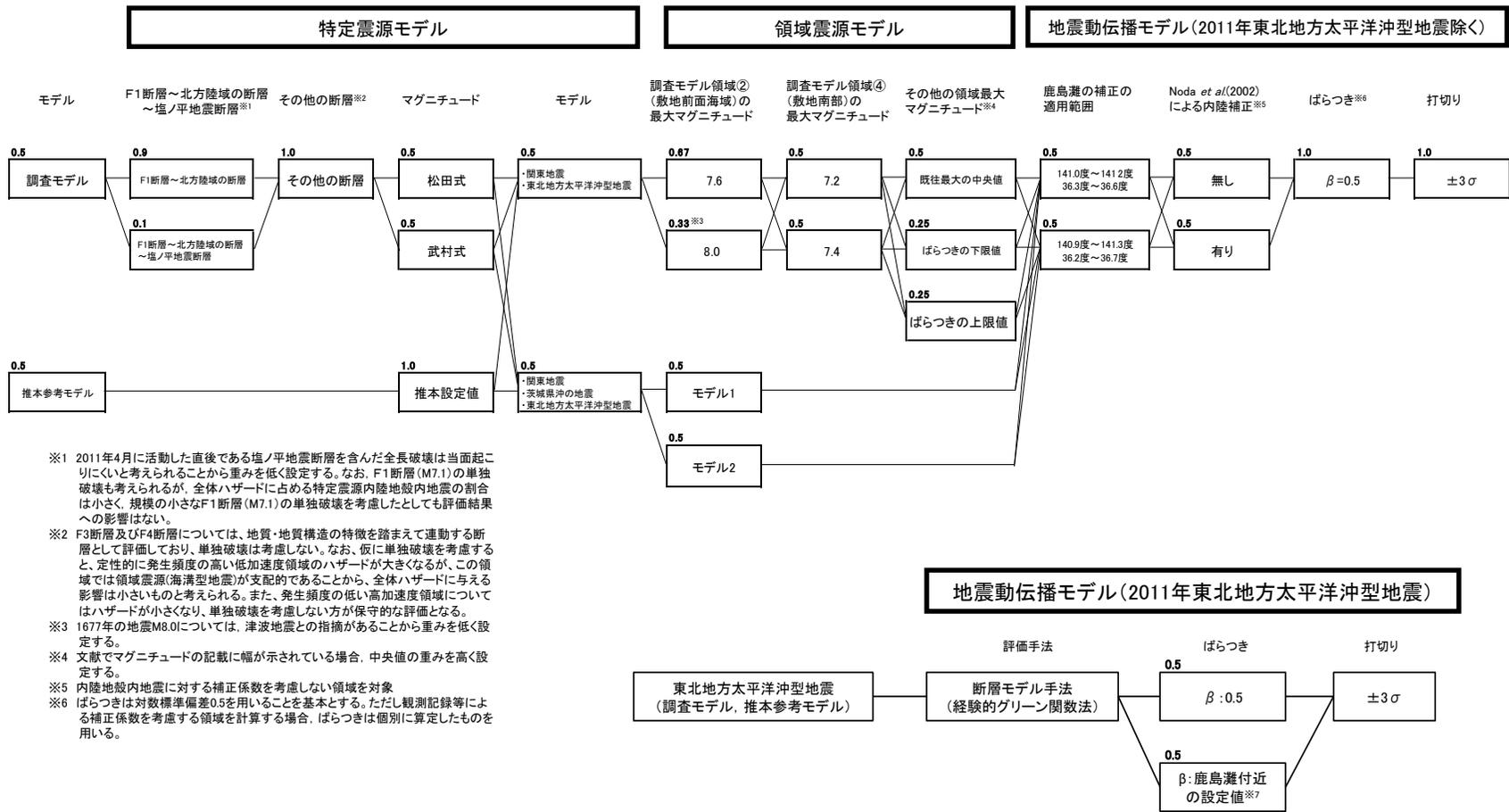
第 5. 6. 42 図(4) 基準地震動 Ss-4 の時刻歴波形



第 5. 6. 42 図(5) 基準地震動 Ss-5 の時刻歴波形



第 5. 6. 43 図 基準地震動 Ss-6 の時刻歴波形



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

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

※3 1677年の地震M8.0については、津波地震との指摘があることから重みを低く設定する。

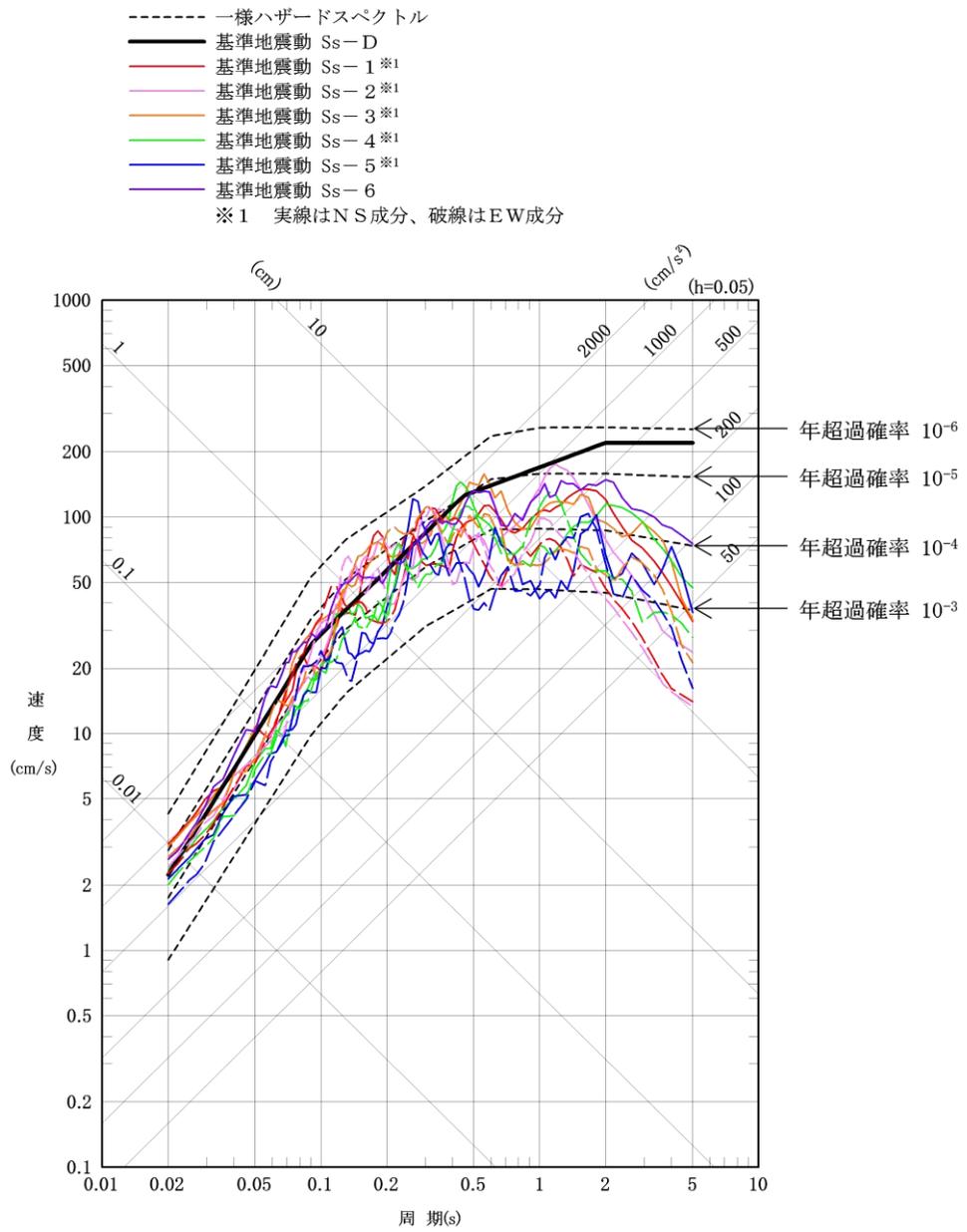
※4 文献でマグニチュードの記載に幅が示されている場合、中央値の重みを高く設定する。

※5 内陸地殻内地震に対する補正係数を考慮しない領域を対象

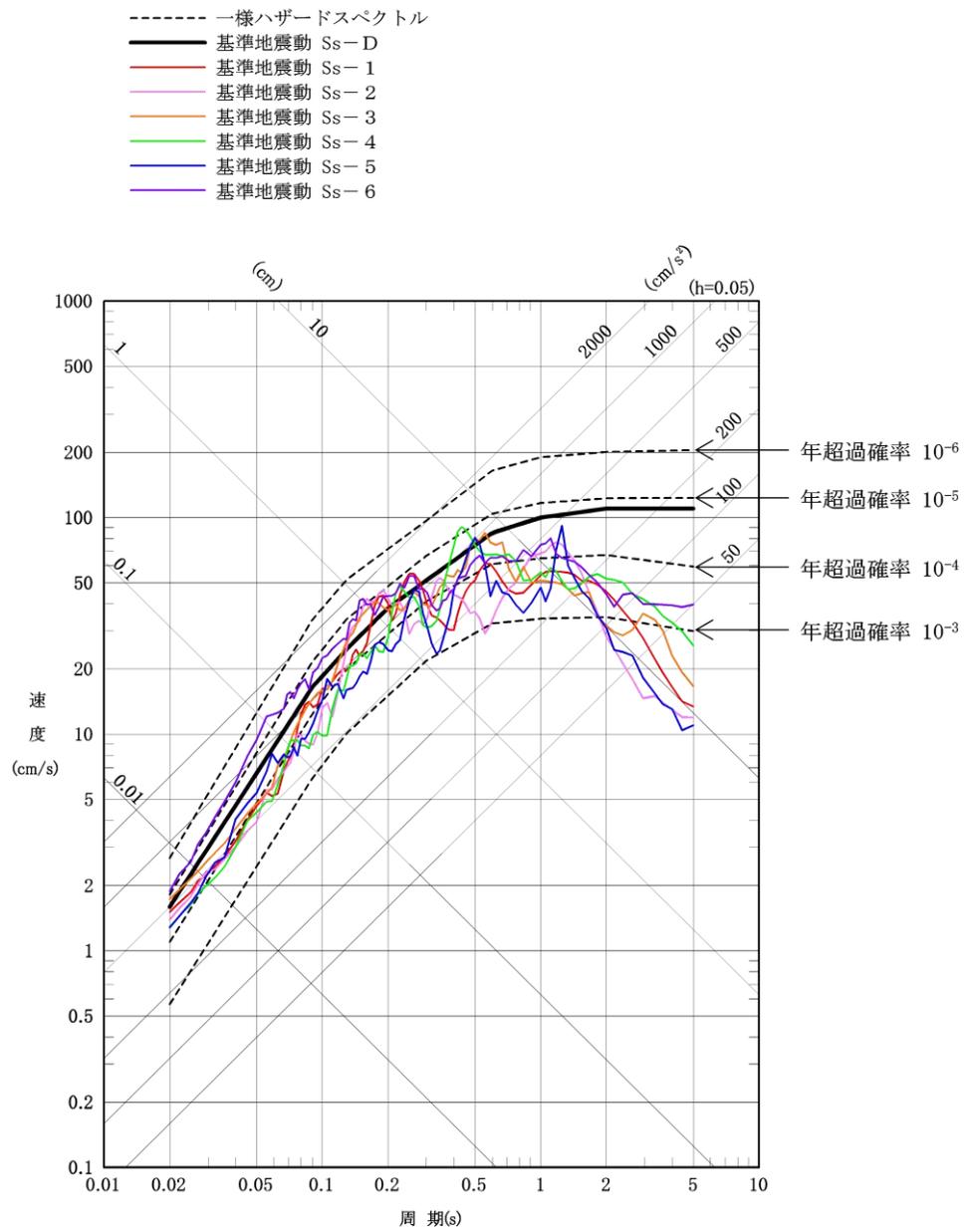
※6 ばらつきは対数標準偏差0.5を用いることを基本とする。ただし観測記録等による補正係数を考慮する領域を計算する場合、ばらつきは個別に算定したものをを用いる。

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

第5.7.1図 ロジックツリー



第 5.7.2 図(1) 一様ハザードスペクトルと
 基準地震動 S_S の応答スペクトルの比較
 (水平成分)



第 5.7.2 図(2) 一様ハザードスペクトルと
 基準地震動 Ss の応答スペクトルの比較
 (鉛直成分)

7. 津波

7.1 概要

7.1.1 施設の立地的特徴

原子炉施設が設置される大洗研究所の敷地は、T.P. +30 m～40 mの台地を有し、敷地の東側前面には太平洋に面してT.P. +30 m以上の段丘崖が分布している。

原子炉施設はT.P. +約35 m～+約40 mの台地（海岸から約400 m付近）に設置されており、Sクラス施設は原子炉建物及び原子炉附属建物、主冷却機建物に位置する。

敷地の概況を第7.1.1図に示す。

7.1.2 津波評価方針

津波による施設への影響を確認するため、施設の立地的特徴を踏まえて、津波の遡上評価を行う。

評価対象施設は原子炉施設とする。また原子炉施設は海からの取水がなく、取水性に関する水位下降側の評価が不要であるため、水位上昇側の評価のみを行う。

評価にあたっては、大洗研究所の敷地前面にはT.P. +30 m以上の段丘崖が分布することから、保守的にT.P. +30 mへの津波の遡上について検討する。また遡上評価により確認される立地上の余裕に対し、さらなる影響検討を行い、施設への津波の到達可能性を検討する。

7.2 文献調査

7.2.1 敷地周辺に影響を及ぼした過去の津波

敷地周辺の既往津波について文献調査を実施した。既往津波に関する主な文献としては、渡辺(1985)⁽¹⁾、渡辺(1998)⁽²⁾、宇佐美ほか(2013)⁽³⁾、宇津ほか編(2001)⁽⁴⁾、羽鳥(1975)⁽⁵⁾、羽鳥(1987)⁽⁶⁾、竹内ほか(2007)⁽⁷⁾、東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループ(2012)⁽⁸⁾、国立天文台編(2013)⁽⁹⁾、Ioki and Tanioka (2016)⁽¹⁰⁾、気象庁の発表等がある。

文献調査によると、敷地周辺に影響を与えたと考えられる津波には、1677年延宝房総沖地震、2011年東北地方太平洋沖地震がある。

竹内ほか(2007)⁽⁷⁾によると、1677年延宝房総沖地震は福島県、茨城県沿岸では記録が残っている最大の津波であり、水戸紀年、大洗地方史、玄蕃先代集乾等の史料による建物被害等の記載から津波浸水高を推定しており、茨城県磯浜村（現大洗町）で5.0 m～6.0 m以上としている。2011年東北地方太平洋沖地震については、敷地近傍で約7 mの津波痕跡高が確認されている。既往津波に関する文献調査結果を第7.2.1表及び第7.2.1図に示す。

津波堆積物及び地震以外を要因とする津波に関する文献調査^{(11)～(18)}によると、茨城県日立市十王町、千葉県銚子市及び九十九里浜地域で津波堆積物が確認されている。

澤井(2012)⁽¹¹⁾及びSawai et al. (2012)⁽¹²⁾によると、茨城県日立市十王町で確認された津波堆積物から3回のイベントが推定され、いずれも河川近傍のT.P. +5 m以下の低地で

検出されている。3回のイベントのうち、文献記録と対比できるのは、1677年延宝房総沖地震津波のみである。

Yanagisawa et al. (2016)⁽¹³⁾は、古文書及び津波堆積物調査に基づき、1677年延宝房総沖地震津波が千葉県銚子市の小畑池(T.P.+11.3 m)に浸水したと解釈している。

その他、Pilarczyk et al. (2016, 2021)⁽¹⁴⁾⁽¹⁷⁾や産業技術総合研究所(2021)⁽¹⁸⁾では、千葉県の九十九里浜地域(蓮沼、一宮)において津波堆積物が確認され、房総半島沖で発生した地震によるものと示唆されている。

7.2.2 行政機関による津波評価

行政機関による津波評価については、岩手県(2022)⁽¹⁹⁾、宮城県(2022)⁽²⁰⁾、福島県(2019)⁽²¹⁾、茨城県(2012)⁽²²⁾、千葉県(2018)⁽²³⁾、内閣府(2020, 2022)⁽²⁴⁾⁽²⁵⁾等がある。このうち、茨城県(2012)⁽²²⁾では、東北地方太平洋沖地震津波及びH23想定津波(茨城県が平成19年に想定した「延宝房総沖地震津波」の波源域等を参考とした津波)を波源とするL2津波を評価しており、茨城県沿岸における浸水深分布図が示されている。内閣府(2020, 2022)⁽²⁴⁾⁽²⁵⁾では、避難を軸とした総合的な津波対策の検討のため、最大クラスの津波波源(日本海溝・千島海溝沿いの巨大地震モデル)が評価されており、茨城県沿岸における浸水深分布図が示されている。

7.2.3 潮位

敷地近傍では潮位の観測が実施されていないため、茨城県(2012)⁽²²⁾において茨城沿岸の朔望平均満潮位として設定されているT.P.+0.7 mを「7.津波」における想定津波の水位評価の潮位条件として適用した。

7.3 地震に起因する津波の評価

敷地に影響を与える可能性がある地震に伴う津波として、プレート間地震及び海洋プレート内地震に伴う津波並びに敷地周辺の海域活断層による地殻内地震に伴う津波を考慮した。

水位変動の評価は、土木学会(2016)⁽²⁶⁾を参考に実施した。

7.3.1 プレート間地震に起因する津波

7.3.1.1 検討対象領域の選定

プレート間地震に起因する津波のうち、千島海溝沿い及び伊豆・小笠原海溝沿いの領域については、既往津波の記録、波源の位置と伝播の指向性を考慮すると敷地への影響が小さいことから、近地津波については過去に敷地へ比較的大きな影響を及ぼした日本海溝沿いの領域を対象に、津波波源を検討した。

遠地津波については、過去に敷地へ最も大きな影響を及ぼしたと考えられる1960年チリ地震津波の津波波源を代表として再現解析を行い、敷地への影響が小さいことを確認した。津波モデルの設定を第7.3.1図、数値シミュレーションの計算条件及び計算領域を第7.3.1表及び第7.3.2図、評価結果を第7.3.3図に示す。

7.3.1.2 津波波源の設定に反映する知見の分析

プレート間地震について、最新の知見である2011年東北地方太平洋沖地震に関連する知見を対象に文献調査^{(27)~(52)}を実施し、2011年東北地方太平洋沖地震の特徴について、破壊領域、すべり、地震の発生メカニズム及び発生確率に関する情報に着目して分析を行った。

(1) 2011年東北地方太平洋沖地震に関する知見

固着の程度とすべりについては、大きなすべりが生じた領域は、固着の程度が大きい領域に対応しており、海溝軸付近では大きなすべりを生じた（オーバーシュートが生じた）領域が見られ、遠洋性粘土層が連続的に分布している領域に対応しているという見解が示されている。茨城県沖北端付近では、海溝軸から海山が沈み込み、遠洋性粘土層を分断しているという見解が示されている。

固着の程度と破壊伝播については、固着の程度が小さい領域が破壊伝播のバリアとなっているという見解が示されている。また北米プレートとフィリピン海プレートの境界が余震を含む破壊伝播のバリアとして作用しているという見解が示されている。

地震の発生メカニズムについては、地震前後で応力状態が圧縮状態から引張状態へ変化したことから、三陸沖中部～福島県沖に蓄積されていた巨大地震を引き起こす歪みはほぼ完全に解消されたという見解が示されている。また、津波堆積物調査結果等から、過去に同規模の巨大地震が数百年間隔で発生しているという見解が示されている。

(2) 2011年東北地方太平洋沖地震の特徴

「(1) 2011年東北地方太平洋沖地震に関する知見」を踏まえ、2011年東北地方太平洋沖地震の特徴について整理した。

破壊領域については、複数の領域が連動して破壊した傾向が見られ、余震を含む破壊領域の南限は、北米プレートとフィリピン海プレートの境界に位置している傾向が見られる。

すべりについては、不均一性が認められ、大きなすべりが生じた領域は三陸沖中部の一部、宮城県沖、三陸沖南部海溝寄り、福島県沖の一部の4領域及びその沖合の海溝軸付近である傾向が見られる。

地震のメカニズムについては、地震の前後でプレート境界上盤側で発生する地震のメカニズムが大きく変化した傾向が見られる。

7.3.1.3 津波波源の設定

「7.3.1.2 津波波源の設定に反映する知見の分析」を踏まえて、2つの津波波源を設定した。

(1) 東北地方太平洋沖型の津波波源

日本海溝沿いで生じた地震津波のうち、2011年東北地方太平洋沖地震による津波が敷地に比較的大きな影響を及ぼしたことを踏まえ、東北地方太平洋沖型の津波波源を設定した。東北地方太平洋沖型の津波波源で大きなすべりが生じる領域は、三陸沖中部から福島県沖及びその沖合の海溝軸付近の領域とした。

津波波源の設定結果を第7.3.4図に示す。

(2) 茨城県沖に想定する津波波源

日本海溝沿いで生じた地震津波のうち、1677年延宝房総沖地震による津波が敷地に比較的大きな影響を及ぼしたことを踏まえ、茨城県沖に想定する津波波源を設定した。茨城県沖に想定する津波波源については、2011年東北地方太平洋沖地震で大きなすべりが生じていない領域とした。領域の南限については、北米プレートとフィリピン海プレートの境界とした。

津波波源の設定結果を第7.3.4図に示す。

7.3.1.4 津波評価

(1) 既往津波の再現性の確認

水位評価にあたり、解析モデル及び計算手法の妥当性について、既往津波の再現計算により確認した。再現計算では、敷地に比較的大きな影響を及ぼしたと考えられ、津波痕跡高の記録も多い2011年東北地方太平洋沖地震津波を対象とし、特性化波源モデルを設定した。

特性化波源モデルの断層面積は、杉野ほか(2014)⁽⁵³⁾を参考に設定した。平均すべり量については、地震の規模に関するスケーリング則と地震モーメントの定義式から算定した。その際の平均応力降下量については、内閣府(2012a)⁽⁵⁴⁾及びMurotani et al.(2013)⁽⁵⁵⁾の知見を踏まえて3.0 MPaを設定した。また、剛性率については、2011年東北地方太平洋沖地震のインバージョン解析結果から算出した $4.7 \times 10^{10} \text{ N/m}^2$ を設定した。

すべり量の不均一性については、杉野ほか(2014)⁽⁵³⁾を参考に、超大すべり域、大すべり域及び背景領域のすべり量をそれぞれ平均すべり量の3倍、1.4倍、0.33倍に、面積をそれぞれ全体の面積の15%、25%、60%となるように設定した。超大すべり域及び大すべり域の位置については、海溝軸付近に配置した。特性化波源モデルの諸元を第7.3.5図に示す。

再現性は、東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループ(2012)⁽⁸⁾及び敷地内で実施した痕跡高調査結果を用いて評価を実施した。再現性の指標としては、相田(1977)⁽⁵⁶⁾による痕跡高と津波シミュレーションにより計算された津波高さとの比から求める幾何学平均値 K 及びバラツキを表す指標 κ を用いることとし、土木学会(2016)⁽²⁶⁾において再現性の目安とされている「 $0.95 < K < 1.05$ 、 $\kappa < 1.45$ 」を参考とした。

数値シミュレーションの計算条件及び計算格子を第7.3.2表及び第7.3.6図に示す。

東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループ(2012)⁽⁸⁾及び敷地内で確認された痕跡高と津波シミュレーションによる津波高さとの比較を第7.3.7図に示す。

設定した特性化波源モデルは、青森県北部から千葉県南部の痕跡高に対して計算値の方が大きくなっているが幾何平均($K = 0.93$)、幾何標準偏差($\kappa = 1.42$)は土木学会(2016)⁽²⁶⁾の目安値を満足している。

(2) 敷地への影響が大きい津波波源の選定

東北地方太平洋沖型の津波波源及び茨城県沖に想定する津波波源による津波が敷地周辺に与える影響について、敷地北方の沿岸部で影響を比較した。

東北地方太平洋沖型の津波波源については、2011年東北地方太平洋沖地震の再現性が確認されている特性化波源モデルを基に設定し、超大すべり域及び大すべり域の位置について、2011年東北地方太平洋沖地震の知見を踏まえて、三陸沖中部から福島県沖の範囲で南北に移動させ、津波波源の不確かさを考慮して評価した。

茨城県沖に想定する津波波源については、保守性を考慮して茨城県沖から房総沖を波源領域とし、超大すべり域及び大すべり域の位置について、茨城県沖から房総沖の範囲で南北に移動させ、津波波源の不確かさを考慮して評価した。

検討結果を第7.3.8図に示す。敷地北方の沿岸部において、東北地方太平洋沖型の津波波源による津波高さはT.P.+8.1 m、茨城県沖に想定する津波波源による津波高さはT.P.+12.6 mであることから、茨城県沖に想定する津波波源を敷地への影響が大きいプレート間地震に起因する津波の波源として選定し、敷地前面海岸における津波の遡上を詳細に評価することとした。

(3) 茨城県沖に想定する津波波源に関する評価

a. 津波モデルの設定

茨城県沖に想定する津波波源については、固着の程度が小さい領域に大きなすべりを生じる津波波源を想定した。ただし、波源領域の北限については、断層面積が大きくなるように福島県沖の一部まで拡張して考慮した。ここで波源領域の南限を、Uchida et al. (2009)⁽⁵⁷⁾及び地震調査研究推進本部(2019)⁽⁵⁸⁾に基づく北米プレートとフィリピン海プレートの構造境界とすると、茨城県沖から房総沖の一部の領域において、モーメントマグニチュードMw8.5となる「茨城県沖に想定する津波波源」が想定できるが、さらに保守性を考慮し、波源の南限を拡張したモーメントマグニチュードMw8.7の「茨城県沖から房総沖に想定する津波波源」を評価した。また、すべり量の不均一性について超大すべり域を設定し、杉野ほか(2014)⁽⁵³⁾による考え方よりも保守的になるように、超大すべり域、大すべり域及び背景領域のすべり量をそれぞれ平均すべり量の4倍、2倍、0.62倍に、面積をそれぞれ全体の面積の5%、15%、80%となるように設定した。超大すべり域及び大すべり域の位置については、海溝軸付近に配置した。

なお、応力降下量及び剛性率については、「(1) 既往津波の再現性の確認」と同様とした。

以上の設定を踏まえ、保守性を考慮したモーメントマグニチュードMw8.7の津波波源、「茨城県沖から房総沖に想定する津波波源」を評価した。

特性化波源モデルの諸元を第7.3.9図に示す。

b. 数値シミュレーション

数値シミュレーションの計算条件を第7.3.3表に示す。また計算格子について第7.3.10図に示す。なお、施設への津波の遡上評価は、敷地前面海岸にT.P.+30 m以上の段丘崖が分布することから、T.P.+30 mへの津波の遡上に着目して評価を実施した。

津波高さは、敷地前面海岸に評価範囲を設定し、範囲内の最大値を評価した。敷地前面海岸の評価範囲について、第7.3.11図に示す。

c. パラメータスタディ

大すべり域の形状を変えた2パターンのモデルを選定し、超大すべり域及び大すべり域の位置について茨城県沖から房総沖の範囲で南北に移動させ、波源位置の不確かさを考慮した。

評価結果を第7.3.4表に示す。敷地への影響が最も大きくなるケースでの津波高さは、敷地前面海岸の範囲内最大でT.P.+16.9 mとなった。

7.3.2 海洋プレート内地震に起因する津波

7.3.2.1 津波波源の設定

波源の設定に当たり、文献調査^{(59)~(62)}を実施した。Álvarez-Gómez et

a1. (2012)⁽⁵⁹⁾に基づけば、1933年昭和三陸地震は国内外で最大規模の海洋プレート内地震である。また、地震調査研究推進本部(2012)⁽³⁹⁾は、次の地震の規模を1933年昭和三陸地震と同等と評価している。これらを踏まえ、津波波源の設定については1933年昭和三陸地震津波を基本とした。

発生領域については、地震調査研究推進本部(2012)⁽³⁹⁾によると1933年昭和三陸地震と同様な地震が三陸沖北部から房総沖の海溝寄りの領域内のどこでも発生していることを踏まえ、三陸沖北部から房総沖までとした。

7.3.2.2 津波評価

(1) 波源モデルの設定

1933年昭和三陸地震津波の波源モデルについては、土木学会(2011⁽⁶⁰⁾、2016⁽²⁶⁾)を参考に設定した。なお、波源モデルについては、土木学会(2016)⁽²⁶⁾において1611年の津波が海洋プレート内地震であった場合の地震規模をMw8.6として評価していることを踏まえ、保守的にMw8.6にスケーリングした一様断層モデルとした。波源モデルの諸元を第7.3.12図に示す。

(2) 数値シミュレーション

数値シミュレーションの計算条件及び計算格子については、「7.3.1.4 津波評価 (3) 茨城県沖に想定する津波波源に関する評価 b. 数値シミュレーション」と同様とした。ただし、立ち上がり時間については0秒とした。

(3) パラメータスタディ

三陸沖北部から房総沖までの範囲で、断層の位置及び走向の変動を設定し、不確かさを考慮した。パラメータスタディの設定について、第7.3.13図に示す。

評価結果を第7.3.5表に示す。敷地への影響が最も大きくなるケースでの津波高さは、敷地前面海岸の範囲内最大でT.P.+5.9mとなった。

7.3.3 海域活断層による地殻内地震に起因する津波

7.3.3.1 津波波源の設定

「3. 地盤」における調査結果における評価に基づき、津波波源を設定した。

7.3.3.2 津波評価

阿部(1989)⁽⁶³⁾の簡易予測式による推定津波高の比較により、敷地に及ぼす影響が大きいと考えられる津波波源を抽出した。

阿部(1989)⁽⁶³⁾の簡易予測式で用いた津波波源の諸元及び津波高の比較結果を第7.3.6表及び第7.3.14図に示す。

評価の結果、海域活断層で波高が最も高くなるのはF3断層～F4断層の同時活動による津波と推定され、その推定津波高は2.9mとなった。

7.3.4 地震に起因する津波の評価のまとめ

各津波波源による津波の影響を比較した結果、地震に起因する津波のうち、敷地に最も影響を与える地震津波はプレート間地震による津波である。なお、海洋プレート内地震及び海域の活断層については、プレート間地震の水位評価結果と比較して、津波高さが小さいことから、詳細検討を省略した。

プレート間地震による津波高さは、敷地前面海岸の範囲内最大でT.P.+16.9mであり、遡上検討位置での津波高さではT.P.+16.6mである。

7.4 地震以外に起因する津波の評価

敷地に影響を与える可能性がある地震以外に起因する津波として、陸上及び海底での地すべり並びに斜面崩壊に起因する津波、火山現象に起因する津波を考慮した。

7.4.1 陸上及び海底での地すべり並びに斜面崩壊に起因する津波

文献調査の結果、敷地周辺における陸域及び海底での地すべり並びに斜面崩壊による歴史津波の記録はない。

塩屋埼から犬吠埼の範囲における陸域の地すべりに関する文献では、防災科学技術研究所(2004)⁽⁶⁴⁾によって敷地の南方に地すべり地形が示されている。空中写真判読及び国土

地理院 5mDEM による地形判読を実施した結果、敷地に影響を及ぼす津波を引き起こす可能性のある陸上の地すべり及び斜面崩壊の地形は認められなかった。地形判読結果を第 7.4.1 図に示す。

海底地すべりに関する文献では、徳山ほか(2001)⁽⁶⁵⁾に、いわきの沖合に海底地すべり地形が示されている。徳山ほか(2001)⁽⁶⁵⁾が示す地すべりを含む範囲について、一般財団法人日本水路協会発行の海底地形デジタルデータ M7000 シリーズを用いた 150mDEM データにより海底地すべり地形判読調査を実施した結果、海底地すべり地形は判読されなかった(第 7.4.2 図)。また、産業技術総合研究所(2015)⁽⁶⁶⁾による東日本沖太平洋海域(GH762)の音波探査記録(サブボトムプロファイラー)を用いて、池原ほか(1990)⁽⁶⁷⁾に示される考え方に基づき海底地すべりの検討を実施した結果、徳山ほか(2001)⁽⁶⁵⁾に図示された海底地すべりは層相 2(砂質堆積物)に区分され、海底地すべりを示唆する特徴的な構造は確認されなかった(第 7.4.3 図)。したがって、徳山ほか(2001)⁽⁶⁵⁾に図示された位置に海底地すべりはないものと判断した。また「3. 地盤」に示される敷地前面海域の海底地形の判読を実施した結果、海底地すべりの可能性のある地形は認められなかった。

以上のことから、陸域及び海底での地すべり並びに斜面崩壊に起因する津波について、敷地への影響はない。

なお、文献調査の結果、Moore et al. (1989)⁽⁶⁸⁾によれば、ハワイ諸島では過去に複数の海底地すべりが発生したことが示されている。過去に発生した海底地すべりの中から、後期更新世以降に発生して巨大津波を伴った可能性があり、面積の大きいハワイ島西部の海底地すべりを評価対象として選定した。

選定した地すべりについて、ハワイ大学マノア校海洋地球科学技術学部(S O E S T)による地形デジタルデータ(50m グリッド)を用いて地すべり規模(体積)を算出し、Papadopoulos and Kortekaas(2003)⁽⁶⁹⁾に示されている地すべりの体積と津波水位の関係を参考に日本沿岸における水位を推定した結果、敷地への影響は小さいことを確認した。

7.4.2 火山現象に起因する津波

敷地周辺において、火山現象による歴史津波の記録はなく、海底活火山の存在も認められない(「8. 火山」参照)ことから、火山現象に起因する津波について、敷地への影響はない。

なお、阿部・平野(2007)⁽⁷⁰⁾によると、三陸沖で沈み込む太平洋プレート(海洋プレート)上でこれまで分かっている火山活動とは異なる、新しいタイプの火山(プチスポット)の存在が示されている。過去に海中噴火が発生していることから、海中噴火に伴う津波について、平野(2007)⁽⁷¹⁾等々に示されているプチスポットの特徴(第 7.4.1 表)を踏まえ、Levin and Nosov(2009)⁽⁷²⁾の海底火山からの噴出物により発生する水位の推定方法を用いて津波水位を評価した。その結果、敷地への影響は小さいことを確認した。

7.4.3 地震以外に起因する津波の評価のまとめ

前節までの検討から、地震以外に起因する津波については、地震に起因する津波と比較して敷地への影響は十分に小さい。

7.5 津波発生要因の組み合わせの検討

「7.3 地震に起因する津波の評価」及び「7.4 地震以外に起因する津波の評価」を踏まえ、津波発生要因の組み合わせについて検討した結果、地震以外に起因する津波の敷地への影響は地震に起因する津波と比較して十分に小さいことから、地震に起因する津波と地震以外に起因する津波の組み合わせの必要はないと評価した。

7.6 施設への津波の遡上評価

以上の検討結果から、敷地に最も大きな影響を及ぼす津波は、プレート間地震による「茨城県沖から房総沖に想定する津波」である。この波源による津波高さは敷地前面海岸の範囲内最大で T.P. +16.9 m であり、T.P. +30 m まで津波が到達しないことから、立地上の余裕を確認した。評価結果について第 7.6.1 図に示す。

なお、選定された波源による津波高さは、過去に敷地に襲来した津波(2011 年東北地方太平洋沖地震津波)を上回っており、また選定された波源と同規模の津波波源による遡上域が、津波堆積物調査結果等(竹内他(2007)⁽⁷⁾、澤井(2012)⁽¹¹⁾、Sawai et al. (2012)⁽¹²⁾及び Yanagisawa et al. (2016)⁽¹³⁾)を上回っていることから、敷地周辺における津波堆積物等の地質学的証拠及び歴史記録等から推定される津波の規模を超えていることを確認した。また、行政機関による既往評価との比較として茨城県(2012)⁽²²⁾評価、内閣府(2020, 2022)⁽²⁴⁾⁽²⁵⁾評価を上回ることを確認した。地質学的証拠及び歴史記録等による確認結果を第 7.6.2 図に、行政機関による既往評価との比較を第 7.6.3 図に示す。

7.7 立地上の余裕に対する検討

これまでの評価で確認された立地上の余裕を踏まえ、敷地に最も大きな影響を及ぼす津波の評価結果に対し、潮位のばらつき、高潮及び断層の破壊伝播現象が水位上昇側に与える影響を評価し、施設への津波の到達可能性について検討した。

検討にあたっては、潮位のばらつきについては、敷地近傍では潮位の観測が実施されていないため、茨城港常陸那珂港区(茨城港日立港区)の潮位観測データ(平成 18 年～平成 22 年)に基づき朔望平均満潮位とその標準偏差を求め、影響を評価した。

高潮による影響については、最高潮位の年超過発生確率から再現期間 100 年の期待値を算出した。年超過確率は茨城港常陸那珂港区(茨城港日立港区)の潮位観測データ(40 年分)を用いて、極値統計解析により評価した。

断層の破壊伝播現象の影響については、茨城県沖から房総沖に想定する津波波源の特性化モデルについて、破壊伝播速度、破壊開始点及び立ち上がり時間を合理的と考えられる範囲で設定し、変化させたパラメータスタディを実施して評価した。

具体的には、破壊伝播速度については、津波インバージョン解析による知見(Fujii and Satake (2007)⁽⁷³⁾、杉野ほか(2014)⁽⁵³⁾、Satake et al. (2013)⁽⁷⁴⁾、内閣府(2012b)⁽⁷⁵⁾、地震調査研究推進本部(2005)⁽⁷⁶⁾)を参考に、1.0 km/s～3.0 km/s の範囲で設定した。破壊開始点については、地震調査研究推進本部(2009)⁽⁷⁷⁾を参考に複数設定した。立ち上がり時間

については、Satake et al. (2013)⁽⁷⁴⁾及び内閣府(2012b)⁽⁷⁵⁾を参考に30秒及び60秒を設定した。パラメータスタディの設定を第7.7.1図に、評価結果を第7.7.1、7.7.2表に示す。

以上の検討から、水位に与える影響として+0.9 mを評価した。評価結果を第7.7.3表に示す。

敷地に最も大きな影響を及ぼす津波の評価結果(敷地前面海岸の範囲内最大でT.P.+16.9 m)に対し、上記の評価(水位に+0.9 m加算)を考慮しても津波高さはT.P.+17.8 mであり、津波がT.P.+30 m地点まで到達する可能性はない。

以上のことから、T.P.+約35 m～+約40 mに設置される原子炉施設には津波による影響はないことを確認した。

7.8 参考文献

- (1) 渡辺偉夫. 日本被害津波総覧. 東京大学出版会, 1985, 214p.
- (2) 渡辺偉夫. 日本被害津波総覧. 第2版, 東京大学出版会, 1998, 238p.
- (3) 宇佐美龍夫, 石井寿, 今村隆正, 武村雅之, 松浦律子. 日本被害地震総覧 599-2012. 東京大学出版会, 2013, 724p.
- (4) 宇津徳治, 嶋悦三, 吉井敏尅, 山科健一郎編. 地震の事典. 第2版, 朝倉書店, 2001, pp. 569-642.
- (5) 羽鳥徳太郎. 房総沖における津波の波源: 延宝(1677年)・元禄(1703年)・1953年房総沖津波の規模と波源域の推定. 東京大学地震研究所彙報. vol. 50, no. 1, 1975, pp. 83-91.
- (6) 羽鳥徳太郎. 寛政5年(1793年)宮城沖地震における震度・津波分布. 東京大学地震研究所彙報. vol. 62, no. 3, 1987, pp. 297-309.
- (7) 竹内仁, 藤良太郎, 三村信男, 今村文彦, 佐竹健治, 都司嘉宣, 宝地兼次, 松浦健郎. 延宝房総沖地震津波の千葉県沿岸～福島県沿岸での痕跡高調査. 歴史地震. vol. 22, 2007, pp. 53-59.
- (8) 東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループ. Tohoku Earthquake Tsunami Survey - FrontPage. 2012, 2012-12-29, <<http://www.coastal.jp/ttjt/>>.
- (9) 国立天文台編. 平成26年第87冊理科年表. 丸善出版, 2013, 1081p.
- (10) Kei Ioki, Yuichiro Tanioka. Re-estimated fault model of the 17th century great earthquake off Hokkaido using tsunami deposit data. Earth and Planetary Science Letters. vol. 433, 2016, pp. 133-138.
- (11) 澤井祐紀. 堆積物の記録から明らかになった日本海溝の巨大津波—茨城県における痕跡—. AFERC NEWS No. 39. 活断層・地震研究センター, 2012, pp. 1-4. 2016-09-05, <https://unit.aist.go.jp/ievg/katsudo/ievg_news/aferc_news/no.39.pdf>.
- (12) Yuki Sawai, Yuichi Namegaya, Yukinobu Okamura, Kenji Satake, Masanobu Shishikura. Challenges of anticipating the 2011 Tohoku earthquake and tsunami using coastal geology. Geophysical Research Letters. Vol. 39, 2012, Vol. 39, L21309.
- (13) H. Yanagisawa, K Goto, D. Sugawara, K. Kanamaru, N. Iwamoto, Y. Takamori. Tsunami earthquake can occur elsewhere along the Japan Trench—Historical and geological evidence for the 1677 earthquake and tsunami. Journal of Geophysical Research.

Vol. 121, 2016, pp. 3504-3516.

- (14) Pilarczyk, J., Y. Sawai, B. Horton, Y. Namegaya, T. Shinozaki, K. Tanigawa, D. Matsumoto, T. Dura, O. Fujiwara, M. Shishikura. Paleoseismic evidence of earthquakes and tsunamis along the southern part of the Japan Trench. EGU General Assembly 2016. Vol. 18, EGU2016-749.
- (15) 羽鳥徳太郎. 1975年ハワイ島(Kalapana)津波と日本沿岸での挙動. 地震 第2輯. 第29巻, 1976, pp. 355-363.
- (16) 産業技術総合研究所. 津波堆積物データベース. 2016, 2016-08-15, <https://gbank.gsj.jp/tsunami_deposit_db/>.
- (17) Jessica E. Pilarczyk, Yuki Sawai, Yuichi Namegaya, Toru Tamura, Koichiro Tanigawa, Dan Matsumoto, Tetsuya Shinozaki, Osamu Fujiwara, Masanobu Shishikura, Yumi Shimada, Tina Dura, Benjamin P. Horton, Andrew C. Parnell, Christopher H. Vane. A further source of Tokyo earthquakes and Pacific Ocean tsunamis. Nat. Geosci. 14, 2021, pp. 796-800. <https://doi.org/10.1038/s41561-021-00812-2>
- (18) 産業技術総合研究所. 産総研：千葉県のパ洋洋岸で歴史記録にない津波の痕跡を発見. 産業技術総合研究所, 2021, 2021-09-03, <https://www.aist.go.jp/aist_j/press_release/pr2021/pr20210903/pr20210903.html>
- (19) 岩手県. 最大クラスの津波浸水想定について 令和4年3月29日. 岩手県, 2022, 2022-07-01, <<https://www.pref.iwate.jp/kendozukuri/kasensabou/kaigan/1038410/1053312/index.html>>.
- (20) 宮城県. 津波浸水想定の設定公表について. 宮城県津波浸水想定の設定に関する検討会, 2022, 2022-07-25, <<https://www.pref.miyagi.jp/soshiki/kasen/miyagi-tsunami-shinsuisoutei-published1.html>>.
- (21) 福島県. 津波防災地域づくりに関する法律に基づく津波浸水想定の設定について. 福島県, 2019, 2020-09-02, <<https://www.pref.fukushima.lg.jp/sec/41045a/tsunami-shinsuisoutei.html>>.
- (22) 茨城県. “茨城県津波浸水想定／茨城県” 平成24年8月. 茨城沿岸津波対策検討委員会, 2012, 2016-03-18, <<http://www.pref.ibaraki.jp/doboku/kasen/coast/035100.html>>.
- (23) 千葉県. 「津波防災地域づくりに関する法律」に基づく津波浸水想定の設定について. 千葉県, 2018, 2021-03-30, <<https://www.pref.chiba.lg.jp/kendosei/tsunami-shinsuisoutei.html>>.
- (24) 内閣府. 日本海溝・千島海溝沿いの巨大地震モデル検討会概要報告2020年4月. 内閣府, 2020, 2022-03-22, <https://www.bousai.go.jp/jishin/nihonkaiko_chishima/model/>.
- (25) 内閣府. 日本海溝・千島海溝沿いの巨大地震モデル検討会最終報告2022年3月. 内閣府, 2022, 2022-03-22, <https://www.bousai.go.jp/jishin/nihonkaiko_chishima/model/>.
- (26) 土木学会. 原子力発電所の津波評価技術2016 平成28年9月. 土木学会原子力土木委員会津波評価小委員会, 2016, 2017-09-06, <<http://committees.jsce.or.jp/ceofnp/node/84>>.
- (27) Yoko Suwa, Satoshi Miura, Akira Hasegawa, Toshiya Sato, Kenji Tachibana.

- Interplate coupling beneath NE Japan inferred from three-dimensional displacement field. *Journal of Geophysical Research*. Vol.111, B04402, 2006.
- (28) John P. Loveless, Brendan J Meade. Geodetic imaging of plate motions, slip rates, and partitioning of deformation in Japan. *Journal of Geophysical Research*. Vol.115, B02410, 2010.
- (29) John P. Loveless, Brendan J Meade. Spatial correlation of interseismic coupling and coseismic rupture extent of the 2011 MW = 9.0 Tohoku-oki earthquake. *Geophysical Research Letters*. Vol.38, L17306, 2011.
- (30) 西村卓也. 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, 12-15, 2013.
- (31) Satoshi Ide, Annemarie Baltay, Gregory C. Beroza. Shallow dynamic overshoot and energetic deep rupture in the 2011 Mw 9.0 Tohoku-Oki Earthquake. *Science*, Vol. 332, Issue 6036, 2011, pp.1426-1429.
- (32) Takeshi TSUJI, Yoshihiro ITO, Kiichiro KAWAMURA, Toshiya KANAMATSU, Takafumi KASAYA, Masataka KINOSHITA, Toshifumi MATSUOKA, YK11-04E and YK11-06E Shipboard Scientists. Seismogenic faults of the 2011 Great East Japan earthquake: insight from seismic data and seafloor observations. *Proceedings of the International Symposium on Engineering Lessons Learned from the 2011 Great East Japan Earthquake*. 2012, pp.281-288.
- (33) Takeshi Tsuji, Kiichiro Kawamura, Toshiya Kanamatsu, Takafumi Kasaya, Katsunori Fujikura, Yoshihiro Ito, Tetsuro Tsuru, Masataka Kinoshita. Extension of continental crust by anelastic deformation during the 2011 Tohoku-oki earthquake: The role of extensional faulting in the generation of a great tsunami. *Earth and Planetary Science Letters*. vol.364, 2013, pp.44-58.
- (34) Wataru Tanikawa, Takehiro Hirose, Hideki Mukoyoshi, Osamu Tadai, Weiren Lin. Fluid transport properties in sediments and their role in large slip near the surface of the plate boundary fault in the Japan Trench. *Earth and Planetary Science Letters*. vol.382, 2013, pp.150-160.
- (35) Kohtaro Ujiie, Hanae Tanaka, Tsubasa Saito, Akito Tsutsumi, James J. Mori, Jun Kameda, Emily E. Brodsky, Frederick M. Chester, Nobuhisa Eguchi, Sean Toczko, Expedition 343 and 343T Scientists. Low Coseismic Shear Stress on the Tohoku-Oki Megathrust Determined from Laboratory Experiments. *Science*. Vol.342, Issue 6163, 2013, pp.1211-1214.
- (36) J. Casey Moore, Terry A. Plank, Frederick M. Chester, Pratigya J. Polissar, Heather M. Savage. Sediment provenance and controls on slip propagation: Lessons learned from the 2011 Tohoku and other great earthquakes of the subducting northwest Pacific plate. *Geosphere*, Vol.11, No.3, 2015, pp.533-541.
- (37) Frederick M. Chester, Christie Rowe, Kohtaro Ujiie, James Kirkpatrick, Christine Regalla, Francesca Remitti, J. Casey Moore, Virginia Toy, Monica Wolfson-Schwehr,

- Santanu Bose, Jun Kameda, James J. Mori, Emily E. Brodsky, Nobuhisa Eguchi, Sean Toczko, Expedition 343 and 343T Scientists. Structure and Composition of the Plate-Boundary Slip Zone for the 2011 Tohoku-Oki Earthquake. *Science*, Vol.342, Issue 6163, 2013, pp.1208-1211.
- (38) John P. Loveless, Brendan J. Meade. Kinematic Barrier Constraints on the Magnitudes of Additional Great Earthquakes Off the East Coast of Japan. *Seismological Research Letters*. vol.86, no.1, 2015, pp.202-209.
- (39) 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) について (平成 23 年 11 月 25 日)”. 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2012, 2012-02-09, <http://www.jishin.go.jp/main/chousa/11nov_sanriku/>.
- (40) Lingling Ye, Thorne Lay, Hiroo Kanamori. The Sanriku-Oki low-seismicity region on the northern margin of the great 2011 Tohoku-Oki earthquake rupture. *Journal of Geophysical Research*. Vol.117, B02305, 2012.
- (41) Bhaskar Kundu, V. K. Gahalaut, J. K. Catherine. Seamount subduction and rupture characteristics of the March 11, 2011, Tohoku earthquake. *Journal of the Geological Society of India*. Vol.79, Issue 3, 2012, pp.245-251.
- (42) Kimihiro Mochizuki, Tomoaki Yamada, Masanao Shinohara, Yoshiko Yamanaka, Toshihiko Kanazawa. Weak Interplate Coupling by Seamounts and Repeating $M \sim 7$ Earthquakes. *Science*. Vol.321, Issue 5893, 2008, pp.1194-1197.
- (43) 望月公廣. 茨城沖におけるアスペリティと地下構造. 地震予知連絡会会報. 第 85 巻, 12-17, 2011.
- (44) Yukihiro Nakatani, Kimihiro Mochizuki, Masanao Shinohara, Tomoaki Yamada, Ryota Hino, Yoshihiro Ito, Yoshio Murai, Toshinori Sato. Changes in seismicity before and after the 2011 Tohoku earthquake around its southern limit revealed by dense ocean bottom seismic array data. *Geophysical Research Letters*. Vol.42, 2015, pp.1384-1389.
- (45) 海洋研究開発機構. “東北地方太平洋沖地震, 震源域南限の地下構造”. 地震津波海域観測研究開発センター, 2011, 2014-04-11, <http://www.jamstec.go.jp/donet/j/topics/201103tohoku_2/index.html>.
- (46) Masanao Shinohara, Tomoaki Yamada, Kazuo Nakahigashi, Shin'ichi Sakai, Kimihiro Mochizuki, Kenji Uehira, Yoshihiro Ito, Ryusuke Azuma, Yuka Kaiho, Tetsuo No, Hajime Shiobara, Ryota Hino, Yoshio Murai, Hiroshi Yakiwara, Toshinori Sato, Yuya Machida, Takashi Shinbo, Takehi Isse, Hiroki Miyamachi, Koichiro Obana, Narumi Takahashi, Shuichi Kodaira, Yoshiyuki Kaneda, Kenji Hirata, Sumio Yoshikawa, Kazushige Obara, Takaya Iwasaki, Naoshi Hirata. Aftershock observation of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake by using ocean bottom seismometer network. *Earth Planets Space*. Vol.63, 2011, pp.835-840.
- (47) Akira Hasegawa, Keisuke Yoshida, Youichi Asano, Tomomi Okada, Takeshi Iinuma, Yoshihiro Ito. Change in stress field after the 2011 great Tohoku-Oki earthquake.

- Earth and Planetary Science Letters. vol.355-356, 2012, pp.231-243.
- (48) 佐竹健治. 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, 12-6, 2013, pp.414-416.
- (49) 谷岡勇市郎. アラスカ・アリューシャン・カムチャッカ沈む込み帯の巨大地震について. 地震予知連絡会会報. 第89巻, 12-9, 2013, pp.425-428.
- (50) 宍倉正展. 1960年チリ地震(Mw9.5)の履歴と余効変動. 地震予知連絡会会報. 第89巻, 12-7, 2013, pp.417-420.
- (51) Ian Shennan. Recurrent Holocene Paleoseismicity and Associated Land/sea-level Changes in South Central Alaska. Department of Geography, University of Durham, 2007, 39p.
- (52) Kusala Rajendran. On the recurrence of great subduction zone earthquakes. Current Science. Vol.104, No.7, 2013, pp.880-892.
- (53) 杉野英治, 岩渕洋子, 橋本紀彦, 松末和之, 蛭澤勝三, 亀田弘行, 今村文彦. プレート間地震による津波の特性化波源モデルの提案. 日本地震工学会論文集. 第14巻, 第5号, 2014.
- (54) 内閣府. 南海トラフの巨大地震による震度分布・津波高について(第一次報告)平成24年3月31日巻末資料. 南海トラフの巨大地震モデル検討会, 2012, 2017-03-30, <http://www.bousai.go.jp/jishin/nankai/model/pdf/kanmatsu_shiryou.pdf>.
- (55) Satoko Murotani, Kenji Satake, Yushiro Fujii. Scaling relations of seismic moment, rupture area, average slip, and asperity size for $M \sim 9$ subduction-zone earthquakes. Geophysical Research Letters. Vol.40, 2013, pp.5070-5074.
- (56) 相田勇. 三陸沖の古い津波のシミュレーション. 東京大学地震研究所彙報. Vol.52, 1977, pp.71-101.
- (57) Naoki Uchida, Junichi Nakajima, Akira Hasegawa, Toru Matsuzawa. 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. vol.283, 2009, pp.111-121.
- (58) 地震調査研究推進本部. 日本海溝沿いの地震活動の長期評価. 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2019, 2019-02-26, <https://www.jishin.go.jp/main/chousa/kaikou_pdf/japan_trench.pdf>.
- (59) José A. Álvarez-Gómez, Omar Q. Gutiérrez Gutiérrez, Íñigo Aniel-Quiroga, M. González. Tsunamigenic potential of outer-rise normal faults at the Middle America trench in Central America. Tectonophysics. Vol.574-575, 2012, pp.133-143.
- (60) 土木学会. 確率論的津波ハザード解析の方法 平成23年9月. 原子力土木委員会津波評価部会, 2011, 2011-09-19, <<http://committees.jsce.or.jp/ceofnp/node/39>>.
- (61) K. Obana, G. Fujie, Y. Yamamoto, Y. Kaiho, Y. Nakamura, S. Miura, S. Kodaira. Seismicity around the trench axis and outer-rise region of the southern Japan Trench, south of the main rupture area of the 2011 Tohoku-oki earthquake. Geophys. J. Int., Vol.226, Issue 1, 2021, pp.131-145, <https://doi.org/10.1093/gji/ggab093>.

- (62) T. Baba, N. Chikasada, Y. Nakamura, G. Fujie, K. Obana, S. Miura, S. Kodaira. Deep investigations of outer-rise tsunami characteristics using well-mapped normal faults along the Japan Trench. *J. Geophys. Res., Solid Earth*, Vol.125, Issue 10, 2020, e2020JB020060. <https://doi.org/10.1029/2020JB020060>.
- (63) 阿部勝征. 地震と津波のマグニチュードに基づく津波高の予測. 東京大学地震研究所彙報. Vol.64, 1989, pp.51-69.
- (64) 防災科学技術研究所. 5万分の1地すべり地形分布図 第18集 「白河・水戸」図集. 防災科学技術研究所研究資料. 第247号, 2004.
- (65) 徳山英一, 本座栄一, 木村政昭, 倉本真一, 芦寿一郎, 岡村行信, 荒戸裕之, 伊藤康人, 徐垣, 日野亮太, 野原壯, 阿部寛信, 坂井眞一, 向山建二郎. 日本周辺海域の中新世最末期以降の構造発達史. *海洋調査技術*. 第13巻, 第1号, 2001, pp.27-53.
- (66) 産業技術総合研究所. 東日本沖太平洋海域 (GH762). 高分解能音波探査断面データベース (3.5kHz SBP). 2015-05-01, <https://gbank.gsj.jp/sbp_db/GH762HTML/pages/762.html>.
- (67) 池原研, 佐藤幹夫, 山本博文. 高分解能音波探査記録からみた隠岐トラフの堆積作用. *地質学雑誌*. Vol.96, No.1, 1990, pp.37-49.
- (68) J. G. Moore, D. A. Clague, R. T. Holcomb, P. W. Lipman, W. R. Normark, M. E. Torresan. Prodigious submarine landslides on the Hawaiian Ridge. *Journal of Geophysical Research*. Vol.94, 1989, pp.17465-17484.
- (69) G. A. Papadopoulos, S. Kortekaas. Characteristics of Landslide Generated Tsunamis from Observational Data. *Submarine Mass Movements and Their Consequences. Advances in Natural and Technological Hazards Research*, vol.19, 2003, pp.367-374.
- (70) 阿部なつ江, 平野直人. 新しい種類の火山活動プチスポットを発見. *海と地球の情報誌*. 第19巻, 第2号, 2007, p.1.
- (71) 平野直人. 北西太平洋の複数回の火山イベントー白亜紀から現在までー. 日本鉱物科学会 2007年度年会, セッション ID:G2-04, 2007.
- (72) Boris W. Levin, Mikhail A. Nosov. The Physics of Tsunami Formation by Sources of Nonseismic Origin. In: *Physics of Tsunamis*. Springer, 2009, pp.153-195.
- (73) Yushiro Fujii, Kenji Satake. Tsunami Source of the 2004 Sumatra-Andaman Earthquake Inferred from Tide Gauge and Satellite Data. *Bulletin of the Seismological Society of America*. Vol.97, No.1A, 2007, pp.S192-S207.
- (74) Kenji Satake, Yushiro Fujii, Tomoya Harada, Yuichi Namegaya. Time and Space Distribution of Coseismic Slip of the 2011 Tohoku Earthquake as Inferred from Tsunami Waveform Data. *Bulletin of the Seismological Society of America*. Vol.103, No.2B, 2013, pp.1473-1492.
- (75) 内閣府. 南海トラフの巨大地震モデル検討会 (第二次報告) 津波断層モデル編ー津波断層モデルと津波高・浸水域等についてー平成24年8月29日. 南海トラフの巨大地震モデル検討会, 2012, 2017-03-30, <http://www.bousai.go.jp/jishin/nankai/model/pdf/20120829_2nd_report01.pdf>.
- (76) 地震調査研究推進本部. 宮城県沖地震を想定した強震動評価 (一部修正版) について. 地震

- 調査研究推進本部地震調査委員会, 2005, 2005-12-14,
<http://www.jishin.go.jp/main/kyoshindo/05dec_miyagi/index.htm>.
- (77) 地震調査研究推進本部. 震源断層を特定した地震の強震動予測手法（「レシピ」）（平成21年12月21日改訂）. 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2009, 2010-12-28,
<http://www.jishin.go.jp/main/chousa/09_yosokuchizu/g_furoku3.pdf>.
- (78) L. Mansinha, D. E. Smylie. The displacement fields of inclined faults. *Bulletin of the Seismological Society of America*. Vol.61, No5, 1971, pp.1433-1440.
- (79) 長谷川賢一, 鈴木考夫, 稲垣和男, 首藤伸夫. 津波の数値実験における格子間隔と時間積分間隔に関する研究. *土木学会集*. 第381号/II-7, 1987, pp.111-120.
- (80) 後藤智明, 小川由信. Leap-frog 法を用いた津波の数値計算法. *東北大学土木工学科資料*. 1982, 52p.
- (81) 小谷美佐, 今村文彦, 首藤伸夫. GIS を利用した津波遡上計算と被害推定法. *海岸工学論文集*. Vol. 45, 1998, pp. 356-360.
- (82) 本間仁. 低溢流堰堤の流量係数. *土木学会誌*. 第26巻, 第6号, pp.635-645, 第9号, 1940, pp. 849-862.
- (83) チリ津波合同調査班. 1960年5月24日チリ地震津波に関する論文及び報告. *東京大学地震研究所*, 1961, 397p.

第7.2.1表 既往津波の文献調査
(敷地周辺に影響を及ぼした過去の津波)

太平洋沿岸に影響を及ぼした主な津波の一覧表(地震規模8.0以上(遠地津波については地震規模9.0以上)を抜粋)

発生年月日 元号	波源域	地震規模 ¹⁾		津波規模 ²⁾ m	地震・津波の概要 ³⁾	敷地への影響
		Mj	Mw			
869.7.13 貞観11	三陸沖	8.3 ±1/4	—	4, — [4]	三陸沿岸：城郭・倉庫・門櫓・垣壁など崩れ落ち倒潰するもの無数。津波が多賀城下を襲い、溺死約1千。流光屋のごとく隠映すという。三陸沖の巨大地震とみられる。	東北地方太平洋沖型の地震に伴う津波と同等もしくは下回る規模
1611.12.2 慶長16	三陸沖	≈8.1	—	4, — [3-4]	三陸沿岸および北海道東岸：三陸地方で強震。震害は軽く、津波の被害が大きかった。伊達領内で死1783、南部・津軽で人馬の死3千余という。三陸沿岸で家屋の流出が多く、北海道東部でも溺死が多かった。1933年三陸地震津波に似ている。	敷地付近への影響を示す津波の痕跡はない。
1677.11.4 延宝5	房総沖	≈8.0	—	2, — [—]	磐城・常陸・安房・上総・下総：上旬より地震が多かった。磐城から房総にかけて津波があり、小名浜・中之作・葦磯・四倉・江名・豊間などで死・不明130余、水戸領内で溺死36、房総で溺死246余、奥州岩沼領で死123	茨城県那珂湊(現ひたちなか市)で4.5～5.5m、磯浜村で5.0～6.0m以上
1700.1.26 元禄12	北米 北西部沖	—	9.0	—, —	北米北西部沖(カスケード地帯)：三陸～紀伊半島にかけて津波が来た。各地の津波の高さは岩手県宮古3m、同大槌で2m、茨城県那珂湊で約2mと推定される記録がある。宮古で津波の被害があったという。	茨城県那珂湊(現ひたちなか市)で約2m
1793.2.17 寛政5	三陸沖	8.0～8.4	—	2, <u>2.5</u> [2]	陸前・陸中・磐城：仙台領内で家屋損壊1千余、死12。沿岸に津波が来て、全体で家潰流失1730余、船流破33、死44以上。余震が多かった。相馬・いわきにおいて引きで津波がはじまっているのは1896年明治三陸地震と似ている。	敷地付近への影響を示す津波の痕跡はない。
1896.6.15 明治29	三陸沖	8・1/4	—	4, <u>3.5</u> [3-4]	三陸沖：『明治三陸地震津波』：震害はない。津波が北海道より牡鹿半島にいたる海岸に襲来し、死者総数は21959(青森343、岩手18158、宮城3452、北海道6)。家屋流失全半潰8～9千、船の被害約7千。波高は、吉浜24.4m、綾里38.2m、田老14.6mなど。	敷地付近への影響を示す津波の痕跡はない。
1933.3.3 昭和8	三陸沖	8.1	8.4	3, <u>3</u>	三陸沖：『三陸地震津波』：震害は少なかった。津波が太平洋沿岸を襲い、三陸沿岸で被害は甚大。死・不明3064、家屋流失4034、倒潰1817、浸水4018。波高は綾里湾で28.7mにも達した。日本海溝付近で発生した巨大な正断層型地震と考えられている。	敷地付近への影響を示す津波の痕跡はない。
1952.11.4 昭和27	カムチャツカ半 島南東沖	—	9.0	1, —	カムチャツカ半島南東沖：『カムチャツカ津波』：太平洋沿岸に津波、波高は1～3m程度。広範囲で家屋の浸水があり、三陸沿岸では漁業関係の被害があった。	福島県沿岸で約0.5～1.5m
1960.5.22 昭和35	チリ南部沖	—	9.5	2～3, —	チリ南部沖：『チリ地震津波』：津波が日本各地に襲来、波高は三陸沿岸で5～6m、その他で3～4m。北海道南岸・三陸沿岸・志摩半島付近で被害が大きく、沖縄でも被害があった。日本全体で死・不明142(うち沖縄で3)、家屋全壊1500余、半壊2千余	茨城県久慈港で約2.3m
1964.3.27 昭和39	アラスカ湾	—	9.2	0, —	アラスカ湾：『アラスカ地震津波』：津波は太平洋沿岸各地に波及した。日本沿岸の検潮記録によると、津波の高さは三陸沿岸南部でやや高かった。このため、この沿岸で浅海漁業施設に若干の被害があった。	小名浜で0.35m、銚子で0.36m
1968.5.16 昭和43	青森県東方沖	7.9	8.2	2, <u>2.5</u>	青森県東方沖：『1968年十勝沖地震』：青森を中心に北海道南部・東北地方に被害。死52、傷330、建物全壊673、半壊3004。青森県下で道路損壊も多かった。津波があり、三陸沿岸3～5m、浸水529、船舶流失沈没127。コンクリート造建築の被害が目立った。	敷地付近への影響を示す津波の痕跡はない。
2011.3.11 平成23	三陸沖	8.4	9.0	—, <u>4</u>	東北沖：『平成23年(2011年)東北地方太平洋沖地震、東日本大震災』：日本海溝沿いの沈み込み帯の大部分、三陸沖中部から茨城県沖までのプレート境界を震源域とする逆断層型超巨大地震。3月9日にM7.3(Mw7.4)の前震、震源域内や付近の余震・誘発地震はM7.0以上が6回、M6.0以上が97回、死18493、不明2683、傷6217、住家全壊128801、半壊269675。死者の90%以上が水死で、被害の多くは巨大津波(現地調査によれば最大約40m)によるもの。	大洗研究所近傍で約7m

1) 地震規模は、宇佐美ほか(2013)⁽³⁾を参照した。

2) 津波規模mは、宇佐美ほか(2013)⁽³⁾による。下線付き数字は羽鳥による値とされている。[]内の値は羽鳥(1975)⁽⁶⁾による値を参照した。

3) 地震・津波の概要は、宇佐美ほか(2013)⁽³⁾、渡辺(1998)⁽²⁾及び国立天文台編(2013)⁽⁹⁾を参照した。

第7.3.1表 1960年チリ地震の津波波源
(再現解析:計算条件及び計算領域)

項目	条件	備考
計算領域	太平洋全域 (北緯63度から南緯60度、東経120度から西経70度)	
メッシュ構成	5分間隔格子	
基礎方程式	コリオリ力を考慮した線形Boussinesq理論	
初期変位量	Mansinha and Smylie(1971) ⁽⁷⁸⁾ の方法	立ち上がり時間30秒
境界条件	沖側:自由透過陸側:完全反射	
海底摩擦係数	考慮していない	
水平渦動粘性係数	考慮していない	
計算時間間隔	$\Delta t = 10$ 秒	C.F.L.条件を満たすように設定
計算時間	津波発生後32時間	十分な計算時間となるように設定

第7.3.2表 東北地方太平洋沖型の津波波源
(再現解析:計算条件)

項目	条件	備考
計算領域	北海道から千葉房総付近までの太平洋 (南北約1300km、東西約1200km)	
メッシュ構成	沖合1350m→450m→150m→沿岸50m	長谷川ほか(1987) ⁽⁷⁹⁾
基礎方程式	非線形長波理論	後藤・小川(1982) ⁽⁸⁰⁾ の方法
計算スキーム	スタaggerド格子、リーブ・フロッグ法	後藤・小川(1982) ⁽⁸⁰⁾ の方法
初期変位量	Mansinha and Smylie(1971) ⁽⁷⁸⁾ の方法	立ち上がり時間30秒
境界条件	沖側:後藤・小川(1982) ⁽⁸⁰⁾ の自由透過の条件 陸側:計算格子間隔50m領域は小谷ほか (1998) ⁽⁸¹⁾ の陸上遡上境界条件、それ以外は完全反射条件	
越流条件	防波堤:本間公式(1940) ⁽⁸²⁾ 護岸:相田公式(1977) ⁽⁸⁶⁾	
海底摩擦係数	マニングの粗度係数($n = 0.03 \text{ m}^{-1/3}\text{s}$)	
水平渦動粘性係数	考慮していない($K_h = 0$)	
計算時間間隔	$\Delta t = 0.5$ 秒	C.F.L.条件を満たすように設定
計算時間	津波発生後240分間	十分な計算時間となるように設定
潮位条件	T.P. -0.4 m	地震発生時の潮位

第7.3.3表 茨城県沖から房総沖に想定する津波波源
(津波予測解析：計算条件)

項目	条件	備考
計算領域	北海道から千葉房総付近までの太平洋 (南北約1300km、東西約800km)	
メッシュ構成	沖合4320m→2160m→720m→沿岸域240m→敷地周 辺80m→40m→20m→10m→5m	長谷川ほか(1987) ⁽⁷⁹⁾
基礎方程式	非線形長波理論	後藤・小川(1982) ⁽⁸⁰⁾ の方法
計算スキーム	スタッガード格子、リーブ・フロッグ法	後藤・小川(1982) ⁽⁸⁰⁾ の方法
初期変位量	Mansinha and Smylie(1971) ⁽⁷⁸⁾ の方法	立ち上がり時間30秒
境界条件	沖側：後藤・小川(1982) ⁽⁸⁰⁾ の自由透過の条件 陸側：敷地周辺(計算格子間隔80m～5m)の領域は 小谷ほか(1998) ⁽⁸¹⁾ の陸上遡上境界条件それ以外 は完全反射条件	
越流条件	防波堤：本間公式(1940) ⁽⁸²⁾ 護岸：相田公式(1977) ⁽⁵⁶⁾	
防潮堤	鉛直無限壁	
海底摩擦係数	マニングの粗度係数($n = 0.03 \text{ m}^{-1/3} \text{ s}$)	
水平渦動粘性係数	考慮していない($K_h = 0$)	
計算時間間隔	$\Delta t = 0.05$ 秒	C.F.L.条件を満たすように設定
計算時間	津波発生後240分間	十分な計算時間となるように設定
潮位条件	朔望平均満潮位：T.P. +0.7 m (茨城県(2012) ⁽²²⁾ により設定) 敷地の地盤変動量：0.18 m	

津波高さ＝潮位＋水位変動量＋2011年東北地方太平洋沖地震による地殻変動量＋津波予測解析による地殻変動量

第7.3.4表 茨城沖から房総沖に想定する津波波源
(波源位置のパラメータスタディ結果:Aモデル)

位置		敷地前面海岸	遡上検討
		津波高さ(T.P. m)	津波高さ(T.P. m)
基準	A-1	15.5	-
南へ10km移動	A-2	16.3	-
南へ20km移動	A-3	16.6	-
南へ30km移動	A-4	16.3	-
南へ40km移動	A-5	15.7	-
南へ50km移動	A-6	14.5	-
南へ60km移動	A-7	13.0	-
南へ70km移動	A-8	11.8	-
南へ80km移動	A-9	10.7	-
南へ90km移動	A-10	9.4	-

(波源位置のパラメータスタディ結果:Bモデル)

位置		敷地前面海岸	遡上検討
		津波高さ(T.P. m)	津波高さ(T.P. m)
北へ10km移動*	B-1	16.6	-
基準	B-2	16.7	-
南へ10km移動	B-3	<u>16.9</u>	16.6
南へ20km移動	B-4	16.6	-
南へ30km移動	B-5	16.1	-
南へ40km移動	B-6	15.0	-
南へ50km移動	B-7	13.6	-
南へ60km移動	B-8	12.0	-
南へ70km移動	B-9	10.7	-

※大すべり域は基準の位置、超大すべり域のみ移動

第7.3.5表 海洋プレート内の正断層地震
(パラメータスタディ結果)

ケース		敷地前面海岸	遡上検討
位置	走向	津波高さ(T.P. m)	津波高さ(T.P. m)
北へ192km移動	-10°	4.5	-
	±0°	4.1	-
	+10°	4.0	-
北へ144km移動	-10°	4.7	-
	±0°	4.5	-
	+10°	3.9	-
北へ96km移動	-10°	5.2	-
	±0°	4.7	-
	+10°	3.9	-
北へ48km移動	-10°	4.8	-
	±0°	5.6	-
	+10°	<u>5.9</u>	5.6
基準	-10°	4.4	-
	±0°	4.6	-
	+10°	4.7	-

第7.3.6表 海域の活断層による地殻内地震
(簡易予測式による推定津波高の評価結果)

	地震モデル	推定津波高 : H (m)
①	F1断層～北方陸域の断層～塩ノ平地震断層の同時活動	1.2
②	F3断層～F4断層の同時活動	<u>2.9</u>
③	F8断層	0.6
④	F11断層	0.1
⑤	F16断層	0.7

第7.4.1表 海底火山(プチスポット)の文献調査
(特徴及び津波発生の可能性の検討)

項目	特徴
地学的位置	アウターライズ地形の東側(三陸沖の太平洋プレート上)
水深	5,000~6,000m
長径	1~2km
比高	数100m
体積	1km ³ 程度以下
形状	円錐状
火山形式	単成火山(1回の噴火で形成された火山)
火山活動範囲	日本海溝から600km
活動時期	5万年~850万年前
起源	浅部マントル起源(マグマはアセノスフェアから亀裂に沿って海底に染み出す)
岩質	アルカリ玄武岩
噴出物の特徴	<ul style="list-style-type: none"> ・ 枕状溶岩 ・ 縄状構造 ・ 山頂の周り数100mの範囲に火山弾 ・ 著しく発泡した溶岩

第7.7.1表 茨城沖から房総沖に想定する津波波源
(破壊開始点、破壊伝播速度のパラメータスタディ結果)

B-3位置	敷地前面海岸 津波高さ (T.P. m)				
	破壊伝播速度				
破壊開始点	1.0km/s	1.5km/s	2.0km/s	2.5km/s	3.0km/s
①	13.8	14.8	15.5	15.9	16.2
②	13.3	14.9	15.5	15.9	16.1
③	14.6	15.6	15.9	16.2	16.4
④	15.9	16.5	16.8	16.9 (16.83)	<u>16.9(16.90)</u>
⑤	14.7	15.6	16.1	16.3	16.5
⑥	14.8	16.4	16.0	16.7	16.7

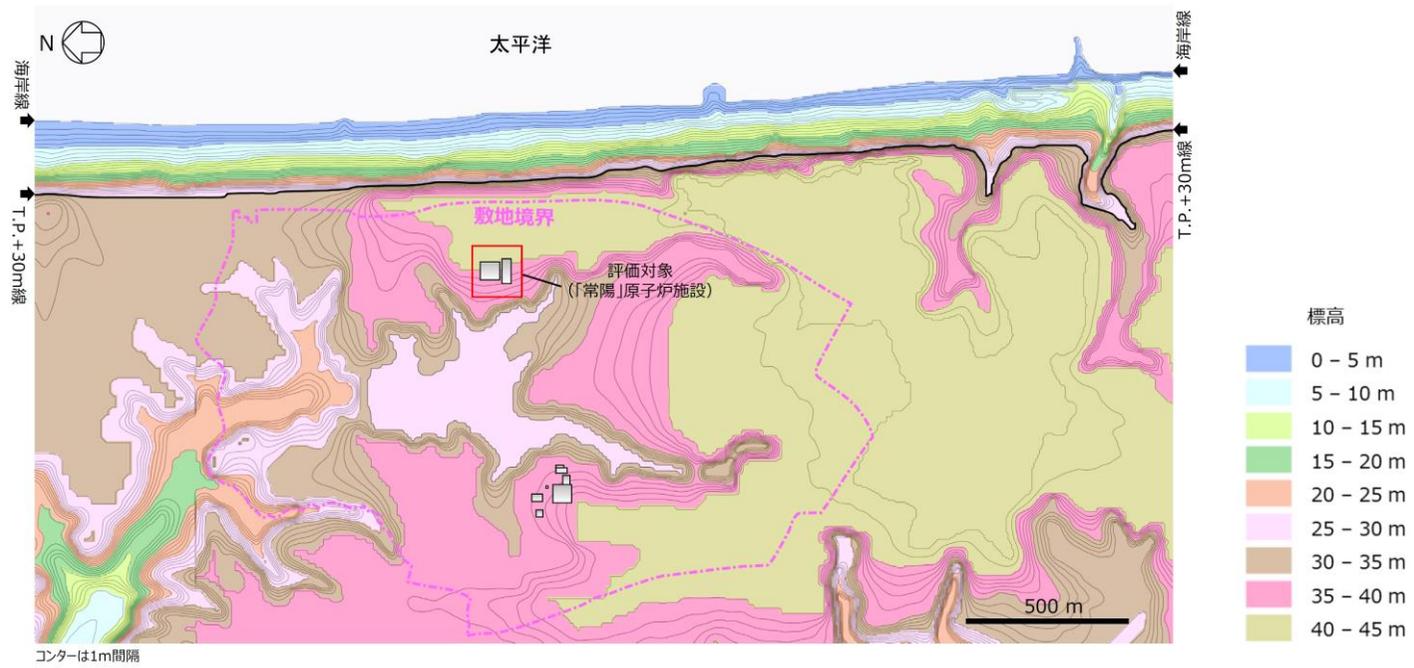
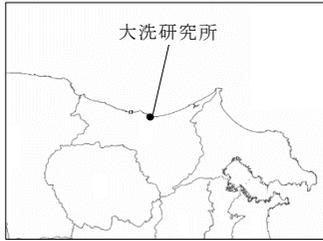
立ち上がり時間：30秒

第7.7.2表 茨城沖から房総沖に想定する津波波源
(立ち上がり時間のパラメータスタディ結果)

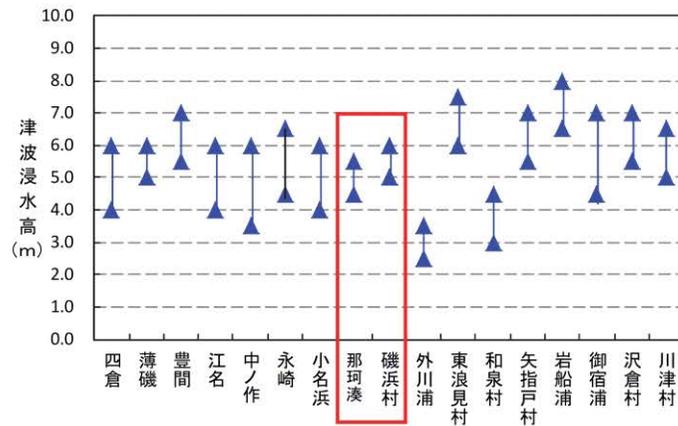
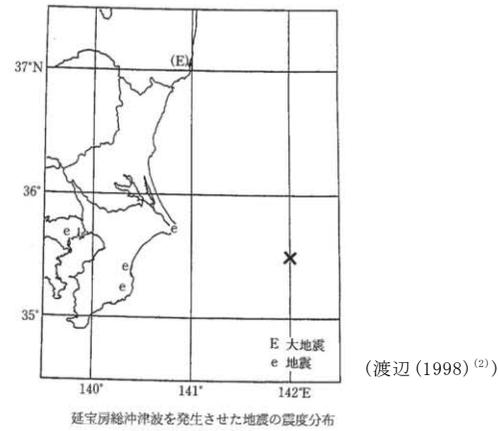
B-3位置	破壊開始点④、破壊伝播速度：3.0km/s	
立ち上がり時間(秒)	敷地前面海岸 津波高さ (T.P. m)	遡上検討 津波高さ (T.P. m)
30	16.9	16.7
60	16.6	-

第7.7.3表 水位上昇側の評価に考慮する影響の検討結果

考慮する影響	加算する水位 (m)
潮位のばらつき	+0.2
高潮の影響	+0.6
断層の破壊伝播現象による影響	+0.1
Total.	+0.9



第 7. 1. 1 図 敷地の概況図



1677年延宝房総沖地震による福島県～茨城県及び千葉県の各地の津波浸水高(推定)



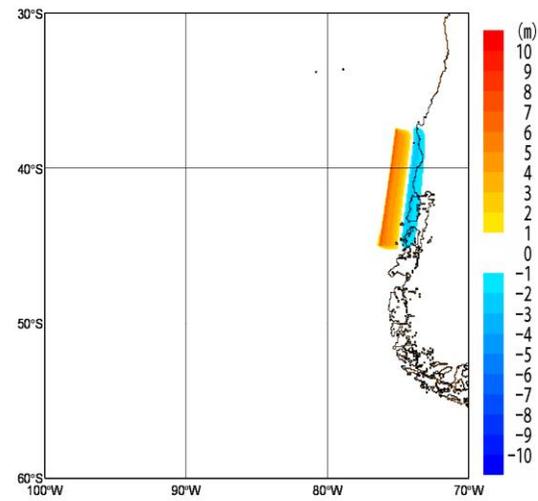
延宝房総沖地震津波の千葉県沿岸～福島県沿岸での痕跡高調査
(竹内ほか(2007) ⁽⁷⁾に加筆)

第 7. 2. 1 図 既往津波の文献調査
(1677 年延宝房総沖地震津波の痕跡高)



波源モデル位置

破壊開始点 : 無し
 破壊伝播速度 : ∞
 立ち上がり時間 : 30秒

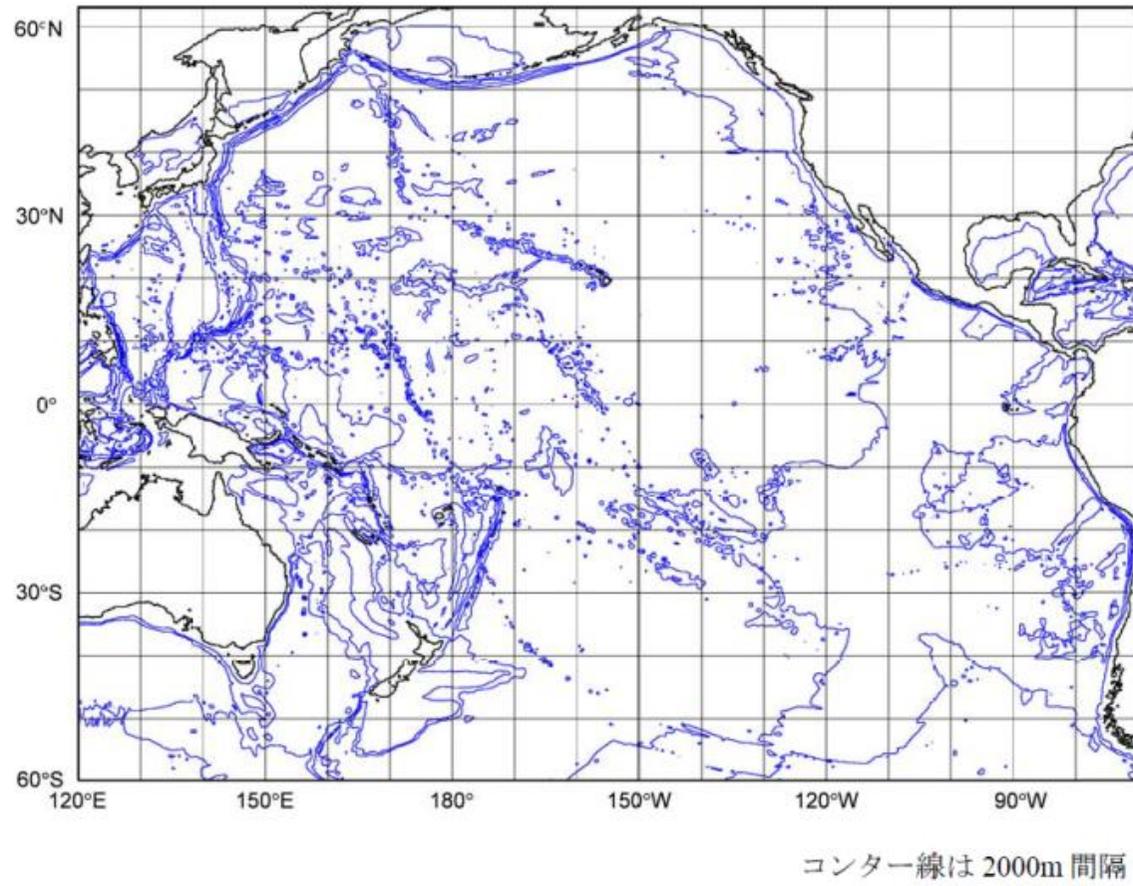


地殻変動量

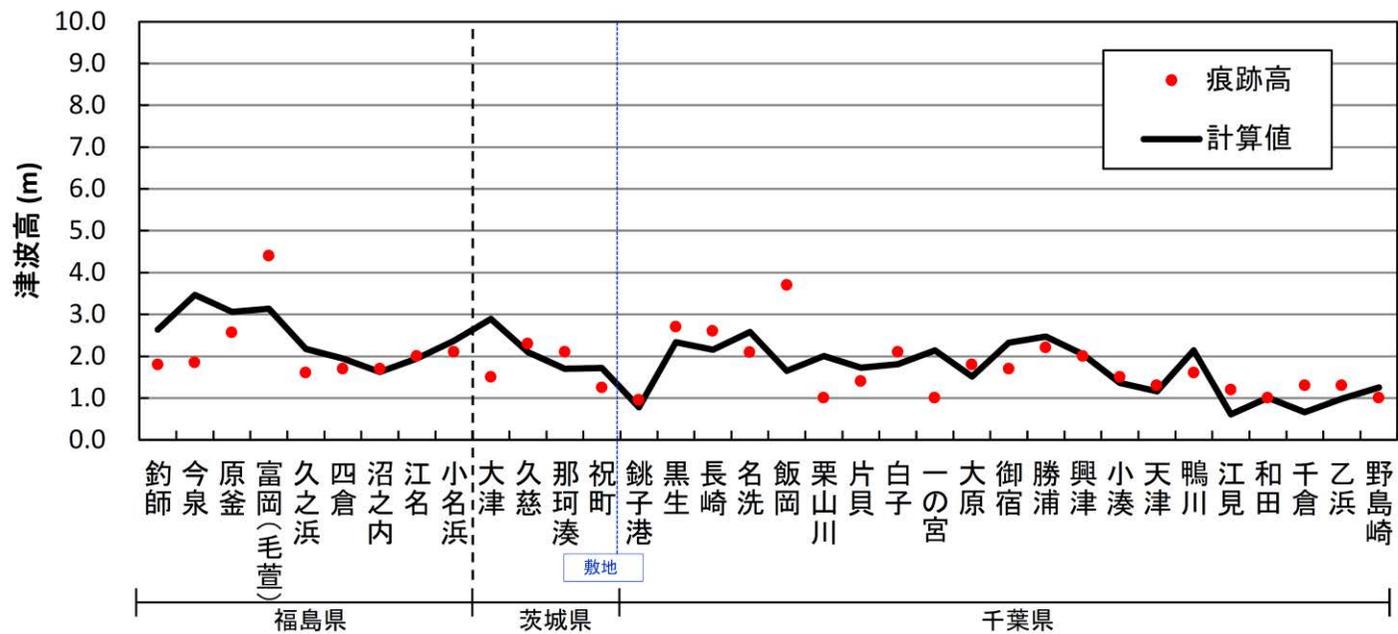
1960年チリ地震津波の諸元

パラメータ	設定値
Mw	9.2
長さ:L (km)	850
幅:W (km)	130
上縁深さ:d (km)	4
すべり量:D (m)	17
傾斜角: δ (°)	20
すべり角: λ (°)	105
走向: θ (°)	N7° E

第 7.3.1 図 1960 年チリ地震の津波波源
 (波源モデルの設定)



第 7.3.2 図 1960 年チリ地震の津波波源
(計算領域)



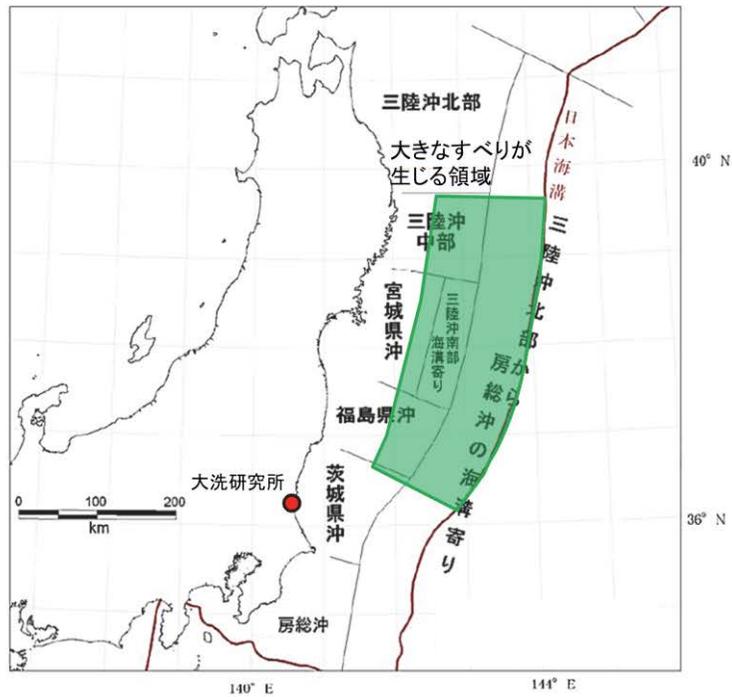
福島県～千葉県南部における1960年チリ地震に伴う津波の痕跡高
 (チリ津波合同調査班(1961)⁽⁸³⁾のデータを使用)

地点数 n	幾何平均 K	幾何標準偏差 κ
34	0.96	1.44

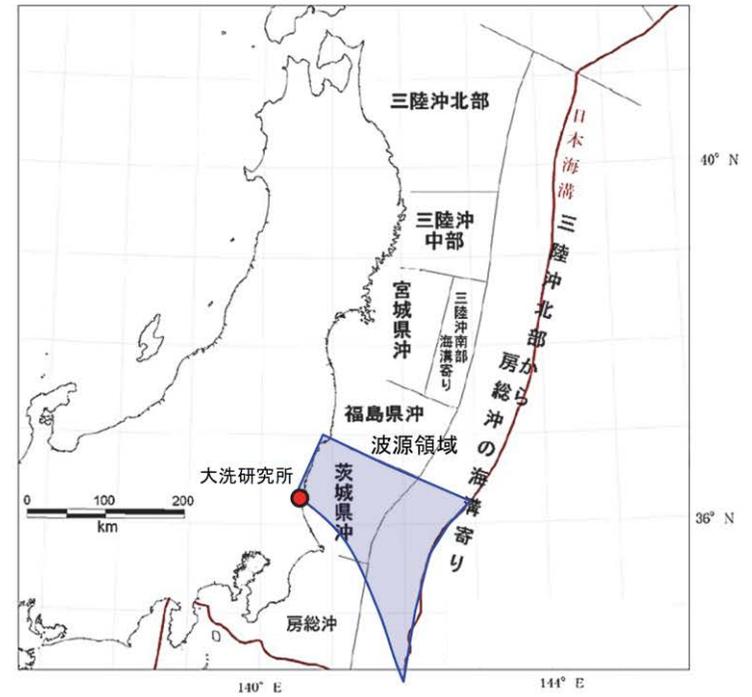
【幾何平均K及び幾何標準偏差 κ の再現性の目安】
 $0.95 < K < 1.05$
 $\kappa < 1.45$ (土木学会(2016)⁽²⁶⁾)

第 7.3.3 図 1960 年チリ地震の津波波源
 (再現性の確認・評価結果)

【東北地方太平洋沖型の津波波源】



【茨城県沖に想定する津波波源】

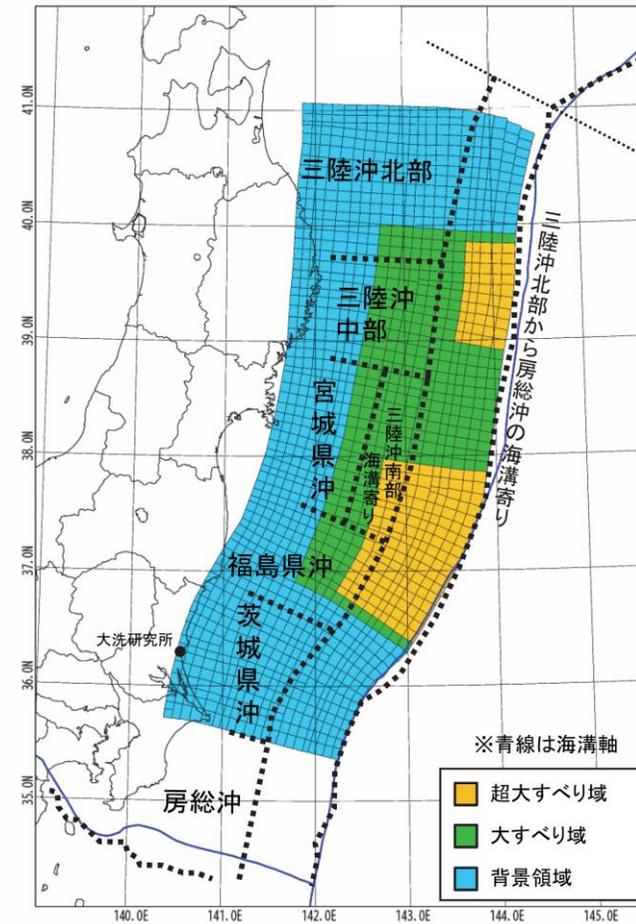


(地震調査研究推進本部(2012)⁽³⁹⁾に加筆)

第 7.3.4 図 プレート間地震に起因する津波
(想定波源領域の設定)

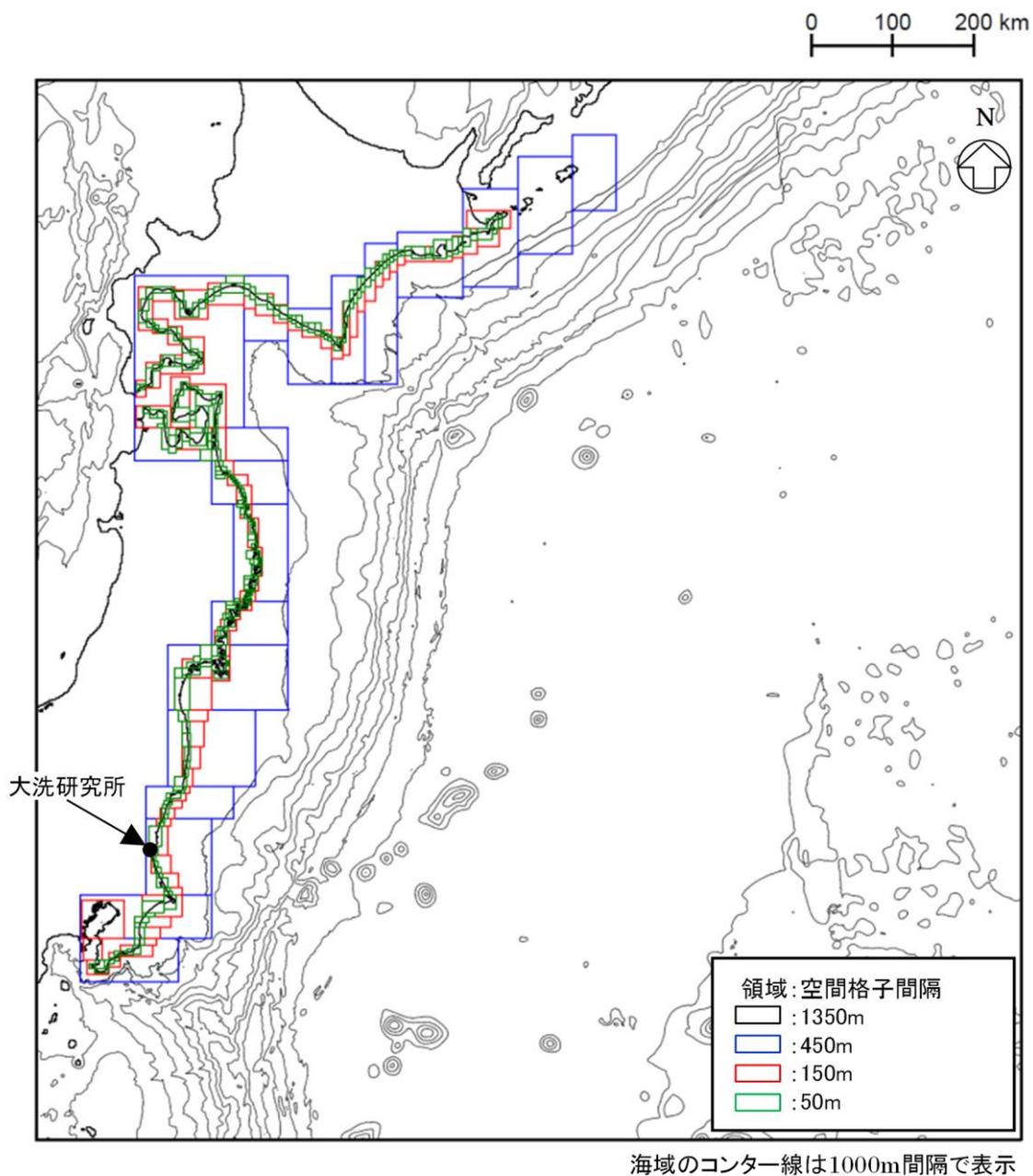
パラメータ	設定値
断層面積: S	134,733 km ²
平均応力降下量: $\Delta\sigma$	3.0 MPa
剛性率: μ	4.7×10^{10} N/m ²
モーメントマグニチュード: Mw	9.1
平均すべり量: D	9.6 m
地震モーメント: M ₀	6.1×10^{22} Nm

パラメータ		設定値
超大すべり域	すべり量	28.9 m
	面積比率 (断層面積)	全体面積の15% (20,010 km ²)
大すべり域	すべり量	13.5 m
	面積比率 (断層面積)	全体面積の25% (33,825 km ²)
背景領域	すべり量	3.2 m
	面積比率 (断層面積)	全体面積の60% (80,898 km ²)

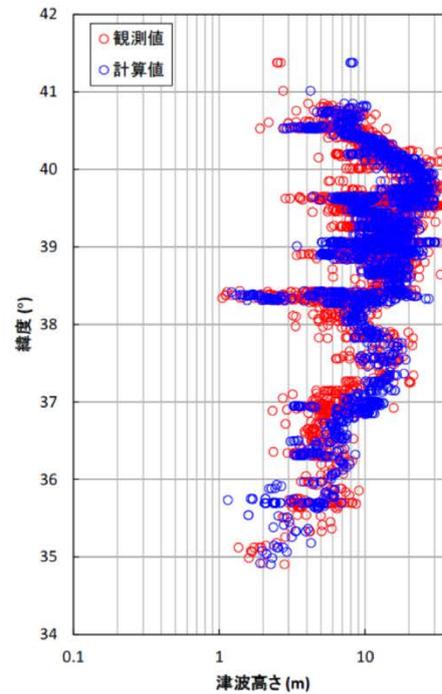
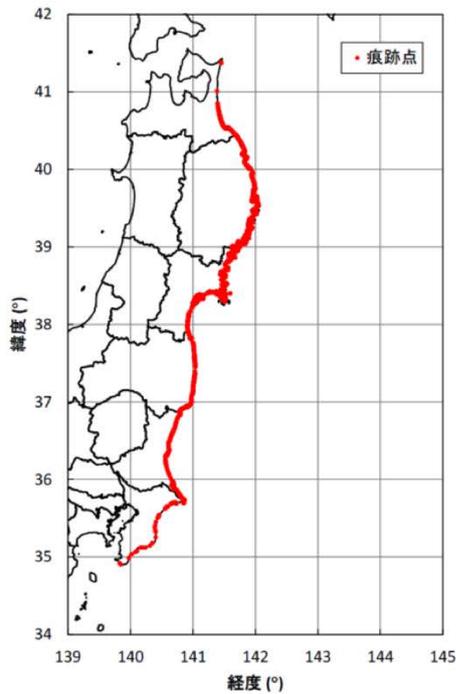


特性化波源モデル

第 7.3.5 図 東北地方太平洋沖型の津波波源
(再現解析：特性化波源モデルの諸元)



第 7.3.6 図 東北地方太平洋沖型の津波波源
(再現解析：計算領域及び格子間隔)



青森県北部～千葉県南部における2011年東北地方太平洋沖地震に伴う津波の
痕跡地点(左図)及び痕跡高(右図)

(東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループ(2012)⁽⁸⁾のデータを使用)

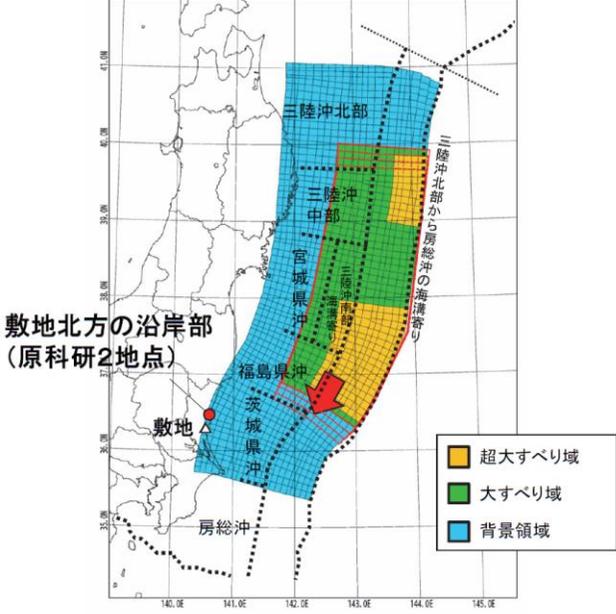
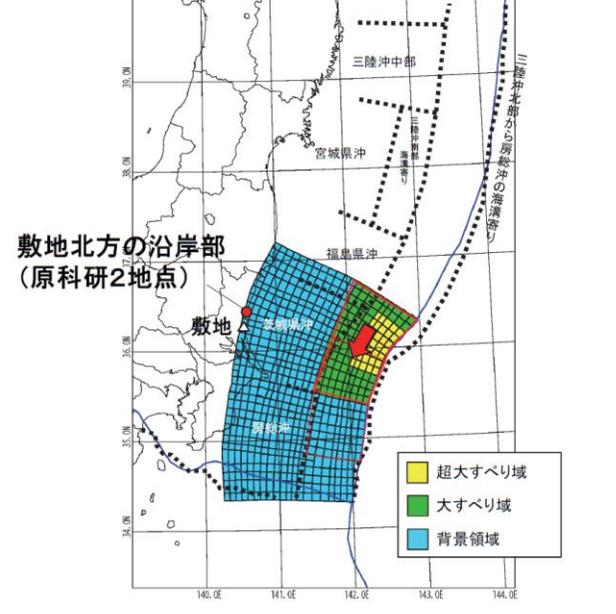
地点数 n	幾何平均 K	幾何標準偏差 κ
2,772	0.93	1.42

【幾何平均K及び幾何標準偏差 κ の再現性の目安】

$$0.95 < K < 1.05$$

$$\kappa < 1.45 \quad (\text{土木学会(2016)}^{(26)})$$

第 7.3.7 図 東北地方太平洋沖型の津波波源
(再現解析：確認結果)

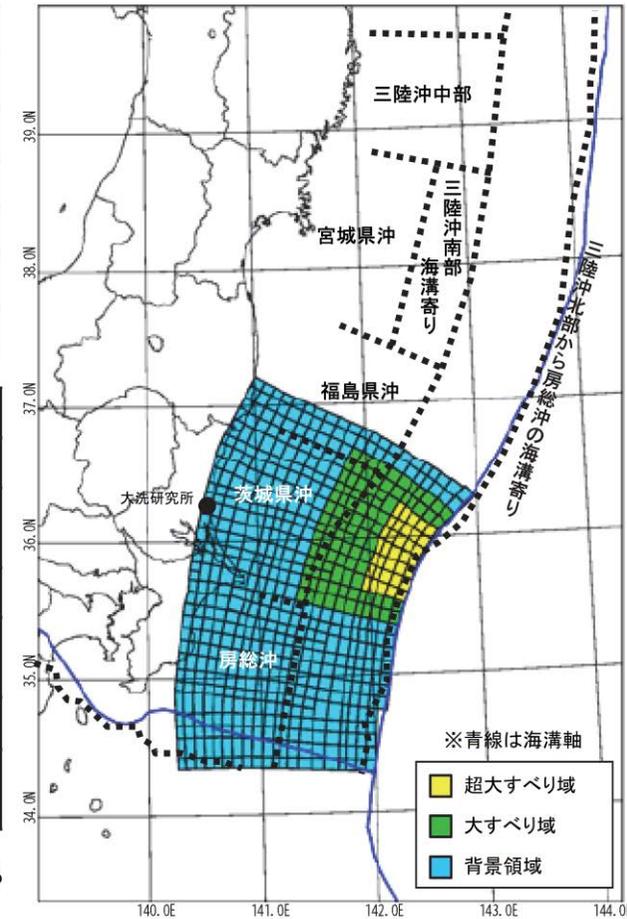
検討波源	東北地方太平洋沖型の津波波源	茨城県沖に想定する津波波源
特性化波源モデル	 <p data-bbox="817 973 1232 1013">三陸沖北部～茨城県沖(Mw9.1)</p>	 <p data-bbox="1500 973 1859 1013">茨城県沖～房総沖(Mw8.7)</p>
パラメータスタディ	大すべり域, 超大すべり域の位置を約10km単位で移動(赤枠内)	
津波高さ (敷地北方の沿岸部)	T.P.+8.1m	T.P.+12.6m

第 7.3.8 図 津波波源の選定

パラメータ	設定値
断層面積: S	53,684 km ²
平均応力降下量: $\Delta\sigma$	3.0 MPa
剛性率: μ	4.7×10^{10} N/m ²
モーメントマグニチュード: Mw	8.7
平均すべり量: D	6.1 m
地震モーメント: M ₀	1.5×10^{22} Nm

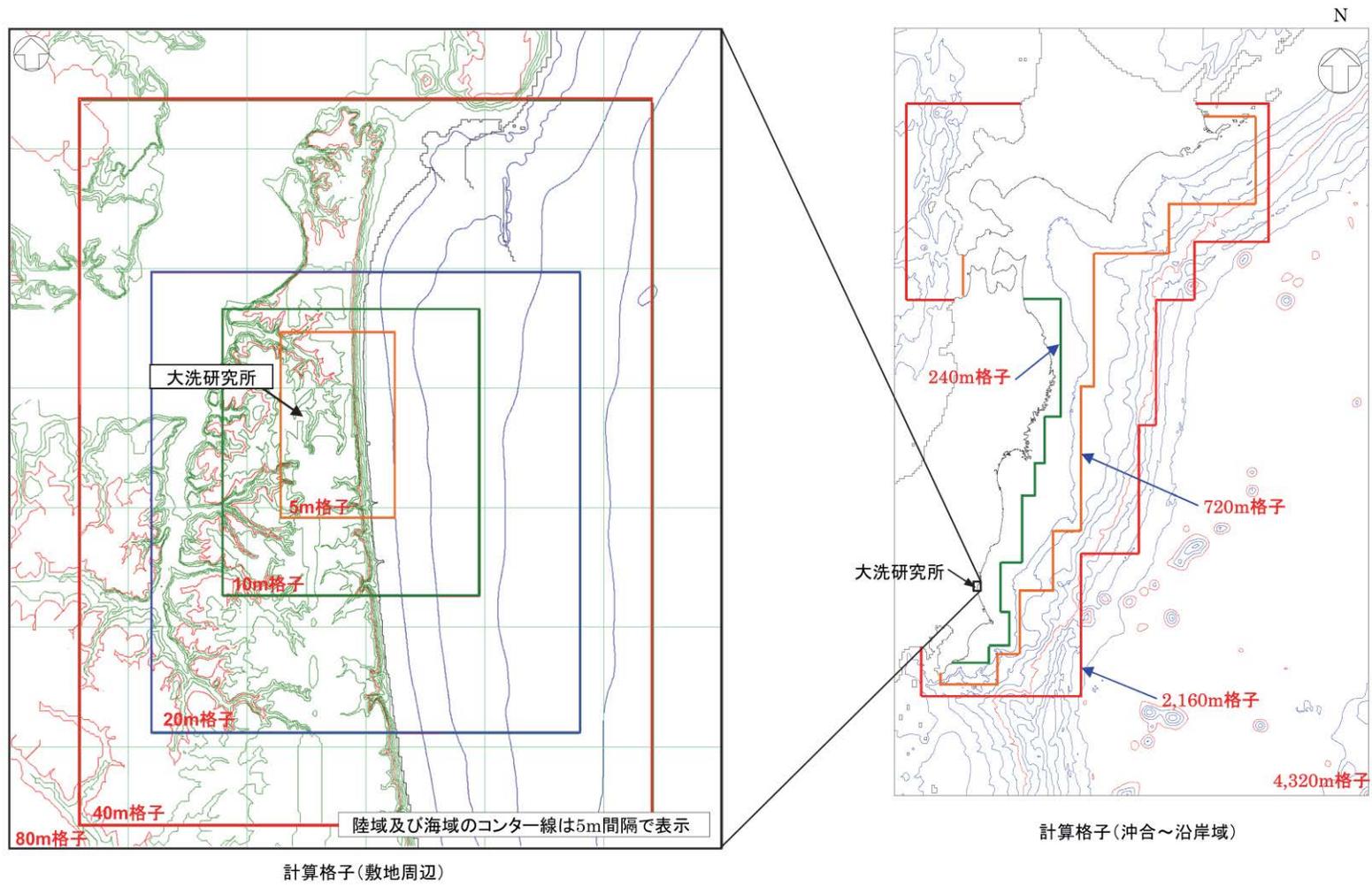
パラメータ		設定値
超大すべり域	すべり量	24.3 m
	面積比率 (断層面積)	全体面積の5% (2,659 km ²)※
大すべり域	すべり量	12.1 m
	面積比率 (断層面積)	全体面積の15% (8,231 km ²)※
背景領域	すべり量	3.8 m
	面積比率 (断層面積)	全体面積の80% (42,794 km ²)※

※ 断層面積は右図の特性化波源モデル値
ただし、超大すべり域、大すべり域の位置により若干変動する

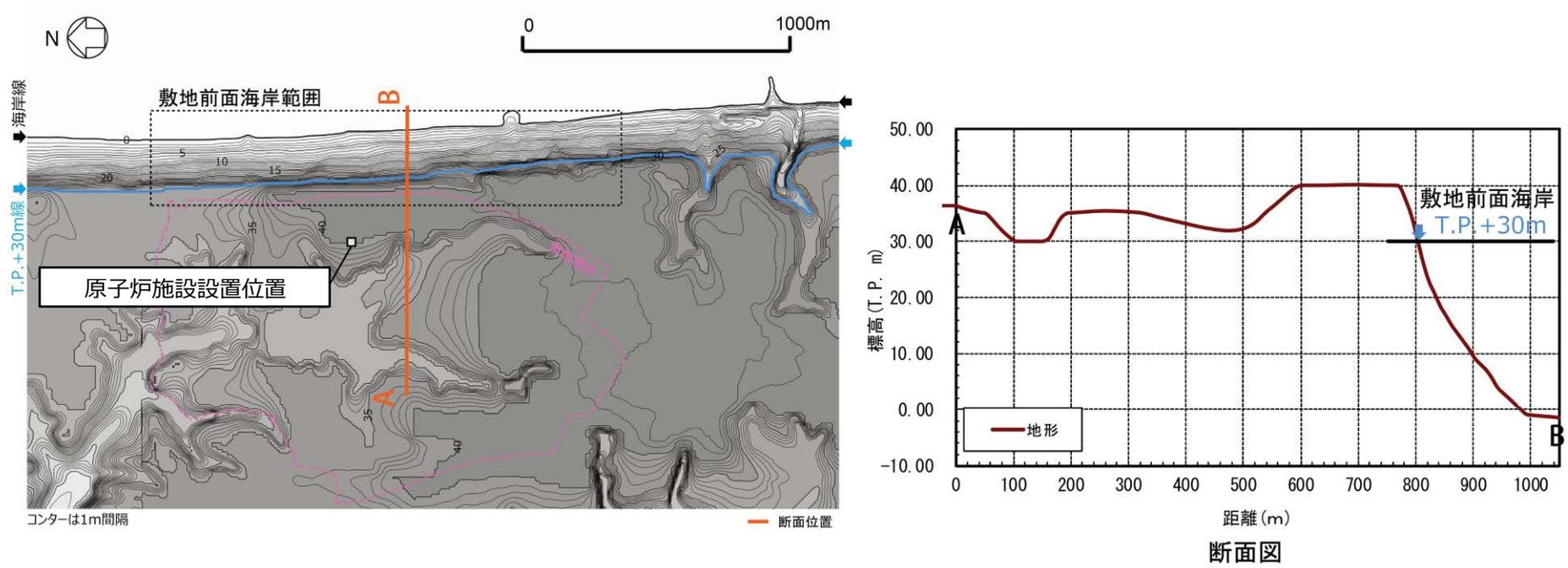


特性化波源モデル

第 7.3.9 図 茨城県沖から房総沖に想定する津波波源
(特性化波源モデルの諸元)

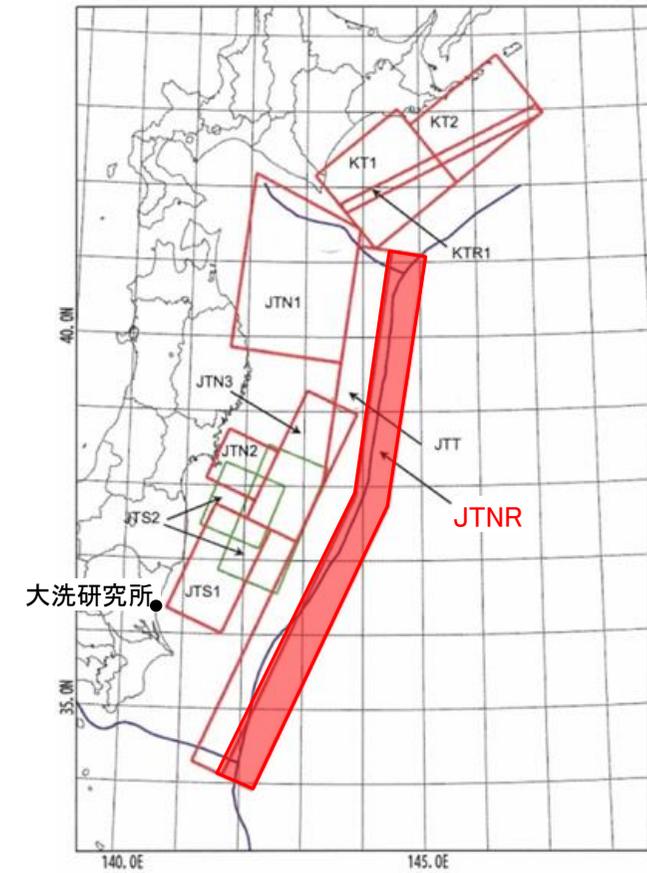


第 7.3.10 図 茨城県沖から房総沖に想定する津波波源
(計算領域及び格子間隔)



第 7.3.11 図 敷地前面海岸での津波高さ評価範囲、地形断面図

パラメータ	設定値
Mw	8.6
長さ:L (km)	283.0
幅:W (km)	50.0
すべり量:D (m)	10.1
剛性率: μ (N/m ²)	7.0×10^{10}
地震モーメント: M_0 (Nm)	1.00×10^{22}
上縁深さ:d (m)	1.0
傾斜角: δ (°)	45
すべり角: λ (°)	270
走向: θ (°)	180, 205

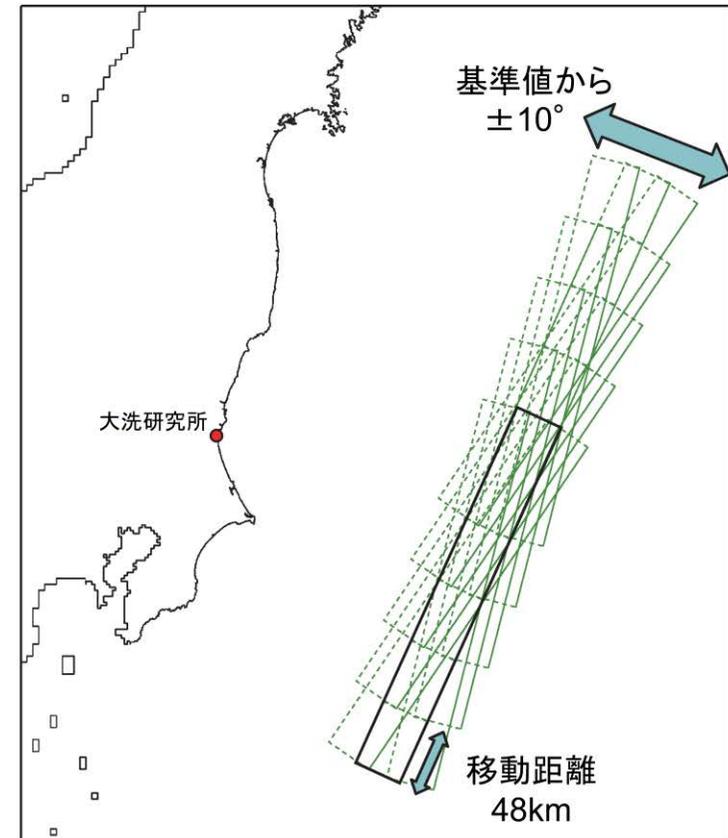


海洋プレート内地震の検討領域

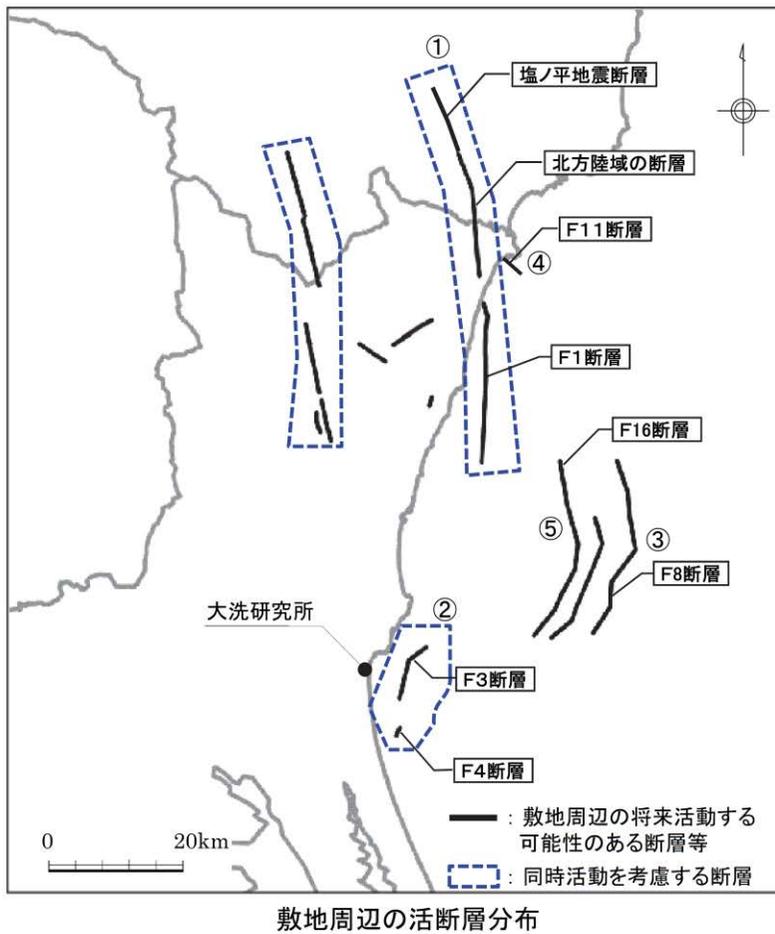
第 7.3.12 図 海洋プレート内の正断層地震
(波源モデルの諸元)

パラメータスタディー一覧

地震モデル	パラメータ項目	パラメータ変動範囲	ケース数	
正断層型	震源位置	検討領域内に南から北へ走向方向へ48kmごとに移動	5	15
	走向	基準 $\pm 10^\circ$	3	



第 7.3.13 図 海洋プレート内の正断層地震
(パラメータスタディーの設定)



敷地周辺の海域活断層

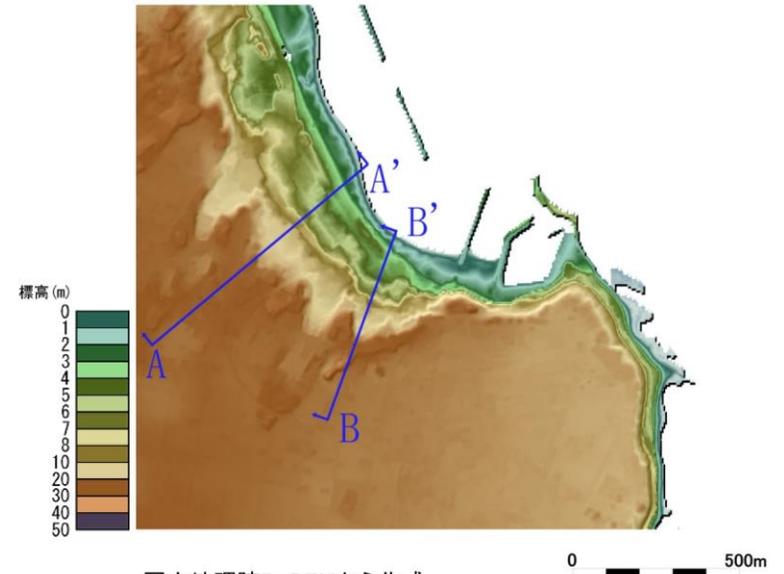
	地震モデル	M _w	長さ: L (km)	幅: W (km)	すべり 量:D (m)	地震モーメント:Mo (N・m)	敷地からの 距離**: Δ (km)
①	F1断層～北方陸域の断層～塩ノ平地震断層の同時活動	7.4	59	—	—	1.52×10^{20}	63
②	F3断層～F4断層の同時活動	6.6	18	12.0	1.50	1.13×10^{19}	4
③	F8断層	6.9	26	—	—	2.95×10^{19}	38
④	F11断層	5.5	5	3.3	0.42	2.43×10^{17}	63
⑤	F16断層	6.9	26	—	—	2.95×10^{19}	32

** 断層中心から敷地までの平面距離。

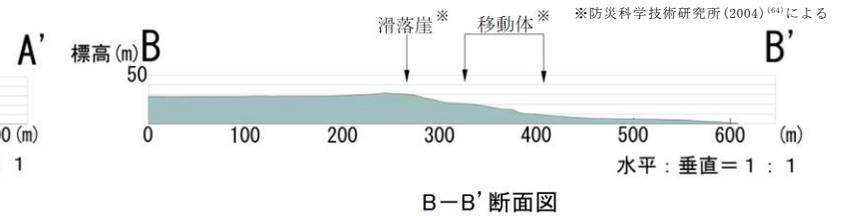
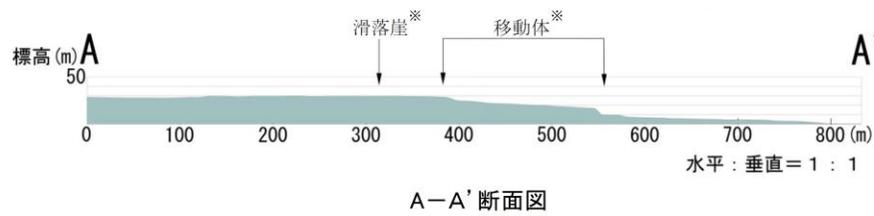
第 7. 3. 14 図 海域の活断層による地殻内地震（波源モデルの諸元）



地すべり地形分布「白河・水戸」
(防災科学技術研究所(2004)⁽⁶⁴⁾に加筆)

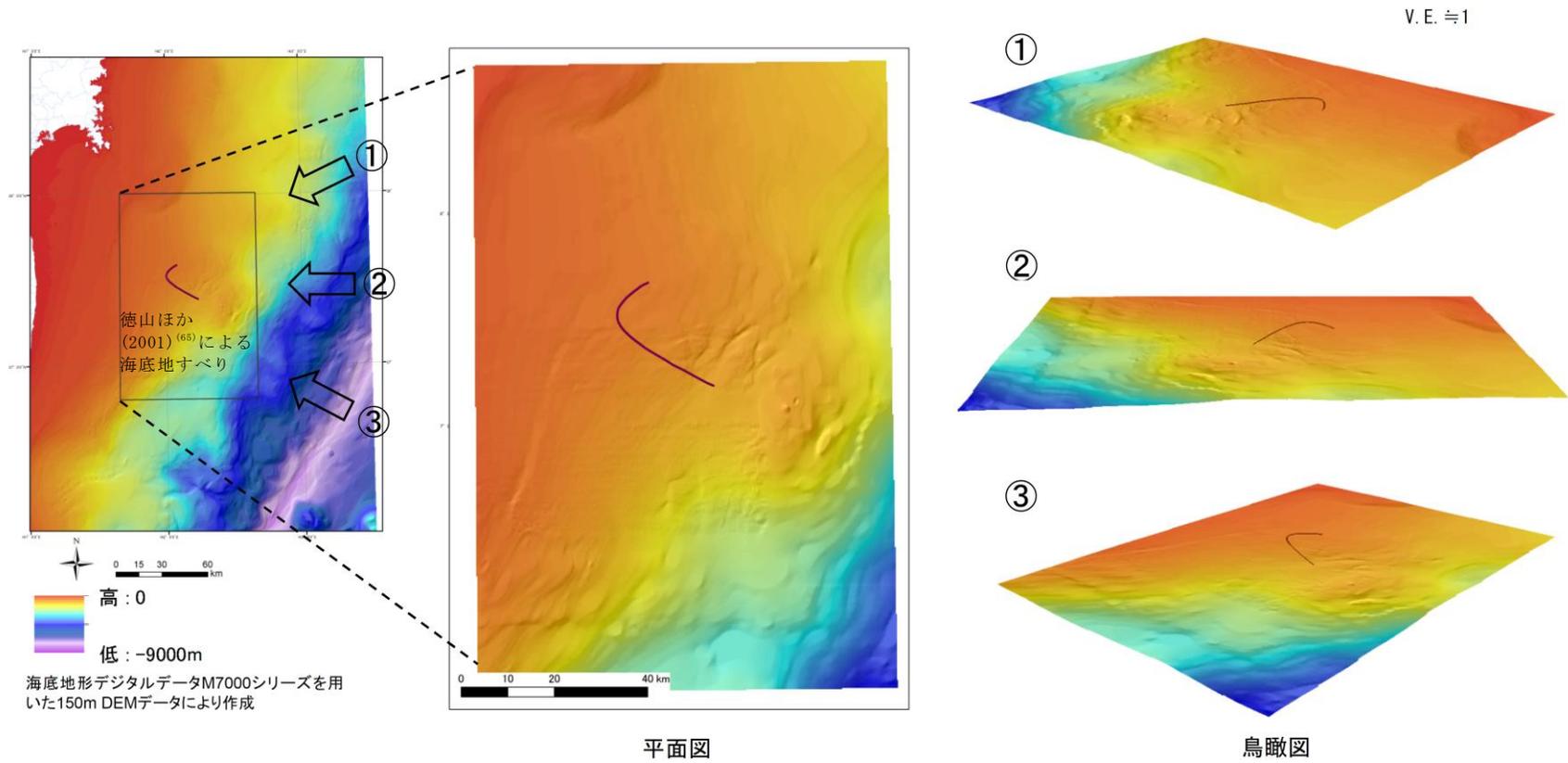


国土地理院5mDEMから作成

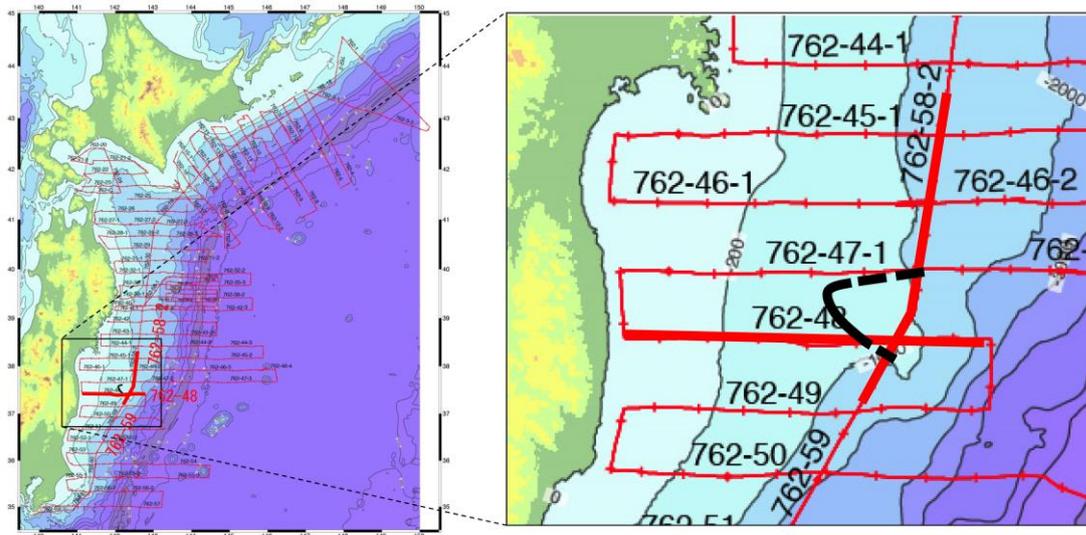


※防災科学技術研究所(2004)⁽⁶⁴⁾による

第 7.4.1 図 陸上地すべり及び斜面崩壊
(文献に示される地すべり地形分布に対する地形判読結果)

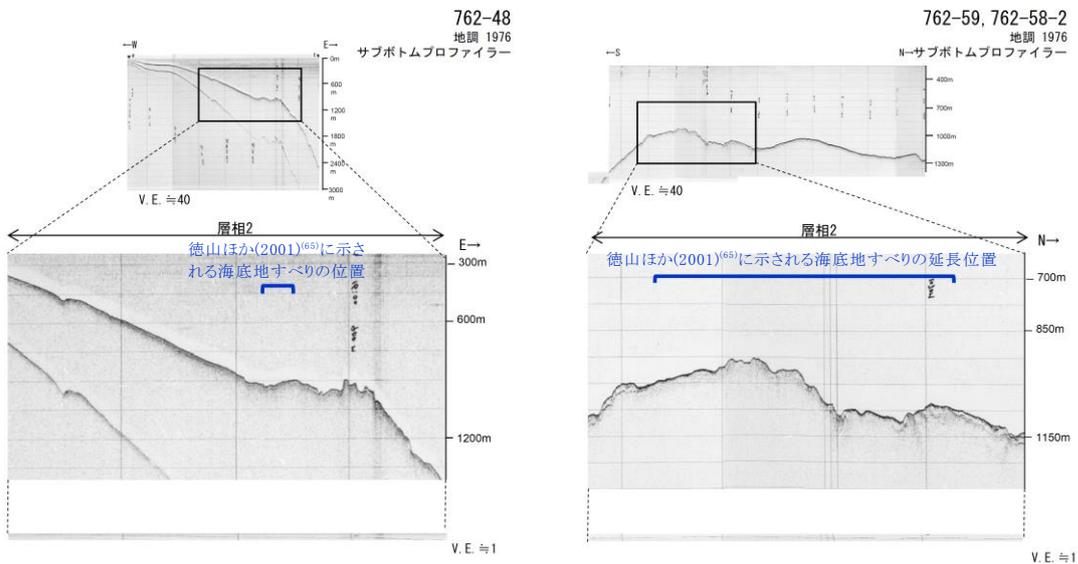


第 7. 4. 2 図 海底地すべり
(文献に示される海底地すべりに対する海底地形判読結果)



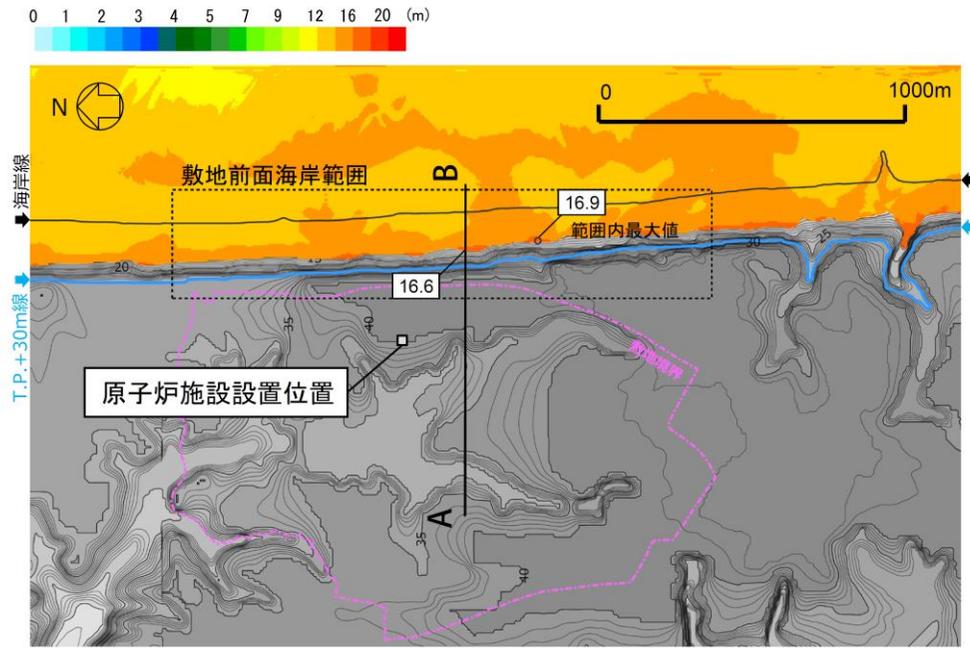
測線図

徳山ほか(2001)⁽⁶⁵⁾に示される海底地すべりの位置
(産業技術総合研究所(2015)⁽⁶⁶⁾に加筆)

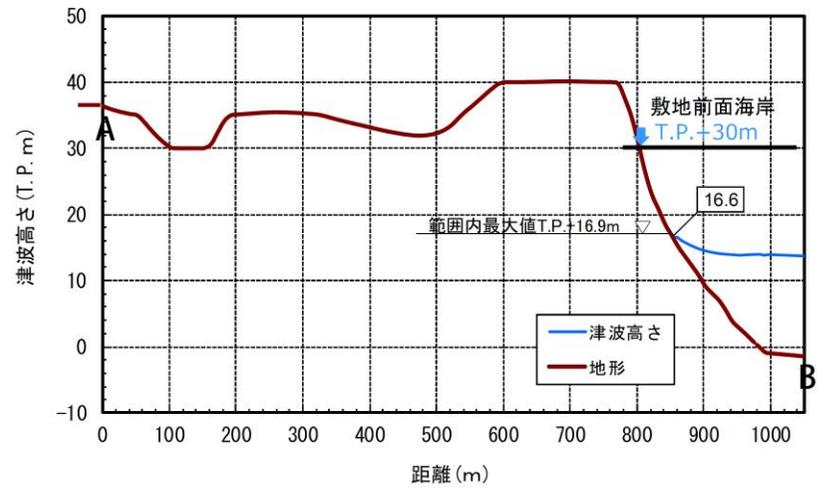


音波探査記録
(産業技術総合研究所(2015)⁽⁶⁶⁾に加筆)

第 7.4.3 図 海底地すべり
(文献に示される海底地すべりに対する音波探査記録による判読結果)

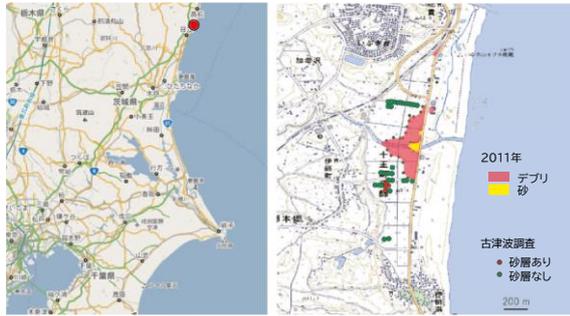


津波高さ分布図



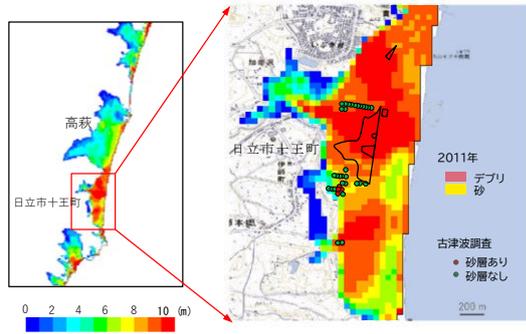
断面図

第 7.6.1 図 施設への津波の遡上評価
(立地上の余裕の確認)

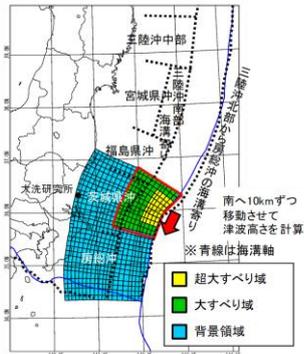


調査地域を示した地図。左：赤丸で示した場所が対象地域。右：調査地域の詳細。デブリの分布によって推定された2011年の浸水範囲は赤で示されており、津波によって運搬された砂質堆積物は黄色で示している。2010年までに行っていた過去の津波堆積物に関する調査は、緑色および赤色の丸で示されている。赤い丸で示した場所で、過去の津波堆積物と考えられる砂層が見つかった。

澤井(2012)⁽¹¹⁾を加工



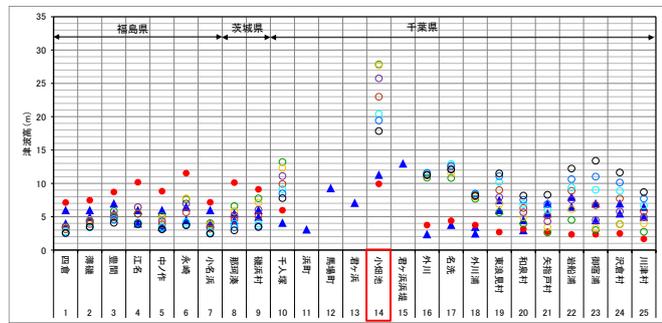
日上市十王町の最大浸水深分布(A-3)



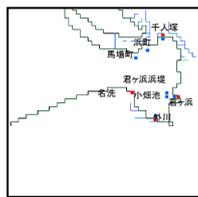
茨城県沖から房総沖に想定する津波波源



延宝房総沖地震津波の千葉県沿岸～福島県沿岸での痕跡高調査(竹内他(2007)⁽⁷⁾に加筆)



津波堆積物調査に基づき確認された痕跡高。それ以外の地点については古文書による被害記録等により推定された津波浸水高(竹内他(2007)⁽⁷⁾、Yanagisawa et al.(2016)⁽³⁾に基づく)



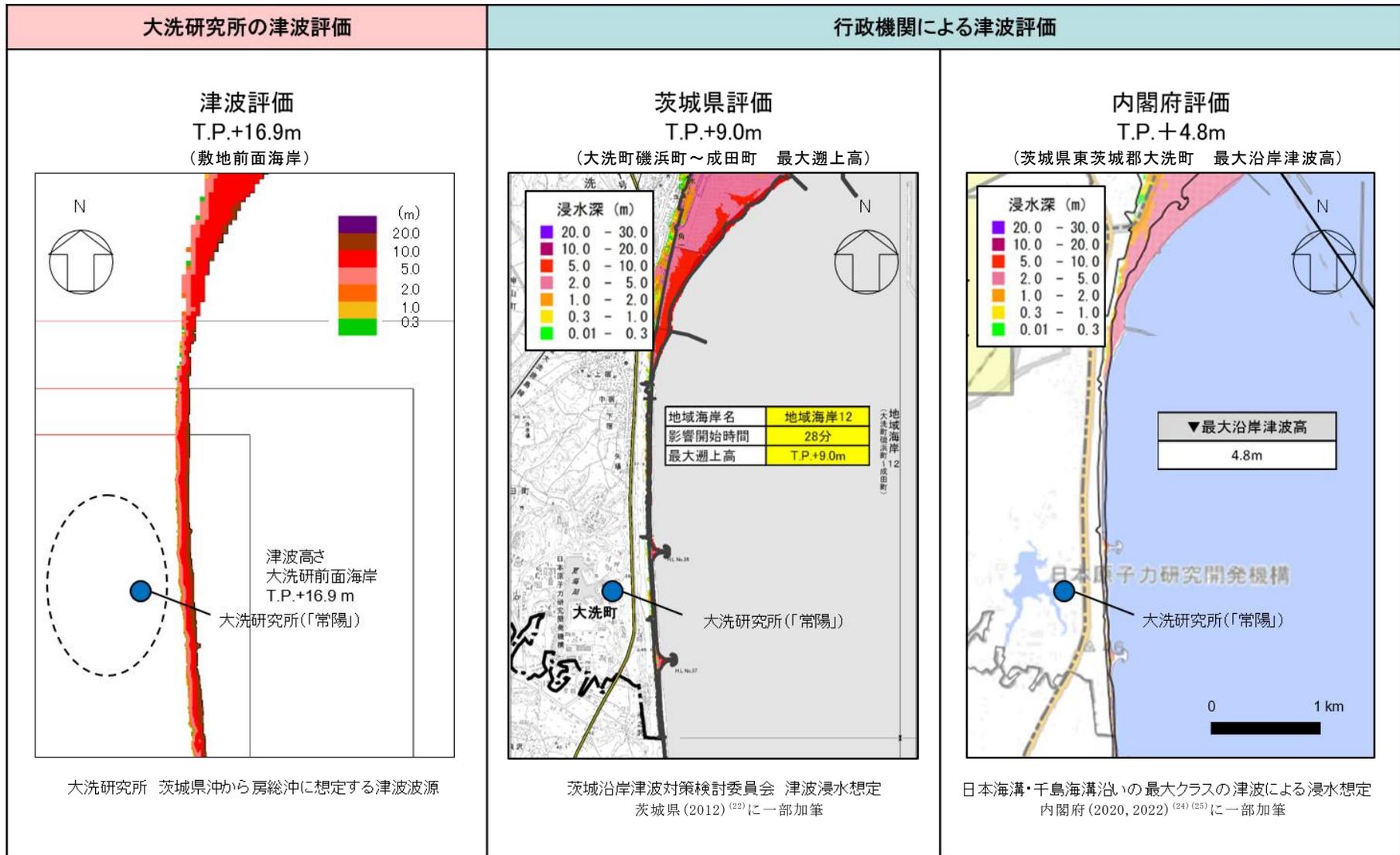
Yanagisawa et al.(2016)⁽¹³⁾の痕跡データ(鏡子市)

大すべり域及び超大すべり域の位置*			
▲ 痕跡	A-1	基準	A-8
● A-3	A-2	南へ10km移動	A-9
○ A-7	A-3	南へ20km移動	A-10
○ A-8	A-4	南へ30km移動	A-11
○ A-9	A-5	南へ40km移動	A-12
○ A-10	A-6	南へ50km移動	A-13
○ A-11	A-7	南へ60km移動	-
○ A-12	-	-	-
○ A-13	-	-	-

* 灰色字ケースの評価は示していない

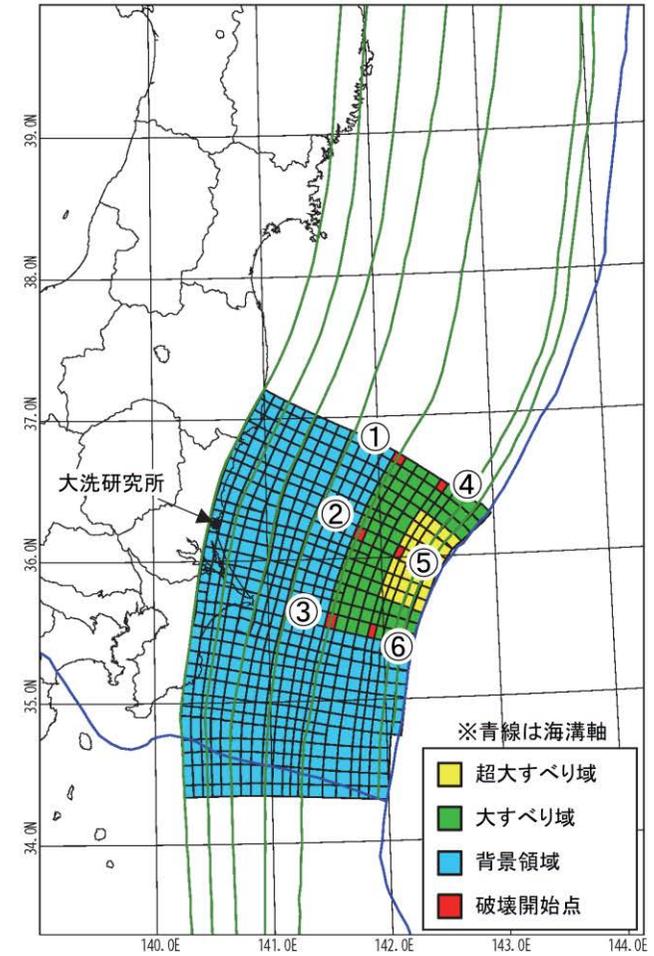
1677年延宝房総沖地震津波の痕跡高と津波高さの比較

第7.6.2図 地質学的証拠及び歴史記録等による確認(津波堆積物との比較)



第 7.6.3 図 行政機関による既往評価との比較

項目	設定値
破壊開始点	①～⑥(右図参照)
破壊伝播速度	1.0km/s, 1.5km/s, 2.0km/s, 2.5km/s, 3.0km/s
立ち上がり時間	30秒, 60秒



破壊開始点位置図

第 7.7.1 図 茨城県沖から房総沖に想定する津波波源
(断層の破壊伝播現象を考慮したパラメータスタディの設定)

8. 火山

8.1 検討の基本方針

自然現象に対する設計上の考慮として、想定される自然現象が発生した場合においても安全機能を損なわないことを確認するため、原子炉施設の運用期間における火山影響評価を実施する。

初めに立地評価として施設に影響を及ぼし得る火山の抽出を行い、抽出された火山を対象に設計対応不可能な火山事象が原子炉施設の運用期間中に影響を及ぼす可能性について評価を行う。次に影響評価として、原子炉施設の安全性に影響を与える可能性のある火山事象について評価を行う。

8.2 施設に影響を及ぼし得る火山の抽出

8.2.1 地理的領域内の第四紀火山

敷地の地理的領域（半径 160km の範囲）に対して、「日本の火山（第 3 版）」（中野他（2013）⁽¹⁾）、「第四紀火山岩体・貫入岩体データベース Ver. 1.00」（西来他（2016）⁽²⁾）、「海域火山データベース」（海上保安庁海洋情報部（2013）⁽³⁾）、「日本活火山総覧（第 4 版）」（気象庁編（2013）⁽⁴⁾）及び「日本の第四紀火山カタログ」（第四紀火山カタログ委員会編（1999）⁽⁵⁾）を参照して 31 の第四紀火山（第 8.2.1 図）を抽出した。

8.2.2 完新世に活動を行った火山

第四紀火山のうち完新世に活動を行った火山は、高原山、那須岳、男体・女峰火山群、日光白根火山群、赤城山、燧ヶ岳、安達太良山、磐梯山、榛名山及び沼沢であり、これらの 10 火山を完新世に活動を行った火山として抽出した。各火山の形式、活動年代及び最後の活動からの経過期間等を第 8.2.1 表に示す。

8.2.2.1 高原山

高原山は、栃木県日光市北部に位置する第四紀火山であり、成層火山と溶岩ドームで構成される。敷地からの距離は約 98km である。活動年代は、約 30 万年前～約 6500 年前とされている（西来他（2016）⁽²⁾）。高原山の活動履歴については鈴木（1993）⁽⁶⁾、井上他（1994）⁽⁷⁾、奥野他（1997）⁽⁸⁾、山元（2012）⁽⁹⁾、弦巻（2012）⁽¹⁰⁾、山元（2013a）⁽¹¹⁾及び中野他（2013）⁽¹⁾を参照した。

高原山は、井上他（1994）⁽⁷⁾等によれば第 3 期から第 7 期に区分され、奥野他（1997）⁽⁸⁾等によれば約 6500 年前には（マグマ）水蒸気噴火が発生したとされる。完新世に活動を行った火山であり、施設に影響を及ぼし得る火山として抽出した。

8.2.2.2 那須岳

那須岳は、栃木県・福島県境付近に位置する第四紀火山であり、成層火山で構成される。敷地からの距離は約 108km である。活動年代は、約 50 万年前以降で、最新噴火は 1963 年とされている（西来他（2016）⁽²⁾）。那須岳の活動履歴の評価に当たっ

ては鈴木（1992）⁽¹²⁾、伴・高岡（1995）⁽¹³⁾、山元（1997）⁽¹⁴⁾、山元（2012）⁽⁹⁾、中野他（2013）⁽¹⁾、気象庁編（2013）⁽⁴⁾及び産業技術総合研究所地質調査総合センター編（2014）⁽¹⁵⁾を参照した。

那須岳は、南月山、茶臼岳、朝日岳、三本槍岳、甲子旭岳、二岐山の成層火山の集合体である（伴・高岡（1995）⁽¹³⁾）。最新活動期の茶臼岳は、山元（2012）⁽⁹⁾、山元（1997）⁽¹⁴⁾等によれば約 1.9 万年前以降に活動し、1963 年には水蒸気噴火が発生したとされる。

完新世に活動を行った火山であり、施設に影響を及ぼし得る火山として抽出した。

8.2.2.3 男体・女峰火山群

男体・女峰火山群は、栃木県日光市に位置する第四紀火山であり、成層火山と溶岩ドームで構成される。敷地からの距離は約 110km である。活動年代は、約 90 万年前以降で、最新の噴火は約 7000 年前（男体山）とされている（西来他（2016）⁽²⁾）。男体・女峰火山群の活動履歴の評価に当たっては村本（1992）⁽¹⁶⁾、鈴木他（1994）⁽¹⁷⁾、佐々木（1994）⁽¹⁸⁾、第四紀火山カタログ委員会編（1999）⁽⁵⁾、山元（2013a）⁽¹¹⁾、中野他（2013）⁽¹⁾及び石崎他（2014）⁽¹⁹⁾を参照した。

男体・女峰火山群は、女峰赤薙火山、日光溶岩ドーム群、男体火山、三ツ岳火山により構成され、最新活動期である男体火山は 2.4 万年前から活動し（山元（2013a）⁽¹¹⁾）、7 千年前にはマグマ水蒸気噴火が発生したとされる。

完新世に活動を行った火山であり、施設に影響を及ぼし得る火山として抽出した。

8.2.2.4 日光白根火山群

日光白根火山群は、栃木県・群馬県境に位置する第四紀火山であり、溶岩流、小型楯状火山及び溶岩ドームで構成される。敷地からの距離は約 120km である。活動年代は約 2 万年前以降で、最新噴火は 1890 年とされている（西来他（2016）⁽²⁾）。日光白根火山群の活動履歴の評価に当たっては奥野他（1993）⁽²⁰⁾、佐々木他（1993）⁽²¹⁾、鈴木他（1994）⁽¹⁷⁾、高橋他（1995）⁽²²⁾、第四紀火山カタログ委員会編（1999）⁽⁵⁾、中野他（2013）⁽¹⁾、気象庁編（2013）⁽⁴⁾及び産業技術総合研究所地質調査総合センター編（2014）⁽¹⁵⁾を参照した。

日光白根火山群の活動は新期と古期に区分され、約 2 万年前以降～1890 年に活動したとされる（奥野他（1993）⁽²⁰⁾等）。また、確認されている有史時代以降の活動は、全て水蒸気噴火であるとされる（佐々木他（1993）⁽²¹⁾）。

完新世に活動を行った火山であり、施設に影響を及ぼし得る火山として抽出した。

8.2.2.5 赤城山

赤城山は、群馬県前橋市北部に位置する第四紀火山であり、複成火山ーカルデラ、溶岩ドームで構成される。敷地からの距離は約 126km である。活動年代については、30 万年前より古くから活動し、最新噴火は 1251 年とされている（西来他（2016）⁽²⁾）。赤城山の活動履歴の評価に当たっては大森編（1986）⁽²³⁾、鈴木（1990）⁽²⁴⁾、

富田他 (1994) ⁽²⁵⁾、宇井編 (1997) ⁽²⁶⁾、青木他 (2008) ⁽²⁷⁾、高橋他 (2012) ⁽²⁸⁾、及川 (2012) ⁽²⁹⁾、山元 (2014a) ⁽³⁰⁾、山元 (2014b) ⁽³¹⁾、山元 (2016) ⁽³²⁾、気象庁編 (2013) ⁽⁴⁾及び産業技術総合研究所地質調査総合センター編 (2014) ⁽¹⁵⁾を参照した。

赤城山の活動は中央火口丘形成期、新期成層火山形成期、古期成層火山形成期に分けられる。最新活動期の中央火口丘形成期は 4.4 万年前に開始され、最新の噴火は 1251 年噴火であり、この噴火による降下火砕物が確認されている (山元 (2014a) ⁽³⁰⁾、青木他 (2008) ⁽²⁷⁾、及川 (2012) ⁽²⁹⁾、峰岸 (2003) ⁽³³⁾)。一方で、早川 (1999) ⁽³⁴⁾によれば、1251 年噴火に対応する堆積物は確認されておらず、1251 年噴火の根拠とされる吾妻鏡の記録は、噴火ではなく山火事の記録である可能性が指摘されている。しかし及川 (2012) ⁽²⁹⁾、峰岸 (2003) ⁽³³⁾では、1251 年の水蒸気噴火による堆積物の可能性がある火山灰層が認められ、同時期の噴火を記録した別の歴史記録も報告されている。

完新世に活動を行った火山であり、施設に影響を及ぼし得る火山として抽出した。

8.2.2.6 燧ヶ岳

燧ヶ岳は、福島県檜枝岐村に位置する第四紀火山であり、成層火山で構成される。敷地からの距離は約 136km である。活動年代は約 16 万年前以降で、最新噴火は 1544 年とされている (西来他 (2016) ⁽²⁾)。燧ヶ岳の活動履歴の評価に当たっては早川他 (1997) ⁽³⁵⁾、山元 (1999) ⁽³⁶⁾、山元 (2012) ⁽⁹⁾、中野他 (2013) ⁽¹⁾、気象庁編 (2013) ⁽⁴⁾及び産業技術総合研究所地質調査総合センター編 (2014) ⁽¹⁵⁾を参照した。

燧ヶ岳は、燧ヶ岳七入テフラ等の噴出から活動を開始したとされ、460 年前には御池岳溶岩ドームを形成したとされる (山元 (2012) ⁽⁹⁾、早川他 (1997) ⁽³⁵⁾等)。最新の噴火は、1544 年の水蒸気噴火である。

完新世に活動を行った火山であり、施設に影響を及ぼし得る火山として抽出した。

8.2.2.7 安達太良山

安達太良山は、福島県郡山市北部に位置する第四紀火山であり、複成火山と溶岩ドームで構成される。敷地からの距離は約 153km である。活動年代は約 55 万年前～1900 年とされている (西来他 (2016) ⁽²⁾)。安達太良山の活動履歴の評価に当たっては第四紀火山カタログ委員会編 (1999) ⁽⁵⁾、山元・阪口 (2000) ⁽³⁷⁾、藤縄他 (2001) ⁽³⁸⁾、藤縄・鎌田 (2005) ⁽³⁹⁾、長谷川他 (2011) ⁽⁴⁰⁾、中野他 (2013) ⁽¹⁾、気象庁編 (2013) ⁽⁴⁾及び産業技術総合研究所地質調査総合センター編 (2014) ⁽¹⁵⁾を参照した。

安達太良山の活動は早期、ステージ 1、ステージ 2、ステージ 3 に区分され、ステージ 1 は 55 万年前から活動し、最新活動期であるステージ 3 は約 25 万年前から活動したとされる (藤縄他 (2001) ⁽³⁸⁾等)。最新の噴火は、1900 年にマグマ水蒸気噴火が発生した (山元・阪口 (2000) ⁽³⁷⁾等)。

完新世に活動を行った火山であり、施設に影響を及ぼし得る火山として抽出した。

8.2.2.8 磐梯山

磐梯山は、福島県耶麻郡北東部に位置する第四紀火山であり、複成火山である。敷地からの距離は約 154km である。活動年代は約 70 万年前～1888 年とされている（西来他（2016）⁽²⁾）。磐梯山の活動履歴の評価に当たっては三村（1994）⁽⁴¹⁾、三村・中村（1995）⁽⁴²⁾、梅田他（1999）⁽⁴³⁾、長谷川他（2011）⁽⁴⁰⁾、山元（2012）⁽⁹⁾、中野他（2013）⁽¹⁾、気象庁編（2013）⁽⁴⁾及び産業技術総合研究所地質調査総合センター編（2014）⁽¹⁵⁾を参照した。

磐梯山は先磐梯火山、古磐梯火山、磐梯火山に区分され、約 70 万年前から活動を開始したとされる（山元（2012）⁽⁹⁾、三村（1994）⁽⁴¹⁾等）。また、最新活動期である磐梯火山は 8 万年前から活動し、最新の噴火である 1888 年の噴火では、水蒸気噴火に伴う山体崩壊による岩屑なだれ、火砕サージ等が発生した（長谷川他（2011）⁽⁴⁰⁾等）。

完新世に活動を行った火山であり、施設に影響を及ぼし得る火山として抽出した。

8.2.2.9 榛名山

榛名山は、群馬県高崎市に位置する第四紀火山であり、成層火山ーカルデラ、溶岩ドーム及び火砕丘で構成される。敷地からの距離は約 154km である。活動年代は約 50 万年前以降で、最新噴火は 6 世紀後半～7 世紀初頭とされている（西来他（2016）⁽²⁾）。

榛名山の活動履歴の評価に当たっては大森編（1986）⁽²³⁾、Soda（1996）⁽⁴⁴⁾、第四紀火山カタログ委員会編（1999）⁽⁵⁾、下司（2013）⁽⁴⁵⁾、山元（2013a）⁽¹¹⁾、中野他（2013）⁽¹⁾、気象庁編（2013）⁽⁴⁾及び産業技術総合研究所地質調査総合センター編（2014）⁽¹⁵⁾を参照した。

榛名山は古期榛名火山、新期榛名火山に区分される（下司（2013）⁽⁴⁵⁾等）。最新の噴火では、プリニー式噴火により降下火砕物、火砕流として榛名二ツ岳伊香保テフラが噴出したとされる（山元（2013a）⁽¹¹⁾）。

完新世に活動を行った火山であり、施設に影響を及ぼし得る火山として抽出した。

8.2.2.10 沼沢

沼沢は、福島県金山町に位置する第四紀火山であり、溶岩ドーム、カルデラで構成される。敷地からの距離は約 157km である。活動年代は約 11 万年前～約 5400 年前（西来他（2016）⁽²⁾）である。沼沢の活動履歴の評価に当たっては山元（1995）⁽⁴⁷⁾、山元（2003）⁽⁴⁸⁾、山元（2012）⁽⁹⁾、中野他（2013）⁽¹⁾を参照した。

沼沢は 11 万年前～約 5400 年前に活動し、沼沢芝原テフラ、惣山溶岩ドーム、沼沢前山溶岩ドーム、沼沢湖テフラ等を噴出したとされる。最新の活動である沼沢湖テフラの噴出に伴ってカルデラが形成された（山元（2003）⁽⁴⁸⁾、2012⁽⁹⁾等）。

完新世に活動を行った火山であり、施設に影響を及ぼし得る火山として抽出した。

8.2.3 完新世に活動を行っていない火山のうち将来の火山活動可能性が否定できない火山

完新世に活動を行っていない 21 の火山のうち、最後の活動終了からの期間が、全活動

期間もしくは過去の最大休止期間より短いとみなされる場合は、将来の活動可能性が否定できないと判断し、その結果、子持山と笹森山の2火山を将来の活動可能性が否定できない火山として抽出した。各火山の形式、活動年代及び最後の活動からの経過期間等を第8.2.1表に示す。

8.2.3.1 子持山

子持山は、群馬県沼田市・渋川市境に位置する第四紀火山であり、複成火山と溶岩ドームで構成される。敷地からの距離は約144kmである。活動年代は約90万年前～約20万年前とされている（中野他（2013）⁽¹⁾）。子持山の活動履歴の評価に当たっては飯塚（1996）⁽⁴⁹⁾及び中野他（2013）⁽¹⁾を参照した。

子持山の活動は、綾戸活動期、前期子持火山活動期、後期子持火山活動期に区分される。また、綾戸活動期と前期子持火山活動期の間になくとも約30万年間の休止期があったとされる（飯塚（1996）⁽⁴⁹⁾及び中野他（2013）⁽¹⁾）。

全活動期間よりも最後の活動終了からの期間が短い火山であり、施設に影響を及ぼし得る火山として抽出した。

8.2.3.2 笹森山

笹森山は、福島県福島市南西部に位置する第四紀火山であり、複成火山である可能性がある。敷地からの距離は約154kmである。活動年代は約370万年前～約180万年前とされている（西来他（2016）⁽²⁾、山元（2015）⁽⁵²⁾）。笹森山の活動履歴の評価に当たっては阪口（1995）⁽⁵⁰⁾、第四紀火山カタログ委員会編（1999）⁽⁵⁾、長橋他（2004）⁽⁵¹⁾、中野他（2013）⁽¹⁾、山元（2015）⁽⁵²⁾を参照した。

笹森山は笹森山安山岩と蓬莱火砕流からなるとされ、最新の噴火活動は、最末期の蓬莱火砕流から1.9Ma～1.8Maのフィッシュトラック年代が報告されている（山元（2015）⁽⁵²⁾）。

全活動期間よりも最後の活動終了からの期間が短い火山であり、施設に影響を及ぼし得る火山として抽出した。

8.2.4 将来の活動可能性が否定できない火山の抽出

地理的領域内に分布する第四紀火山について、「完新世に活動を行った火山」及び「完新世に活動を行っていない火山のうち将来の火山活動可能性が否定できない火山」を評価し、施設に影響を及ぼし得る火山として、高原山、那須岳、男体・女峰火山群、日光白根火山群、赤城山、燧ヶ岳、子持山、安達太良山、磐梯山、榛名山、笹森山及び沼沢の12火山を抽出した。

8.3 抽出された火山の火山活動に関する個別評価

施設に影響を及ぼし得る火山（12火山）について、活動履歴に関する文献調査により、評価の対象となる設計対応不可能な火山事象の顕著な発生実績及び過去最大規模の噴火による火

山噴出物の敷地への到達可能性について第 8.3.1 表に整理した。

火砕物密度流については、各火山の過去最大規模の火砕物密度流の分布から到達可能性範囲を検討した。まず、高原山と日光白根火山群については、活動履歴上、噴出物は溶岩及び火砕物が主であり、火砕物密度流の発生は認められない。それ以外の火山については、過去最大規模の火砕物密度流の分布はいずれも山体周辺に限られ、敷地周辺までの到達は認められない（第 8.3.1 図、第 8.3.2 図）。また、溶岩流、岩屑なだれ、地滑り及び斜面崩壊については、施設に影響を及ぼし得る火山（12 火山）のうち敷地に最も近い高原山でも敷地から約 98km と十分離れている。したがって、これらの火山事象が敷地に到達する可能性は十分に小さいと判断される。

新しい火口の開口及び地殻変動については、敷地は、火山フロントより前弧側（東方）に位置すること、敷地周辺では火成活動は確認されていないことから、これらの火山事象が敷地において発生する可能性は十分に小さいと判断される。

以上のことから、施設に影響を及ぼし得る火山（12 火山）については過去最大規模の噴火を想定しても設計対応不可能な火山事象が施設に影響を及ぼす可能性は十分に小さいと評価し、火山活動のモニタリングは不要と判断した。

8.4 火山事象の影響評価

施設に影響を及ぼし得る火山（12 火山）について、原子炉施設の運用期間中における活動可能性と規模を考慮し、施設の安全性に影響を与える可能性について検討した。

なお、降下火砕物については、地理的領域外の火山も含めてその影響を評価した。

8.4.1 降下火砕物

8.4.1.1 層厚に関する評価

町田・新井（2011）⁽⁵³⁾、山元（2013a）⁽¹¹⁾等に基づき、敷地周辺に分布が確認または推定される降下火砕物を抽出した。そのうち、噴出源が同定できる降下火砕物については、当該火山の将来の噴火の可能性について噴火履歴等から検討した。一方、噴出源が同定できない降下火砕物については、その堆積状況より検討した。敷地周辺で分布が推定される主な降下火砕物の噴出源と敷地の距離、敷地での層厚、噴火規模、原子炉施設の運用期間中における同規模の噴火の可能性の有無について、文献調査の結果の整理を第 8.4.1 表に示し、原子炉施設の運用期間中に同規模の噴火の可能性のある降下火砕物の分布を第 8.4.1 図に示す。

(1) 噴出源を同定できる降下火砕物の同規模噴火の可能性

a. 満美穴テフラ、日光早乙女テフラ、日光行川テフラ、日光矢板テフラ（男体・女峰火山群）

満美穴テフラ、日光早乙女テフラ、日光行川テフラ及び日光矢板テフラは男体女峰火山群を噴出源とし、それぞれ約 10 万年前、約 13 万年前、約 14 万年前に噴出したとされる（山元（2012）⁽⁹⁾）。

佐々木（1994）⁽¹⁸⁾によれば、男体・女峰火山群において、約 60 万年前から約 7 万年前までは女峰赤薙火山が活動し、日光溶岩ドーム群の活動を経て、約 2 万年前以

降に男体火山、三ツ岳火山、日光白根火山が活動したとされる。

上記を踏まえると、満美穴テフラ、日光早乙女テフラ、日光行川テフラ及び日光矢板テフラが噴出されたのは女峰赤薙火山の活動期であり、現在の活動は男体火山の活動期であると考えられる。

以上のことから、原子炉施設の運用期間中における満美穴テフラ、日光早乙女テフラ、日光行川テフラ及び日光矢板テフラと同規模噴火の発生可能性は十分に小さいと判断される。

b. 真岡テフラ（飯士山）

真岡テフラは飯士山を噴出源とし、約 22 万年前に噴出したとされる（山元（2013a）⁽¹¹⁾）。

西来他（2016）⁽²⁾、中野他（2013）⁽¹⁾、赤石・梅田（2002）⁽⁶⁴⁾によれば、飯士山の活動形式は成層火山であり、その活動年代は約 30 万年前～約 20 万年前とされている。

上記を踏まえると、全活動期間よりも最後の活動終了からの期間が長いことから、飯士山は将来の活動可能性はない火山と判断される。

以上のことから、原子炉施設の運用期間中における真岡テフラと同規模噴火の発生可能性は十分に小さいと判断される。

c. 立川ローム上部ガラス質テフラ、浅間板鼻黄色テフラ（浅間山）

立川ローム上部ガラス質テフラは約 1.5 万年前～約 1.6 万年前に、浅間板鼻黄色テフラは約 1.5 万年前～約 1.65 万年前に、浅間山を噴出源として噴出した広域テフラである（町田・新井（2011）⁽⁵³⁾）。

高橋他（2013）⁽⁵⁵⁾によれば、浅間山の活動は、黒斑火山、仏岩火山、前掛火山に区分される。高橋・安井（2013）⁽⁵⁶⁾によれば、最新活動期である前掛火山は約 1 万年前（山元（2014b）⁽³¹⁾）から活動を開始したとされる。

山元（2014b）⁽³¹⁾によれば、立川ローム上部ガラス質テフラ及び浅間板鼻黄色テフラは仏岩火山の活動であり、現在は前掛火山の活動となっており、2015 年にはごく小規模な噴火が発生し、微量の降灰が確認された（気象庁（2015）⁽⁵⁷⁾）。

なお、現在の活動での最大規模の噴火は、浅間Bテフラであるが、敷地周辺（半径約 30km 以内）で確認または分布は推定されない。

以上のことから、原子炉施設の運用期間中における立川ローム上部ガラス質テフラ及び浅間板鼻黄色テフラと同規模噴火の発生可能性は十分に小さいと判断される。

d. 箱根東京テフラ、箱根吉沢下部7テフラ（箱根火山群）

箱根東京テフラは約 6.6 万年前に、箱根吉沢下部7テフラは約 12.8 万年前～約 13.2 万年前の間に、箱根火山群を噴出源として噴出した広域テフラである（町田・新井（2011）⁽⁵³⁾）。

長井・高橋（2008）⁽⁵⁸⁾によれば、箱根火山群の活動は、初期の陸上火山活動であるステージ1、玄武岩～安山岩質成層火山群形成期のステージ2、安山岩質成層火山群及び独立単成火山群形成期のステージ3、カルデラ及び単成火山群形成期のステージ4、前期中央火口丘形成期のステージ5、爆発的噴火期のステージ6、後期

中央火口丘形成期のステージ7に区分される。

山元 (2014b) ⁽³¹⁾によれば、箱根東京テフラは爆発的噴火を主体としていたステージ6、箱根吉沢下部7テフラはステージ5で発生した降下火砕物である。現在は中央火口丘での溶岩ドームの活動であるステージ7であり、顕著な降下火砕物の発生は確認されない。

以上のことから、原子炉施設の運用期間中における箱根東京テフラ及び箱根吉沢下部7テフラと同規模噴火の発生可能性は十分に小さいと判断される。

e. 飯縄上樽 a テフラ (飯縄山)

飯縄上樽 a テフラは、約 13 万年前に飯縄山を噴出源として噴出したテフラである (町田・新井 (2011) ⁽⁵³⁾)。

飯縄山は、第Ⅰ活動期と第Ⅱ活動期の2つの活動期間に大別され、第Ⅰ活動期は、約 34 万年前ごろ、第Ⅱ活動期は約 20 万年前にはじまり、飯縄上樽 a テフラは第Ⅱ活動期に発生した (早津他 (2008) ⁽⁵⁹⁾)。早津他 (2008) ⁽⁵⁹⁾によれば、飯縄山は妙高火山群を構成する火山の1つであり、その活動は玄武岩質マグマによって開始し、デイサイト質マグマの活動によって終わるとされ、飯縄山の第Ⅱ活動期においても、噴出するマグマの性質が玄武岩質から安山岩質、安山岩質からデイサイト質へと変化したとされる。また、第Ⅱ活動期は、飯縄上樽 a テフラ噴出後の活動である溶岩ドーム群の活動を最後に急速に衰退し、約 6 万年前の水蒸気爆発の発生以降、噴火の痕跡は確認されず、噴気活動や高温の温泉の湧出等は全く認められないことから、現在、火山活動は完全に停止状態にあると考えられている (早津他 (2008) ⁽⁵⁹⁾)。

以上のことから、原子炉施設の運用期間中における飯縄上樽 a テフラと同規模噴火の発生可能性は十分に小さいと判断される。

f. 御嶽第1テフラ (御嶽山)

御嶽第1テフラは、約 9.5 万年前～約 10 万年前に御嶽山を噴出源として噴出した広域テフラである (町田・新井 (2011) ⁽⁵³⁾)。

御嶽山の活動は、西来他 (2016) ⁽²⁾、山元 (2014b) ⁽³¹⁾、及川他 (2014) ⁽⁶⁰⁾、竹内他 (1998) ⁽⁶¹⁾によれば、古期御嶽火山と新期御嶽火山に分けられ、現在は新期御嶽火山の活動期であり、御嶽第1テフラは約 10 万年前に発生したとされる。また、木村 (1993) ⁽⁶²⁾によれば、新期御嶽火山の活動は3つのステージに分けられ、御嶽第1テフラをもたらした噴火が発生したステージはO1ステージ (デイサイトー流紋岩質のプリニー式噴火と、カルデラ陥没及び溶岩ドームの形成) であり、現在は山頂付近の小円錐火山群の形成期であるO3ステージで、約 2 万年前以降は水蒸気噴火を中心とした活動であるとされる。

なお、及川他 (2014) ⁽⁶⁰⁾によれば、過去 1 万年以内に少なくとも 4 回のマグマ噴火が確認されている。

以上のことから、原子炉施設の運用期間中における御嶽第1テフラと同規模噴火の発生可能性は十分に小さいと判断される。

g. 谷口テフラ、大峰テフラ (爺ヶ岳)、恵比須峠福田テフラ、丹生川テフラ (穂高岳)

谷口テフラ及び大峰テフラの噴出源である爺ヶ岳、並びに恵比須峠福田テフラ及

び丹生川テフラの噴出源である穂高岳はいずれも飛騨山脈に位置する第四紀火山である（及川（2003）⁽⁶³⁾）。

及川（2003）⁽⁶³⁾によれば、飛騨山脈での火成活動は Stage I～IIIの3つの活動期に区分され、谷口テフラ、大峰テフラ、恵比須峠福田テフラ、丹生川テフラを発生させた時期はいずれも Stage I（2.5Ma～1.5Ma）である。

現在の活動期は Stage III（0.8Ma～0Ma）であり、東西圧縮応力場のもとで、成層火山形成を主体とした活動が継続していることから、飛騨山脈において Stage I で発生した大規模な噴火の発生可能性は十分に小さいと考えられる。

以上のことから、原子炉施設の運用期間中において谷口テフラ、大峰テフラ、恵比須峠福田テフラ、丹生川テフラと同規模の噴火の発生可能性は十分に小さいと判断される。

h. 大町A p mテフラ群（樺沢岳）

大町A p mテフラ群は、樺沢岳を噴出源として噴出した広域テフラ群である（町田・新井（2011）⁽⁵³⁾）。

西来他（2016）⁽²⁾、中野他（2013）⁽¹⁾、原山（1990）⁽⁶⁴⁾、町田・新井（2011）⁽⁵³⁾等によれば、火山の活動形式は火砕流であり、その活動年代は約40万年～約30万年前とされている。

上記を踏まえると、樺沢岳は全活動期間より、最後の活動終了からの期間が長いことから、将来の活動可能性はないと判断される。

以上のことから、原子炉施設の運用期間中における大町A p mテフラ群と同規模噴火の可能性は十分に小さいと判断される。

i. 貝塩上宝テフラ（上宝）

貝塩上宝テフラは、上宝を噴出源として噴出した広域テフラである（町田・新井（2011）⁽⁵³⁾）。

西来他（2016）⁽²⁾、中野他（2013）⁽¹⁾によれば、火山の活動形式は火砕流であり、その活動期間は約60万年前とされている。また、鈴木（2000）⁽⁶⁵⁾等によれば、約62万年前から約60万年前の間に大規模な噴火が発生し、貝塩給源火道から上宝火砕流及び貝塩上宝テフラが噴出したとされる。

上記を踏まえると、全活動期間よりも最後の活動終了からの期間が長いことから、将来の活動可能性はないと判断される。

以上のことから、原子炉施設の運用期間中における貝塩上宝テフラと同規模噴火の可能性は十分に小さいと判断される。

j. 玉川R 4テフラ（玉川カルデラ）

玉川R 4テフラは、約200万年前に玉川カルデラを噴出源とし噴出した広域テフラである（町田・新井（2011）⁽⁵³⁾）。

鈴木・中山（2007）⁽⁶⁶⁾によれば、敷地周辺に玉川R 4テフラの分布が示され、その降灰年代は2.0Maと推定されるとしている。梅田他（1999）⁽⁴³⁾によれば、東北日本の2Ma以降の火山活動は、活動年代、噴出量、噴火様式、広域応力場変遷の観点から次の3ステージに区分される。stage1（2Ma～1Ma）では、弱圧縮応力場の環境

下で大規模珪長質火砕流の噴出が卓越したとされる。stage2 (1Ma~0.6Ma) では、強圧縮応力場の環境下で成層火山の活動が卓越したとされる。stage3 (0.6Ma 以降) では、強圧縮応力場におかれ、脊梁山脈全体で断層運動が活発化し、大規模珪長質火砕流、成層火山の活動が共に認められ、マグマ噴出量が増大したとされる。

現在の東北日本における火山活動は stage3 に相当することに加え、高橋 (1995) ⁽⁶⁷⁾によれば、大量の珪長質マグマを蓄積するには低地殻歪速度が必要であるとされる。

以上のことから、原子炉施設の運用期間中における玉川 R 4 テフラと同規模噴火の発生可能性は十分に小さいと判断される。

k. 八甲田国本テフラ (八甲田カルデラ)

八甲田国本テフラは、約 76 万年前に八甲田カルデラ (八甲田火山) を噴出源として噴出した広域テフラである (町田・新井 (2011) ⁽⁵³⁾)。

気象庁編 (2013) ⁽⁴⁾によれば、八甲田火山は、南八甲田火山群、北八甲田火山群に区分され、八甲田カルデラは北八甲田火山群の直下~北東に存在するとされている。中野他 (2013) ⁽¹⁾及び工藤他 (2011) ⁽⁶⁸⁾によれば、八甲田火山の活動を、南八甲田火山群、八甲田カルデラ、北八甲田火山群の活動に区分し、このうち、八甲田カルデラにおいては、約 1Ma (八甲田中里川)、0.9Ma (八甲田黄瀬)、0.76Ma (八甲田第1期)、0.4Ma (八甲田第2期) に大規模火砕流を噴出したとされている。八甲田火山は、110 万年前から活動を開始し、南八甲田火山群及び八甲田カルデラの活動後、最近 30 万年間では、北八甲田火山群のみの活動が継続している。八甲田国本テフラは八甲田カルデラの活動で発生したものであり、現在は北八甲田火山群の活動である。

以上のことから、原子炉施設の運用期間中における八甲田国本テフラと同規模噴火の発生可能性は十分に小さいと判断される。

1. 大山倉吉テフラ (大山)

大山倉吉テフラは、約 5.5 万年前に大山を噴出源として噴出した広域テフラである (町田・新井 (2011) ⁽⁵³⁾)。

守屋 (1983) ⁽⁶⁹⁾の日本の第四紀火山の地形発達過程に基づく分類によれば大山は最終期である第4期とされる。また、米倉 (2001) ⁽⁷⁰⁾によれば、一般にこの第4期の噴出量は第1期~第3期と比べて少なく、数 km³とされる。

また、山元 (2014b) ⁽³¹⁾による活動履歴情報の整理に基づけば、約 40 万年前以降、最も規模の大きな噴火は大山倉吉テフラ噴火であるが、これに至る活動間隔は、大山倉吉テフラ噴火以降の経過期間に比べて十分に長い。

ただし、数 km³以下の規模の噴火については、大山倉吉テフラ噴火以前もしくは以降においても繰り返し発生している。また、Zhao et al. (2011) ⁽⁷¹⁾によれば、大山の地下深部に広がる低速度層と、大山の西方地下で発生している低周波地震の存在から、地下深部にはマグマ溜まりが存在している可能性が示唆される。保守的に、この低速度層をマグマ溜まりとして評価した場合、その深度は 20km 以深に位置し、これは爆発的噴火を引き起こす珪長質マグマの浮力中立点の深度 7km (東宮 (1997)

(72) よりも深い位置に相当する。

以上のことから、原子炉施設の運用期間中における大山倉吉テフラと同規模噴火の発生可能性は十分に小さいと判断される。

m. 阿蘇4、阿蘇3テフラ（阿蘇カルデラ）

阿蘇4テフラは約8.5万年前～約9万年前に、阿蘇3テフラは約13万年前に、いずれも阿蘇カルデラを噴出源として噴出した広域テフラである（町田・新井（2011）⁽⁵³⁾）。

Nagaoka（1988）⁽⁷³⁾に基づけば、現在の阿蘇カルデラの活動期は、最新の破局的噴火（約9万年前の阿蘇4テフラの噴出）以降、阿蘇山において草千里ヶ浜軽石等の多様な噴火様式による小規模噴火が発生していることから、阿蘇山における後カルデラ噴火ステージの活動と考えられ、苦鉄質火山噴出物及び珪長質火山噴出物の給源火口の分布（三好他（2005）⁽⁷⁴⁾）から、地下に大規模な珪長質マグマ溜まりは存在していないと考えられる。また、破局的噴火の最短の活動間隔（約2万年）は、最新の破局的噴火からの経過期間（約9万年）と比べて短い。

以上のことから、原子炉施設の運用期間中における阿蘇4、阿蘇3テフラと同規模噴火の発生可能性は十分に小さいと判断される。

n. 始良Tnテフラ（始良カルデラ）

始良Tnテフラは、南九州の始良カルデラを噴出源とし、約2.8万年前～約3万年前に噴出した広域テフラである（町田・新井（2011）⁽⁵³⁾）。

現在の始良カルデラの活動期は、Nagaoka（1988）⁽⁷³⁾に基づけば、後カルデラ火山噴火ステージであると考えられる。また、破局的噴火の活動間隔（約6年以上）は、最新の破局的噴火である約3万年前の始良Tnテフラの噴出からの経過期間と比べ十分に長く、現在は破局的噴火に先行して発生するプリニー式噴火ステージの兆候が認められない。

以上のことから、原子炉施設の運用期間中における、始良Tnテフラと同規模噴火の可能性は十分に小さいと判断される。

o. 鬼界アカホヤテフラ、鬼界葛原テフラ（鬼界カルデラ）

鬼界アカホヤテフラは約7,300年前に、鬼界葛原テフラは約9.5万年前に、いずれも鬼界カルデラを噴出源として噴出した広域テフラである（町田・新井（2011）⁽⁵³⁾）。

現在の鬼界カルデラの活動期は、Nagaoka（1988）⁽⁷³⁾に基づけば、後カルデラ火山噴火ステージ（薩摩硫黄島）であると考えられる。また、鬼界カルデラにおける破局的噴火の活動間隔は約5年以上であり、最新の破局的噴火からの経過期間（約0.7万年）に比べて十分長い。

以上のことから、原子炉施設の運用期間中における鬼界アカホヤテフラ及び鬼界葛原テフラと同規模噴火の発生可能性は十分に小さいと判断される。

(2) 噴出源が同定できない降下火砕物

敷地周辺で確認された噴出源が同定できない降下火砕物は、敷地から西北西に約23kmの茨城県笠間市大古山の潤沼川沿いで確認される「潤沼川テフラ」（山元

(2013a)⁽¹¹⁾の1つである。本テフラは見和層下部のエスチュアリー相泥質堆積物中に再堆積物として挟まれる層厚15cmの軽石質の粗粒火山灰であるとされている(山元(2013a)⁽¹¹⁾)。また、涸沼川テフラは敷地近傍においてその分布が認められないことから、敷地への影響は十分に小さいと判断される。

(3) 設計上考慮する降下火砕物の層厚の検討

文献調査結果から、敷地周辺で分布が推定される主な降下火砕物のうち、噴出源が同定でき、原子炉施設の運用期間中における同規模の噴火の可能性のある降下火砕物として、高原山を噴出源とする高原戸室山2テフラ、男体・女峰火山群を噴出源とする男体今市テフラ、男体七本桜テフラ、赤城山を噴出源とする赤城鹿沼テフラ、赤城行川2テフラ、赤城水沼1テフラ、赤城水沼2テフラ、赤城水沼8テフラ、赤城水沼9-10テフラ、燧ヶ岳を噴出源とする燧ヶ岳七入テフラ、沼沢を噴出源とする沼沢芝原テフラ、榛名山を噴出源とする榛名八崎テフラ、四阿山を噴出源とする四阿菅平2テフラが挙げられる。

一方、噴出源が同定できない降下火砕物として、涸沼川テフラが認められる。

これらの降下火砕物のうち、敷地周辺において層厚とその噴火規模が最も大きい降下火砕物は赤城鹿沼テフラであり、設計上考慮する降下火砕物として詳細に検討を行った。

a. 降下火砕物の分布状況

赤城鹿沼テフラの分布に関する以下の敷地周辺の層厚調査及び敷地内の地質調査の結果から、赤城鹿沼テフラの敷地及び敷地近傍での層厚は約35cmであるが、敷地周辺で最大50cmが確認され、保守性を考慮して50cmと評価される。

(a) 敷地周辺の層厚調査

降下火砕物の等層厚線図から、敷地において最も層厚が大きい降下火砕物は赤城鹿沼テフラと判断される。その分布主軸は敷地の方向を向いており、「新編火山灰アトラス」(町田・新井(2011)⁽⁵³⁾)によれば10cm~40cm、山元(2013a)⁽¹¹⁾では32cm~64cmの32cm等層厚線付近に位置する。山元(2013a)⁽¹¹⁾、茨城県自然博物館(2001)⁽⁷⁵⁾、茨城県自然博物館(2007)⁽⁷⁶⁾及び敷地周辺の地質調査結果より敷地周辺の赤城鹿沼テフラの層厚を調査したところ、敷地近傍で約35cm、敷地周辺で概ね40cm以下、敷地から噴出源方向に約10kmの地点で最大50cmが確認される。(第8.4.2図)

(b) 敷地内の地質調査

敷地での赤城鹿沼テフラの層厚を把握するため、地質調査を実施した。ボーリング調査において、ローム層中に黄褐色の軽石層が認められ、火山灰分析の結果、赤城鹿沼テフラに対比される。また、ボーリング調査による層厚は25~30cm、露頭で層厚30~35cmであり、文献で示される層厚に整合している。(第8.4.3図)

b. 降下火砕物シミュレーション

現在の気象条件での敷地における降下火砕物の層厚を検討するため、敷地周辺における堆積厚さが最も大きい赤城鹿沼テフラの噴出源である赤城山を対象に降下火砕物シミュレーションを行った。

山元 (2016)⁽³²⁾、高橋他 (2012)⁽²⁸⁾、守屋 (1979)⁽⁷⁷⁾によれば、赤城山の活動は約 50 万年前から溶岩と火砕物を主とした噴火様式の古期成層火山の活動から始まり、約 22 万年前の山体崩壊を境に、その後、新期成層火山の活動となっている。新期成層火山についても 3 つの活動期に分けられ、赤城鹿沼テフラは現在の活動ステージである後カルデラ期に発生した降下火砕物であるとされる。現在の赤城山の活動ステージにおいて最大規模の噴火による降下火砕物噴出は赤城鹿沼テフラであり、その噴出量は $2\text{km}^3\text{DRE}$ (見かけ体積 5km^3) とされている (第 8.4.4 図)。このことを踏まえ、解析条件の噴出量には見かけ体積 5km^3 を設定した。主な解析条件については第 8.4.2 表に示す。

風向・風速は、気象庁が行っているラジオゾンデの定期観測データ (観測地点：館野) を用いて行った。

月別平年解析の結果、1 年を通じて偏西風の影響を受け、分布主軸が東から東北東に向く傾向があり、敷地における降下火砕物の堆積厚さは 7 月の 21 時の風のケースで最大 (約 12cm) となる (第 8.4.5 図)。さらに、層厚が最大となった 7 月の 21 時を基本ケースとして、噴煙柱・風速・風向の 3 つの要素について、不確かさに関する検討を行った (第 8.4.6 図)。その結果、風速の不確かさを考慮した場合が最大で層厚は約 22cm であり、敷地及び敷地周辺の調査で確認された層厚を上回らない。

(4) 設計上考慮する降下火砕物の層厚の設定

上記を踏まえ、降下火砕物の分布状況及び降下火砕物シミュレーションによる検討結果から総合的に判断し、設計上考慮する降下火砕物の層厚を保守的に 50 cm と設定する。

8.4.1.2 密度に関する評価

富田他 (1994)⁽²⁵⁾によれば、笠間地区における赤城鹿沼テフラの密度は湿潤状態で $1.0\text{g}/\text{cm}^3$ 、乾燥状態で $0.3\text{g}/\text{cm}^3$ である。また、地質調査 (土質試験) により赤城山から敷地までの距離とほぼ同一な距離における赤城鹿沼テフラの密度を確認した結果、湿潤密度で最大約 $1.1\text{g}/\text{cm}^3$ 、乾燥密度で最小約 $0.3\text{g}/\text{cm}^3$ であった (第 8.4.7 図)。

一方で、宇井編 (1997)⁽²⁶⁾によれば、乾燥した火山灰は密度が $0.4\text{g}/\text{cm}^3 \sim 0.7\text{g}/\text{cm}^3$ であるが、湿ると $1.2\text{g}/\text{cm}^3$ を超えることがあるとされている。

以上のことから、湿潤密度は $1.5\text{g}/\text{cm}^3$ と設定する。

8.4.2 火山性土石流、火山泥流及び洪水

施設に影響を及ぼし得る 12 火山のうち、敷地から 120 km の範囲内には高原山、那須岳、男体・女峰火山群、日光白根火山群の 4 火山が位置する。敷地是那珂川流域に位置し、上流域に対象火山が存在する。

文献調査の結果、那珂川に沿う瓜連丘陵に火山性土石流堆積物である栗河軽石が分布する (坂本・宇野沢 (1976)⁽⁷⁸⁾)。しかしながら、那珂川の流下方向は敷地へ向かっていない。また、那珂川と敷地の間には鹿島台地が分布し敷地は台地上に位置する。(第

8.4.8 図)。このことから、火山性土石流、火山泥流及び洪水が施設に影響を及ぼす可能性は十分に小さいと判断される。

8.4.3 火山から発生する飛来物（噴石）

施設に影響を及ぼし得る 12 火山のうち、最も近いものでも敷地から約 98km と十分離れていることから、火山から発生する飛来物が施設に影響を及ぼす可能性は十分に小さいと判断される。

8.4.4 火山ガス

施設に影響を及ぼし得る 12 火山のうち、最も近いものでも敷地から約 98km と十分離れていること、敷地は太平洋に面する台地上に位置しており火山ガスが滞留する地形ではないことから、火山ガスが施設に影響を及ぼす可能性は十分に小さいと判断される。

8.4.5 その他火山事象

施設に影響を及ぼし得る 12 火山のうち、最も近いものでも敷地から約 98km と十分離れていること、敷地は火山フロントより前弧側（東方）に位置することから、津波及び静振、大気現象、火山性地震とこれに関連する事象、熱水系及び地下水の異常について、施設に影響を及ぼす可能性は十分に小さいと判断される。

8.5 参考文献

- (1) 中野俊・西来邦章・宝田晋治・星住英夫・石塚吉浩・伊藤順一・川辺禎久・及川輝樹・古川竜太・下司信夫・石塚治・山元孝広・岸本清行（2013）：日本の火山（第 3 版），産業技術総合研究所地質調査総合センター
- (2) 西来邦章，伊藤順一，上野龍之，内藤一樹，塚本斉（2016）：産業技術総合研究所地質調査総合センター（2016）：第四紀噴火・貫入活動データベース，産業技術総合研究所地質調査総合センター，https://gbank.gsj.jp/quaternary/index_qvir.php
- (3) 海上保安庁海洋情報部（2013）：海域火山データベース，<http://www1.kaiho.mlit.go.jp/GIJUTSUKOKUSAI/kaiikiDB/list-2.htm>
- (4) 気象庁編（2013）：日本活火山総覧（第 4 版），気象業務支援センター
- (5) 第四紀火山カタログ委員会編（1999）：日本の第四紀火山カタログ，日本火山学会
- (6) 鈴木毅彦（1993）：北関東那須野原周辺に分布する指標テフラ層，地学雑誌，102，p. 73-90
- (7) 井上道則，吉田武義，藤巻宏和，伴雅雄（1994）：東北本州弧，高原火山群における山体形成史とマグマの成因，核理研研究報告，第 27 巻，第 2 号，1994 年 12 月，p169-198
- (8) 奥野充，守屋以智雄，田中耕平，中村俊夫（1997）：北関東，高原火山の約 6500cal yr BP の噴火，火山，42，p393-402
- (9) 山元孝広（2012）：福島一栃木地域における過去約 30 万年間のテフラの再記載と定量化，地質調査研究報告，63，p35-91
- (10) 弦巻賢介（2012）：東北日本弧南部，高原火山における山体形成史とマグマ供給系の発達，

日本火山学会講演予稿集, p56

- (11) 山元孝広 (2013a) : 栃木-茨城地域における過去約 30 万年間のテフラの再記載と定量化, 地質調査研究報告, 第 64 巻, 第 9/10 号, p251-304, 2013
- (12) 鈴木毅彦 (1992) : 那須火山のテフロクロロジー, 火山, 37, p251-263
- (13) 伴雅雄, 高岡宣雄 (1995) : 東北日本弧, 那須火山群の形成史, 岩鉱, 90, p195-214, 1995
- (14) 山元孝広 (1997) : テフラ層序から見た那須茶臼岳火山の噴火史, 地質学雑誌, 103, p676-691
- (15) 産業技術総合研究所地質調査総合センター編 (2014) : 1 万年噴火イベントデータ集 (ver. 2.2) , <https://gbank.gsj.jp/volcano/eruption/index.html>
- (16) 村本芳英 (1992) : 日光火山群東方地域に分布する中・後期更新世テフラ-日光火山群の噴火史-, 静岡大学地球科学研究報告, 18, p59-91
- (17) 鈴木毅彦, 奥野 充, 早川由紀夫 (1994) : テフラからみた日光火山群の噴火史, 月刊地球, 16, p.215-221
- (18) 佐々木 実 (1994) : 日光火山群の岩石学, 月刊地球, 116, p221-230
- (19) 石崎泰男, 森田考美・岡村裕子・小池一馬・宮本亜里沙・及川輝樹 (2014) : 男体火山の最近 17000 年間の噴火史, 火山, 59, 3, p185-206
- (20) 奥野充, 中村俊夫, 守屋以智雄 (1993) : 那須・高原・日光白根火山の完新世テフラの加速器 14C 年代, 日本火山学会講演予稿集, p6, p92
- (21) 佐々木 実, 橋野 剛, 村上 浩 (1993) : 日光火山群, 日光白根火山および三ツ岳火山の地質と岩石, 弘前大学理学部地球科学科報告, 40, p101-117 (1993)
- (22) 高橋正樹, 小堀容子, 矢島有紀子 (1995) : 日光白根火山下マグマ供給システムの岩石学的モデル, 月間地球, 17, p113-119
- (23) 大森昌衛編 (1986) : 日本の地質 3 関東地方, 共立出版, p335
- (24) 鈴木毅彦 (1990) : テフロクロロジーからみた赤城火山最近 20 万年間の噴火史, 地学雑誌, 99, 2 (1990) , p60-75
- (25) 富田平四郎, 中野政詩, 鈴木敬 (1994) : 地域, 深さによる鹿沼土の物理的構成と各種物理性の差異について, 土壌の物理性, 第 69 号, p11-21 (1994)
- (26) 宇井忠英編 (1997) : 火山噴火と災害, 東京大学出版会
- (27) 青木かおり, 入野智久, 大場忠道 (2008) : 鹿島沖海底コア MD01-2421 の後期更新世テフラ層序, 第四紀研究, 47, (6) , p391-407
- (28) 高橋正樹, 関慎一郎, 鈴木洋美, 竹本弘幸, 長井雅史, 金丸龍夫 (2012) : 赤城火山噴出物の全岩化学組成-分析データ 381 個の総括-, 日本大学文理学部自然科学研究所研究紀要, 47, p341-400
- (29) 及川輝樹 (2012) : 赤城山と栗駒山の歴史時代の噴火記録, 日本火山学会講演予稿集, p140
- (30) 山元孝広 (2014a) : 赤城火山の噴火履歴の再検討と定量化, 日本火山学会講演予稿集
- (31) 山元孝広 (2014b) : 日本の主要第四紀火山の積算マグマ噴出量階段図, 地質調査総合センター研究資料集, 613, 産総研地質調査総合センター

- (32) 山元孝広 (2016) : 赤城火山軽石噴火期のマグマ噴出率と組成の変化, 地質学雑誌, 122, p109-126
- (33) 峰岸純夫(2003) : 中世における赤城山於呂嶽(荒山)の噴火と富士山浅間信仰, 日本中世史の再発見, 吉川弘文館, p. 132-144.
- (34) 早川由紀夫 (1999) : 赤城山は活火山か?, 地球惑星科学関連学会合同大会予稿集 (CD-ROM) , As-012
- (35) 早川由紀夫, 新井房夫, 北爪智啓 (1997) : 燧ヶ岳火山の噴火史, 地学雑誌, 106, p660-664
- (36) 山元孝広 (1999) : 福島-栃木地域に分布する 30-10 万年前のプリニー式降下火砕物: 沼沢・燧ヶ岳・鬼怒沼・砂子原火山を給源とするテフラ群の層序, 地質調査所月報, 50, p743-767
- (37) 山元孝広, 阪口圭一 (2000) : テフラ層序からみた安達太良火山, 最近約 25 万年間の噴火活動, 地質学雑誌, 106, p865-882
- (38) 藤縄明彦, 林信太郎, 梅田浩司 (2001) : 安達太良火山の K-Ar 年代: 安達太良火山形成史の再検討, 火山, 46, p95-106
- (39) 藤縄明彦, 鎌田光春 (2005) : 安達太良火山の最近 25 万年間における山体形成史とマグマ供給系の変遷, 岩石鉱物科学, 34, p35-58
- (40) 長谷川健, 藤縄明彦, 伊藤太久 (2011) : 磐吾妻, 安達太良: 活火山ランク B の三火山, 地質学雑誌, 117, p33-48
- (41) 三村弘二 (1994) : 磐梯火山の放射年代-概報-, 地質調査所月報, 第 45 巻, 第 10 号, p565-571, 1994
- (42) 三村弘二, 中村洋一 (1995) : 磐梯山の地質形成史と岩石, 磐梯火山, p87-101 (1995)
- (43) 梅田浩司, 林信太郎, 伴雅雄, 佐々木実, 大場司, 赤石和幸 (1999) : 東北日本, 火山フロント付近の 2.0Ma 以降の火山活動とテクトニクスの推移, 火山, 第 44 巻 (1999) , p233-249
- (44) Soda, Tsutomu. (1996) : Explosive activities of Haruna volcano and their impacts on human life in the sixth century A.D, Geograph. Rep. Tokyo Metropolitan Univ, 31, p37-52
- (45) 下司信夫 (2013) : 詳細火山データ集: 榛名火山, 日本の火山, 産業技術総合研究所地質調査総合センター (https://gbank.gsj.jp/volcano/Act_Vol/haruna/index.html)
- (46) 山元孝広 (2013b) : 東茨城台地に分布する更新統の新層序と MIS5-7 海面変化との関係: 地下地質とテフラ対比による茨城層, 見和層, 夏海層, 笠神層の再定義, 地質調査所報告, 第 64 巻, 第 9/10 号, p225-249
- (47) 山元孝広 (1995) : 沼沢火山における火砕流噴火の多様性, 沼沢湖および水沼火砕堆積物の層序, 火山, 40, p6.7-81
- (48) 山元孝広 (2003) : 東北日本, 沼沢火山の形成史: 噴出物層序, 噴出年代及びマグマ噴出量の再検討, 地質調査研究報告, 54, p323-340
- (49) 飯塚義之 (1996) : 子持火山の地質と活動年代, 岩鉱, 91, p73-85
- (50) 阪口圭一 (1995) : 5 万分の 1 地質図幅「二本松地域の地質」, 産業技術総合研究所地質

調査総合センター, p66

- (51) 長橋良隆, 木村裕司, 大竹二男, 八島隆一 (2004) : 福島市南西部に分布する鮮新世「笹森山安山岩」の K-Ar 年代, 地球科学, 58, p407-412
- (52) 山元孝広 (2015) : 新たに認定された第四紀火山の放射年代: 笹森山火山, 地質調査研究報告, 66, p15-20
- (53) 町田洋・新井房夫 (2011) : 新編火山灰アトラスー日本列島とその周辺, 東京大学出版会
- (54) 赤石和幸, 梅田浩司 (2002) : 新潟県飯土火山の形成史と K-Ar 年代 (演旨) 日本鉱物学会年会, 日本岩石鉱物鉱床学会学術講演会講演要旨集, P304
- (55) 高橋正樹, 市川寛海, 金丸龍夫, 安井真也, 間瀬口輝浩 (2013) : 浅間黒斑火山崩壊カルデラ壁北部仙人岩付近のプロキシマル火砕岩相ー牙溶岩グループの火山角礫岩・凝灰角礫岩および仙人溶岩グループの溶結火砕岩ー, 日本大学文理学部自然科学研究所研究紀要, 48, p. 141-168
- (56) 高橋正樹・安井真也 (2013) : 浅間前掛火山のプロキシマル火山地質学及び巡検案内書ー浅間前掛火山黒豆河原周辺の歴史時代噴出物ー, 火山, 58, p. 311-328
- (57) 気象庁 (2015) : 浅間山の火山活動解説資料, 火山活動解説資料 (平成 27 年 6 月 24 日 18 時 30 分), 気象庁地震火山部火山監視・情報センター, p. 1-10
- (58) 長井雅史, 高橋正樹 (2008) : 箱根火山の地質と形成史, 神奈川県立博物館研究調査報告 (自然), 13, p. 25-42.
- (59) 早津賢二, 新井房夫, 小島正巳, 大場孝信 (2008) : 妙高火山群 ー多世代火山のライフヒストリーー, p424
- (60) 及川輝樹, 鈴木雄介, 千葉達郎 (2014) : 御嶽山の噴火ーその歴史と 2014 年噴火, 科学, 岩波書館, p1218-1225
- (61) 竹内誠, 中野俊, 原山智, 大塚勉 (1998) : 木曾福島地域の地質, 地域地質研究報告, 5 万分の 1 地質図幅, 地質調査所, p94.
- (62) 木村純一 (1993) : 後期更新世の御岳火山: 火山灰層序と火山層序学を用いた火山活動史の再検討, 地球科学, 47, p301-321
- (63) 及川輝樹 (2003) : 飛騨山脈の隆起と火成活動の時空的関連, 第四紀研究 42 (3) p. 141-156
- (64) 原山智 (1990) : 上高地地域の地質, 地域地質研究報告, 5 万分の 1 地質図幅, 地質調査所, p175
- (65) 鈴木毅彦 (2000) : 飛騨山脈貝塚給源火道起源の貝塚上宝テフラを用いた中期更新世前半の地形面編年, 地理学評論, 73A-1, p1-25
- (66) 鈴木毅彦, 中山俊雄 (2007) : 東北日本弧, 仙岩地熱地域を給源とする 2.0Ma に噴出した大規模火砕流に伴う広域テフラ, 火山, 第 52 卷 (2007), 第 1 号, p. 23-38
- (67) 高橋正樹 (1995) : 大規模珪長質火山活動と地殻歪速度, 火山, 第 40 卷 (1995), p. 33-42
- (68) 工藤崇, 檀原徹, 山下透, 植木岳雪, 佐藤大介 (2011) : 八甲田カルデラ起源火砕流堆積物の層序の再検討, 日本第四紀学会講演要旨集, p144-145
- (69) 守屋以智雄 (1983) : 日本の火山地形, 東京大学出版会, p135

- (70) 米倉伸之 (2001) : 日本の地形 〈1〉 総説, 東京大学出版会, p349
- (71) Zhao Dapeng, Wei Wei, Nishizono Yukihisa, Inakura Hirohito (2011) : Low-frequency earthquakes and tomography in western Japan: Insight into fluid and magmatic activity, *Journal of Asian Earth Sciences*, 42, p.1381-1393
- (72) 東宮昭彦 (1997) : 実験岩石学的手法で求めるマグマ溜まりの深さ, 月刊地球, Vol119, No11, p720-724
- (73) Nagaoka Shinji (1988) : The late quaternary tephra layers from the caldera volcanoes in and around Kagoshima Bay, southern Kyushu, Japan, 23, p.49-122
- (74) 三好雅也, 長谷中利昭, 佐野貴司 (2005) : 阿蘇カルデラ形成後に活動した多様なマグマとそれらの因果関係について, 火山, 第50巻 (2005), 第5号, p.269-283
- (75) 茨城県自然博物館 (2001) : 茨城県自然博物館 第2次総合調査報告書 (2001) 関東ローム層, p.87-102
- (76) 茨城県自然博物館 (2007) : 茨城県自然博物館 第4次総合調査報告書 (2007) 関東ローム層, p.85-99
- (77) 守屋以智雄 (1979) : 日本の第四紀火山の地形発達と分類, 地理学評論, 52-9, p479-501, 1979
- (78) 坂本亨, 宇野沢昭 (1976) : 茨城県瓜連丘陵の第四系と久慈川・那珂川の河谷発達史, 地質調査所月報, 第27巻, 第10号 p655-664, 1976
- (79) 三村弘二 (2002) : 東北日本, 猫魔火山の地質と放射年代, 火山, 第47巻 (2002), 第4号, p217-225
- (80) 大石雅之 (2009) : 四阿火山を起源とする噴出物の岩石記載的特徴とテフラ分布, 地学雑誌, 118 (6), p.1237-1246, 2009
- (81) 鈴木毅彦 (2001) : 海洋酸素同位体ステージ 5-6 境界に降下した飯縄上樽テフラ群とその編年学的意義, 第四紀研究, 40⁽¹⁾, p.29-41
- (82) Tamura Itoko, Yamazaki Haruo, Mizuno Kiyohide (2008) : Characteristics for the recognition of Pliocene and early Pleistocene marker tephras in central Japan, *Quaternary International* 178 (2008), p.85-99
- (83) 鈴木毅彦・早川由紀夫 (1990) : 中期更新世に噴出した大町 Apm テフラ群の層位と年代, 第四紀研究, 29 (2), p.105-120
- (84) 鈴木毅彦, 檀原徹, 藤原治 (2001) : 東北日本の大規模火砕流は広域テフラを生産したか?, 月刊地球, Vol123, No9, p.610-613
- (85) Newhall and Self (1982) : The Volcanic Explosivity Index (VEI) 'An Estimate of Explosive Magnitude for Historical Volcanism, *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, VOL. 87, NO. C2, p1231-1238, FEBRUARY 20, 1982
- (86) 萬年一剛 (2013) : 降下火山灰シミュレーションコード Tephra2 の理論と現状-第四紀学での利用を視野に, 第四紀研究, 52 (4), p.173-187
- (87) 山崎正男 (1958) : 日光火山群, 地球科学, 第36号 (1958年2月), p.27-35
- (88) 山元孝広 (2011) : 磐梯火山最初期噴出物におけるマグマ組成の時間変化: 裏磐梯高原コアの化学分析結果, 火山, 第56巻 (2011), 第6号, p.189-200

- (89) 山元孝広, 須藤茂 (1996) : テフラ層序からみた磐梯火山の噴火活動史, 地質調査所月報, 第 47 卷, 第 6 号, p335-359, 1996
- (90) 小荒井衛, 津沢正晴, 星野実 (1995) : 磐梯山の地形発達史, 「火山地域における土砂災害発生予測手法の開発に関する国際共同研究」 「岩屑流発生場に関する研究」分科会研究成果, 磐梯火山, p135-143
- (91) 早田勉 (1989) : 6 世紀における榛名火山の 2 回の噴火とその災害, 第四紀研究, 27 (4) , p. 297-312
- (92) 山元孝広, 長谷部忠夫 (2014) : 福島県只見町叶津の埋没化石林の放射性炭素年代: 沼沢火山水沼噴火年代の再検討, 地質学雑誌, 第 120 卷, 第 1 号, p1-9

第 8.2.1 表(1) 地理的領域内の第四紀火山における活動可能性

No.	火山名 ^{※1}	敷地からの 距離 (km)	火山の形式 ^{※2}	活動年代 ^{※3} (千年前)	全活動期間 (千年)	最後の活動からの期 間 (千年前)	施設に影響を及ぼし得る火山 (12火山)	
							完新世に活動 を行った火山 (10火山)	将来の活動可能性が 否定できない火山 (2火山)
1	高原山	98	複成火山, 溶岩ドーム	300 ~	300	6.5	○	-
2	塩原カルデラ	103	カルデラ-火砕流	350 ~ 300	50	300	×	×
3	那須岳	108	複成火山	500 ~	500	AD1963	○	-
4	男体・女峰火山群	110	複成火山, 溶岩ドーム	900 ~	900	3.3	○	-
5	甲子	114	複成(複合)火山	1300 ~ 1200	100	1200	×	×
6	塔のへつり カルデラ群	115	カルデラ-火砕流, 溶岩ドーム	1400 ~ 1000	400	1000	×	×
7	皇海山	118	複成火山	1600 ~ 900	700	900	×	×
8	二岐山	120	複成火山, 溶岩ドーム	140 ~ 90	50	90	×	×
9	日光白根火山群	120	溶岩流及び 小型楯状火山, 溶岩ドーム	20 ~	20	AD1890	○	-
10	根名草山	121	溶岩ドーム	300	-	300	×	×
11	錫ヶ岳	121	複成火山?	2700 ~ 2100	600	2100	×	×
12	鬼怒沼	125	溶岩流, 火砕流	240	-	240	×	×
13	赤城山	126	複成火山-カルデラ, 溶岩ドーム	300 ~	300	AD1251	○	-
14	四郎岳	126	複成火山?	2500 ~ 2200	-	2200	×	×
15	沼上山	127	複成火山	1100	-	1100	×	×
16	会津布引山	127	複成火山	1400	-	1400	×	×

※1, 2 火山名, 火山の形式は中野ほか(2013)に基づく。

※3 活動年代は, 中野ほか(2013)及び「第四紀噴火・貫入岩体データベース」(西来ほか(2016))に基づき評価した。

○: 該当する ×: 該当しない -: 検討対象外

第 8.2.1 表(2) 地理的領域内の第四紀火山における活動可能性

No.	火山名 ^{※1}	敷地からの距離 (km)	火山の形式 ^{※2}	活動年代 ^{※3} (千年前)	全活動期間 (千年)	最後の活動からの期間 (千年前)	施設に影響を及ぼし得る火山 (12火山)	
							完新世に活動を行った火山 (10火山)	将来の活動可能性が否定できない火山 (2火山)
17	燧ヶ岳	136	複成火山	160 ~	160	AD1544	○	-
18	アヤマ平	136	複成火山	1600	-	1600	×	×
19	上州武尊山	140	複成火山	1200 ~ 1000	200	1000	×	×
20	博士山	142	複成火山	2800 ~ 2500	300	2500	×	×
21	子持山	144	複成火山, 溶岩ドーム	900 ~ 200	700	200	×	○
22	奈良俣カルデラ	146	カルデラ-火砕流	2100	-	2100	×	×
23	小野子山	149	複成火山	1300 ~ 1200	100	1200	×	×
24	安達太良山	153	複成火山, 溶岩ドーム	550 ~	550	AD1900	○	-
25	砂子原カルデラ	153	カルデラ, 溶岩ドーム	290 ~ 220	70	220	×	×
26	磐梯山	154	複成火山	700 ~	700	AD1888	○	-
27	榛名山	154	複成火山-カルデラ, 溶岩ドーム, 火砕丘	500 ~	500	6世紀中頃	○	-
28	笹森山	154	複成火山?	3700 ~ 1800 ^{※4}	1900	1800	×	○
29	猫魔ヶ岳	156	複成火山	1430 ^{※5} ~ 400 ^{※5}	1030	400	×	× ^{※5}
30	西鴉川	157	複成(複合)火山	1850 ~ 1140	710	1140	×	×
31	沼沢	157	溶岩ドーム, カルデラ	110 ~	110	5.4	○	-

※1, 2 火山名, 火山の形式は中野ほか(2013)に基づく。

※3 活動年代は, 中野ほか(2013)及び「第四紀噴火・貫入岩体データベース」(西来ほか(2016))に基づき評価した。

※4 笹森山起源の火砕流堆積物のフィッショントラック年代を示している山元(2015)による。

※5 活動休止期間が明確に記される知見である三村(2002)に基づき, 最後の活動からの経過期間が活動期間中の最大休止期間よりも長いとみなせる火山として評価した。

○: 該当する ×: 該当しない -: 検討対象外

第 8.3.1 表 設計対応不可能な火山事象とその噴火物の敷地への到達可能性

No.	火山名	敷地からの距離 (km)	火砕物密度流 (160km)		溶岩流 岩屑なだれ、地すべり及び 斜面崩壊 (50km)	新しい火口の開口 地殻変動
			到達可能性 範囲 (km)	評価結果		
1	高原山	98	-	活動履歴上、噴出物は溶岩や火砕物が主であり、火砕物密度流の発生実績は認められない。	敷地と火山の距離から、施設に影響を及ぼす可能性はない。	敷地は、火山フロントより前弧側（東方）に位置すること、敷地周辺では火成活動は確認されていないことから、この事象が試験研究炉の運用期間中に影響を及ぼす可能性は十分に小さい。
3	那須岳	108	約17	敷地と火砕物密度流の到達可能性範囲の距離から、敷地に影響を及ぼす可能性は十分に小さい。		
4	男体・女峰 火山群	110	約18			
9	日光白根火山群	120	-	活動履歴上、噴出物は溶岩や火砕物が主であり、火砕物密度流の発生実績は認められない。		
13	赤城山	126	約24	敷地と火砕物密度流の到達可能性範囲の距離から、施設に影響を及ぼす可能性は十分に小さい。		
17	燧ヶ岳	136	約6			
21	子持山	144	約6			
24	安達太良山	153	約16			
26	磐梯山	154	約10			
27	榛名山	154	約23			
28	笹森山	154	約13			
31	沼沢	157	約17			

第 8.4.1 表(1) 降下火砕物の文献調査結果

敷地と火山との距離	敷地及び敷地近傍で確認される主な降下火砕物	記号	火山から敷地への方向(距離(km))	給源火山	試験研究炉の運用期間中の同規模噴火の可能性(○:あり, ×:可能性は十分に小さい)	敷地の層厚	降下火砕物の噴火規模(VEI) [*]	
半径160km内	高原戸室山2テフラ	Tk-TM2	南東(約98km)	高原山	○	—	8cm以下 ^{*1}	5
	男体七本桜テフラ	Nt-S	東南東(約110km)	男体・女峰火山群	○	—	0~20cm ^{*2}	4
	男体今市テフラ	Nt-I					0~20cm ^{*2}	4
	満美穴テフラ	Nk-Ma	東南東(約110km)	男体・女峰火山群	×	女峰赤薙火山の活動で発生した降下火砕物であり、現在は男体山、三ツ岳火山の活動が継続	32cm以下 ^{*3}	5
	日光早乙女テフラ	Nk-SO					16cm以下 ^{*3}	4
	日光行川テフラ	Nk-NM					16cm以下 ^{*3}	5
	日光矢板テフラ	Nk-YT					16cm以下 ^{*3}	4
	赤城鹿沼テフラ	Ag-KP	東南東(約126km)	赤城山	○	—	32cm~64cm ^{*1}	5
	赤城行川2テフラ	Ag-NM2					4cm以下 ^{*1}	4
	赤城水沼1テフラ	Ag-MzP1					5cm~20cm ^{*2}	4
	赤城水沼2テフラ	Ag-MzP2					4cm以下 ^{*1}	4
	赤城水沼8テフラ	Ag-MzP8					8cm以下 ^{*1}	4
	赤城水沼9-10テフラ	Ag-MzP9-10					16cm以下 ^{*1}	4
	燧ヶ岳七入テフラ	Hu-NN	南東(約136km)	燧ヶ岳	○	—	8cm以下 ^{*3}	5
	沼沢芝原テフラ	Nm-SB	南東(約157km)	沼沢	○	—	16cm以下 ^{*3}	4
	榛名八崎テフラ	Hr-HP	東(約154km)	榛名山	○	—	0cm~10cm ^{*2}	4
鬼怒沼黒田原テフラ	Kn-KD	東南東(約125km)	鬼怒沼	×	将来の活動可能性のない火山	16cm以下 ^{*3}	5	

※噴火規模(VEI)の定義は町田・新井(2011)⁽⁵³⁾に基づく

- 試験研究炉の運用期間中の同規模噴火の可能性あり。
 試験研究炉の運用期間中の同規模噴火の可能性が十分に小さい。

^{*1}: 山元(2013a)⁽¹¹⁾, ^{*2}: 町田・新井(2011)⁽⁵³⁾, ^{*3}: 山元(2012)⁽⁹⁾, ^{*4}: 大石(2009)⁽⁸⁰⁾, ^{*5}: 鈴木(2001)⁽⁸¹⁾
^{*6}: Tamura et al(2008)⁽⁸²⁾, ^{*7}: 鈴木・早川(1990)⁽⁸³⁾, ^{*8}: 鈴木・中山(2007)⁽⁶⁵⁾, ^{*9}: 鈴木他(2001)⁽⁸⁴⁾
^{*10}: 山元(2013b)⁽⁴⁶⁾

第 8.4.1 表(2) 降下火砕物の文献調査結果

敷地と火山との距離	敷地及び敷地近傍で確認される主な降下火砕物	記号	火山から敷地への方向(距離(km))	給源火山	試験研究炉の運用期間中の同規模噴火の可能性(○:あり, ×:可能性は十分に小さい)	敷地の層厚	降下火砕物の噴火規模(VEI) [※]	
半径160km外	真岡テフラ	MoP	東南東(約172km)	飯土山	×	将来の活動可能性のない火山	32cm~16cm ^{*1}	5
	立川ローム上部ガラス質テフラ	UG	東(約183km)	浅間山	×	仏岩期の活動で発生した降下火砕物であり、現在は前掛火山の活動が継続	0cm以上 ^{*2}	6
	浅間板鼻黄色テフラ	As-YP					0cm以上 ^{*2}	5
	四阿菅平2テフラ	Azy-SgP2	東(約194km)	四阿山	○	—	0cm以上 ^{*4}	5
	箱根東京テフラ	Hk-TP	北東(約180km)	箱根火山群	×	現在は溶岩ドームの活動が継続(顕著な降下火砕物発生はない)	0cm以上 ^{*2}	6
	箱根吉沢下部7テフラ	Hk-K1p7					0cm以上 ^{*2}	5
	飯縄上樽aテフラ	In-Kta	東(約223km)	飯縄山	×	現在は活動停止期が継続	0cm以上 ^{*5}	?
	御岳第1テフラ	On-Pm1	東北東(約280km)	御嶽山	×	山頂付近における小規模の噴火活動が継続	10cm~0cm ^{*2}	6
	谷口テフラ	Tng	東(約254km)	飛騨山脈(爺ヶ岳)	×	将来の活動可能性のない火山	30cm以下 ^{*6}	?
	大峰テフラ(大峰-SK110)	Omn(Omn-SK110)					10cm以下 ^{*6}	6?
	大町Apmテフラ群	Tky-Ng1	東(約265km)	飛騨山脈(樺沢岳)	×	将来の活動可能性のない火山	0cm以上 ^{*7}	6?
	恵比須峠福田テフラ	Ebs-Fkd	東(約261km)	飛騨山脈(穂高岳)	×	将来の活動可能性のない火山	約30cm ^{*6}	7?
	丹生川テフラ(穂高-Kd39)	Nyg(Htk-Kd39)					20cm~10cm ^{*6}	?
	貝塩上宝テフラ	KMT	東(約275km)	飛騨山脈(上宝)	×	将来の活動可能性のない火山	0cm以上 ^{*2}	6?
	玉川R4テフラ	Tmg-R4	南(約412km)	玉川カルデラ	×	将来の活動可能性のない火山	0cm以上 ^{*8}	6
	八甲田1テフラ(八甲田国本テフラ, Ku1)	Hkd1	南(約491km)	八甲田カルデラ	×	現在は後カルデラ火山の活動が継続	0cm以上 ^{*9}	?
	大山倉吉テフラ	DKP	東北東(約641km)	大山	×	数km ³ 以下の噴火活動が継続	5cm~0cm ^{*2}	6
	阿蘇3テフラ	Aso-3	東北東(約943km)	阿蘇カルデラ	×	現在は後カルデラ火山の活動が継続	0cm以上 ^{*2}	7
	阿蘇4テフラ	Aso-4					15cm以下 ^{*2}	7
	始良Inテフラ	AT	東北東(約1045km)	始良カルデラ	×	現在は後カルデラ火山の活動が継続	20cm~10cm ^{*2}	7
鬼界アカホヤテフラ	K-Ah	北東(約1126km)	鬼界カルデラ	×	現在は後カルデラ火山の活動が継続	20cm~0cm ^{*2}	7	
鬼界葛原テフラ	K-Kz					5cm~2cm ^{*2}	7	
噴出源不明	洞沼川テフラ	—	—	—	—	(再堆積) ^{*1,10}	—	

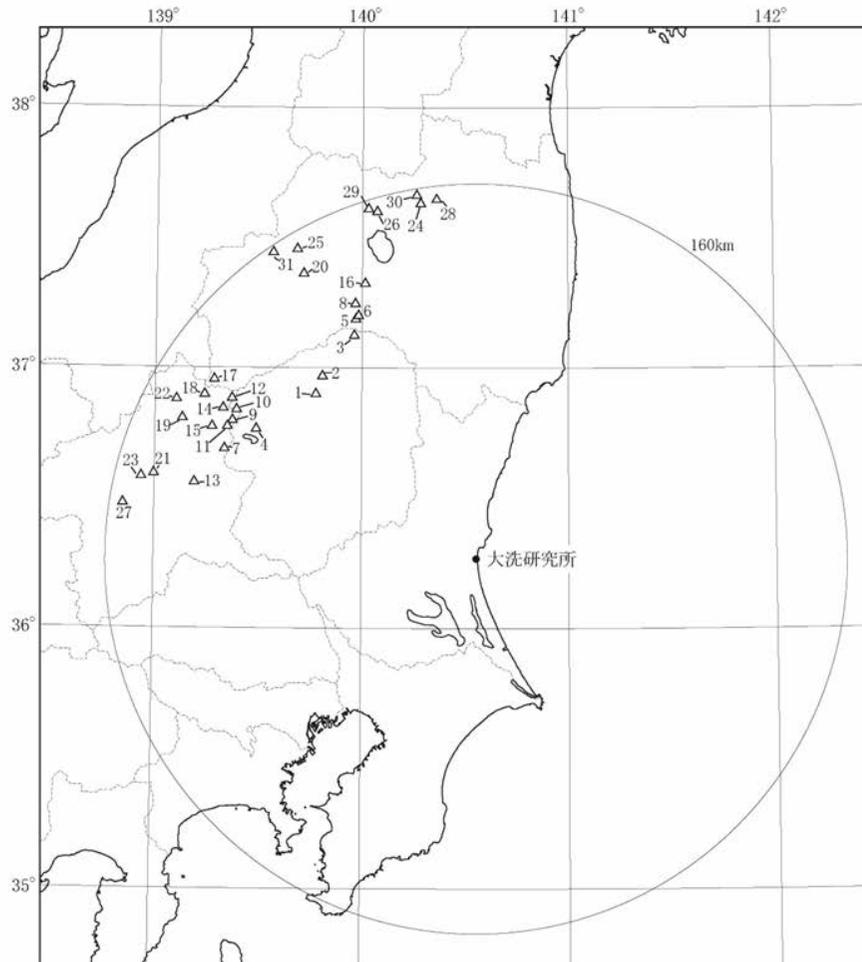
※噴火規模(VEI)の定義は町田・新井(2011)⁽⁵³⁾に基づく

試験研究炉の運用期間中の同規模噴火の可能性あり。
 試験研究炉の運用期間中の同規模噴火の可能性が十分に小さい。

^{*1}: 山元(2013a)⁽¹¹⁾, ^{*2}: 町田・新井(2011)⁽⁵³⁾, ^{*3}: 山元(2012)⁽⁹⁾, ^{*4}: 大石(2009)⁽⁸⁰⁾, ^{*5}: 鈴木(2001)⁽⁸¹⁾
^{*6}: Tamura et al(2008)⁽⁸²⁾, ^{*7}: 鈴木・早川(1990)⁽⁸³⁾, ^{*8}: 鈴木・中山(2007)⁽⁶⁶⁾, ^{*9}: 鈴木他(2001)⁽⁸⁴⁾
^{*10}: 山元(2013b)⁽⁴⁶⁾

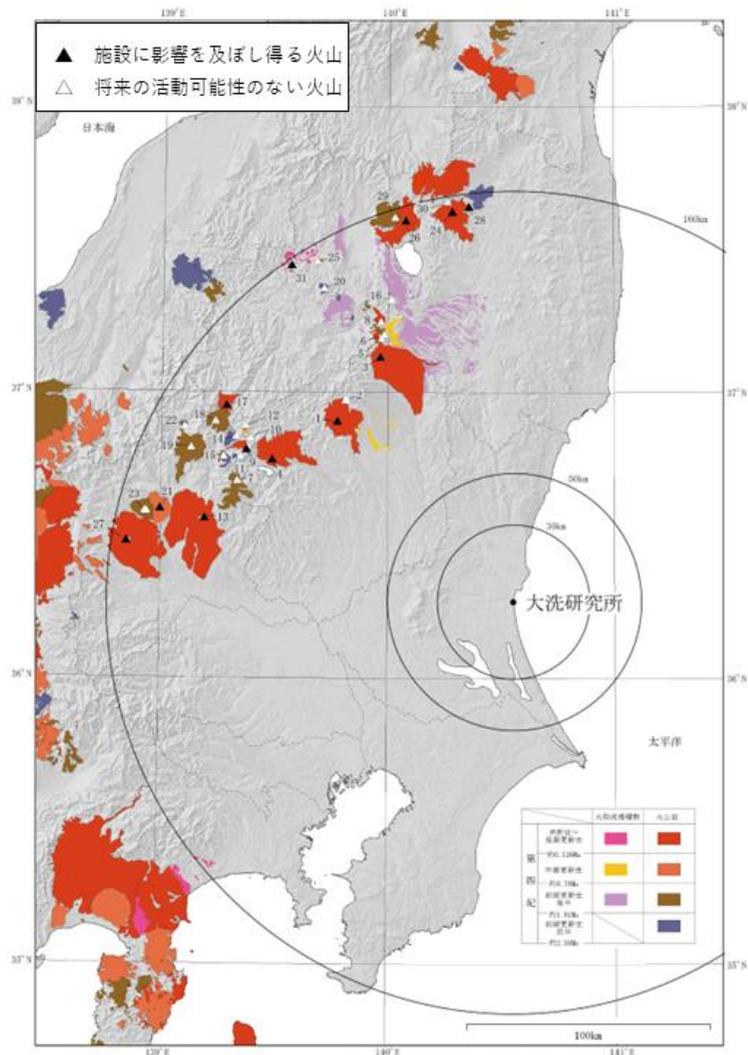
第 8. 4. 2 表 降下火砕物シミュレーションの主な解析条件

設定噴火規模	パラメータ	単位	設定値	設定根拠等	
赤城鹿沼テフラ (Ag-KP)	噴出量(見かけ体積量)	km ³	5	山元(2016) ⁽³²⁾ 及び山元(2013a) ⁽¹¹⁾ に基づき設定 (見かけ体積量に降下火砕物の密度800kg/m ³ を乗じた4.0×10 ¹² kgを設定)	
	噴煙柱高度	km	25	同程度の規模の噴火(VEI5)の一般値(Newhall and Self(1982) ⁽⁸⁵⁾ による)に基づいて設定	
	噴煙柱分割高さ	m	100	萬年(2013) ⁽⁸⁶⁾ より設定	
	粒径	最大	mm (Φ)	1,024 (-10)	Tephra2のconfigfileに示された珪長質噴火の一般値
		最小	mm (Φ)	1/1,024 (10)	Tephra2のconfigfileに示された珪長質噴火の一般値
		中央	mm (Φ)	1/2 (1.0)	Tephra2のconfigfileに示される他の噴火事例に基づいて設定(エトナ1998年噴火の例を参照)
		標準偏差	mm (Φ)	1/3 (1.5)	Tephra2のconfigfileに示される他の噴火事例に基づいて設定(エトナ1998年噴火の例を参照)
	粒子密度	t/m ³	1.0	噴出物を構成する粒子が全て軽石と想定 なお、山元(2013a) ⁽¹¹⁾ において赤城鹿沼テフラは発泡の良い軽石火山礫からなるとされており、 地質調査においても軽石主体であることが確認されている。	
	見かけの渦拡散係数	m ² /s	0.04	萬年(2013) ⁽⁸⁶⁾ より設定	
	拡散係数	m ² /s	10,000	萬年(2013) ⁽⁸⁶⁾ より設定	
	Fall Time Threshold	s	3,600	萬年(2013) ⁽⁸⁶⁾ より設定	
	Plume Ratio	-	0.1	Tephra2のconfigfileに示された事例に基づく一般値	
	噴出源	X(東距)	m	338,296	「日本の火山(第3版)」(中野他(2013) ⁽¹⁾)より設定
Y(北距)		m	4,047,614		
標高		m	1,828		



No.	第四紀火山	敷地からの距離 (km)	No.	第四紀火山	敷地からの距離 (km)
1	たかはらやま 高原山	98	16	あいづぬのびきやま 会津布引山	127
2	しおぼら 塩原カルデラ	103	17	ひうちがたけ 燧ヶ岳	136
3	なすだけ 那須岳	108	18	あやめだいら アヤメ平	136
4	なんたい・によほう 男体・女峰火山群	110	19	じょうしゅうほたかやま 上州武尊山	140
5	かつし 甲子	114	20	はかせやま 博士山	142
6	とうのへつり 塔のへつりカルデラ群	115	21	こもちやま 子持山	144
7	すかいさん 皇海山	118	22	ならまた 奈良俣カルデラ	146
8	ふたまたやま 二岐山	120	23	おのごやま 小野子山	149
9	にっこうしらね 日光白根火山群	120	24	あだたらやま 安達太良山	153
10	ねなくきやま 根名草山	121	25	すなごほら 砂子原カルデラ	153
11	すずがたけ 錫ヶ岳	121	26	ぼんだいさん 磐梯山	154
12	きぬぬま 鬼怒沼	125	27	ほるなさん 榛名山	154
13	あかきさん 赤城山	126	28	さきもりやま 笹森山	154
14	しろうだけ 四郎岳	126	29	ねこまがたけ 猫魔ヶ岳	156
15	ぬまのかみやま 沼上山	127	30	にしからすがわ 西鴉川	157
			31	ぬまざわ 沼沢	157

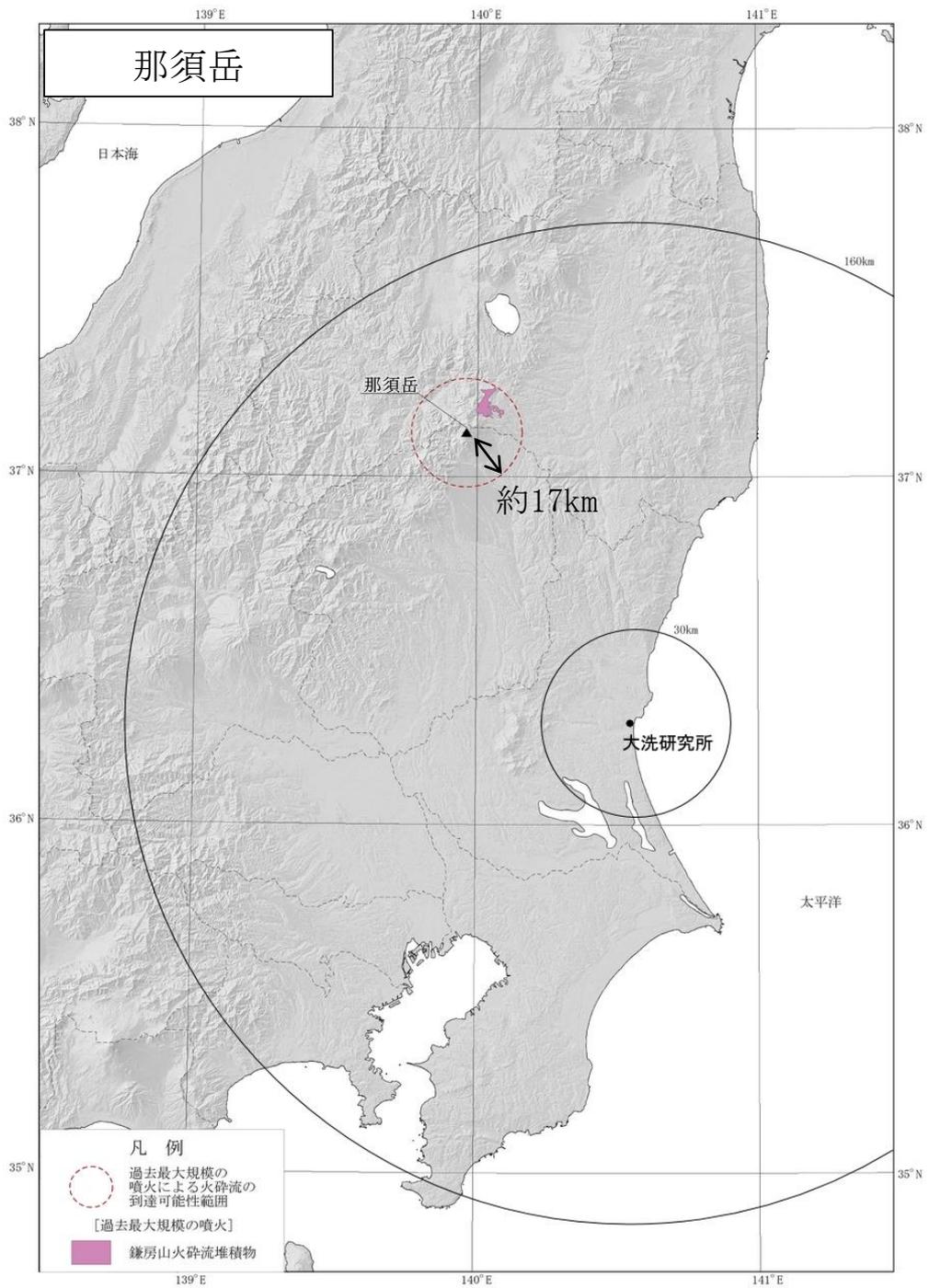
第 8.2.1 図 地理的領域内の第四紀火山



(中野ほか(2013)に加筆)

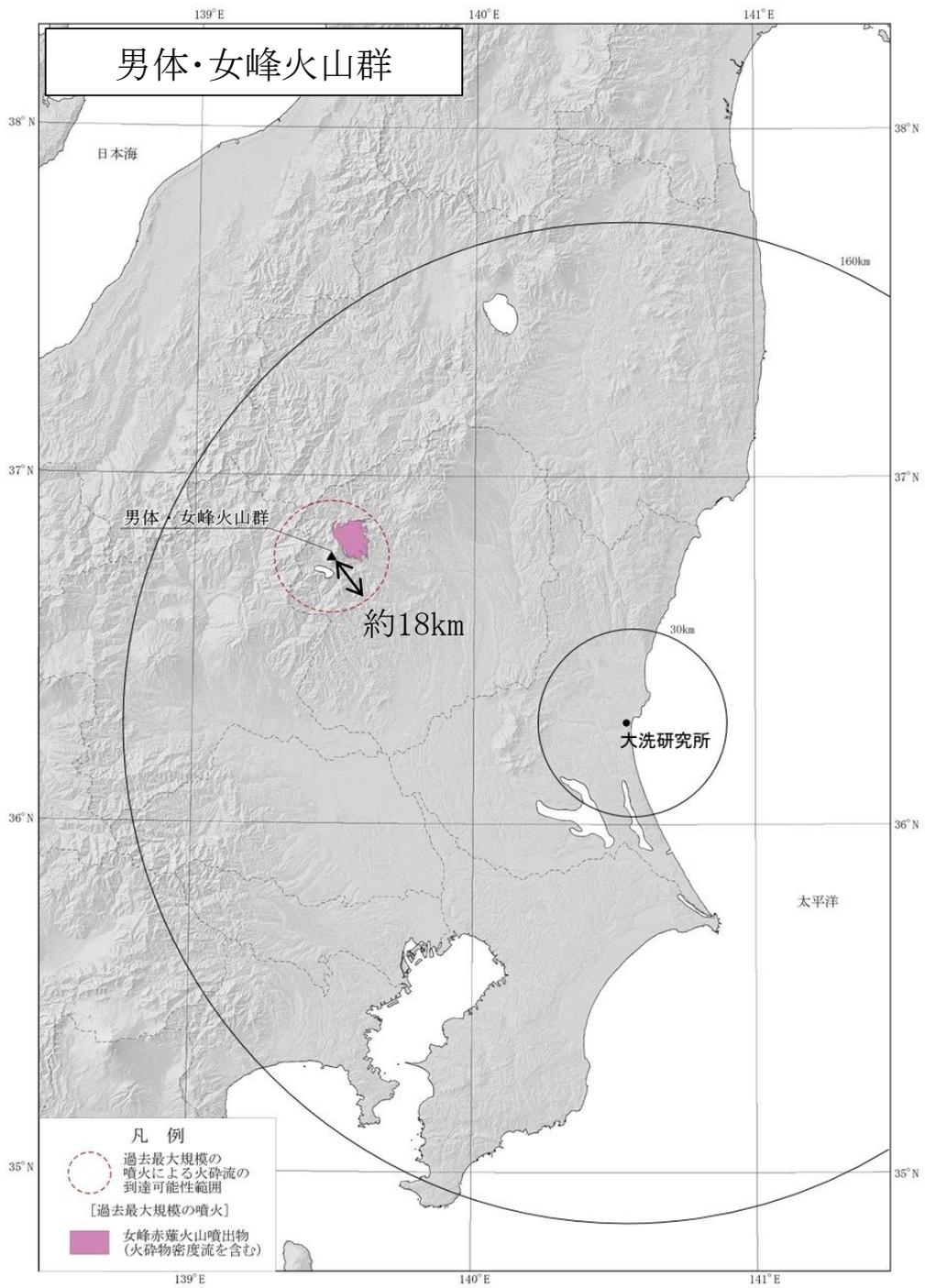
No.	第四紀火山	敷地からの距離 (km)	No.	第四紀火山	敷地からの距離 (km)
1	たかはらやま 高原山	98	16	あいづぬのびきやま 会津布引山	127
2	しおばら 塩原カルデラ	103	17	ひうちがたけ 燧ヶ岳	136
3	なすだけ 那須岳	108	18	あやめだいら アヤマ平	136
4	なんたい・によほう 男体・女峰火山群	110	19	じょうしゅうほたかやま 上州武尊山	140
5	かっし 甲子	114	20	ほかせやま 博士山	142
6	どうのへつり 塔のへつりカルデラ群	115	21	こもちやま 子持山	144
7	すかいさん 皇海山	118	22	ならまた 奈良俣カルデラ	146
8	ふたまたやま 二岐山	120	23	おのこやま 小野子山	149
9	にっこうしらね 日光白根火山群	120	24	あだたらやま 安達太良山	153
10	ねなくさやま 根名草山	121	25	すなごほら 砂子原カルデラ	153
11	すずがたけ 錫ヶ岳	121	26	ぼんだいさん 磐梯山	154
12	きぬぬま 鬼怒沼	125	27	はるなさん 榛名山	154
13	あかぎさん 赤城山	126	28	ささもりやま 笹森山	154
14	しろうだけ 四郎岳	126	29	ねこまがたけ 猫魔ヶ岳	156
15	ぬまのかみやま 沼上山	127	30	にしからすがわ 西鴉川	157
			31	ぬまざわ 沼沢	157

第 8.3.1 図 地理的領域内の火山地質図



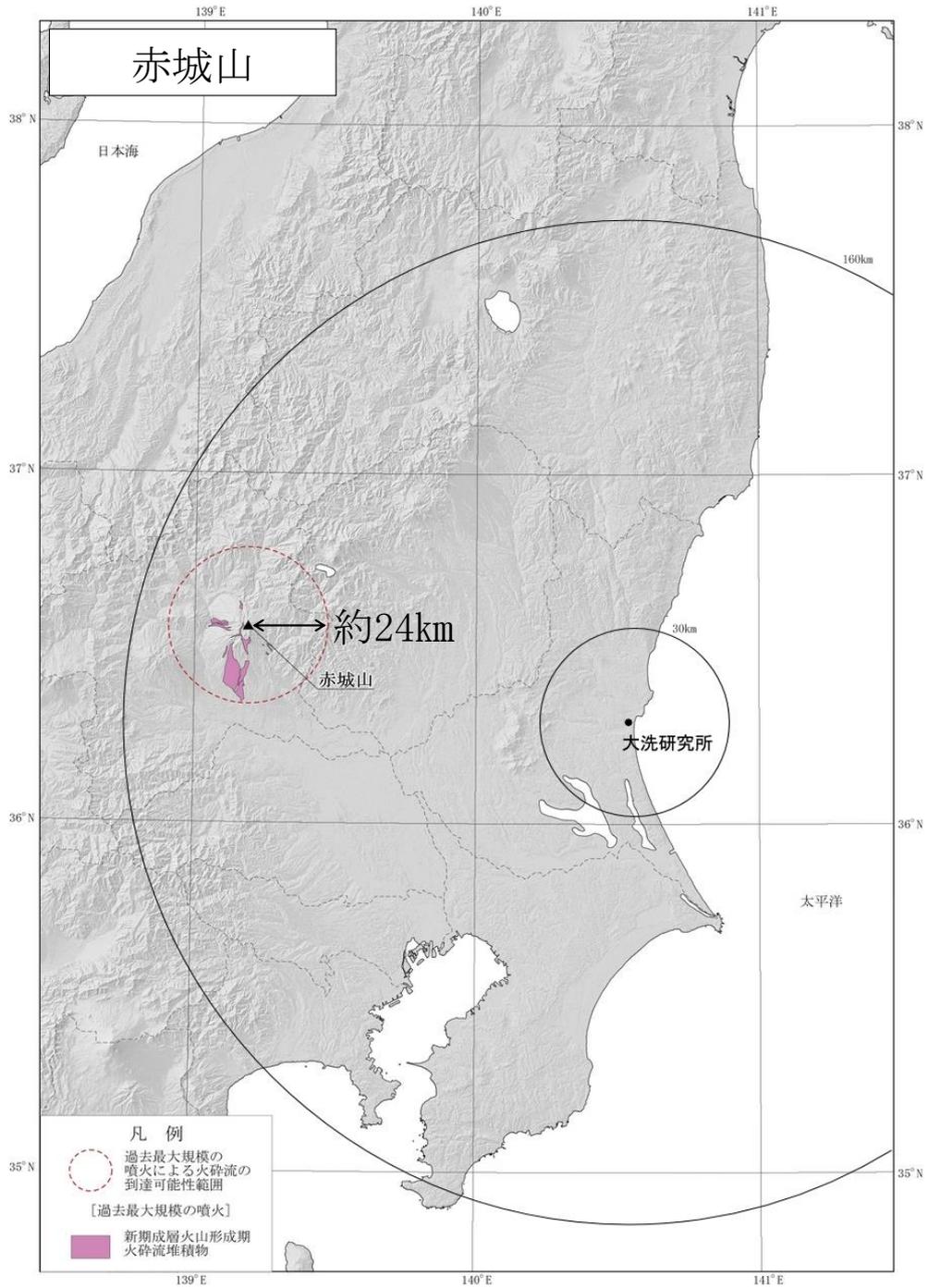
伴・高岡(1995)⁽¹³⁾に基づき作成

第 8.3.2 図(1) 火砕物密度流の到達可能性範囲 (那須岳)



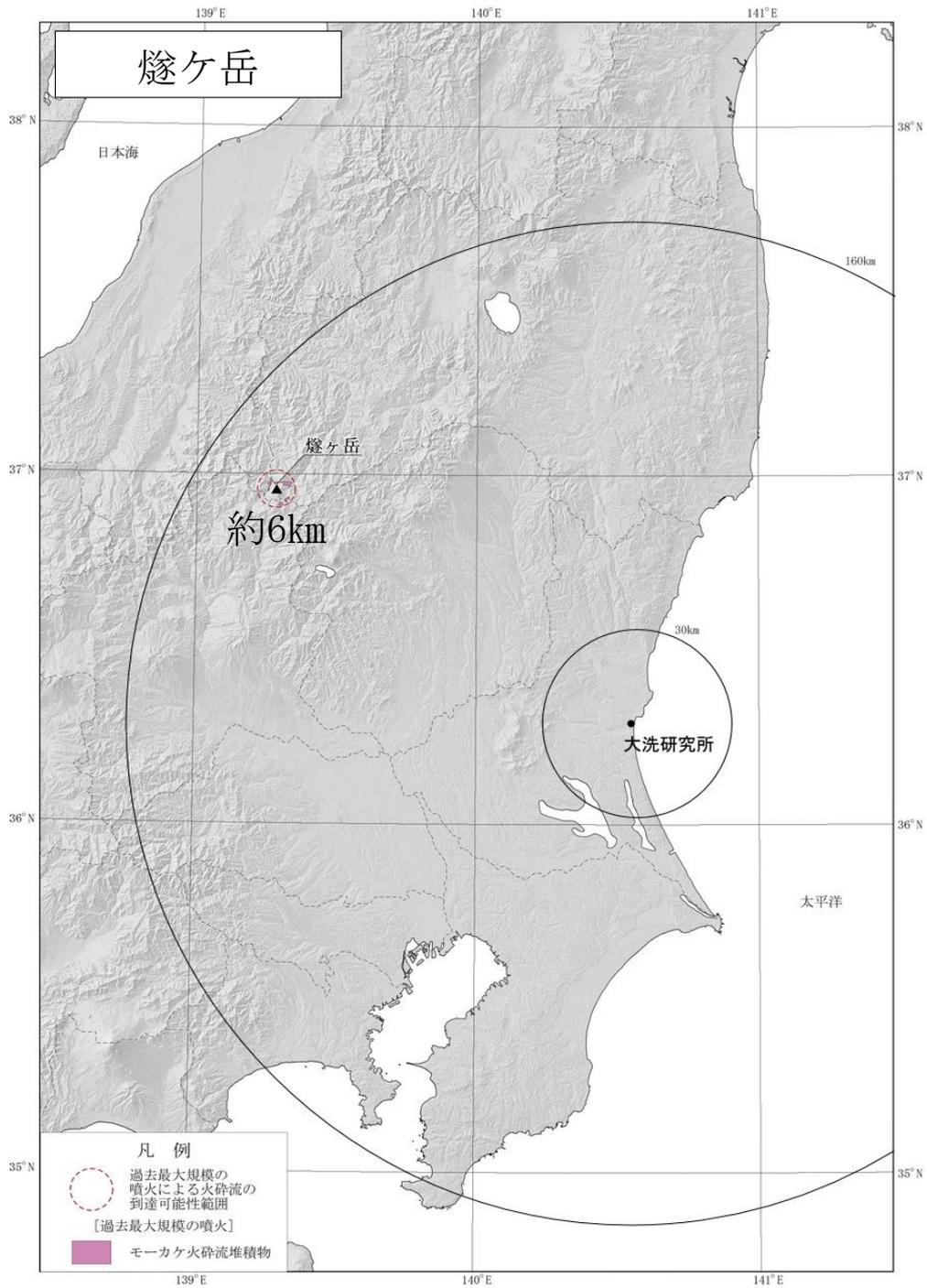
佐々木(1994)⁽¹⁸⁾, 山崎(1958)⁽⁸⁷⁾に基づき作成

第 8.3.2 図(2) 火砕物密度流の到達可能性範囲 (男体・女峰火山群)



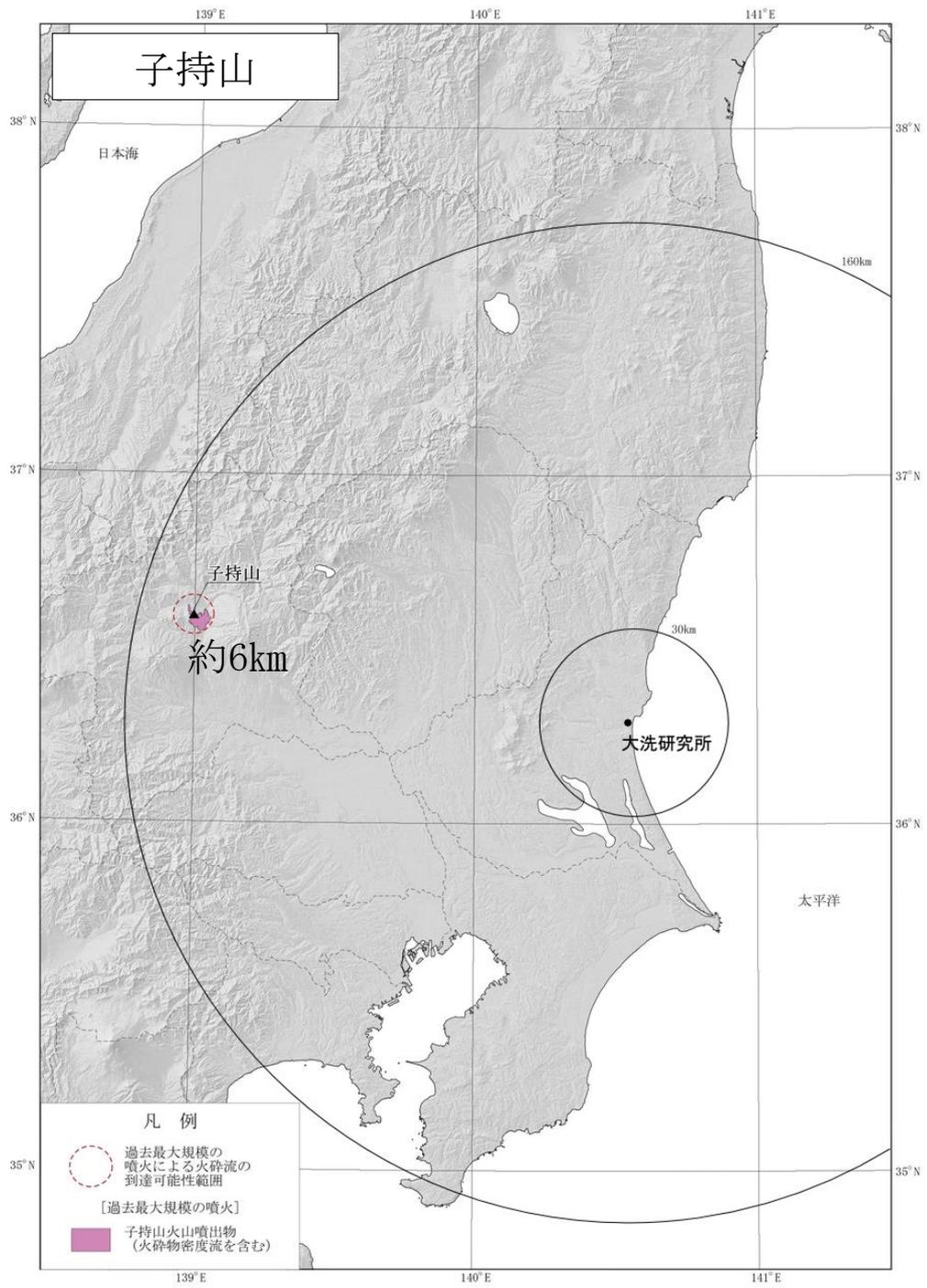
高橋他(2012)⁽²⁸⁾に基づき作成

第 8.3.2 図(3) 火砕物密度流の到達可能性範囲 (赤城山)

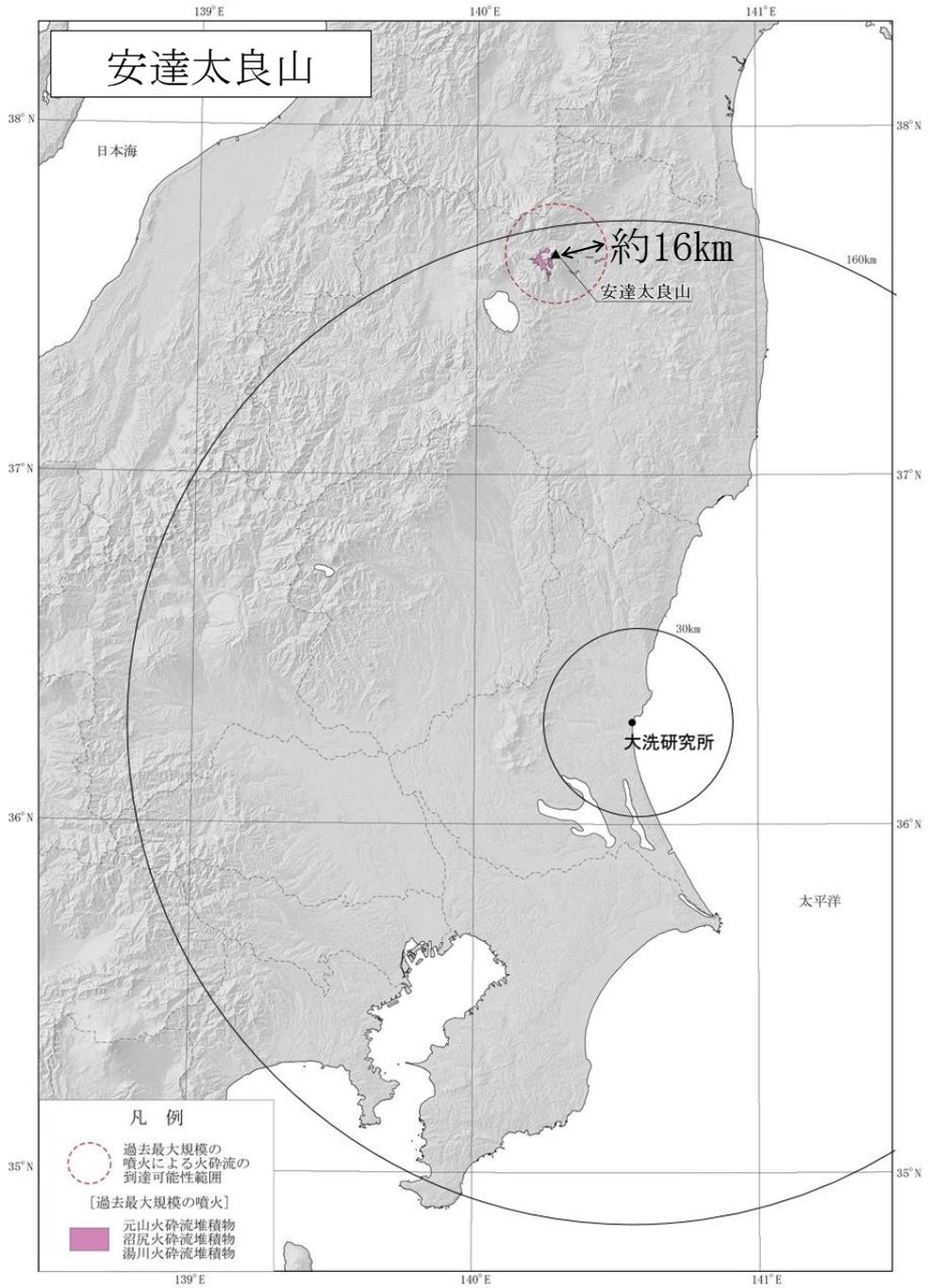


早川他(1997) ⁽³⁵⁾ に基づき作成

第 8.3.2 図(4) 火砕物密度流の到達可能性範囲 (燧ヶ岳)

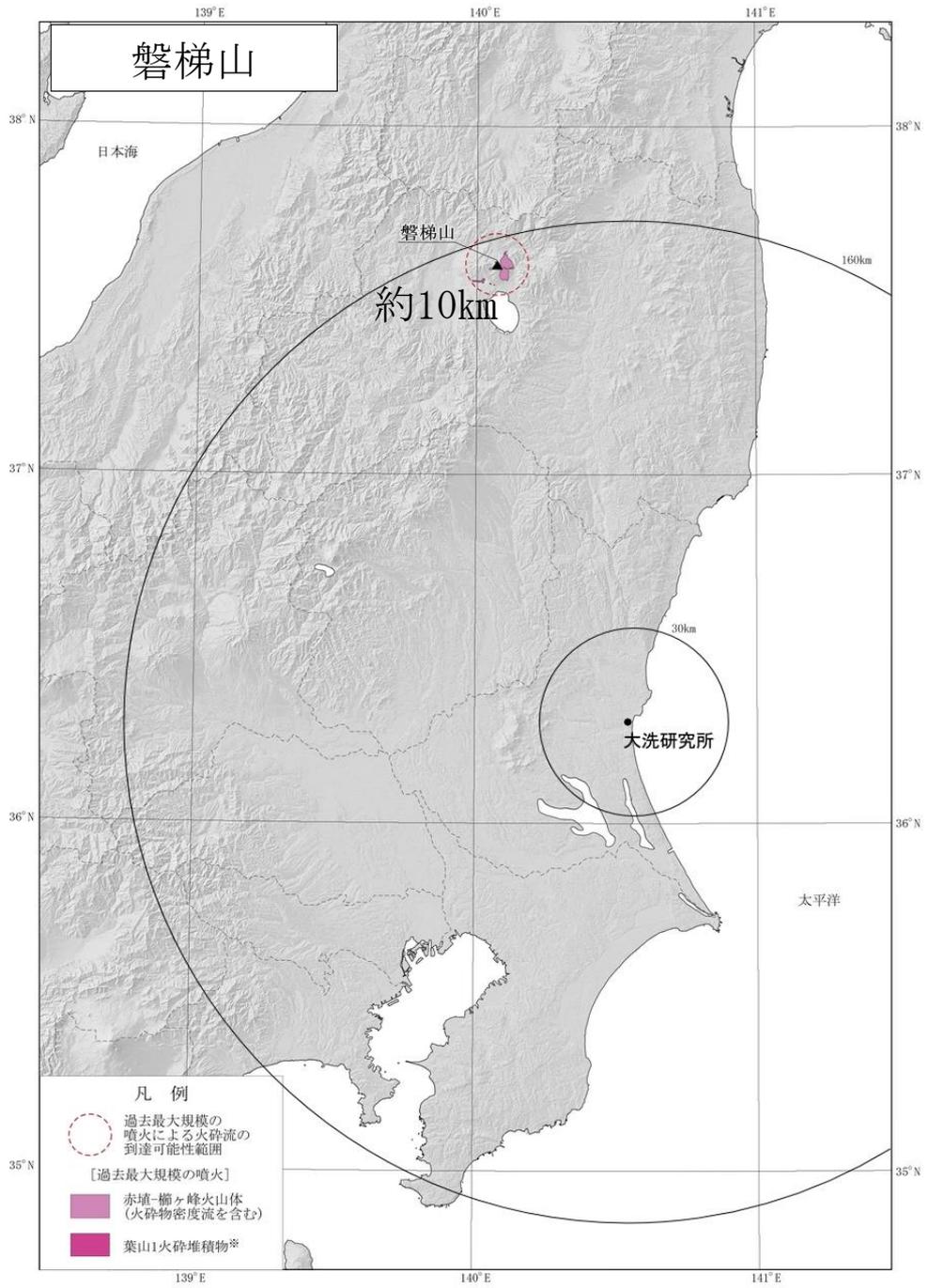


第 8.3.2 図(5) 火砕物密度流の到達可能性範囲 (子持山)



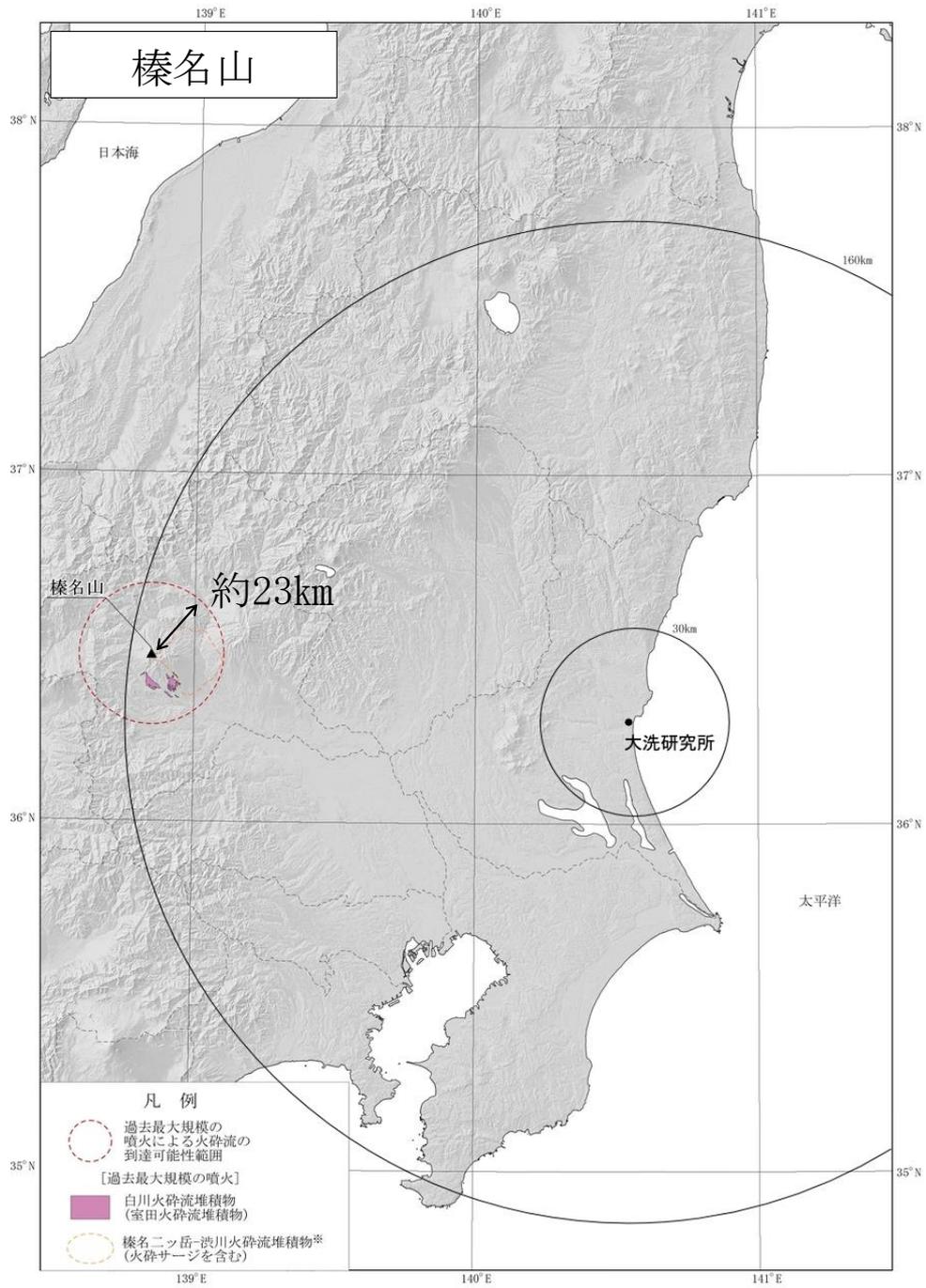
山元・阪口(2000)⁽³⁷⁾に基づき作成

第 8.3.2 図(6) 火砕物密度流の到達可能性範囲(安達太良山)



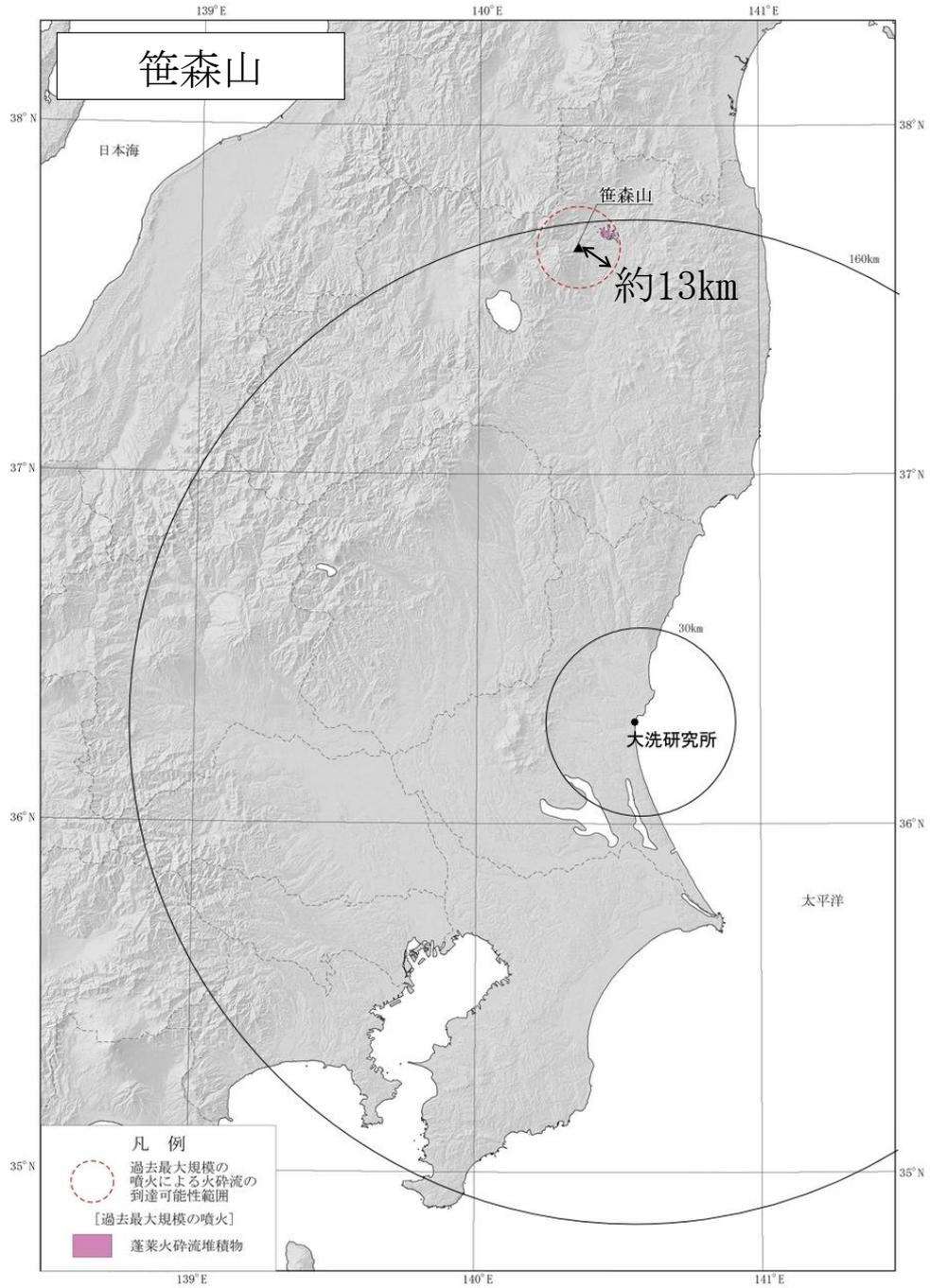
山元 (2011)⁽⁸⁸⁾, 山元・須藤 (1996)⁽⁸⁹⁾, 小荒井他 (1995)⁽⁹⁰⁾ に基づき作成
 ※葉山1火砕流は過去最大規模の噴火ではないが、到達距離としては最大であるため併記した

第 8.3.2 図 (7) 火砕物密度流の到達可能性範囲 (磐梯山)



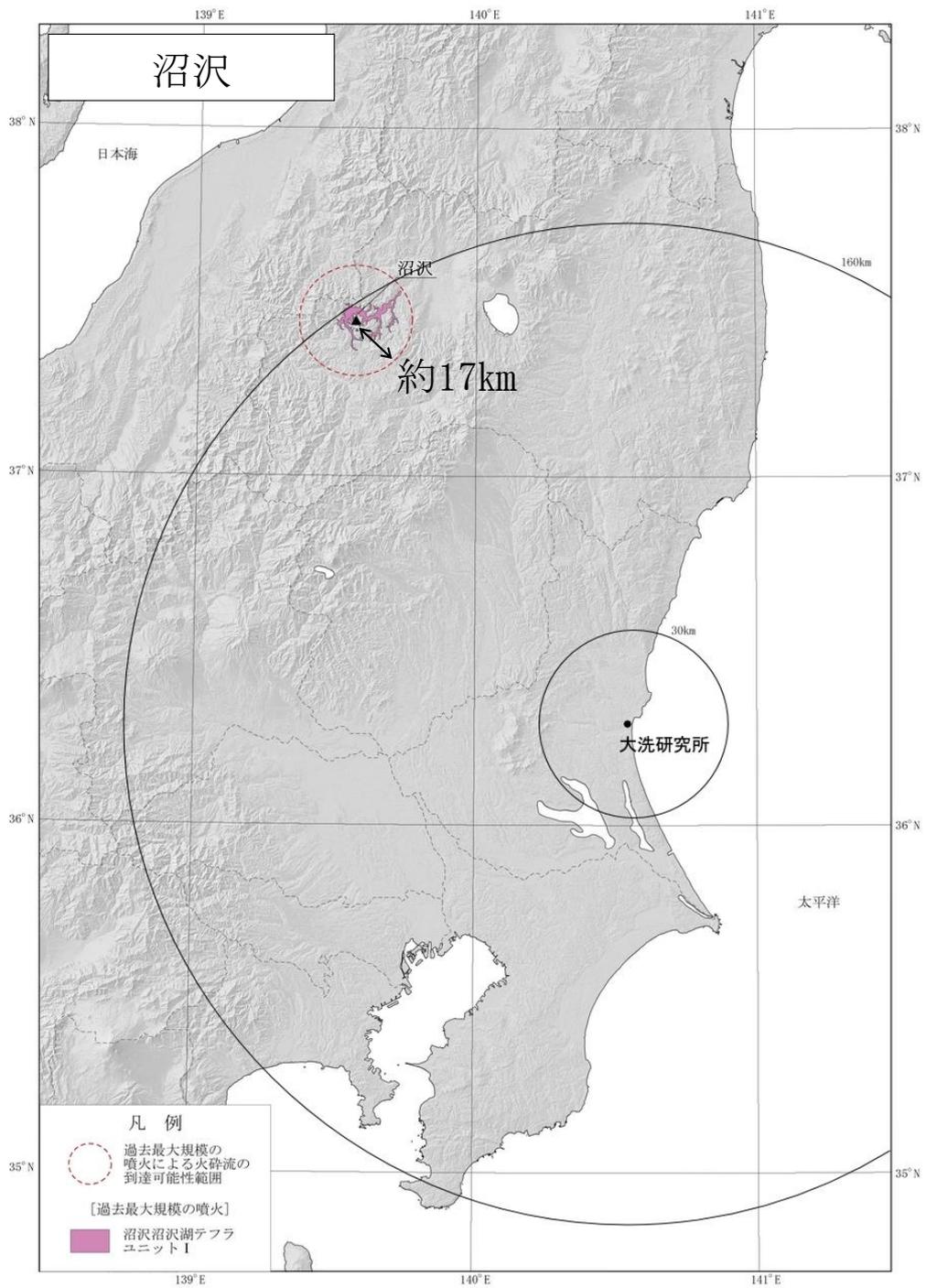
大森編(1986)⁽²³⁾，早田(1989)⁽⁹¹⁾に基づき作成
 ※榛名ニッ岳-渋川火砕流堆積物(火砕サージを含む)は過去最大規模の噴火ではないが、到達距離としては最大であるため併記した

第 8.3.2 図(8) 火砕物密度流の到達可能性範囲(榛名山)



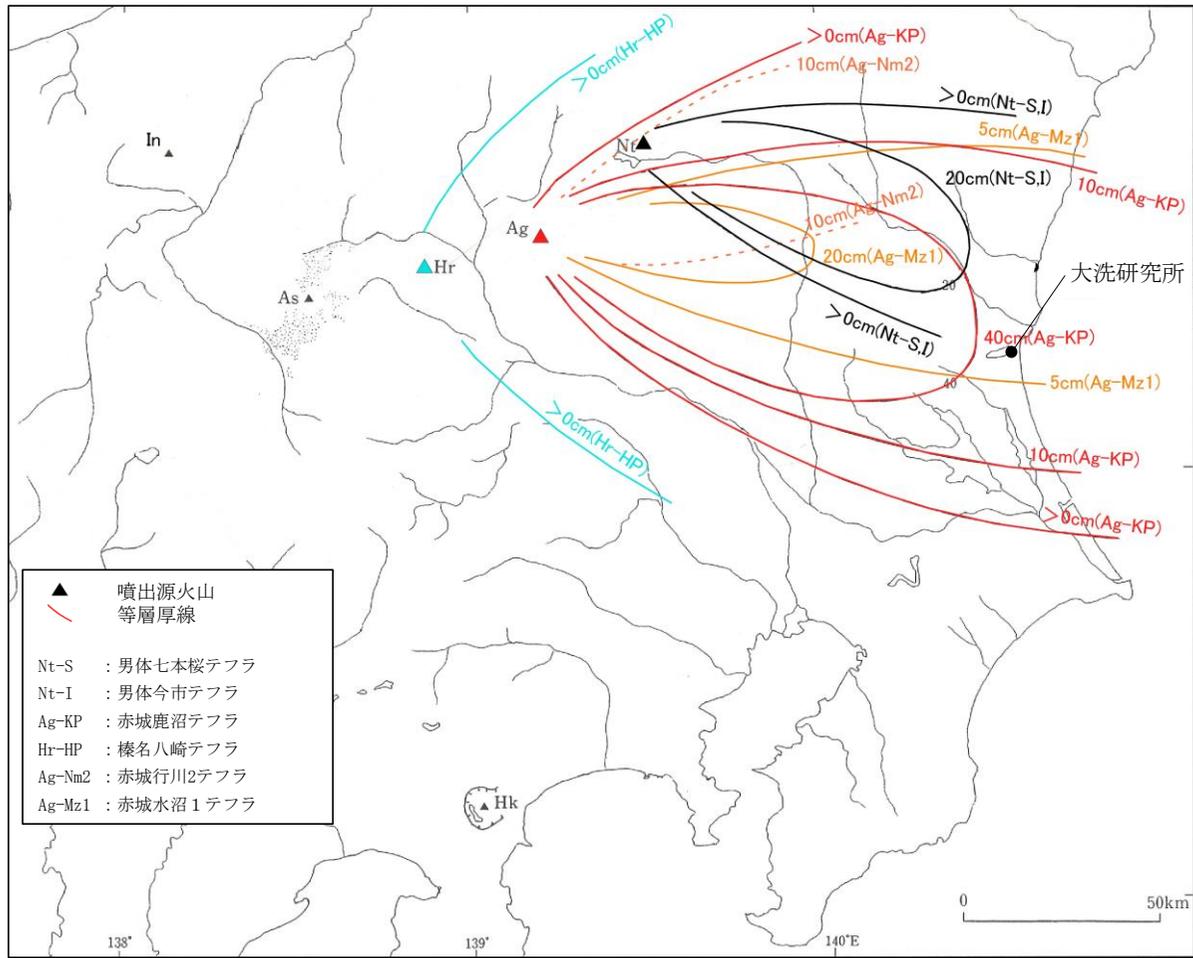
山元(2015)⁽⁵²⁾に基づき作成

第 8.3.2 図(9) 火砕物密度流の到達可能性範囲 (笹森山)



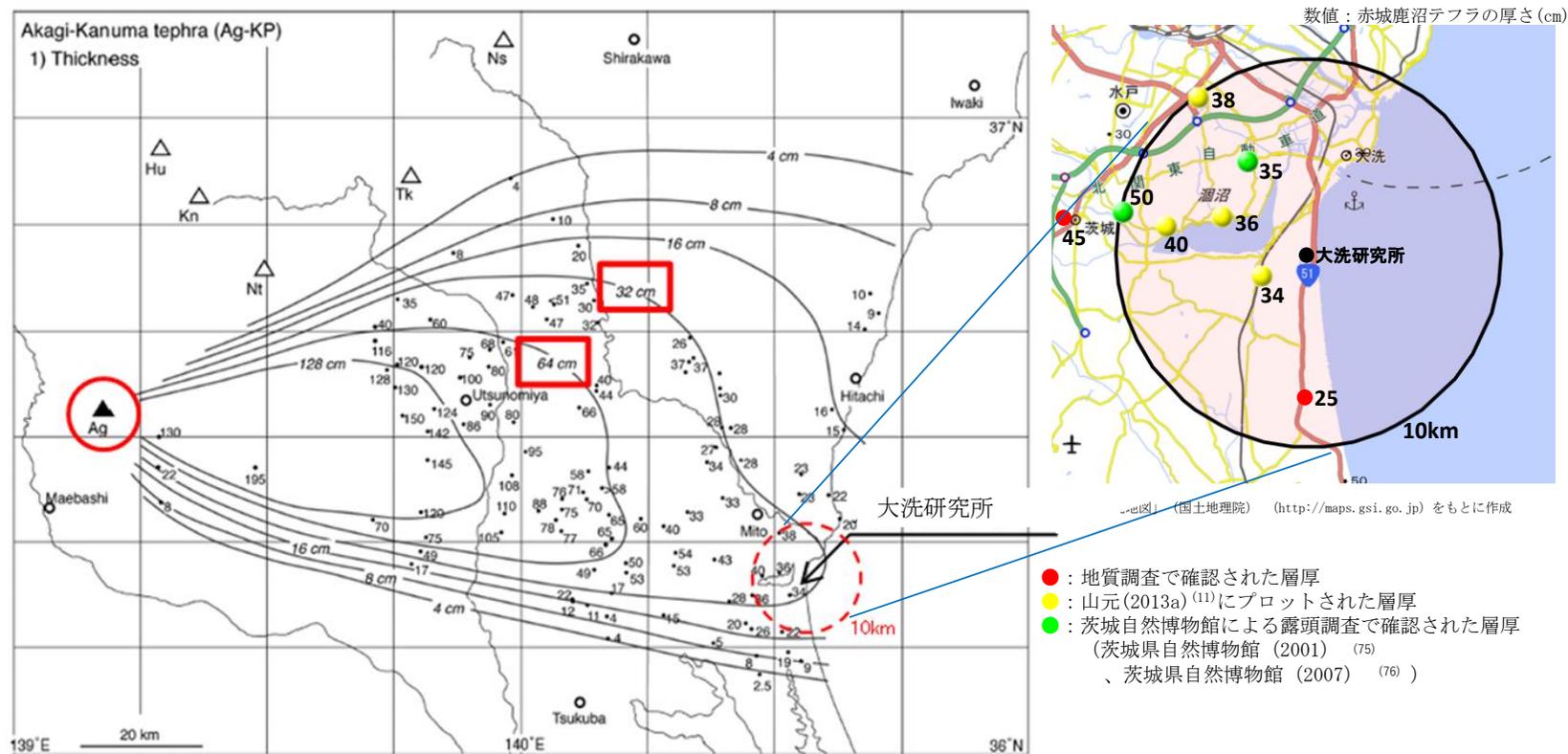
山元(2003)⁽⁴⁸⁾, 山元・長谷部(2014)⁽⁹²⁾に基づき作成

第 8.3.2 図(10) 火砕物密度流の到達可能性範囲(沼沢)



町田・新井(2011)⁽⁵³⁾に基づき作成

第 8.4.1 図 敷地周辺の主な降下火砕物の分布



第17図 赤城鹿沼テフラ(Ag-KP)の分布。
 1) 数字は降下火砕堆積物の層厚で、単位はcm。2) 数字は本質粒子の平均最大粒径で、単位はmm。Ag = 赤城火山；
 Hu = 燧ヶ岳火山；Kn = 鬼怒沼火山；Ns = 那須火山；Nt = 男体火山；Tk = 高原火山。

赤城鹿沼テフラの等層厚線図 (山元 (2013a) (11))

第 8.4.2 図 敷地周辺の赤城鹿沼テフラの層厚分布



敷地内ボーリング調査結果

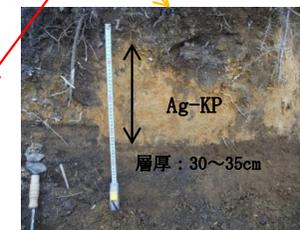
標尺	層高	層厚	深	柱状	土質	色	相対	相対	記	孔内水位 m / 測定月日	標準貫入試験											
											深	10cm毎の打撃回数			N 値							
												0	10	20		- ○ -						
m	m	m	m	図	区分	調	度	度	事													
1					ローム	暗茶褐			表層部、草根混入、φ30mm程度の垂円礫少量混入 以深、均質・粘性弱い、含水少量 若干スコリアを混入													
2	31.1	0.30	2.10		軽石	黄褐			φ2~5mm程度で、指圧により容易に潰れる	2.15												
3	32.68	1.15	3.25		ローム	暗茶褐~茶褐			均質、全体的に粘土質となる 粘性強い、 3.25m付近、砂分多量に混入	2.45	1	1	2	4	30	4.0						
										10/2	3.15											
										3.48	1	2	2	5	15.0							

JMTR B孔柱状図

敷地内の露頭



平均最大粒径約3.2mm
(上位10個の平均)



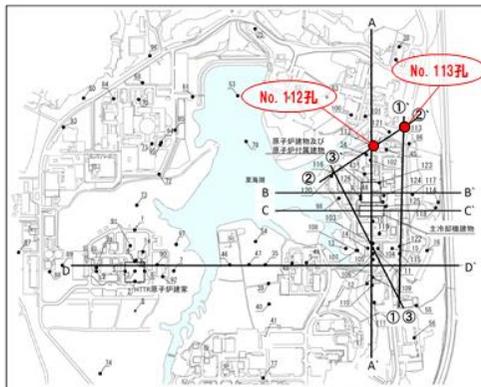
地表から約95cmの深度にAg-KPが認められ、上面は凹凸を示すが、基底面は比較的水平で平滑な状態で堆積している。

テフラ分析結果

	重鉱物組成※	斜方輝石の屈折率	角閃石の屈折率
軽石 (JMTR B孔)	Ho, Opx	1.706-1.711	1.670-1.680
Ag-KP (町田・新井 (2011) (53))	Ho, Opx, (Cpx)	1.707-1.710	1.671-1.678

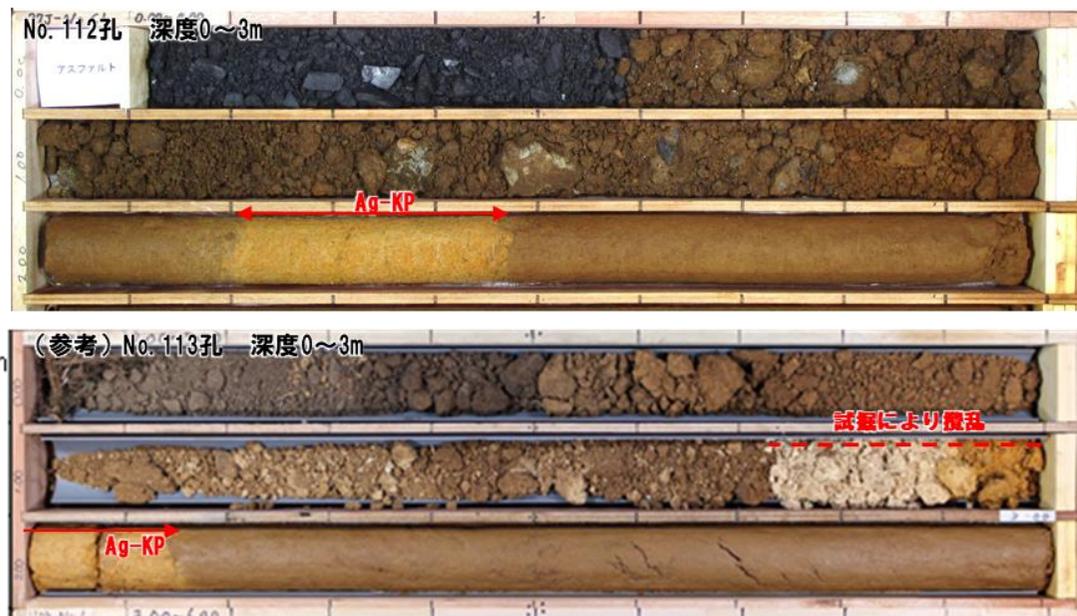
Ho : 普通角閃石
Opx : 斜方輝石
Cpx : 単斜輝石
※含有量が多いものから順に記載
() 内は含有量が僅少ななもの

第 8. 4. 3 図 (1) 敷地内の赤城鹿沼テフラの層厚



地点	堆積厚さ (cm)
No. 112孔	27
No. 113孔	(試掘により攪乱)

敷地内ボーリング調査結果 (全体の結果は第396回審査会合資料に掲載)



テフラ分析結果

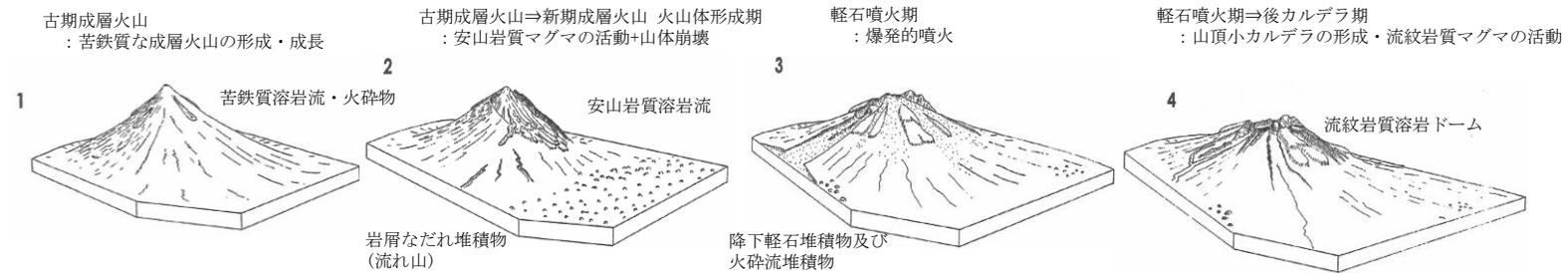
	火山ガラス タイプ	火山ガラスの 屈折率	重鉱物組成*	斜方輝石の 屈折率	角閃石の 屈折率
軽石 (No. 113孔)	軽石型	1.502-1.505	Gho, Opx	1.704-1.713	1.671-1.680
Ag-KP (町田・新井, 2011)	軽石型	1.504-1.508	Ho, Opx, (Cpx)	1.707-1.710	1.671-1.678

Ho : 普通角閃石 Gho : 緑色普通角閃石 Opx : 斜方輝石
Cpx : 単斜輝石 ※含有量が多いものから順に記載
()内は含有量が僅少なものを

第 8.4.3 図(2) 敷地内の赤城鹿沼テフラの層厚

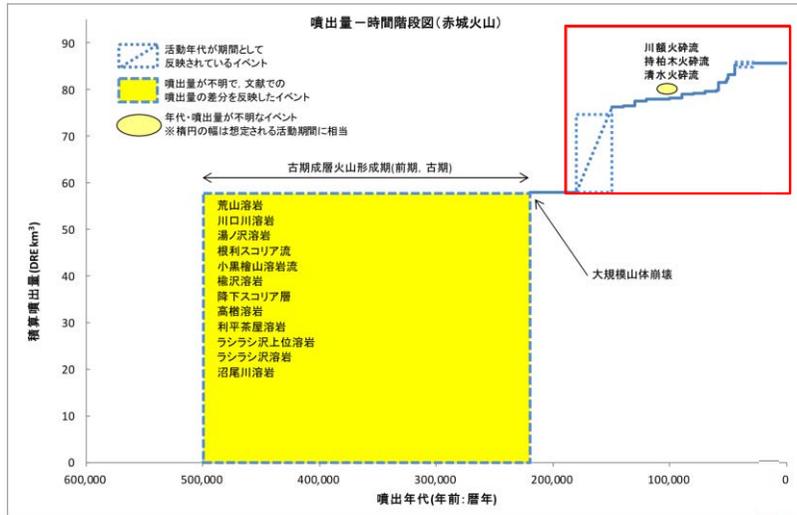
活動期	古期成層火山	—	新期成層火山		
			火山体形成期	軽石噴火期 (山頂カルデラの形成)	後カルデラ期 (中央火口丘形成期)
活動期間	50万年前～22万年前	22万年前	22万年前～15万年前	15万年前～4.4万年前	4.4万年前以降 (溶岩ドームはATに覆われる)
マグマ噴出量	約46 DRE km ³ (第四紀火山カタログ委員会編 (1999) ⁽⁶⁰⁾ を引用し算出)	—	20 DRE km ³	約8 DRE km ³ (カルデラ形成時期(約6万年前の大胡軽石流 噴火)を挟んでマグマ噴出率が急増)	2.5 DRE km ³
山体形成様式	成層火山の形成・成長	山体崩壊	成層火山体の再生	火山麓扇状地の拡大, 山頂カルデラの形成	中央火口丘の形成
主な噴火様式	溶岩・火砕物の噴出	(水蒸気 噴火に 起因)	溶岩・火砕物の噴出	プリニー式噴火 (降下軽石, 火砕流)	溶岩・火砕物の噴出
主な噴出物	荒山溶岩, 利平茶屋溶岩, 沼尾川溶岩 等	梨木岩屑 なだれ	下田沢泥流, 花見ヶ原下火砕流, 榊形山溶岩 等	大胡軽石流・赤城水沼1降下軽石, 棚下軽石流・赤城水沼8降下軽石 等	赤城鹿沼テフラ 1251年噴火噴出物(?) 小沼溶岩, 小沼(降下)火山礫 等
マグマ組成	玄武岩～デイサイト	—	安山岩, 一部デイサイト	安山岩～デイサイト	デイサイト～流紋岩

赤城山の火山発達史の概念図



活動期整理表は山元(2016)⁽³²⁾, 高橋他(2012)⁽²⁸⁾, 発達モデル図は守屋(1979)⁽⁷⁷⁾に基づき作成

第 8.4.4 図(1) 赤城山の火山発達史の整理



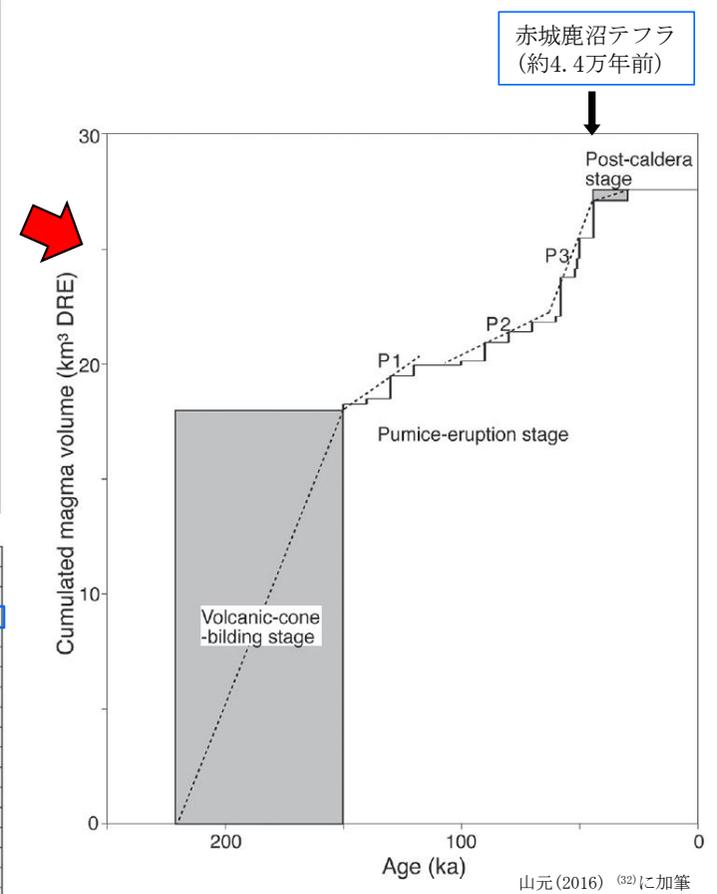
山元 (2014b) ⁽³¹⁾ に加筆

赤城鹿沼テフラ

Unit	Dense-rock equivalent volume in km ³ (2300 kg/m ³)			
	Lava & pyroclastics	Pumice flow	Pumice fall	Total
Post-caldera lavas	5.E-01			5.E-01
Ag-KP			2.E+00	2.E+00
Garan Pyroclastics	6.E-01			6.E-01
Ag-UP			2.E-01	2.E-01
Ag-NM1 + Nagumo PFD		7.E-03	4.E-01	4.E-01
Ag-NM2 + Toshimaru PFD		1.E-01	3.E-01	4.E-01
Ag-MzP1 + Ogo PFD		2.E+00	1.E-01	2.E+00
Ag-MzP2			3.E-01	3.E-01
Ag-MzP3			4.E-01	4.E-01
Ag-MzP4 + Wakubara PFD		4.E-01	5.E-02	5.E-01
Ag-MzP5			8.E-01	8.E-01
Ag-MzP6			2.E-01	2.E-01
Ag-MzP7 + Fujiki PFD		6.E-02	4.E-01	5.E-01
Ag-MzP8 + Tanashita PFD		8.E-01	2.E-01	1.E+00
Ag-MzP9-10 + Fudo PFD		1.E-02	2.E-01	2.E-01
Ag-OrP + Itoi PFD		1.E-01	1.E-01	2.E-01
Lava & pyroclastics of younger stratovolcano	2.E+01			2.E+01

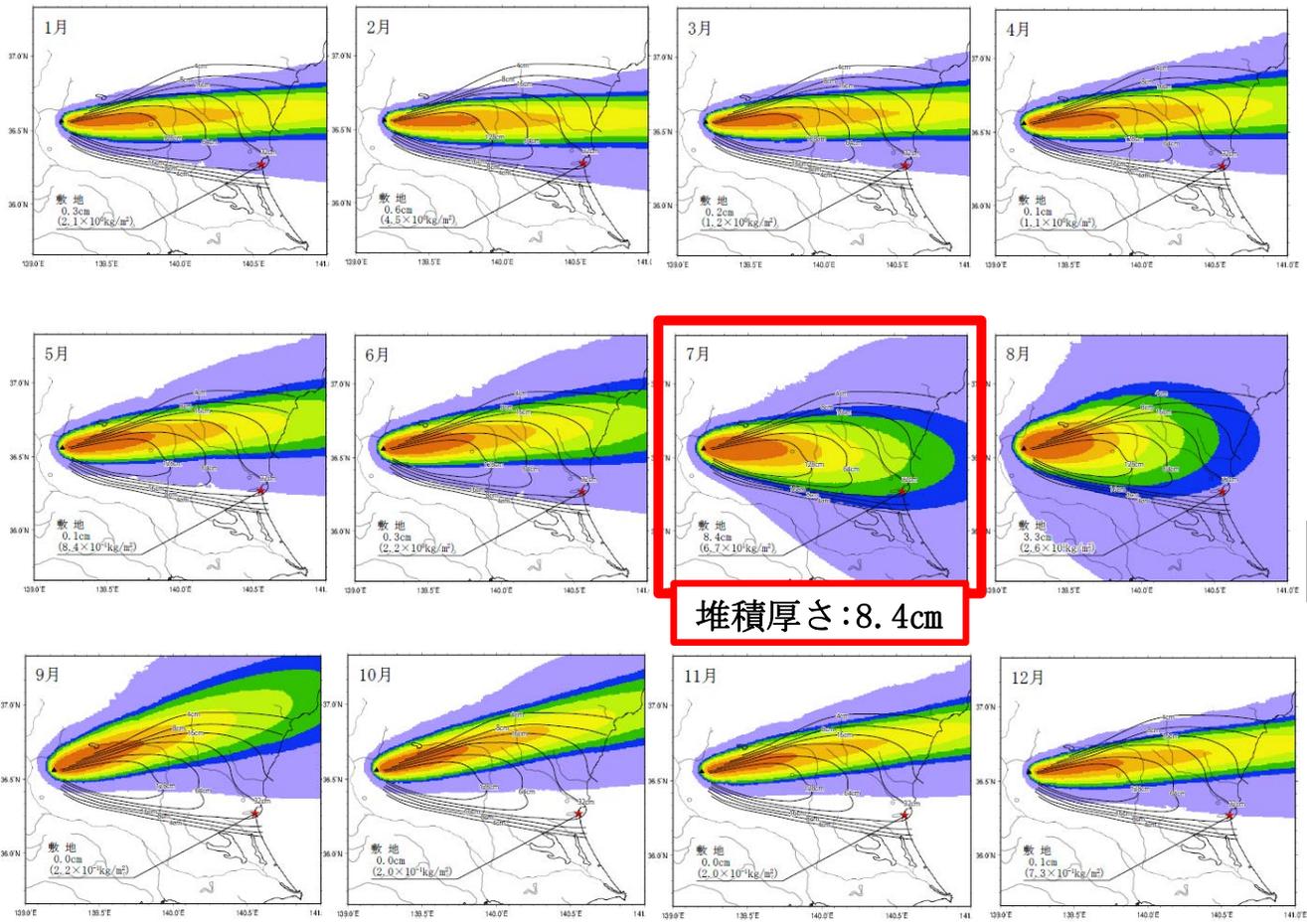
Table 2. Dense-rock equivalent volumes of the eruption units from younger Akagi Volcano. Data for the pumice falls are taken from Yamamoto (2012, 2013a).

山元 (2016) ⁽³²⁾ に加筆



山元 (2016) ⁽³²⁾ に加筆

第 8.4.4 図(2) 赤城山の活動履歴



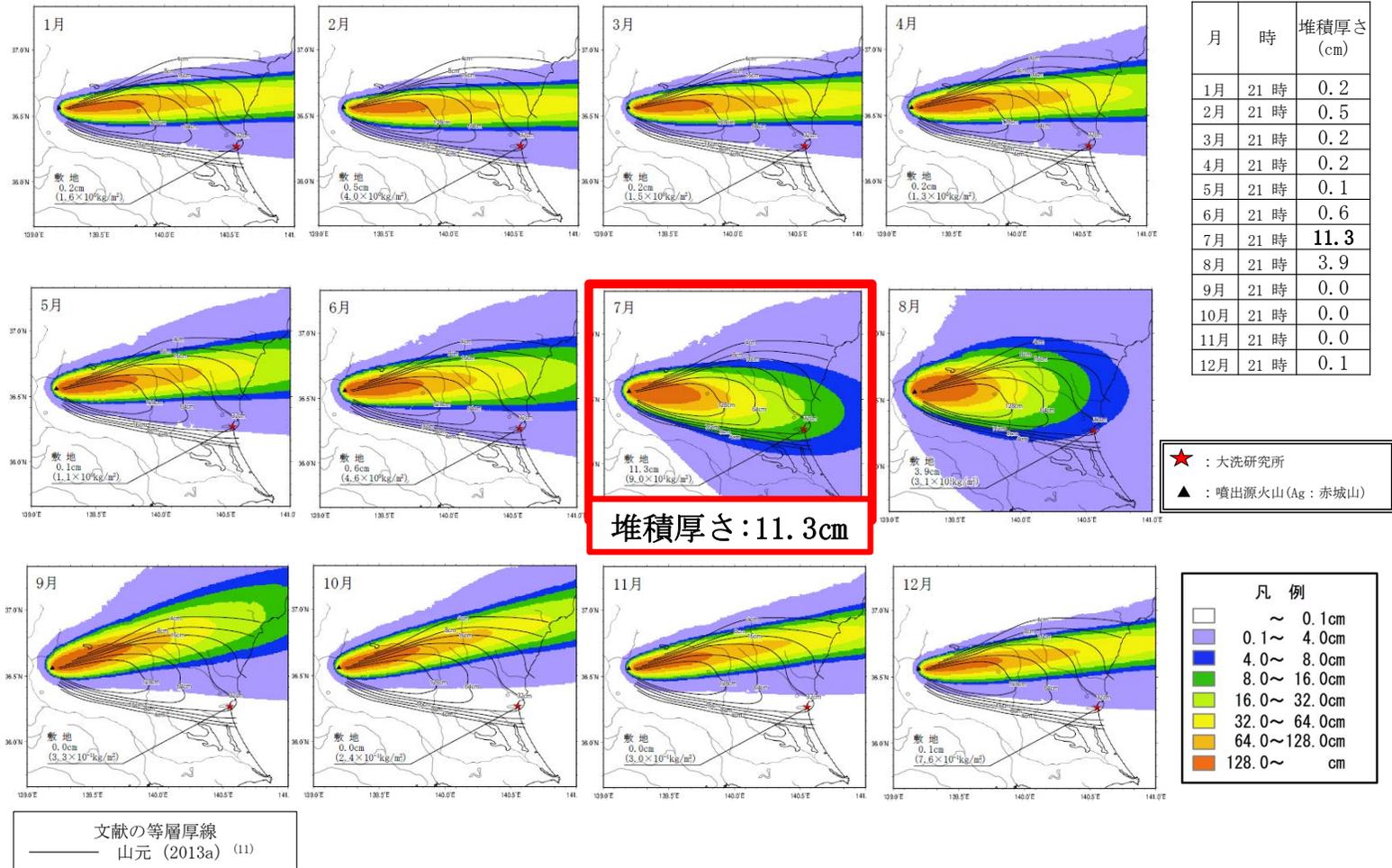
月	時	堆積厚さ (cm)
1月	9時	0.3
2月	9時	0.6
3月	9時	0.2
4月	9時	0.1
5月	9時	0.1
6月	9時	0.3
7月	9時	8.4
8月	9時	3.3
9月	9時	0.0
10月	9時	0.0
11月	9時	0.0
12月	9時	0.1

★ : 大洗研究所
 ▲ : 噴出源火山 (Ag : 赤城山)

凡例	
□ (White)	~ 0.1cm
□ (Light Blue)	0.1 ~ 4.0cm
□ (Blue)	4.0 ~ 8.0cm
□ (Green)	8.0 ~ 16.0cm
□ (Yellow)	16.0 ~ 32.0cm
□ (Orange)	32.0 ~ 64.0cm
□ (Dark Orange)	64.0 ~ 128.0cm
□ (Red)	128.0 ~ cm

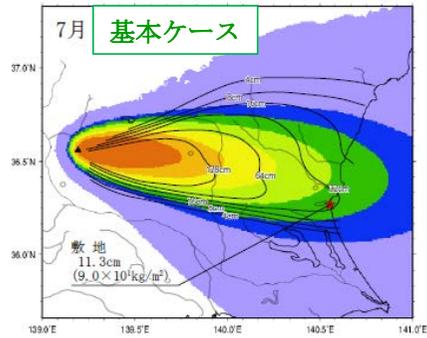
文献の等層厚線
 山元 (2013a) (11)

第 8.4.5 図 (1) 月別平年解析結果 (9 時)



第 8.4.5 図(2) 月別平年解析結果 (21 時)

■噴煙柱高度25km

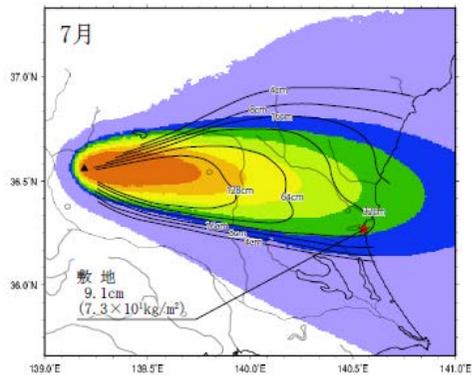


★ : 大洗研究所
▲ : 噴出源火山 (Ag : 赤城山)

凡例

White	~ 0.1cm
Light Purple	0.1 ~ 4.0cm
Blue	4.0 ~ 8.0cm
Green	8.0 ~ 16.0cm
Yellow-Green	16.0 ~ 32.0cm
Yellow	32.0 ~ 64.0cm
Orange	64.0 ~ 128.0cm
Dark Orange	128.0 ~ cm

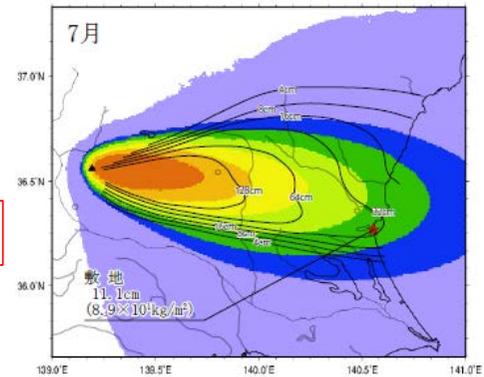
◇噴煙柱高度:20km



堆積厚さ:9.1cm

堆積厚さ:11.3cm

◇噴煙柱高度:30km



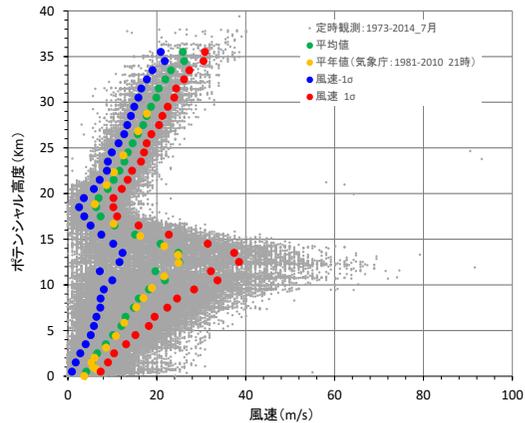
堆積厚さ:11.1cm



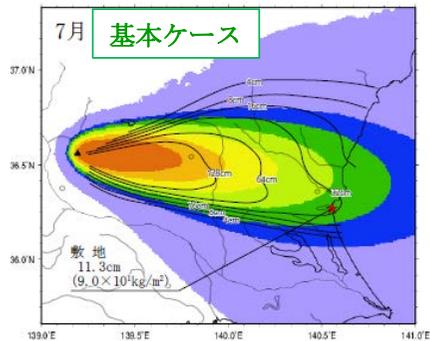
7月 (21時) の平年値の風 (1981年~2010年)

文献の等層厚線
—— 山元 (2013a) ⁽¹¹⁾

第 8.4.6 図(1) 不確かさの検討結果 (噴煙性高度)



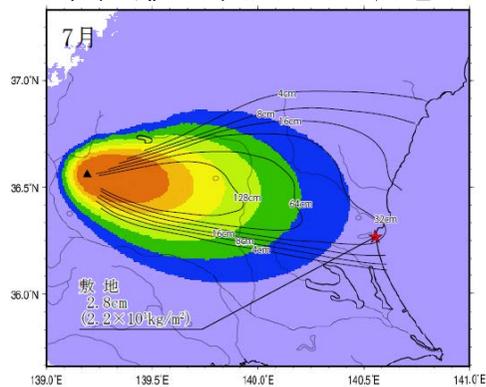
■ 7月(21時)の平均値の風



★ : 大洗研究所
▲ : 噴出源火山 (Ag: 赤城山)

凡例	
□	~ 0.1 cm
■	0.1 ~ 4.0 cm
■	4.0 ~ 8.0 cm
■	8.0 ~ 16.0 cm
■	16.0 ~ 32.0 cm
■	32.0 ~ 64.0 cm
■	64.0 ~ 128.0 cm
■	128.0 ~ cm

◇ 平均値に対して-1σの風速



堆積厚さ: 2.8 cm

堆積厚さ: 11.3 cm

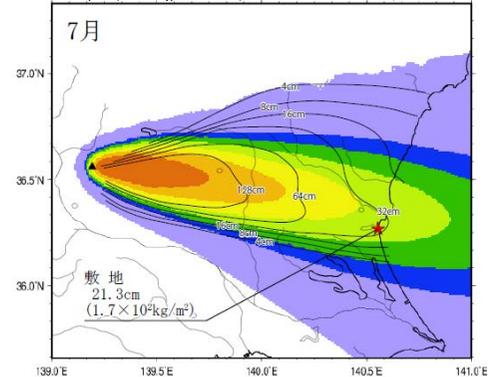


風速
[小]



風速
[大]

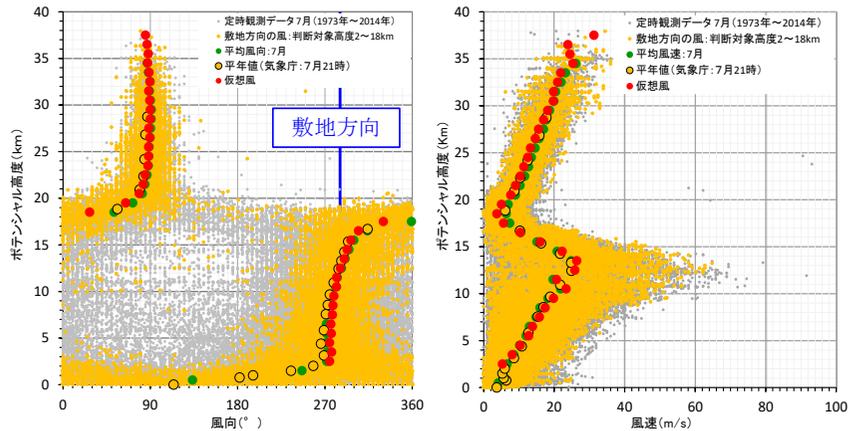
◇ 平均値に対して+1σの風速



堆積厚さ: 21.3 cm

文献の等層厚線
—— 山元 (2013a) (11)

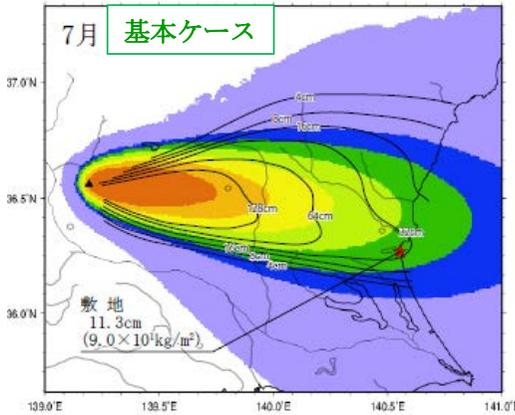
第 8.4.6 図(2) 不確かさの検討結果 (風速)



★ : 大洗研究所
▲ : 噴出源火山 (Ag : 赤城山)

凡例	
□	~ 0.1cm
■	0.1 ~ 4.0cm
■	4.0 ~ 8.0cm
■	8.0 ~ 16.0cm
■	16.0 ~ 32.0cm
■	32.0 ~ 64.0cm
■	64.0 ~ 128.0cm
■	128.0 ~ cm

■7月(21時)の平年値の風



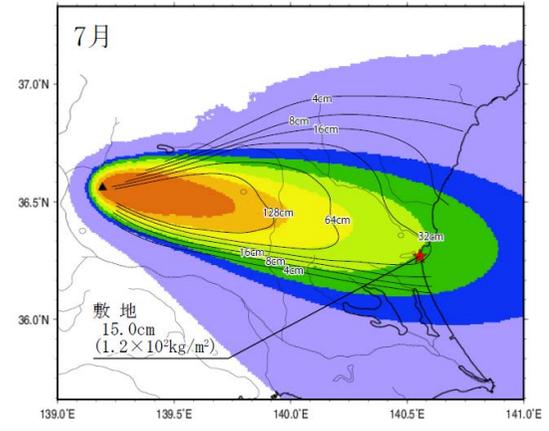
堆積厚さ: 11.3cm

文献の等層厚線
—— 山元 (2013a) (11)



敷地方向の風

◇敷地方向の風



堆積厚さ: 15cm

第 8.4.6 図(3) 不確かさの検討結果 (風向)

Table 2 鹿沼土の物理的性質
Physical properties of Kanumatsuchi

項目	鹿沼地区			真岡地区		笠間地区	関東ローム	
	上層	中層	下層	上層	下層			
採取深さ (m)	0.390 0.765	0.765 1.290	1.290 1.845	0.760 1.135	1.135 1.480	0.500 0.700		
自然含水比 ω_s (%)	213.2	191.5	220.0	175.6	194.0	167.8	109.7	
湿潤密度 ρ_w (g/cm ³)	1.062	1.051	1.006	1.039	0.937	0.994	1.301	
乾燥密度 ρ_d (g/cm ³)	0.339	0.361	0.315	0.378	0.318	0.367	0.620	
比重 G_s	2.674	2.650	2.653	2.718	2.701	2.776	2.794	
間隙比 e_s	6.902	6.362	7.442	6.212	7.488	6.730	3.507	
間隙率 n_s (%)	87.3	86.4	88.15	86.13	88.21	87.06	77.81	
飽和度 S_r (%)	82.7	79.8	78.4	76.7	70.0	69.2	87.4	
三相比	固相 (%)	12.70	13.60	11.85	13.83	11.81	13.29	22.19
	液相 (%)	72.37	68.98	69.12	66.10	61.73	62.50	68.07
	気相 (%)	14.93	17.42	19.03	20.07	26.46	24.21	9.74
液性限界 ω_L (%)	95~120	82.0	87.0	99.0	87.0	80.0	118.4	130.0
塑性限界 ω_P (%)	85	67.0	70.0	79.0	68.0	89.8	88.0	

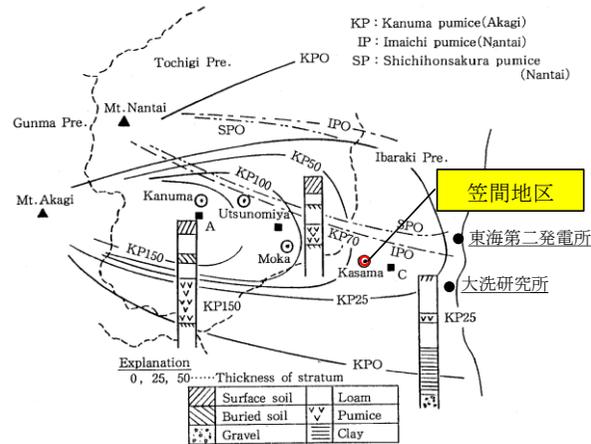
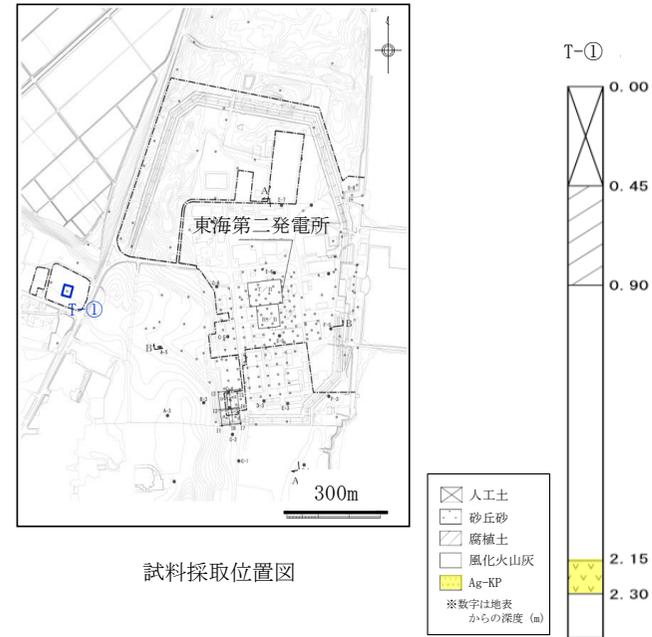


Fig. 1 栃木県における軽石層の分布
Distribution chart of the volcanic pumice strata in Tochigi prefecture

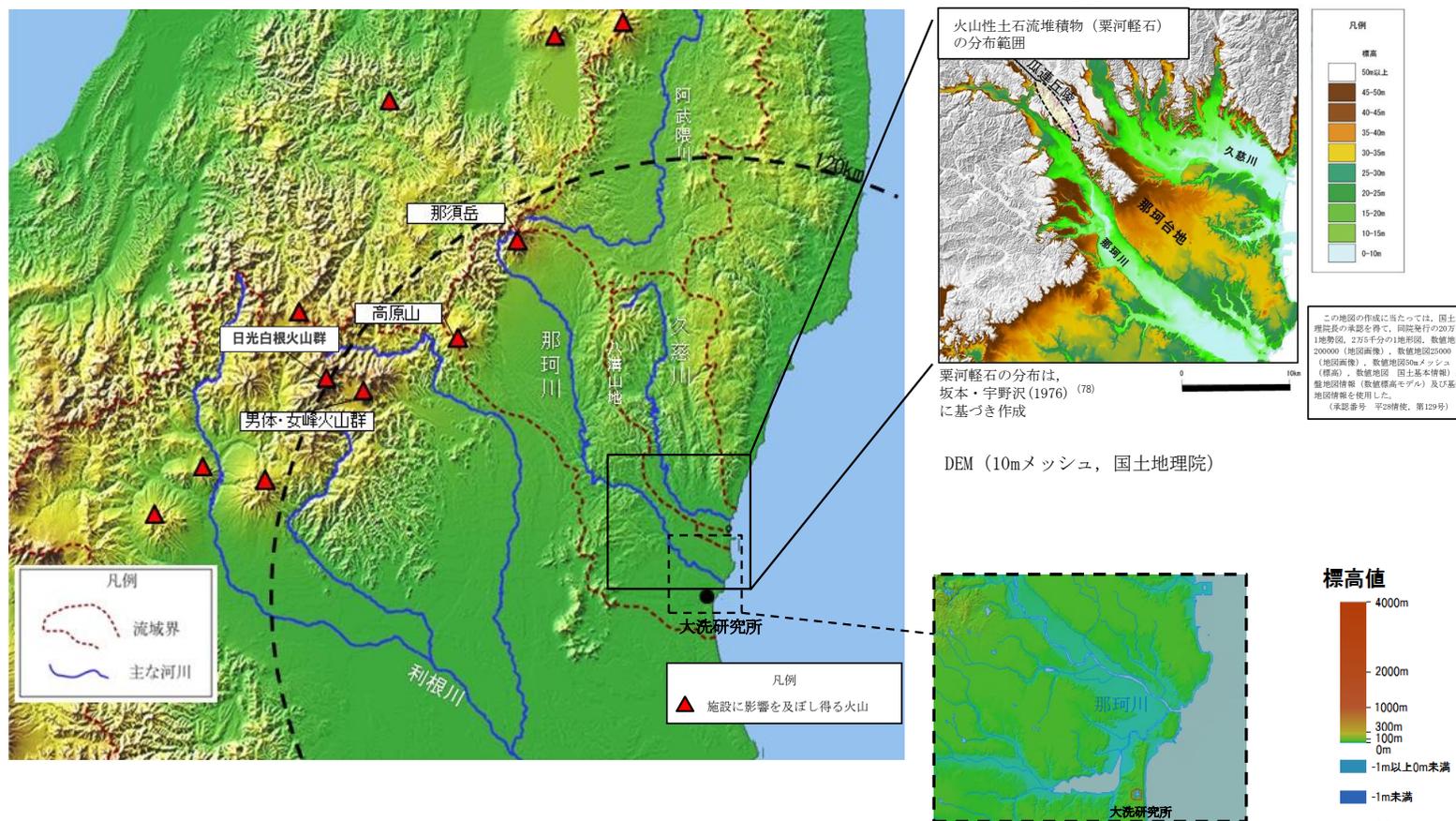
富田他(1994)⁽²⁵⁾に加筆

【地質調査】

	最小	最大
湿潤密度	0.9g/cm ³	1.1g/cm ³
乾燥密度	0.3g/cm ³	0.5g/cm ³



第 8.4.7 図 敷地周辺の赤城鹿沼テフラの密度



第 8.4.8 図 敷地周辺の地形及び火山灰土石流堆積物の分布状況