



基準波源モデル策定の手順及び考え方

世界のM9クラスの超巨大地震から得られた知見 (3.11地震含む)

3.11地震における広域の津波特性を考慮した特性化モデルのすべり量・面積比

- 杉野ほか (2014) の知見 (P.200参照)
 - 背景領域：平均すべり量の0.33倍, 全体面積の60%程度
 - 大すべり域：平均すべり量の1.4倍, 全体面積の25%程度
 - 超大すべり域：平均すべり量の3倍, 全体面積の15%程度

3.11地震広域津波特性再現モデル

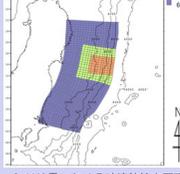


知見を反映

内閣府 (2012) の知見

- 大すべり域：平均すべり量の2倍, 全体面積の20%程度 (超大すべり域を含む)
- 超大すべり域：平均すべり量の4倍, 全体面積の5%程度

3.11地震破壊特性再現モデル



3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデルのすべり量・面積比

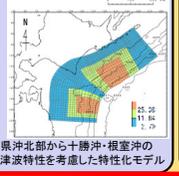
- M9クラス地震の知見を分析・検討し、背景領域、大すべり域及び超大すべり域のすべり量を1:2:4となるような特性化を検討 (P.225参照)
 - 背景領域：基本すべり量, 全体面積の80%程度
 - 大すべり域：基本すべり量の2倍, 全体面積の20%程度 (超大すべり域を含む)
 - 超大すべり域：基本すべり量の4倍, 全体面積の5%程度

知見を反映

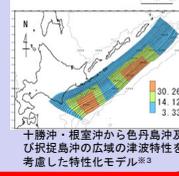
テクニクスの背景・地震学的見地に基づくモデル

3.11津波の知見を反映 (広域津波痕跡高の再現性を考慮)

- 日本海溝と千島海溝の島弧会合部を跨がないように、大すべり域、超大すべり域を配置
- 三陸沖から根室沖にはM9クラスの地震・津波の痕跡がないため、3.11地震における広域の津波痕跡高を再現したモデル (P.200参照) のすべり領域の配置を参照

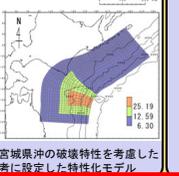


- 十勝沖から択捉島沖に、「岩手県沖北部から十勝沖・根室沖の広域の津波特性を考慮した特性化モデル」の設定の考え方を反映して配置
- 色丹島沖及び択捉島沖の超大すべり域及び大すべり域は敷地に近い西端に設定



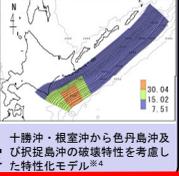
3.11地震・津波の知見を反映

- 日本海溝と千島海溝の島弧会合部を跨がないように大すべり域・超大すべり域を配置
- 三陸沖から根室沖にはM9クラスの地震・津波の痕跡がないため、3.11地震における破壊特性を再現したモデル (P.225参照) のすべり領域の配置を参照



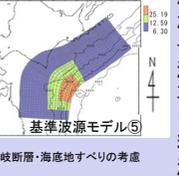
3.11地震・津波の知見を反映 (沖合等の観測津波波形等の再現性を考慮)

- 十勝沖から択捉島沖に、「3.11地震における宮城県沖の破壊特性を参考に設定した特性化モデル」の設定の考え方を反映して配置
- 十勝沖・根室沖の超大すべり域は、十勝沖・根室沖の地質学的、測地的知見を踏まえて設定



3.11地震・津波の知見を反映 (津軽海峡内及び大間専用港湾に特化した津波挙動を考慮)

- 津軽海峡内の津波挙動への影響を考慮して大すべり域等を津軽海峡前面に配置
- 3.11地震で浅部海溝軸沿いにも大きなすべりが観測されたこと及び大間専用港湾では短周期の波で顕著な水位増幅特性が認められることを考慮し、津波工学的観点から超大すべり域を海溝軸沿い浅部のみに配置
 - 比較的短周期の波が卓越するため、津軽海峡内の反射等による津波挙動の特徴や、専用港湾における水位増幅特性が現れやすい配置。(P.260, 「第1023回審査会合資料1-2 4-4-3. 基準波源モデル⑤⑥と基準波源モデル①~④の関連性」参照)

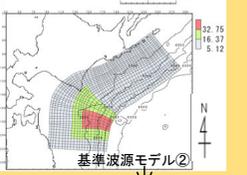


島弧会合部に大すべり域を配置



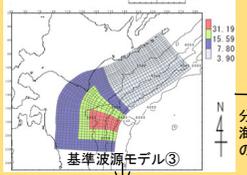
概略パラスタ※1

配置は同様に設定



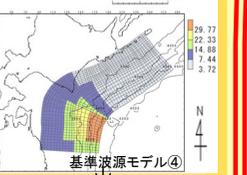
概略パラスタ※1

すべり量割り増し



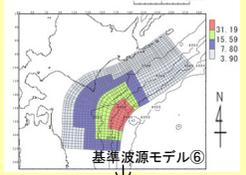
概略パラスタ※1

すべり量割り増し



概略パラスタ※1

すべり量割り増し



概略パラスタ※1

概略パラスタ最大ケース ⇒ 基準波源モデル (再定義)

詳細パラスタ※2

津軽海峡開口部付近の太平洋沿岸において、各基準波源モデルの計算津波高と既往津波高等とを比較

概略パラスタ最大ケース ⇒ 基準波源モデル (再定義)

詳細パラスタ※2

基準津波の策定

設定した波源モデルによる計算津波高が津軽海峡沿岸の既往津波高等を上回っていることを確認

※1：大すべり域・超大すべり域の位置を南北約10km単位で移動
※2：波源特性 (破壊開始点, 破壊伝播速度, ライズタイム) の不確かさの考慮

特性化モデル

すべり量・面積比設定

特性化モデルを基にしたすべり領域の配置

3.11地震を踏まえた更なる保守性考慮

パラスタ 概略

パラスタ 詳細

不確かさの考慮

注：津軽海峡の津波特性を念頭に3.11地震・津波の知見を反映したモデル (基準波源モデル⑤⑥) と3.11地震・津波の知見を反映したモデル (基準波源モデル①~④) との関連性については、「第1023回審査会合資料1-2 4-4-3. 基準波源モデル⑤⑥と基準波源モデル①~④の関連性」参照。

3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（63/128）

基準波源モデル①：（1/15）

基本方針

第1204回審査会合
資料1 P.209再掲

- 基準波源モデル①は、「岩手県沖北部から十勝沖・根室沖」を対象として広域の津波特性を考慮した特性化モデルに対し保守性を考慮して設定することを基本とする。（P.210～P.223）

3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（64/128）

基準波源モデル①：（2/15）

設定方針

第1204回審査会合
資料1 P.210再掲

- 3.11地震時に大きなすべりが生じた宮城県沖のテクトニクスの背景及び地震学的知見等から、大きなすべりが生じる構造的特徴を整理し(P.211～P.215)，日本海溝・千島海溝島弧会合部のテクトニクスの背景等の類似性及び地震学的見地から、同領域で3.11地震時で見られた大きなすべりが発生する可能性を検討する(P.216～P.221)。
- 上記検討から得られた知見を踏まえ、岩手県沖北部から十勝沖・根室沖の広域の津波特性を考慮した特性化モデルに保守性を考慮した基準波源モデル①を設定する。

3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (65/128)

基準波源モデル① (3/15) : 大きなすべりが生じる構造的特徴 (1/5)

第1204回審査会合
資料1 P.211再掲

付加体の幅

- 3.11地震ではプレート境界浅部でもすべりが発生したことに着目し、地震探査で得られた宮城県沖の地震波速度構造を模した沈み込みプレート境界モデルを用いた2次元動的破壊シミュレーションを実施して、付加体の幅の違いがプレート境界浅部のすべり量に与える影響を検討し、付加体の幅が小さいほどプレート境界浅部のすべり量が増大する傾向があるとされている。 Kozdon and Dunham (2013) による
- 日本海溝の沈み込み帯におけるマルチチャンネル反射法地震探査結果から、3.11地震で大きなすべりが発生した宮城県沖における付加体 (P波速度: 3~4km/s以下の領域) の幅は、他領域と比べて狭いとされている。 Tsuru et al. (2002) による

以上から、付加体の幅が狭いほど大きなすべりが発生すると考えられる。

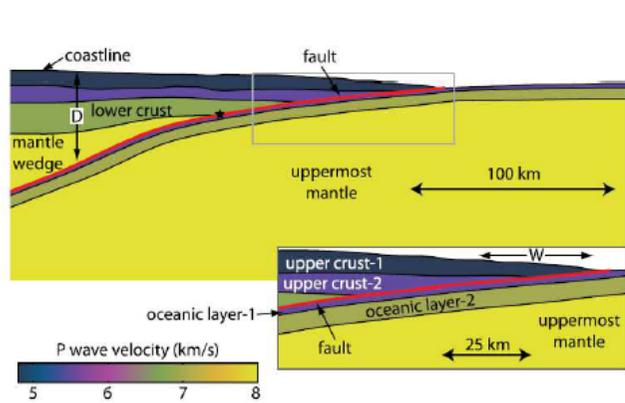


Figure 2. (a) P-wave velocity structure for the dynamic rupture simulations (no vertical exaggeration). The geometry and piecewise constant material properties are derived from Miura et al. (2001, 2005). The velocity-weakening region ($b - a > 0$) starts updip at horizontal distance W from the trench and ends downdip at depth D below sea level. The nucleation location for all simulations is indicated with the black star. The inset shows the velocity structure near the trench axis, where the dip angle is 6° from horizontal and 7° from the seafloor.

宮城県沖のプレート境界モデル
(2次元動的破壊シミュレーションモデル)
Kozdon and Dunham (2013)

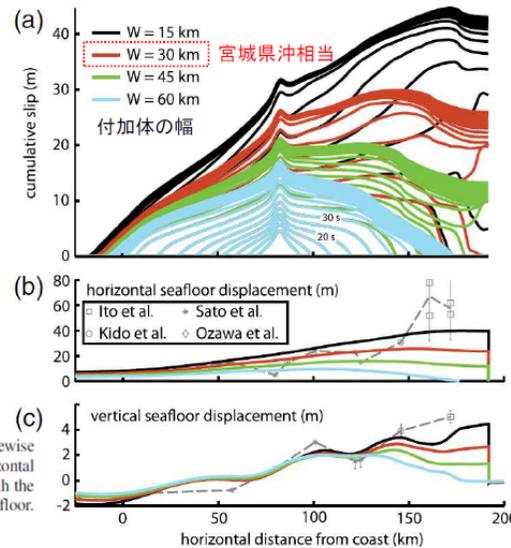


Figure 11. (a) Influence of horizontal extent W of shallow velocity-strengthening region on cumulative slip (plotted every 5 s). Shown for maximum effective normal stress $\bar{\sigma}_{max} = 40$ MPa and seismogenic depth $D = 45$ km. (b) Horizontal and (c) vertical seafloor displacement compared with various observations (dashed line). The color version of this figure is available only in the electronic edition.

動的破壊シミュレーションによる付加体の幅と断層すべり量、水平・上下変位の関係
Kozdon and Dunham (2013) に一部加筆

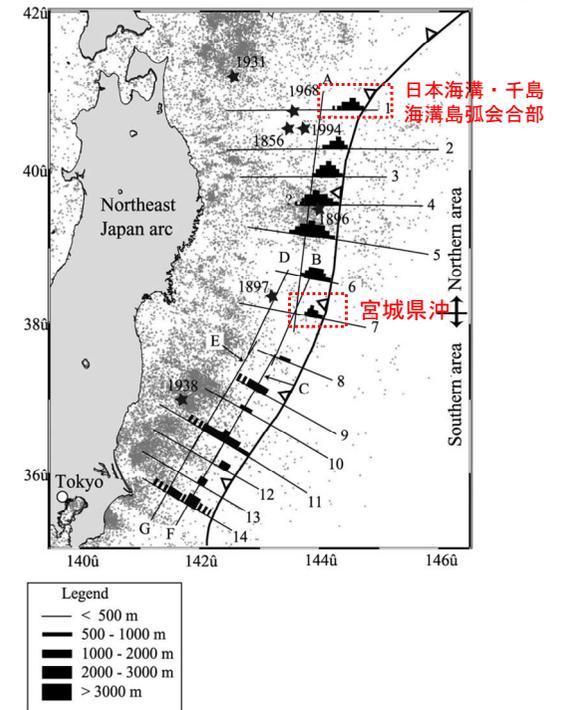


Figure 17. Map view of the low velocity sedimentary units observed on MCS sections in the Japan Trench margin. Small dots represent background seismicity taken from JMA (Japan Meteorological Agency) HypoCatalog.

日本海溝沿いにおける付加体 (低速度堆積物) の分布
Tsuru et al. (2002) に一部加筆

基準波源モデル① (4/15) : 大きなすべりが生じる構造的特徴 (2/5)

第1204回審査会合
資料1 P.212再掲

海溝軸付近における島弧地殻の地震波速度

- 地震波トモグラフィの結果から、3.11地震で大きなすべりが発生した宮城県沖に顕著な高速度域があることを確認し、海溝軸付近に比較的高速度域の島弧地殻が分布することと3.11地震の大きなすべりには関連があるとされている。

Liu and Zhao (2018) による

以上から、海溝軸付近に比較的高速度域の島弧地殻が分布する箇所で大きなすべりが発生すると考えられる。

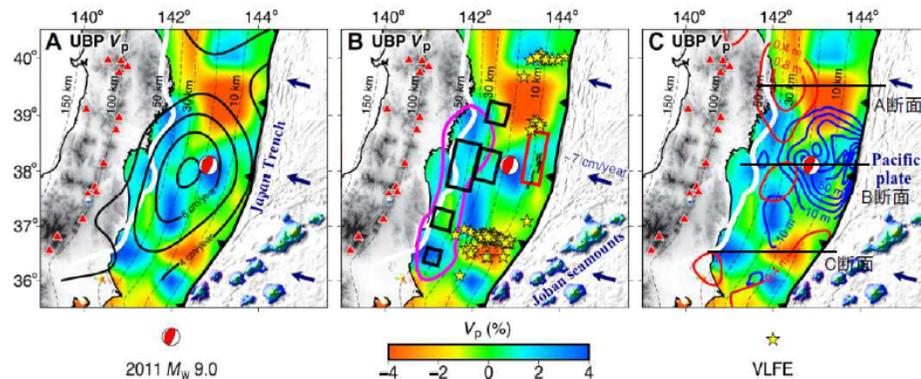


Fig. 4. V_p tomography and characteristics of the 2011 Tohoku-oki earthquake. The colors in (A) to (C) show V_p tomography along the UBP obtained by this study. Black bold contour lines in (A) denote the back-slip rate (5). In (B), the yellow stars mark epicenters of very low frequency earthquakes (VLFs) (24); the red rectangle denotes a slow slip event (22) preceding the 2011 Tohoku-oki earthquake; the black rectangles show locations of coseismic strong ground motions (39); the magenta contour line marks the site of coseismic high-frequency P-wave radiation with a relatively low seismic moment during the 2011 Tohoku-oki earthquake (40); and the black short lines near the trench indicate seafloor traces of normal faults (34). The blue and red contour lines in (C) denote the coseismic slip (7) and the afterslip (43), respectively. The other labeling is the same as that in Fig. 2.

P波速度分布と3.11地震のすべり量分布等との関係
Liu and Zhao (2018) に一部加筆

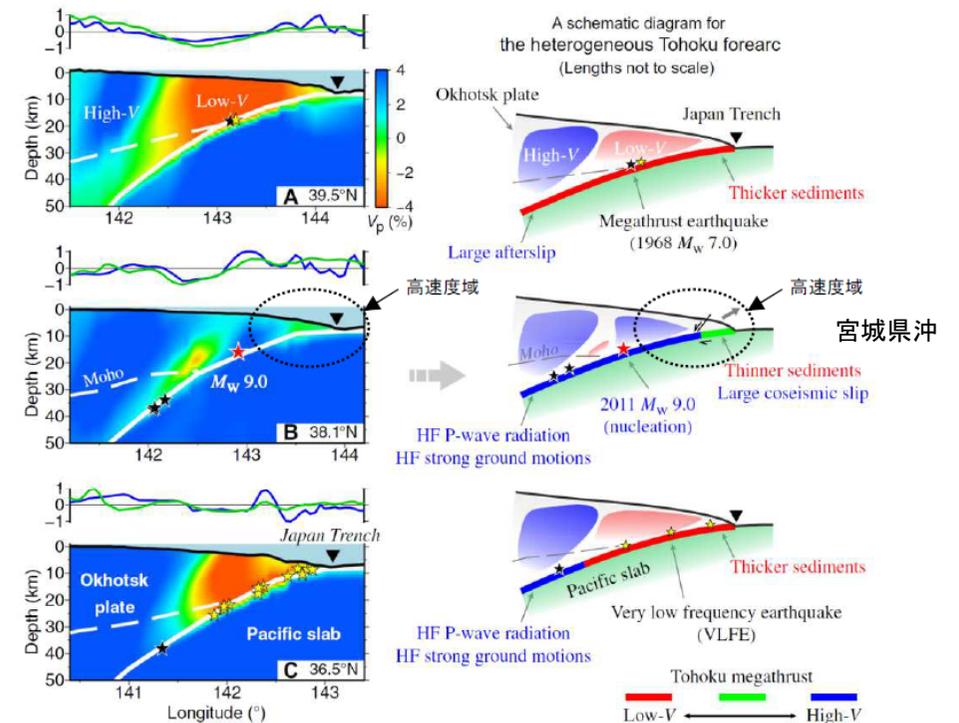


Fig. 5. Vertical cross sections of V_p tomography (left) and corresponding cartoons (right). The east-west vertical cross sections are along the three profiles shown in Fig. 1C. The normalized residual topography (blue line) and gravity (green line) along each profile are shown atop each cross section. The red and blue colors in (A) to (C) denote low and high V_p perturbations, respectively, whose scale is shown beside (A). The white bold and dashed lines in (A) to (C) denote the UBP and the forearc Moho, respectively. The red star denotes the mainshock hypocenter of the 2011 Tohoku-oki earthquake (M_w 9.0). The black and yellow stars indicate other megathrust earthquakes (M_w 7.0 to 8.0) during 1917 to 2017 and the VLFs (24) within a 40-km width of each profile, respectively. Note that the hypocenters of the VLFs and the megathrust earthquakes are set on the UBP, because their accurate focal depths are unclear for most of them. The reverse triangle denotes the Japan Trench axis. HF, high frequency. In the right panels, the red, green, and blue lines denote low-, normal-, and high- V_p anomalies atop the subducting Pacific plate, respectively, according to the tomographic results of this study. The gray dashed line denotes the forearc Moho.

プレート境界におけるP波速度分布とそのイメージ
Liu and Zhao (2018) に一部加筆

3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (67/128)

基準波源モデル① (5/15) : 大きなすべりが生じる構造的特徴 (3/5)

第1204回審査会合

資料1 P.213再掲

プレート境界の構造的特徴

- 機器観測された全ての巨大地震は、滑らかな地形が沈み込む海域で発生し、起伏の激しい地形を伴うプレート境界ではクリープしており、超巨大地震は発生していないとされている。
- また、沈み込む海山は、起伏の激しい地形の典型例であり、海山が沈み込む領域では中小規模の地震を伴うが、大地震を発生する証拠は得られておらず、3.11地震の破壊の南側の停止は、フィリピン海プレートが下盤となる位置ではなく、海山が沈み込む領域で生じたとされている。
Wang and Bilek (2014) による

以上から、プレート境界が滑らかな形状を呈する沈み込む海域で大きなすべりが発生すると考えられる。

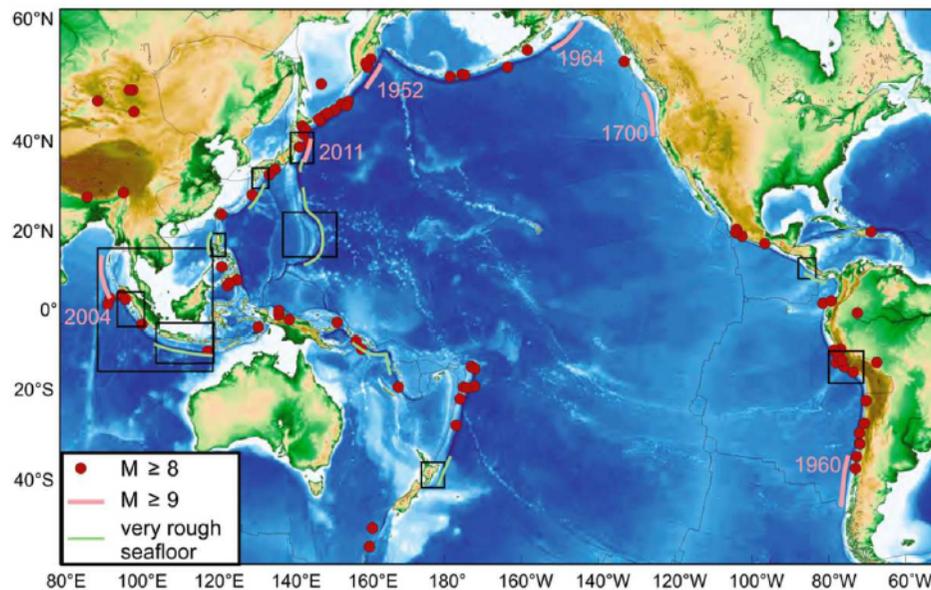


Fig. 1. World map showing general lack of correlation between rugged subducting seafloor and great megathrust earthquakes and showing locations of map areas of Fig. 2 through 10 at 14. Rupture extents of giant ($M_w \geq 9$) events are indicated with pink lines. Epicentre locations of other great ($M_w \geq 8$) events are from the USGS/NOAA catalogue for the time period 1903–2012.

起伏の激しい海底と巨大地震の発生位置の分布
Wang and Bilek (2014)

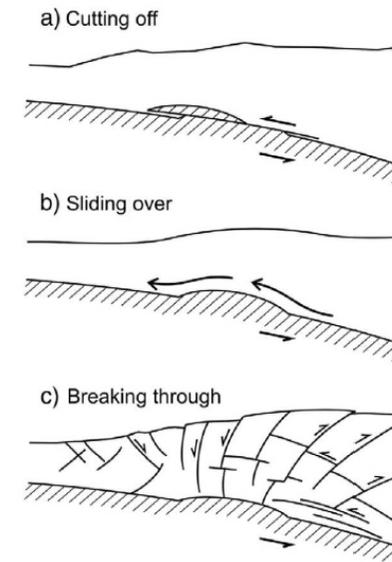


Fig. 11. Scenarios of seamount subduction seen in the literature. (a) "Cutting off": The top part of or the entire seamount is sheared off. (b) "Sliding over": The upper plate frictionally slides over the seamount without severe internal damage. (c) "Breaking through": The seamount forces its way through by severely damaging its surrounding and itself (modified from Wang and Bilek (2011)). We consider (a) unlikely and (b) mechanically impossible. Scenario (c) is supported by field observations and sandbox experiments.

沈み込む海山とプレート境界上盤のシナリオ
Wang and Bilek (2014)

3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (68/128)

基準波源モデル① (6/15) : 大きなすべりが生じる構造的特徴 (4/5)

第1204回審査会合
資料1 P.214再掲

スロー地震活動域

- 防災科学技術研究所のS-netによる地震記録や、その他の地震学的及び測地学的な観測記録を使用して、日本海溝沿いで発生している地震現象（テクトニック微動，超低周波地震，スロースリップ，群発地震，小繰り返し地震）の空間分布から、スロー地震多発域（三陸沖北部，茨城県沖）と3.11地震の破壊が停止した領域が一致する一方で，3.11地震で大きなすべりが生じた宮城県沖のスロー地震活動は低調であったとされている。
 - また，スロー地震が多発している茨城県沖は，沈み込む海山等の不均質な地質構造に対応していることから，同領域は周囲との摩擦特性が異なり，2012年にコスタリカで発生した地震（Mw7.6）や2016年にエクアドルで発生した地震（Mw7.8）のように，地震の破壊を妨げる領域の可能性があるとされている。
- Nishikawa et al. (2019) による

以上から，スロー地震が低調である箇所で大きなすべりが発生すると考えられる。

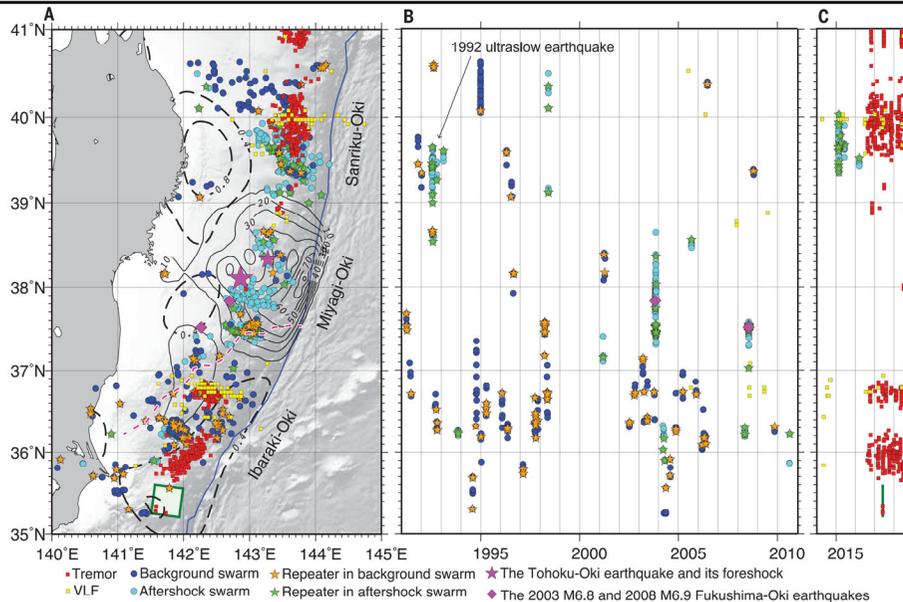


Fig. 3. Slow earthquake activity in the Japan Trench. (A) Epicenters of the tectonic tremors, VLFs, and earthquake swarms containing repeaters. Red squares indicate tremors with a duration of 80 s or longer. Yellow squares denote VLFs. Blue circles represent events of background swarms containing repeaters (orange stars). Cyan circles are events of aftershock swarms containing repeaters (green stars). The green square denotes the June 2017 SSE. Magenta diamonds indicate the 2003 M 6.8 and 2008 M 6.9 Fukushima-Oki earthquakes. Magenta large stars denote the epicenters of the Tohoku-Oki earthquake and its largest foreshock (M_w 7.3). The solid and dashed black contours indicate the coseismic slip (17) and afterslip (20) distributions of the Tohoku-Oki earthquake at 10-m and 0.4-m intervals, respectively. The magenta dashed line indicates the forearc segment boundary (24). (B and C) Space-time distributions of the tectonic tremors, VLFs, and earthquake swarms containing repeaters during the 1991–2010 and 2014–2018 time periods, respectively.

日本海溝におけるスロー地震活動
Nishikawa et al. (2019)

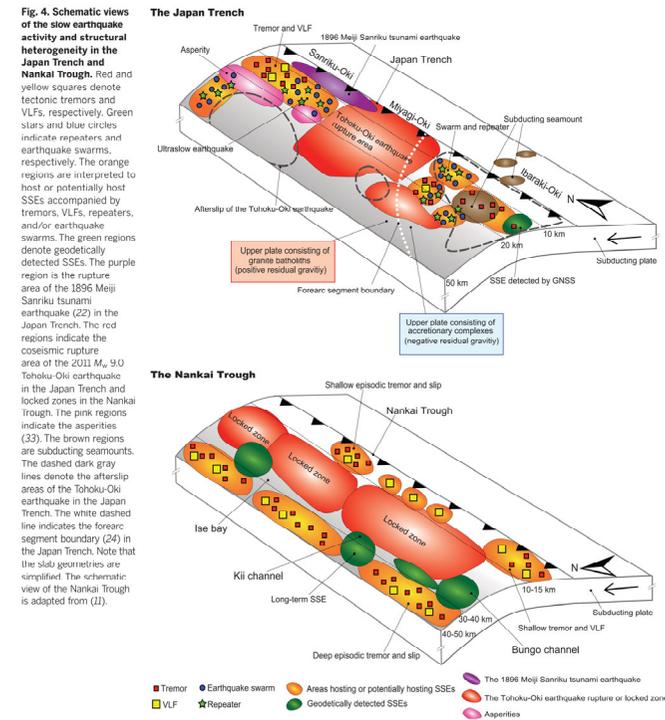


Fig. 4. Schematic views of the slow earthquake activity and structural heterogeneity in the Japan Trench and Nankai Trough. Red and yellow squares denote tectonic tremors and VLFs, respectively. Green stars and blue circles indicate repeaters and earthquake swarms, respectively. The orange regions are interpreted to host or potentially host SSEs accompanied by tremors, VLFs, repeaters, and/or earthquake swarms. The green regions denote geodetically detected SSEs. The purple region is the rupture area of the 1896 Meiji Sanriku tsunami earthquake (22) in the Japan Trench. The red regions indicate the coseismic rupture area of the 2011 M_w 9.0 Tohoku-Oki earthquake in the Japan Trench and locked zones in the Nankai trough. The pink regions indicate the asperities (33). The brown regions are subducting seamounts. The dashed dark gray lines denote the afterslip areas of the Tohoku-Oki earthquake in the Japan Trench. The white dashed line indicates the forearc segment boundary (24) in the Japan Trench. Note that the slat geometries are simplified. The schematic view of the Nankai Trough is adapted from (11).

日本海溝および南海トラフにおけるスロー地震活動と構造的不均質性の関係 (概略図)
Nishikawa et al. (2019)

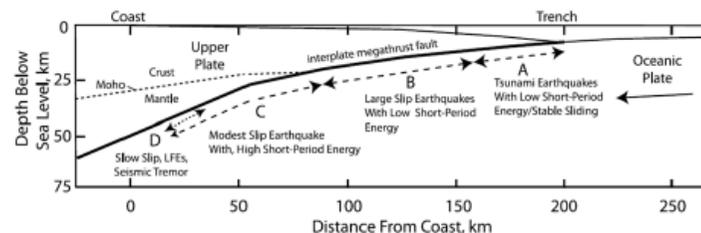
3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（69/128）

基準波源モデル①（7/15）：大きなすべりが生じる構造的特徴（5/5）

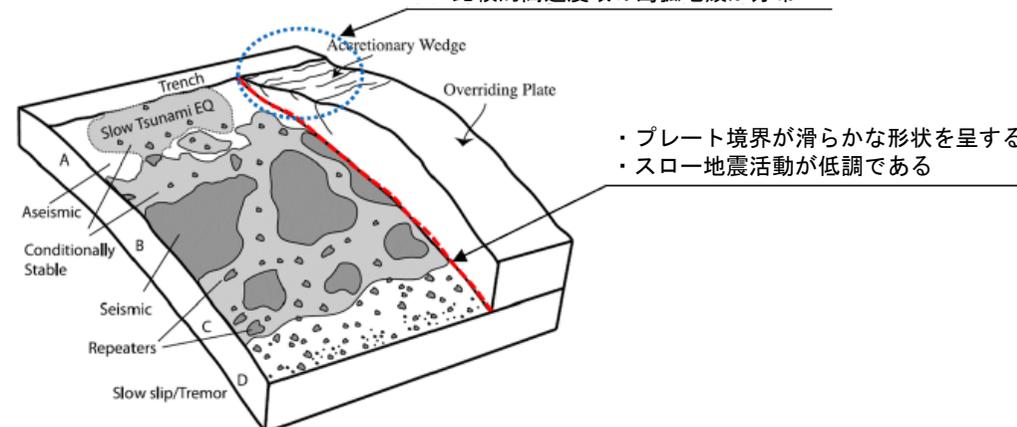
第1204回審査会合
資料1 P.215再掲

まとめ

- 3.11地震時に大きなすべりが生じた宮城県沖のテクトニクスの背景及び地震学的見地等から、大きなすべりが生じるプレート境界は以下の構造的特徴を有するものと考えられる。
 - ✓ 付加体の幅が狭い。（P. 211）
 - ✓ 海溝軸付近には比較的高速度域の島弧地殻が分布する。（P. 212）
 - ✓ プレート境界が滑らかな形状を呈する。（P. 213）
 - ✓ スロー地震活動が低調である。（P. 214）



- ・付加体の幅が狭い
- ・比較的高速度域の島弧地殻が分布



- ・プレート境界が滑らかな形状を呈する
- ・スロー地震活動が低調である

大きなすべりを発生させるプレート境界の構造的特徴※

※：Lay et al. (2012) によるプレート境界の領域区分図を引用

3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (70/128)

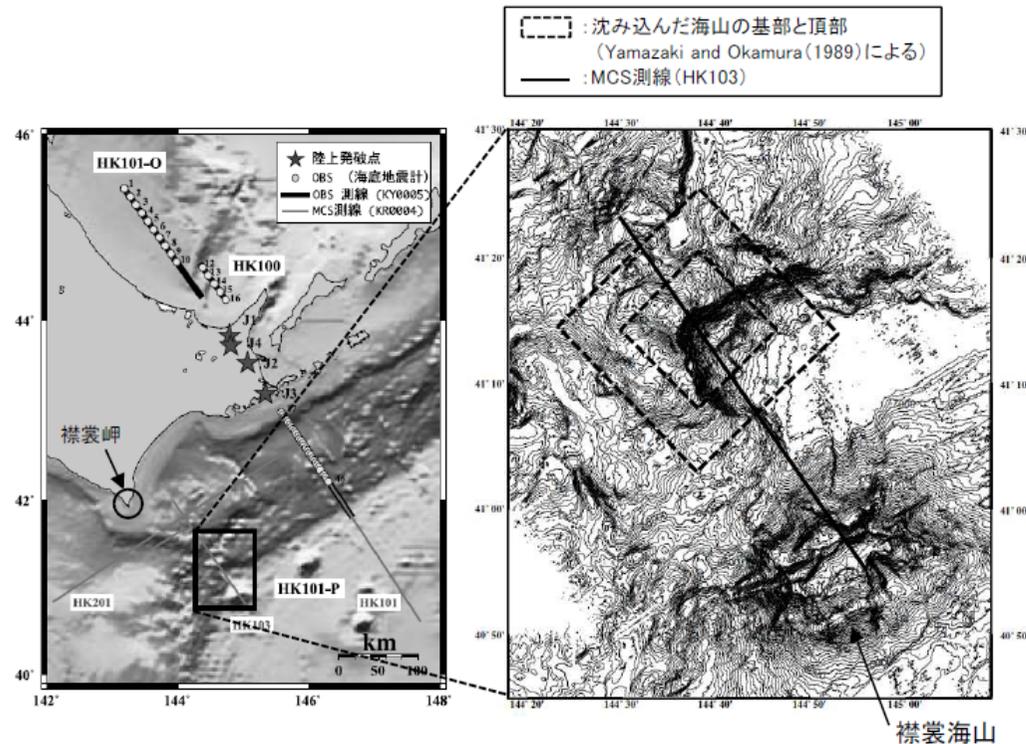


基準波源モデル① (8/15) : 日本海溝・千島海溝島弧会合部における大きなすべりの発生可能性 (1/6)

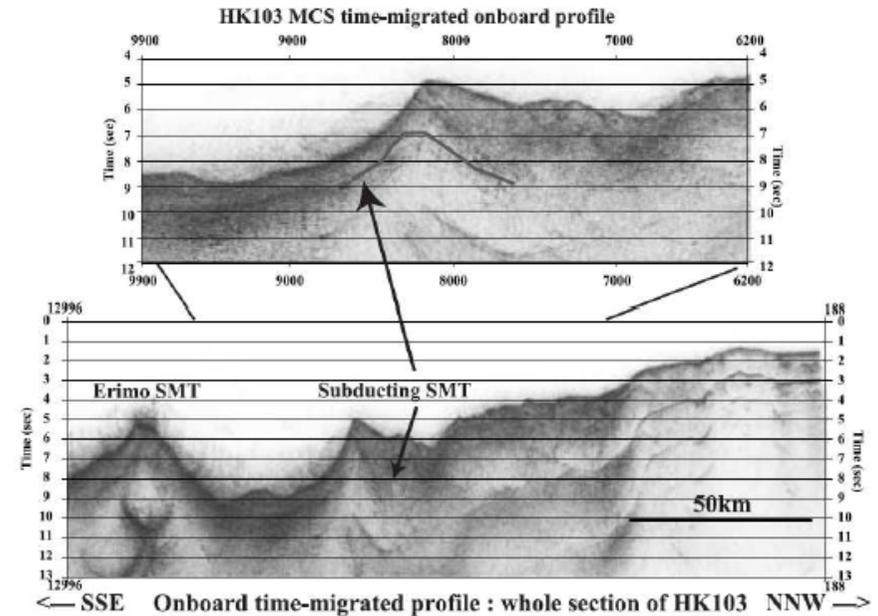
襟裳岬沖の沈み込む海山

第1204回審査会合
資料1 P.216再掲

- 襟裳岬沖の海溝軸海側には襟裳海山が存在し、その陸側斜面下には、地磁気異常から沈み込んだ海山が存在するとされている。
Yamazaki and Okamura (1989) による
- 襟裳海山周辺を対象としたマルチチャンネル反射法探査、海底地形精査・地磁気・重力異常探査を実施し、海底地形図（下：中央図）、襟裳海山及び沈み込む海山直上を北西-南東に横切るMCS処理記録（下：右図）から、沈み込む海山を明瞭にイメージされている。
木戸ほか (2002) による



沈み込んだ海山付近の海底地形
木戸ほか (2002) に一部加筆



襟裳海山及び沈み込む海山直上のプロファイル
(MCS処理記録 (測線 : HK103))
木戸ほか (2002)

3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (71/128)

基準波源モデル① (9/15) : 日本海溝・千島海溝島弧会合部における大きなすべりの発生可能性 (2/6)

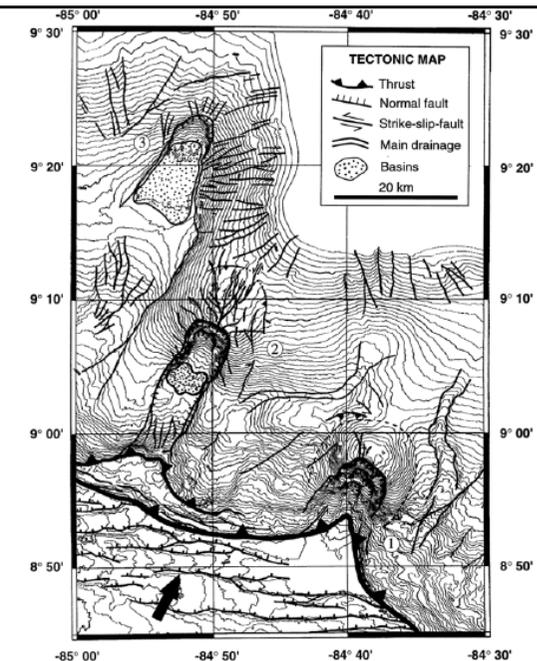
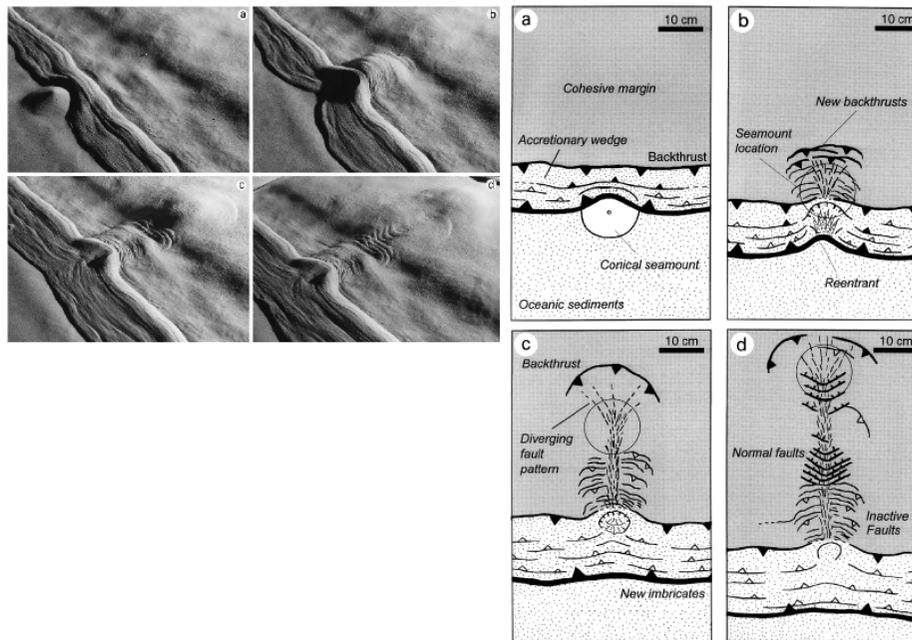
沈み込む海山と上盤プレートの相互作用

第1204回審査会合
資料1 P.217再掲

• Dominguez et al. (1998) は、海山の沈み込みによる陸側斜面の構造的特徴について、海山の沈み込みを模した砂箱実験とコスタリカ沖中米海溝陸側斜面の実地形との比較から、次のとおり整理している。

- ✓ 沈み込んでいく海山の前面には、海側に傾斜するバックスラストが形成され、海山の進行とともに新たに陸側に形成されるとともに、沈み込んでいる海山の頂上付近から陸側のバックスラストへ発散していく横ずれ断層のネットワークが形成される。
- ✓ 海山が完全に沈み込み、海山の海側で再び付加体が形成され始め、沈み込む堆積物の底付けが行われるようになると、海山の海側には陸側に傾斜する正断層群が形成される。

前頁及び以上から、日本海溝・千島海溝島弧会合部付近には襟裳岬沖に沈み込む海山が存在し、この海側で付加帯が形成されると考えられる。



砂箱を用いた実験に基づく沈み込む海山による陸側斜面の変形構造 (左: 実験, 右: 模式図)
Dominguez et al. (1998)

コスタリカ沖の海底地形図 (○数字: 沈み込む海山位置)
Dominguez et al. (1998)

3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (72/128)



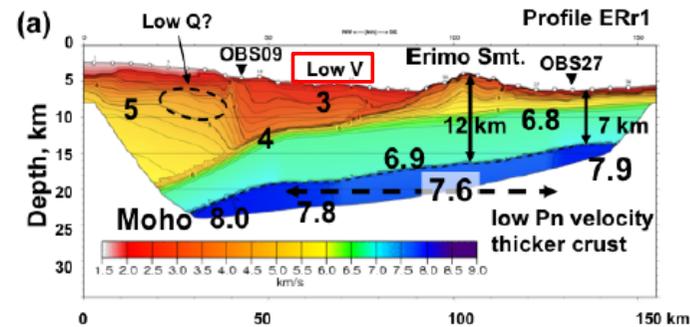
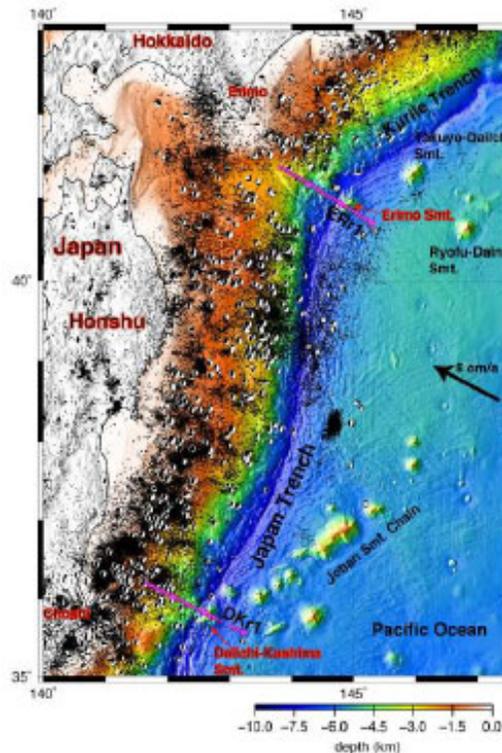
基準波源モデル① (10/15) : 日本海溝・千島海溝島弧会合部における大きなすべりの発生可能性 (3/6)

襟裳岬沖の沈み込む海山付近の地殻構造

第1204回審査会合
資料1 P.218再掲

- 襟裳海山とその陸側に沈み込む海山を横切る地震波トモグラフィーから、典型的なプレート境界の構造と比較して、襟裳海山は地殻が厚く、海溝軸付近の陸側のプレートについては、沈み込む海山の影響により低速度の島弧地殻が分布するとされている。
Nishizawa et al. (2009) による

以上から、日本海溝・千島海溝島弧会合部付近の海溝軸付近の陸側のプレートには沈み込む海山の影響による低速度の島弧地殻が分布すると考えられる。



襟裳海山 (a) とその陸側に沈み込む海山を横切る地震波トモグラフィー (V_p)
Nishizawa et al. (2009)

3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (73/128)

基準波源モデル① (11/15) : 日本海溝・千島海溝島弧会合部における大きなすべりの発生可能性 (4/6)

島弧会合部のテクトニクス背景

第1204回審査会合
資料1 P.219再掲

- 千島海溝南西端は、日本海溝との島弧会合部に位置し、その会合部（衝突帯）では、日高山脈が形成されている（日高造山運動）。
- 千島弧はその下部地殻内で上下に裂けて分離（デラミネーション）するとともに、上部地殻を含めて上半分は日高主衝上断層によって西側に衝上し、上部マントルを含めて下半分は下降する。一方、東北日本弧側はデラミネーションした千島弧のなかに楔（ウェッジ）状に突入する。

以上から、日本海溝・千島海溝島弧会合部付近のプレート境界は複雑な形状を呈すると考えられる。

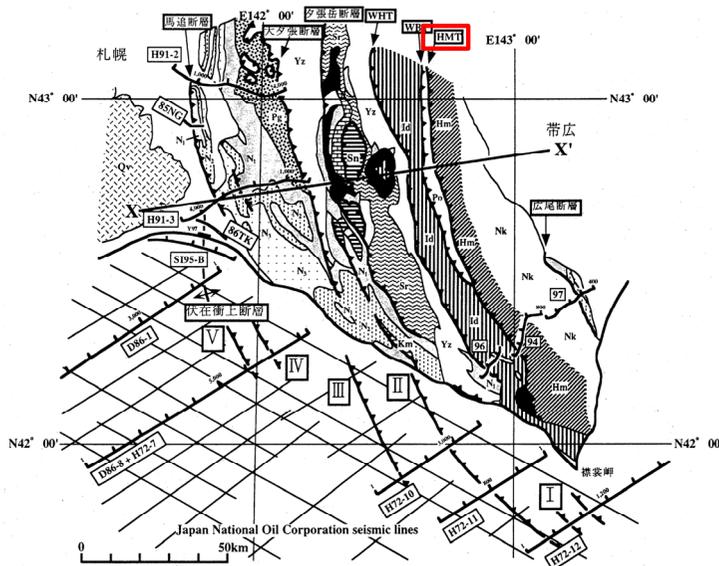


図1 日高衝突帯ならびに前縁褶曲・衝上断層帯の地質概略と主な反射法地震探査測線図。X-X'は図2の断面位置を示す。伊藤ら(1999)を改変。
 【地質】主として、地質調査所(1982, 1996)による。Nk: 中の川層群, Hm: 日高変成岩類(主帯), Po: ボロシリ・オフィオライト(西帯), Id: イドンナップ帯, Yz: 蝦夷層群, Sr: 空知層群, Km: 神威占潭変成岩類, Sn: 沙流川層一セウ層, Pg: 古第三系, N1~N3: 地質調査所(1982)と同じ。Qv: 第四紀火山岩類。
 【測線】94・96・97: 日高深部構造反射法探査, 85NG・86TK: 浅野ら(1990), Y97: 佐藤ら(1998), その他の測線は石油公団(1973, 1987, 1993, 1996)。

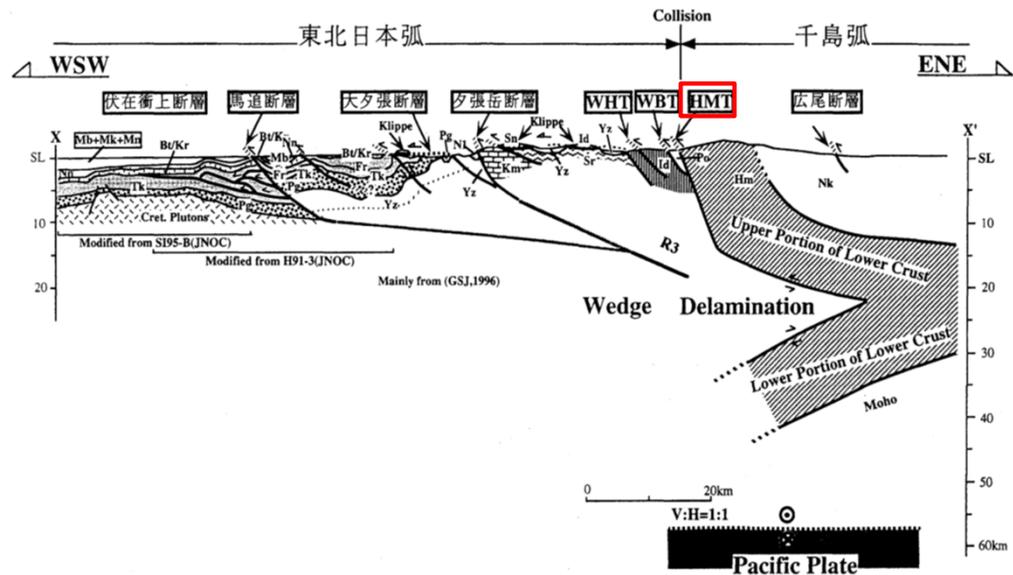


図2 日高衝突帯ならびに前縁褶曲・衝上断層帯の地下構造断面図。断面線の位置は図1のX-X'。断面図下に主要な出典を示した。略称は図1と同じ。Ito et al. (1998) および伊藤ら(1999)を改変。伊藤(2000)に一部加筆

3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (74/128)

基準波源モデル① (12/15) : 日本海溝・千島海溝島弧会合部における大きなすべりの発生可能性 (5/6)

スロー地震活動域

第1204回審査会合
資料1 P.220再掲

- ・ 防災科学技術研究所のS-netによる地震記録から日本海溝及び千島海溝（南部）沿いで発生している地震現象を整理し、島弧会合部付近における浅部領域（深さ約20km以浅）にスロー地震活動域が存在するとされている。

Nishikawa et al. (2019), Tanaka et al. (2019) による

以上から、日本海溝・千島海溝島弧会合部付近の浅部領域にスロー地震活動域が存在すると考えられる。

●～●: スロー地震発生位置
☆: 超低周波地震, 地震 (M>4.5) 発生位置

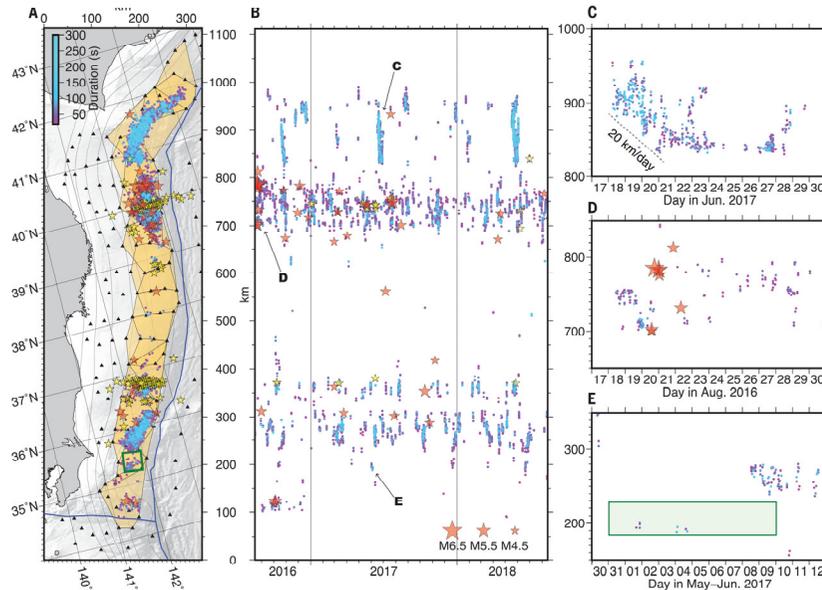


Fig. 1. Tremor activity in the Japan Trench. (A) Epicenters of the tectonic tremors. Dots indicate the epicenters of the tremors, which are colored according to their duration (see the color scale). Yellow and red stars are VLFs and M > 4.5 ordinary earthquakes, respectively, with the ordinary earthquake epicenters taken from the Japan Meteorological Agency (JMA) catalog. Black triangles are S-net observatories. The green square denotes the June 2017 SSE that was detected by our GNSS analysis.

The orange shaded polygons indicate the 18 overlapping subregions used for our tremor detection. The top of the Pacific Plate is indicated by the black contours at 10-km depth intervals. (B) Space-time distribution of the tectonic tremors. We used Japanese Standard Time (JST, UTC + 9 hours). The vertical lines indicate 1 January 2017 and 1 January 2018. (C to E) Enlarged views of (B). The green shaded region in (E) denotes the spatiotemporal extent of the June 2017 SSE.

日本海溝及び千島海溝（南部）のスロー地震活動
Nishikawa et al. (2019)

○: テクニック微動活動発生位置
◆, ×: 超低周波地震発生位置
+: 観測機器設置位置
—: 1968年十勝沖地震のアスペリティ
—: 1994年三陸沖地震のアスペリティ
○: 余震
—: 2003年十勝沖地震のアスペリティ
☆: 各地震の震央

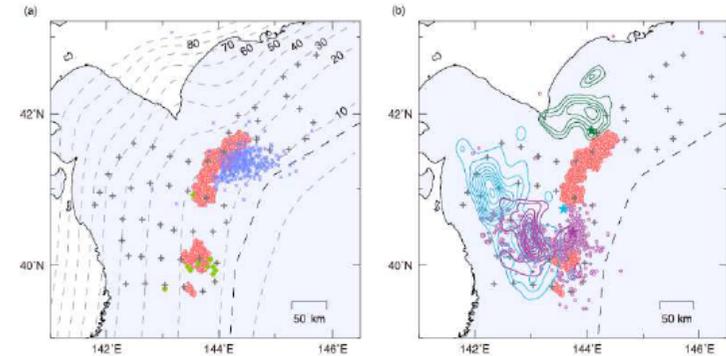


Figure 3. Locations of tremor sources determined in this study (red circles). (a) Comparison with locations of very low frequency earthquakes determined by an array signal processing method (blue crosses; Asano et al., 2008) and a cross-correlation analysis (light green diamonds; Matsuzawa et al., 2015) using land-based stations. Broken lines indicate contours of the depths to the plate interface at 10-km intervals defined by Kita et al. (2010) and Nakajima and Hasegawa (2006). (b) Comparison with the epicenters (stars) and slip distributions (contours) of the 1968 Tokachi-Oki (light blue; Yamanaka & Kikuchi, 2004), 1994 Sanriku-Oki (purple; Nagai et al., 2001), and 2003 Tokachi-Oki earthquakes (green; Yamanaka & Kikuchi, 2003). Purple circles denote 7-day aftershocks (M ≥ 3.0) of the 1994 Sanriku-Oki earthquake listed in the Japan Meteorological Agency earthquake catalog. Plus signs indicate the stations used in the analysis.

島弧会合部付近におけるスロー地震活動域と
既往地震のアスペリティ分布の比較
Tanaka et al. (2019)

3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（75/128）

基準波源モデル①（13/15）：日本海溝・千島海溝島弧会合部における大きなすべりの発生可能性（6/6）

まとめ

第1204回審査会合
資料1 P.221再掲

- 日本海溝・千島海溝島弧会合部における大きなすべりの発生可能性について検討した結果、日本海溝・千島海溝島弧会合部付近は、そのテクトニクス的背景及び地震学的見地から、大すべりが発生するプレート境界の構造的特徴を有していないことから、3.11地震時に見られたような大すべりが発生する可能性は極めて低いと考えられる。

大きなすべりが生じる 3.11地震等のプレート境界の構造的特徴 (P. 215)	比較 ⇔	日本海溝・千島海溝島弧会合部付近の テクトニクス的背景及び地震学的見地
<ul style="list-style-type: none"> 付加体の幅が狭い。 	整合しない	<ul style="list-style-type: none"> 付加体の幅が広い。(P. 211) 襟裳岬沖に沈み込む海山が存在し、この海側で付加帯が形成される。(P. 216, P. 217)
<ul style="list-style-type: none"> 海溝軸付近には比較的高速度域の島弧地殻が分布する。 	整合しない	<ul style="list-style-type: none"> 海溝軸付近の陸側のプレートには沈み込む海山の影響による低速度の島弧地殻が分布する。(P. 218)
<ul style="list-style-type: none"> プレート境界が滑らかな形状を呈する。 	整合しない	<ul style="list-style-type: none"> プレート境界は複雑な形状を呈する。(P. 219)
<ul style="list-style-type: none"> スロー地震活動が低調である。 	整合しない	<ul style="list-style-type: none"> 浅部領域にスロー地震活動域が存在する。(P. 220)

3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (76/128)

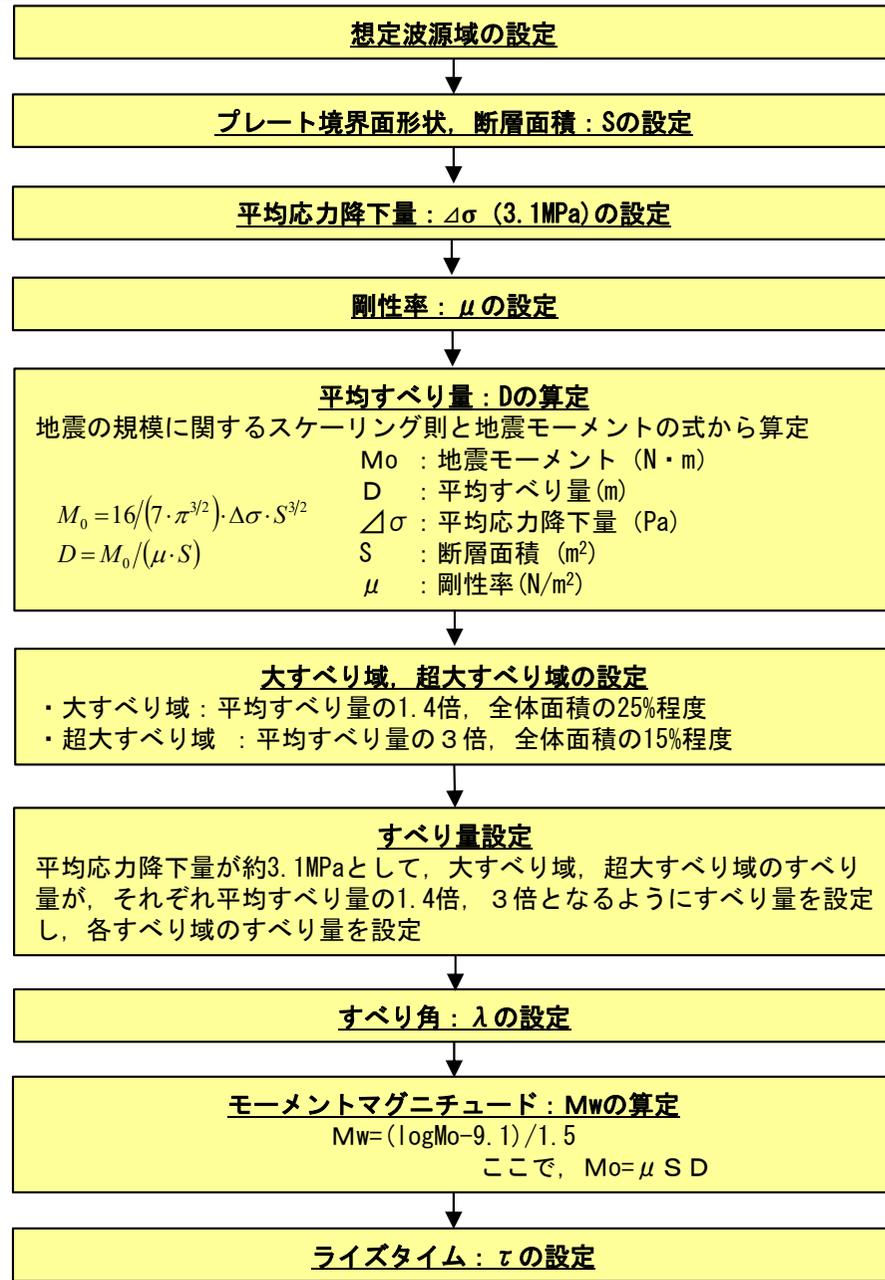
第1204回審査会合

資料1 P.222再掲

基準波源モデル① (14/15) : まとめ (1/2)

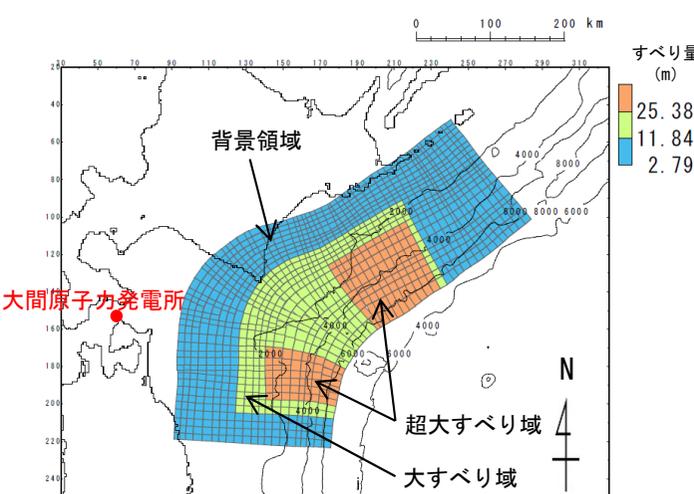
3.11地震・津波の知見を反映 (広域津波痕跡高の再現性を考慮) した基準波源モデル (P.148参照) の設定フロー

- 右のフロー及び設定根拠に基づき、3.11地震・津波の知見を反映 (広域津波痕跡高の再現性を考慮) した岩手県沖北部から十勝沖・根室沖の基準波源モデルを設定した。(基準波源モデル①)



設定根拠

- 既往地震, 固着及び破壊伝播に関する検討に基づき, 青森県東方沖及び岩手県沖北部から根室沖に設定 →P.151~P.180
- 地震調査研究推進本部 (2004, 2012) の微小地震の震源分布に基づくプレート境界面の推定等深線より, 地震発生域の深さの下限 (60km) から海溝軸までを考慮 →P.187, P.188
- 杉野ほか (2014) に基づき, 平均応力降下量3.1MPaを考慮
- 地震波速度や密度に関する既往研究に基づき $5.0 \times 10^{10} \text{N/m}^2$ に設定 (土木学会 (2016) 等) →P.189, P.190
- 杉野ほか (2014) に基づき設定 →P.200
- すべり角は, 陸側プレートのずれの向きに基づいて設定 (中央防災会議 (2006)) →P.191
- 平均的に利用されている値を参考に 3.11地震の解析結果も踏まえ60sに設定 (内閣府 (2012)) →P.192



3.11地震・津波の知見を反映 (広域津波痕跡高の再現性を考慮) した基準波源モデル

3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (77/128)

第1204回審査会合
資料1 P.223再掲

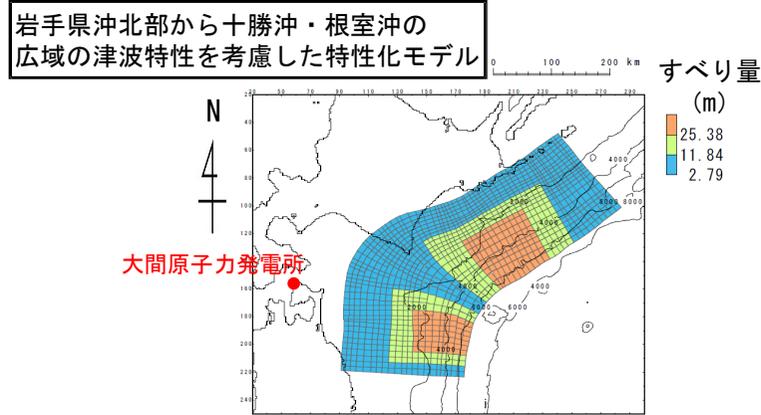


基準波源モデル① (15/15) : まとめ (2/2)

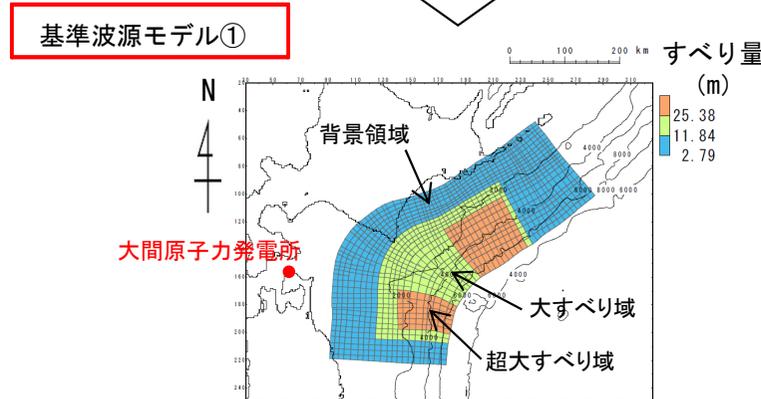
- 基準波源モデル①は、岩手県沖北部から十勝沖・根室沖の広域の津波特性を考慮した特性化モデル (P.207参照) に対し、以下の保守性を考慮して設定する。
 - ✓ 日本海溝・千島海溝島弧会合部は、そのテクトニクスの背景及び地震学的見地から、3.11地震で見られた大きなすべりが発生する可能性は極めて低いと考えられるため超大すべり域は配置しないが、保守的観点から同領域に大すべり域を設定する。なお、この際、杉野ほか (2014) の面積比率を保持する位置に超大すべり域及び大すべり域を移動させた。

基準波源モデル①のパラメータ

項目	基準波源モデル① 【モデル化後の値】	主な設定根拠	備考 【設計値】
モーメントマグニチュード Mw	9.06	$Mw = (\log Mo - 9.1) / 1.5$	9.05
地震発生深さ	海溝軸～深さ60km	地震調査研究推進本部 (2017a, 2019)	—
断層面積 S (km ²)	110,472	青森県東方沖及び岩手県沖北部から十勝沖・根室沖	—
平均応力降下量 $\Delta\sigma$ (MPa)	3.26	杉野ほか (2014) (設計値3.1MPa)	3.1
剛性率 μ (N/m ²)	5.0×10^{10}	土木学会 (2016)	—
地震モーメント Mo (N・m)	4.92×10^{22}	$Mo = 16 / (7 \cdot \pi^{3/2}) \cdot \Delta\sigma \cdot S^{3/2}$	4.67×10^{22}
平均すべり量 D (m)	8.90	$D = Mo / (\mu \cdot S)$	8.46
すべり量	背景領域 (m) (面積及び面積比率)	2.79 (63,895km ² , 57.8%)	2.79 (66,283km ² , 60%)
	大すべり域 (m) (面積及び面積比率)	11.84 (27,829km ² , 25.2%)	11.84 (27,618km ² , 25%)
	超大すべり域 (m) (面積及び面積比率)	25.38 (18,748km ² , 17.0%)	25.38 (16,571km ² , 15%)
すべり角 λ (°)	陸側プレートのずれの向きに基づいて設定	中央防災会議 (2006)	—
ライズタイム τ (s)	60	内閣府 (2012)	—

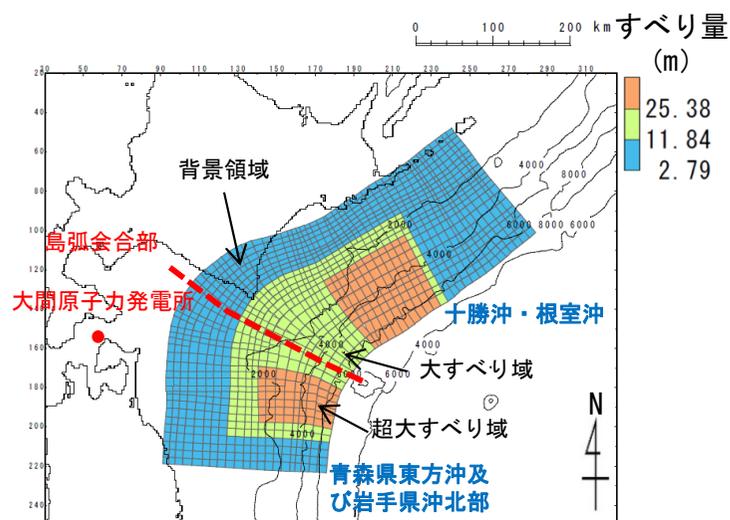


保守性を考慮



3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (78/128)

基準波源モデル①：まとめ (補足)

第1204回審査会合
資料1 P.224再掲

基準波源モデル①

基準波源モデル①の詳細パラメータ

		基準波源モデル① 【モデル化後の値】	備考 【設計値】	
モーメントマグニチュード M_w		9.06	9.05	
平均応力降下量 $\Delta\sigma$ (MPa)		3.26	3.1	
剛性率 μ (N/m ²)		5.0×10^{10}	—	
地震モーメント M_0 (N・m)		4.92×10^{22}	4.67×10^{22}	
平均すべり量 D (m)		8.90	8.46	
波源全体	面積 S (km ²)	110,472	—	
	すべり量	背景領域 (m) (面積及び面積比率)	2.79 (63,895km ² , 57.8%)	2.79 (66,283km ² , 60%)
		大すべり域 (m) (面積及び面積比率)	11.84 (27,829km ² , 25.2%)	11.84 (27,618km ² , 25%)
		超大すべり域 (m) (面積及び面積比率)	25.38 (18,748km ² , 17.0%)	25.38 (16,571km ² , 15%)
青森県 手県東方沖及び 比岩	面積 S (km ²)	40,959	—	
	すべり量	背景領域 (m) (面積及び面積比率)	2.79 (23,789km ² , 58.1%)	2.79 (24,575km ² , 60%)
		大すべり域 (m) (面積及び面積比率)	11.84 (10,531km ² , 25.7%)	11.84 (10,240km ² , 25%)
		超大すべり域 (m) (面積及び面積比率)	25.38 (6,639km ² , 16.2%)	25.38 (6,144km ² , 15%)
十勝沖・ 根室沖	面積 S (km ²)	69,513	—	
	すべり量	背景領域 (m) (面積及び面積比率)	2.79 (40,106km ² , 57.7%)	2.79 (41,708km ² , 60%)
		大すべり域 (m) (面積及び面積比率)	11.84 (17,298km ² , 24.9%)	11.84 (17,378km ² , 25%)
		超大すべり域 (m) (面積及び面積比率)	25.38 (12,109km ² , 17.4%)	25.38 (10,427km ² , 15%)

注：各領域における面積比率はその領域面積に対する比率を記載

3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（79/128）



3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデルを参考に設定した特性化モデル（1/7）

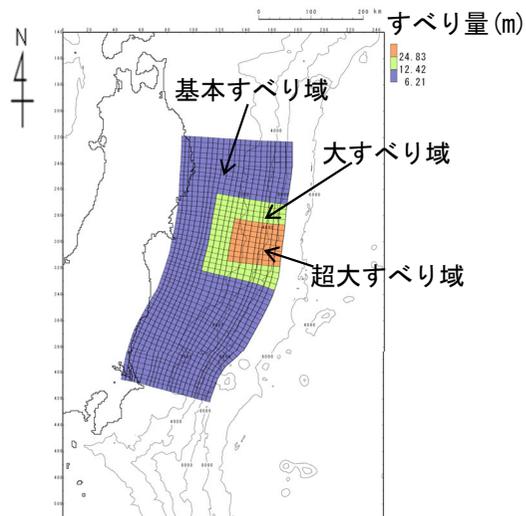
設定方針

第1204回審査会合
資料1 P.225再掲

- 3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデル※から得られた知見，及び3.11地震における大すべりの発生形態から得られた知見（＝広域の津波特性を考慮した特性化モデルと共通）（P.204参照）を踏まえ，青森県東方沖及び岩手県沖北部の大すべり域の破壊特性を考慮した特性化モデルを設定する。
- なお，青森県東方沖及び岩手県沖北部の大すべり域は発電所の津波高さに与える影響が大きいことを踏まえ，保守性を確保する観点から，最新の科学的・技術的知見から想定されるすべりを上回る規模のすべりを考慮して特性化モデルを設定する。

【3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデルから得られた知見】

- 大すべり域・超大すべり域のすべり量等：内閣府（2012）に示されるすべり量，面積比率を踏まえて設定する。
 - ✓ 大すべり域：津波断層の基本すべり量の2倍，全体面積の20%程度（超大すべり域を含む）
 - ✓ 超大すべり域：津波断層の基本すべり量の4倍，全体面積の5%程度
- 大すべり域・超大すべり域の設定に伴う地震モーメントの調整方法：3.11地震における宮城県沖の破壊特性を再現するためには，波源領域全体でMwを調整する必要がある。



3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデル

3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデルのパラメータ

		宮城県沖の大すべり域の破壊特性を考慮した特性化波源モデル【モデル化後の値】	備考【設計値】
モーメントマグニチュード Mw		9.04	9.02
面積 S (km ²)		107,357	—
平均応力降下量 $\Delta\sigma$ (MPa)		3.13	3
剛性率 μ (N/m ²)		5.0×10^{10}	—
地震モーメント Mo (N・m)		4.52×10^{22}	4.33×10^{22}
平均すべり量 D (m)		8.43	8.07
すべり量	基本すべり域 (m) (面積及び面積比率)	6.21 (85,165km ² , 79.3%)	6.21 (85,885km ² , 80%)
	大すべり域 (m) (面積及び面積比率)	12.42 (14,114km ² , 13.2%)	12.42 (16,104km ² , 15%)
	超大すべり域 (m) (面積及び面積比率)	24.83 (8,078km ² , 7.5%)	24.83 (5,368km ² , 5%)
ライズタイム τ (s)		60	—

※第1023回審査会合 資料1-2 「4-2-2.2011年東北地方太平洋沖地震による津波等の再現性確認」参照

3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（80/128）



3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデルを参考に設定した特性化モデル（2/7）

大すべり域・超大すべり域の位置

（基準波源モデル①のうち青森県東方沖及び岩手県沖北部の超大すべり域の設定方針と共通）

第1204回審査会合

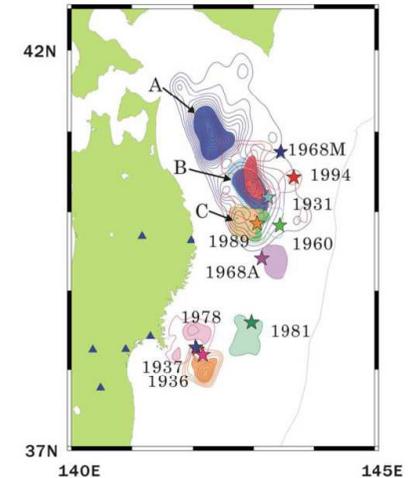
資料1 P.226再掲

- アスペリティ分布の解析から、青森県東方沖及び岩手県沖北部のアスペリティ（下図：AとB）のうち、1968年の地震と1994年の地震の共通アスペリティ（下図：B）のカップリング率はほぼ100%であるとされている。また、個々のアスペリティが単独で動けばM7クラスの地震（=1994年）を、連動するとM8クラスの地震（=1968年）を引き起こすとされている。
Yamanaka and Kikuchi (2004), 永井ほか (2001) による

以上の地震学的見地を踏まえ、大すべり域・超大すべり域を配置する。

【超大すべり域が1つのケースの位置の設定について】

- 広域の津波特性を考慮した特性化モデル（P. 207）については、超大すべり域が2つであるため、北海道東部沿岸と青森県北部太平洋沿岸の津波堆積物を考慮し、これらに正対する海域にそれぞれ超大すべり域を設定した。
- 一方、3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデルを参考に設定する特性化モデル（P. 231）は、超大すべり域が1つであり、日本海溝・千島海溝島弧会合部を跨がずに設定するものであるため、北海道東部沿岸と青森県北部太平洋沿岸の津波堆積物のうち、敷地に与える影響が大きい沿岸に正対する位置に配置する。
- 島弧会合部は、北海道の襟裳岬から東南東方の海域へ続いていることを考慮すると、津軽海峡開口部（津軽海峡への入り口）が位置する海域と同じ海域である青森県東部沿岸に正対する海域に超大すべり域を配置することが、大間地点の敷地へ及ぼす津波高の影響が大きくなると考えられる。
- なお、第1023回審査会合 資料1-2 P. 4. 3-8に示すとおり、超大すべり域の形状はやや異なるものの、青森県東部沿岸の沖合から北海道東部沿岸の沖合に超大すべり域の位置を移動させた場合の、敷地に及ぼす津波高の検討を行った結果、青森県東部沿岸の沖合に超大すべり域を配置（S1配置）したケースのスペクトル強度がほぼ全ての周期で上回っており、超大すべり域を青森県東部沿岸の沖合いに配置することは妥当と考えられる。



青森県東方沖及び岩手県沖北部におけるアスペリティの活動パターンと地震規模の関係
Yamanaka and Kikuchi (2004), 永井ほか (2001)

3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (81/128)

3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデルを参考に設定した特性化モデル (3/7)

大すべり域・超大すべり域のすべり量分布

(基準波源モデル①のうち青森県東方沖及び岩手県沖北部の超大すべり域の設定方針と共通)

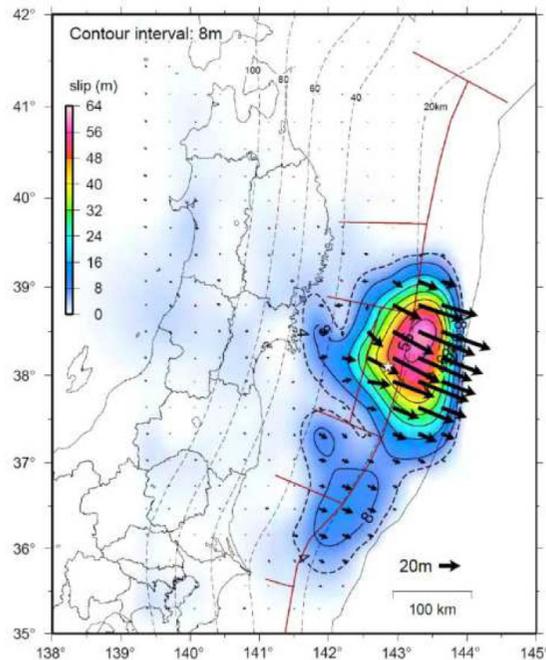
第1204回審査会合

資料1 P.227再掲

- 青森県東方沖及び岩手県沖北部で発生している既往地震の震源深さ (約20km) は, 3.11地震時に宮城県沖の浅部領域をオーバーシュートさせた (破壊の起点となった) 震源深さと同程度である。

地震調査研究推進本部 (2012), Yamanaka and Kikuchi (2004) による

以上から, 3.11地震における宮城県沖の大すべり域の破壊特性を考慮した特性化モデルのすべり量分布を設定する。



星印は本震の震央, 点線はプレート境界面の深さ, ベクトル(→)は計算によって求めた地下のプレート境界面上でのすべりを示す。

3.11地震時の震源位置とすべり分布
地震調査研究推進本部 (2012)

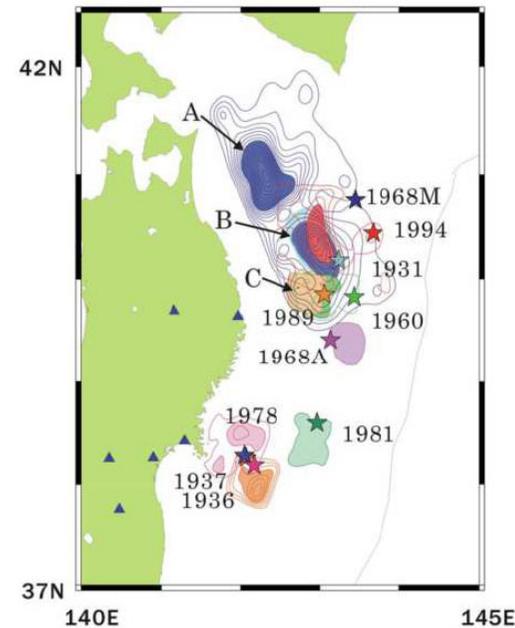


Figure 6. Asperity map along the subduction zone in northeastern Japan. Stars show the main shock epicenters. Contour lines show the moment release distribution. The interval of the contour lines is 0.5 m. Each earthquake is distinguished by color. We painted the area within the value of half the maximum slip as an asperity.

青森県東方沖及び岩手県沖北部における
アスペリティ分布, 既往地震の震源
Yamanaka and Kikuchi (2004)

3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（82/128）



3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデルを参考に設定した特性化モデル（4/7）

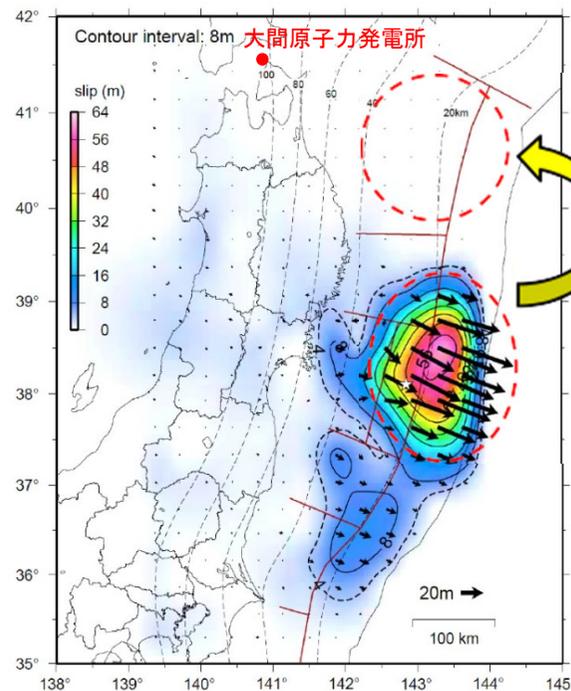
大すべり域・超大すべり域のすべり量

（基準波源モデル①のうち青森県東方沖及び岩手県沖北部の超大すべり域の設定方針と共通）（P. 206再掲）

- 青森県東方沖及び岩手県沖北部については、1968年十勝沖地震に伴うすべり量（7m～9m程度）が最大規模と評価される（P. 155, P. 156参照）。
- しかし、津軽海峡開口部前面とほぼ正対する青森県東方沖及び岩手県沖北部の大すべり域は、発電所の津波高さに与える影響が大きいことを踏まえ、保守性確保の観点から最新の科学的・技術的知見から想定されるすべりを上回る規模のすべりとして、3.11地震時における宮城県沖のすべり量と同規模のすべり量を考慮する。

第1204回審査会合

資料1 P. 228再掲



3.11地震における宮城県沖のすべりと同規模のすべり量考慮

星印は本震の震央、点線はプレート境界面の深さ、ベクトル(→)は計算によって求めた地下のプレート境界面上でのすべりを示す。

3.11地震時のすべり分布
地震調査研究推進本部（2012）に一部加筆

大すべり域・超大すべり域の設定（概念）

3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (83/128)



3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデルを参考に設定した特性化モデル (5/7)

第1204回審査会合
資料1 P.229再掲

平均応力降下量 (1/2)

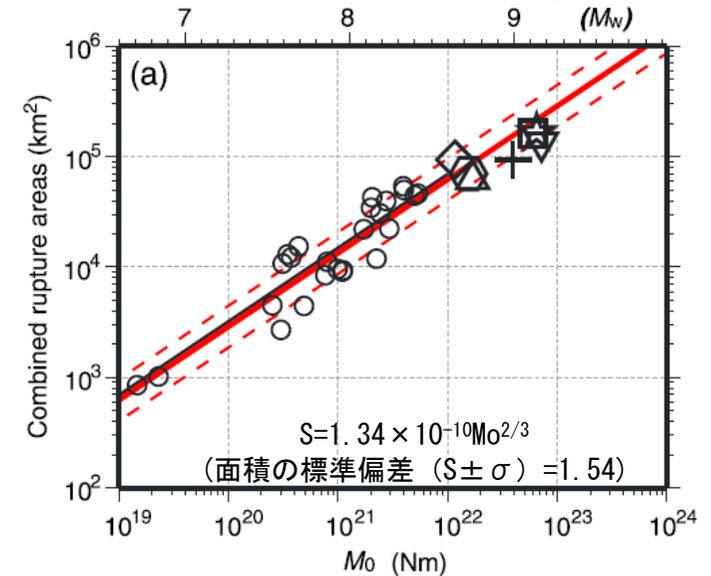
津波観測データを用いた解析による平均応力降下量の整理

Earthquake	Reference	data	Mo (N m)	Mw	S (km ²)	σ (MPa)	log ₁₀ (Δσ)	地震別中央値
2003 Tokachi-oki	Tanioka et al. (2004)	Tu	1.00E+21	8	9600	2.6	0.41	0.41
1946 Nankai	Satake (1993)	Tu, G	3.90E+21	8.3	59400	0.7	-0.15	-0.05
	Kato and Ando (1997)	Tu, G	4.00E+21	8.3	54000	0.8	-0.10	
	Tanioka and Satake (2001a)	Tu	5.30E+21	8.4	52650	1.1	0.04	
	Baba et al. (2002)	Tu	4.90E+21	8.4	52650	1	0.00	
1944 Tonankai	Satake (1993)	Tu, G	2.00E+21	8.1	48600	0.5	-0.30	-0.22
	Kato and Ando (1997)	Tu, G	2.80E+21	8.2	43200	0.8	-0.10	
	Tanioka and Satake (2001b)	Tu	2.00E+21	8.1	42525	0.6	-0.22	
東北地方太平洋沖地震	内閣府	Tsunami+GPS	4.21E+22	9.0	1.20E+05	2.5	0.39	0.39
2010年チリ地震	Lorito et al.(2011)	GPS+Tsunami+InSAR	1.55E+22	8.8	130000	0.8	-0.08	-0.08
2004年スマトラ地震	Lorito et al.(2010)	GPS+Tsunami+衛星	6.63E+22	9.15	315000	0.9	-0.03	0.07
	Fujii and Satake	Tsunami+衛星	6.00E+22	9.12	220000	1.5	0.16	

Mo: 地震モーメント, Mw: モーメントマグニチュード, S: 断層面積, σ: 応力降下量

中央値の平均値	0.09
log ₁₀ (Δσ)	1.2
Δσ	
+標準偏差	2.2

内閣府(2012) に一部加筆



破壊領域 (S) と Mo の関係
Murotani et al. (2013) に一部加筆

平均応力降下量 Δσ = 1.57 MPa
S + σ 時の平均応力降下量 Δσ = 0.82 MPa
S - σ 時の平均応力降下量 Δσ = 3.00 MPa

- 内閣府(2012)では、「巨大地震の津波断層モデルの平均応力降下量の平均値は1.2MPaであり、平均値に標準偏差を加えた値は2.2MPaであること等を踏まえ保守的に、南海トラフにおける巨大地震の津波断層モデルで用いる平均応力降下量として3.0MPa」を採用されている。
- Murotani et al. (2013)によると、日本付近で発生したM7~8クラスの11個のプレート境界地震及び7つの巨大地震^{※1}の津波断層モデルを説明するスケーリング則において、円形破壊面を仮定したスケーリング則^{※2}から、S-Moの関係式の平均応力降下量 Δσ を算定すると1.57MPaであり、面積の標準偏差 (S ± σ) を考慮すると、平均応力降下量 Δσ は最大で3.0MPa程度となる。

※1: 2011年東北地方太平洋沖地震, 2010年チリ地震, 2004年スマトラ地震, 1964年アラスカ・アリューシャン地震, 1960年チリ地震, 1957年アリューシャン地震, 1952年カムチャツカ地震

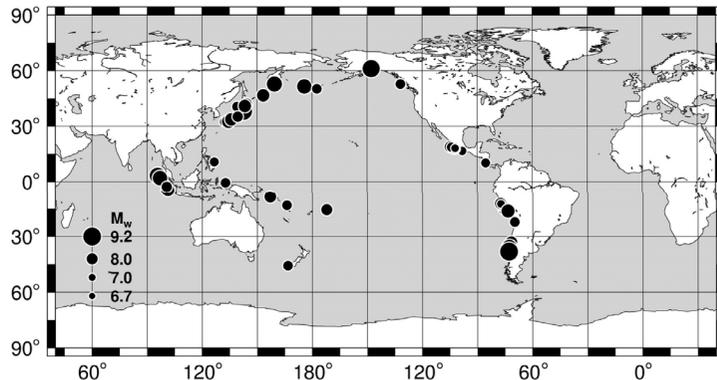
※2: Mo = 16 / (7 · π^{3/2}) · Δσ · S^{3/2}

3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (84/128)

3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデルを参考に設定した特性化モデル (6/7)

第1204回審査会合
資料1 P.230再掲

平均応力降下量 (2/2)



分析に使用した地震の発生位置

導出した回帰係数及び既往文献との比較

Table 3

Self-Similar Scaling Relations, Regression Coefficients, and Standard Deviations

	M_0 -Rupture Area (S)		M_0 -Average Slip (D)		M_0 -Total Asperity Area (S_a)		$S - S_a$		$M_0 - D_{max}$	
	c_2	σ	c_1	σ	c_2	σ	C_1	σ	c_2	σ
Present study	1.77×10^{-10}	1.498	1.23×10^{-07}	1.527	4.16×10^{-11}	1.613	0.24	1.40	5.00×10^{-07}	1.508
Murotani et al. (2013)	1.34×10^{-10}	1.540	1.66×10^{-07}	1.640	2.81×10^{-11}	1.720	0.20	1.41	—	—
Murotani et al. (2008)	1.48×10^{-10}	1.610	1.48×10^{-07}	1.720	2.89×10^{-11}	1.780	0.20	1.41	—	—
Somerville et al. (2002)	2.41×10^{-10}	—	1.14×10^{-07}	—	5.62×10^{-11}	—	0.25	—	—	—

The equations used in the regressions are $\log(D) = \log(c_1) + \frac{1}{3}\log(M_0)$, $\log(S) = \log(c_2) + \frac{2}{3}\log(M_0)$.

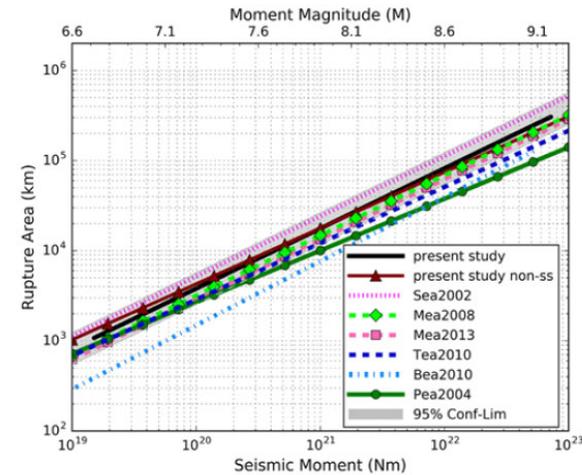


Figure 6. Scaling relations of the rupture area from various studies with respect to seismic moment (Sea2002, Somerville et al., 2002; Mea2013, Murotani et al., 2013; Mea2008, Murotani et al., 2008; Tea2010, Strasser et al., 2010; Bea2010, Blaser et al., 2010; and Pea2004, Papazachos et al., 2004). The shaded area indicates the ± 1 standard deviation limits of this study's self-similar model. The color version of this figure is available only in the electronic edition.

破壊領域 (S) と M_0 の関係

Skarlatoudis et al. (2016)

平均応力降下量 $\Delta\sigma = 1.03\text{MPa}$
 $S + \sigma$ 時の平均応力降下量 $\Delta\sigma = 0.56\text{MPa}$
 $S - \sigma$ 時の平均応力降下量 $\Delta\sigma = 1.90\text{MPa}$

- Skarlatoudis et al. (2016) では、世界の沈み込み帯で発生したプレート間地震44個 (Mw6.75-9.1) の不均質断層モデルを分析し、地震動及び津波の予測に用いるためのスケーリング関係を導出されている。
- ここで得られた $S - M_0$ 関係に円形破壊面を仮定したスケーリング則*を適用すると、面積の標準偏差 ($\pm\sigma$) の範囲で、平均応力降下量 $\Delta\sigma$ は最大で1.9MPa程度となり、Murotani et al. (2013) で求められた応力降下量より小さい (P.229参照)。

前ページ及び以上から、平均応力降下量は、保守的設定として3.0MPaに設定した。

*: $M_0 = 16 / (7 \cdot \pi^{3/2}) \cdot \Delta\sigma \cdot S^{3/2}$

3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (85/128)

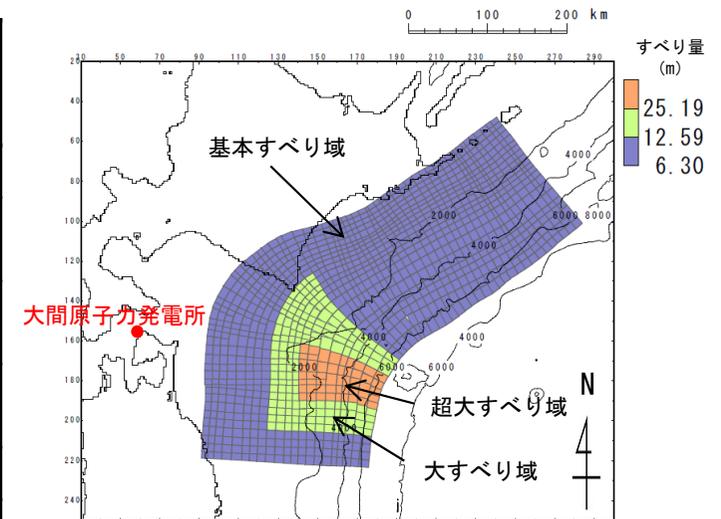
3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデルを参考に設定した特性化モデル (7/7)

第1204回審査会合
資料1 P.231再掲

・ 3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデルを参考に設定した特性化モデルは、最新の科学的・技術的知見から想定されるすべり量を上回る規模のすべり量を考慮することとし、大すべり域・超大すべり域の設定に伴う地震モーメントの調整は、3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデルを参考に波源領域全体で実施して設定する。

3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデルを参考に設定した特性化モデルのパラメータ

項目	3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデルを参考に設定した特性化モデル【モデル化後の値】	主な設定根拠	備考【設計値】
モーメントマグニチュード Mw	9.04	$Mw = (\log Mo - 9.1) / 1.5$	9.04
地震発生深さ	海溝軸～深さ60km	地震調査研究推進本部 (2017a, 2019)	—
断層面積 S (km ²)	110,472	青森県東方沖及び岩手県沖北部から十勝沖・根室沖	—
平均応力降下量 $\Delta\sigma$ (MPa)	3.05	内閣府 (2012) 等 (設計値 3 MPa)	3
剛性率 μ (N/m ²)	5.0×10^{10}	土木学会 (2016) 等	—
地震モーメント Mo (N・m)	4.59×10^{22}	$Mo = 16 / (7 \cdot \pi^{3/2}) \cdot \Delta\sigma \cdot S^{3/2}$	4.52×10^{22}
平均すべり量 D (m)	8.31	$D = Mo / (\mu \cdot S)$	8.19
すべり量	基本すべり域 (m) (面積及び面積比率)	6.30 (87,732km ² , 79.4%)	3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデル(P.225, 第1023回審査会合資料1-2 P.3.1-18, P.3.2-21参照)
	大すべり域 (m) (面積及び面積比率)	12.59 (16,438km ² , 14.9%)	
	超大すべり域 (m) (面積及び面積比率)	25.19 (6,302km ² , 5.7%)	
すべり角 λ (°)	陸側プレートのずれの向きに基づいて設定	中央防災会議 (2006)	—
ライズタイム τ (s)	60	内閣府 (2012)	—



3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデルを参考に設定した特性化モデル

3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (86/128)

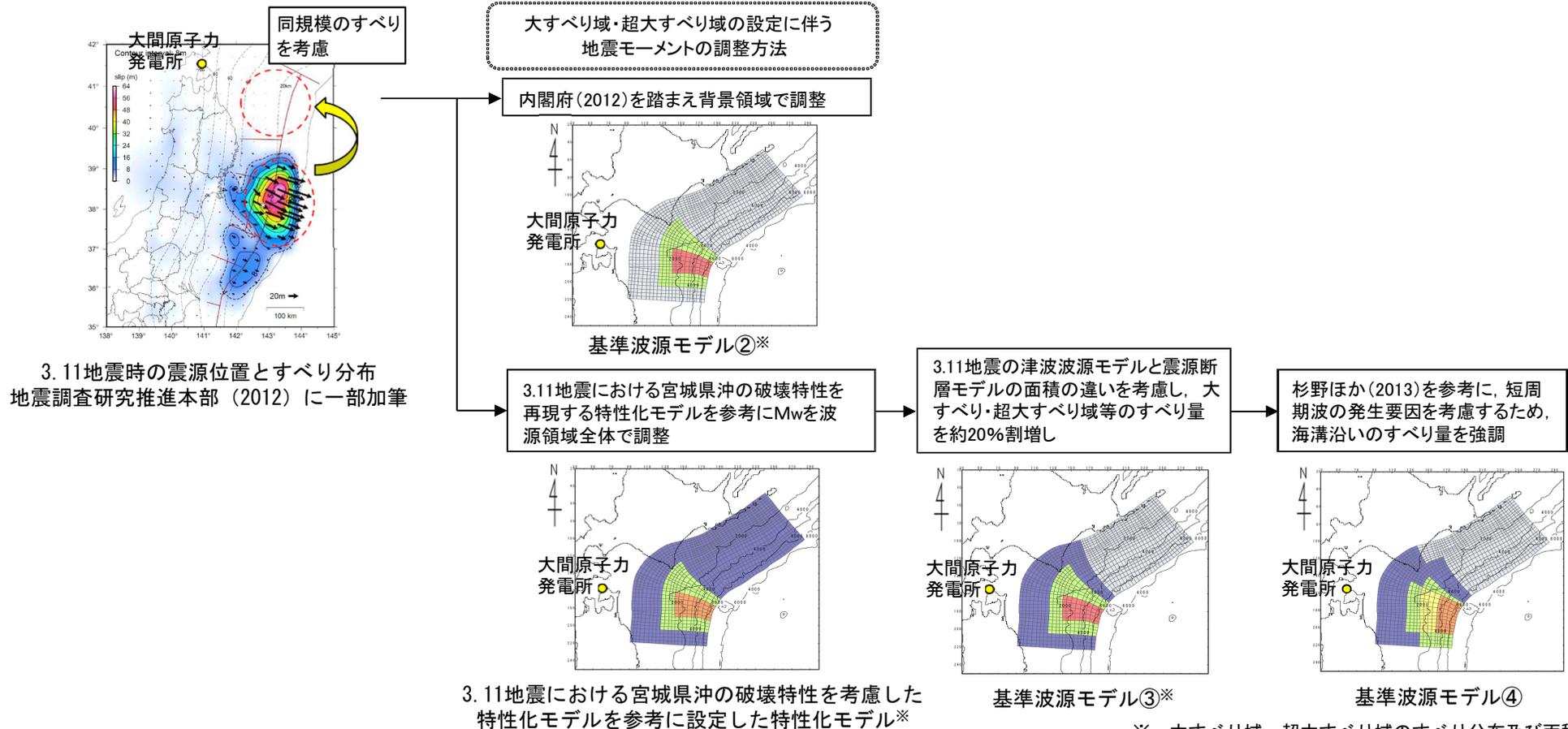
基準波源モデル②, ③, ④

第1204回審査会合

資料1 P.232再掲

設定概要

- 青森県東方沖及び岩手県沖北部の大すべり域の破壊特性を考慮した特性化モデルとして、青森県東方沖及び岩手県沖北部の大すべり域は津波高さに与える影響が大きいことを踏まえ、最新の科学的・技術的知見から想定されるすべりを上回る規模のすべりを考慮する。基準波源モデルは、大すべり域・超大すべり域のすべり量、すべり分布が異なる複数の波源モデルを設定することとし、内閣府(2012)の知見を踏まえた基準波源モデル②、3.11地震における宮城県沖の破壊特性を再現する特性化モデルを参考に設定した特性化モデルを基に、すべり量を約20%割増した基準波源モデル③及び杉野ほか(2013)を参考に、短周期の波の発生要因を考慮した基準波源モデル④を設定した。
- なお、岩手県沖北部から十勝沖・根室沖の各基準波源モデルの超大すべり域の位置は、アスペリティ分布及び1968年の地震の震源位置を踏まえて設定した(基準波源モデル①と同様)。



3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (87/128)

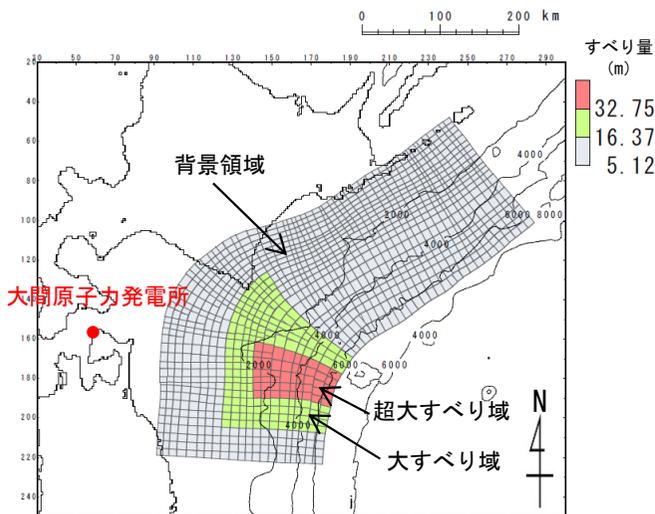


第1204回審査会合
資料1 P. 233再掲

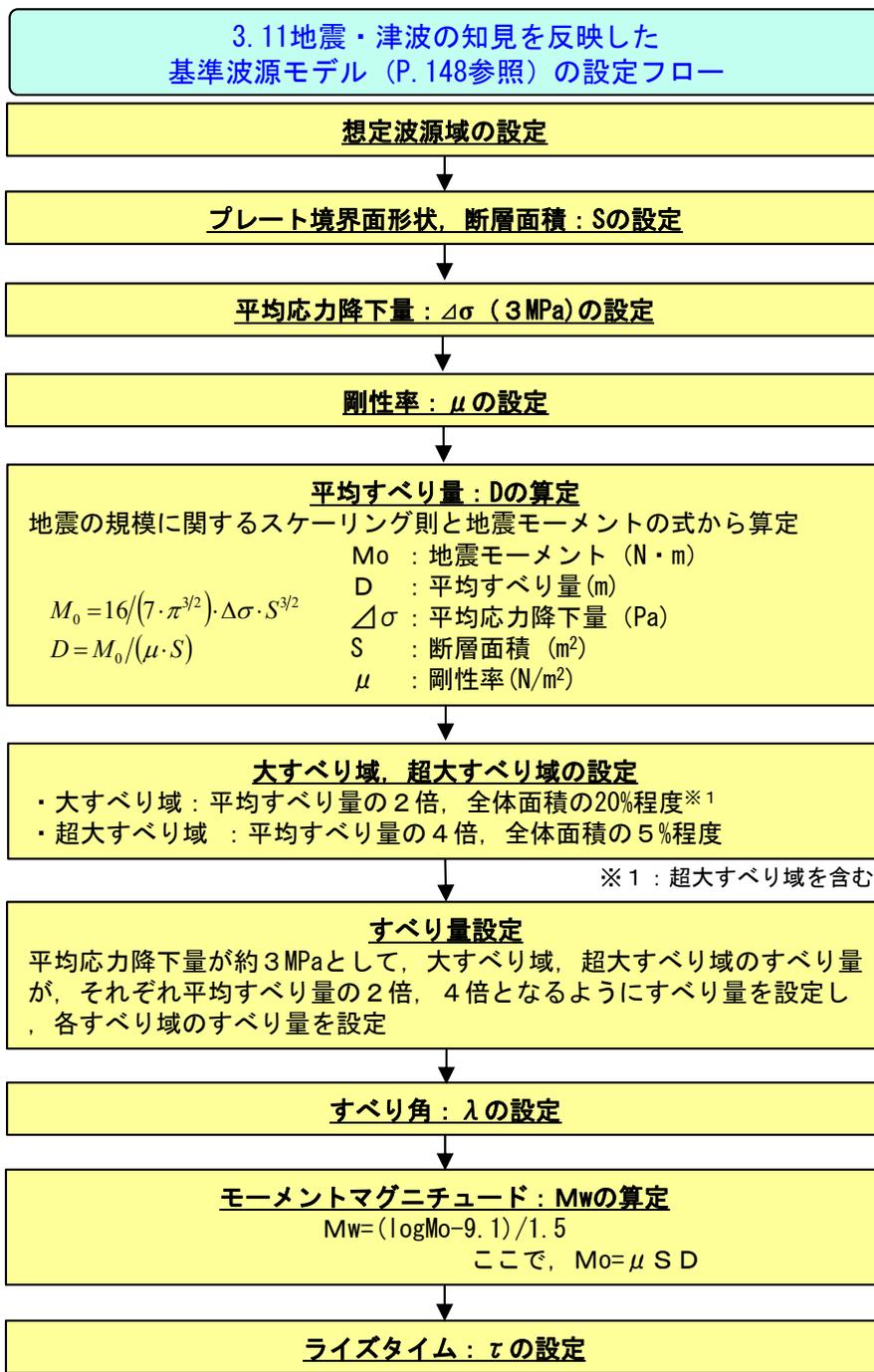
基準波源モデル②

: まとめ (1/2)

右のフロー及び設定根拠に基づき、3.11地震・津波の知見を反映した基準波源モデルを設定した。



3.11地震・津波の知見を反映した基準波源モデル



設定根拠

既往地震, 固着及び破壊伝播に関する検討に基づき, 青森県東方沖及び岩手県沖北部から根室沖に設定
→P. 151~P. 180

地震調査研究推進本部 (2004, 2012) の微小地震の震源分布に基づくプレート境界面の推定等深線より, 地震発生域の深さの下限 (60km) から海溝軸までを考慮
→P. 187, P. 188

3.11地震を含む世界の巨大地震のばらつきを考慮した平均応力降下量 3 MPa を考慮 (内閣府 (2012) 等)
→P. 229, P. 230

地震波速度や密度に関する既往研究に基づき $5.0 \times 10^{10} \text{N/m}^2$ に設定 (土木学会 (2016) 等)
→P. 189, P. 190

3.11地震を含む世界の巨大地震の大すべり域を参照して設定 (内閣府 (2012))
→第1023回審査会合 資料1-2 P. 3. 1-18, P. 3. 2-21参照

すべり角は, 陸側プレートのずれの向きに基づいて設定 (中央防災会議 (2006))
→P. 191

平均的に利用されている値を参考に 3.11地震の解析結果も踏まえ 60s に設定 (内閣府 (2012))
→P. 192

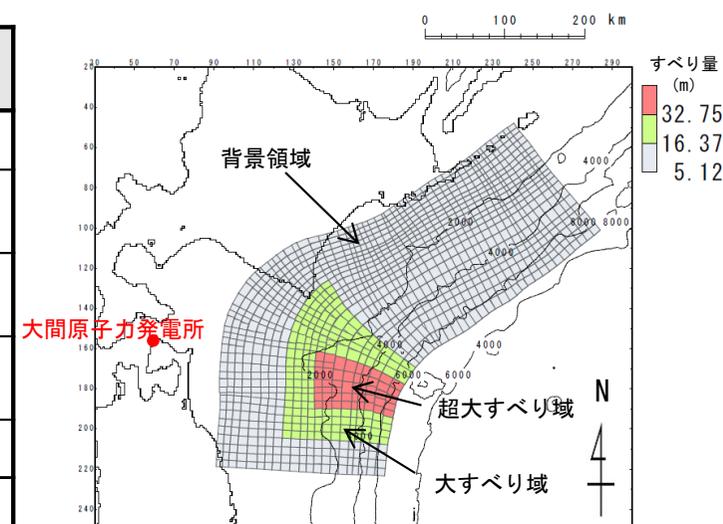
※1: 超大すべり域を含む

基準波源モデル②：まとめ (2/2)

- 基準波源モデル②は、最新の科学的・技術的知見から想定されるすべり量を上回る規模のすべり量を考慮することとし、大すべり域・超大すべり域の設定に伴う地震モーメントの調整は、内閣府(2012)を踏まえ、背景領域で実施して設定する。

基準波源モデル②のパラメータ

項目	基準波源モデル② 【モデル化後の値】	主な設定根拠	備考 【設計値】
モーメントマグニチュード Mw	9.04	$Mw = (\log Mo - 9.1) / 1.5$	9.04
地震発生深さ	海溝軸～深さ60km	地震調査研究推進本部 (2017a, 2019)	—
断層面積 S (km ²)	110,472	青森県東方沖及び岩手県沖北部から十勝沖・根室沖	—
平均応力降下量 $\Delta\sigma$ (MPa)	3.07	内閣府(2012)等 (設計値3MPa)	3
剛性率 μ (N/m ²)	5.0×10^{10}	土木学会(2016)等	—
地震モーメント Mo (N・m)	4.62×10^{22}	$Mo = 16 / (7 \cdot \pi^{3/2}) \cdot \Delta\sigma \cdot S^{3/2}$	4.52×10^{22}
平均すべり量 D (m)	8.37	$D = Mo / (\mu \cdot S)$	8.19
すべり量	背景領域 (m) (面積及び面積比率)	5.12 (87,732km ² , 79.4%)	5.12 (88,377km ² , 80%)
	大すべり域 (m) (面積及び面積比率)	16.37 (16,438km ² , 14.9%)	16.37 (16,571km ² , 15%)
	超大すべり域 (m) (面積及び面積比率)	32.75 (6,302km ² , 5.7%)	32.75 (5,524km ² , 5%)
すべり角 λ (°)	陸側プレートのずれの向きに基づいて設定	中央防災会議(2006)	—
ライズタイム τ (s)	60	内閣府(2012)	—

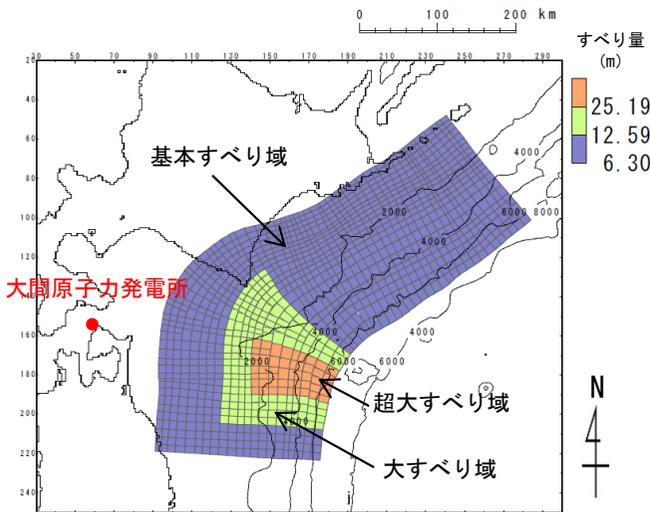


基準波源モデル②

基準波源モデル③④

:まとめ

右のフロー及び設定根拠に基づき、3.11地震・津波の知見を反映（沖合等の観測津波波形等の再現性を考慮）した波源モデルを設定した。

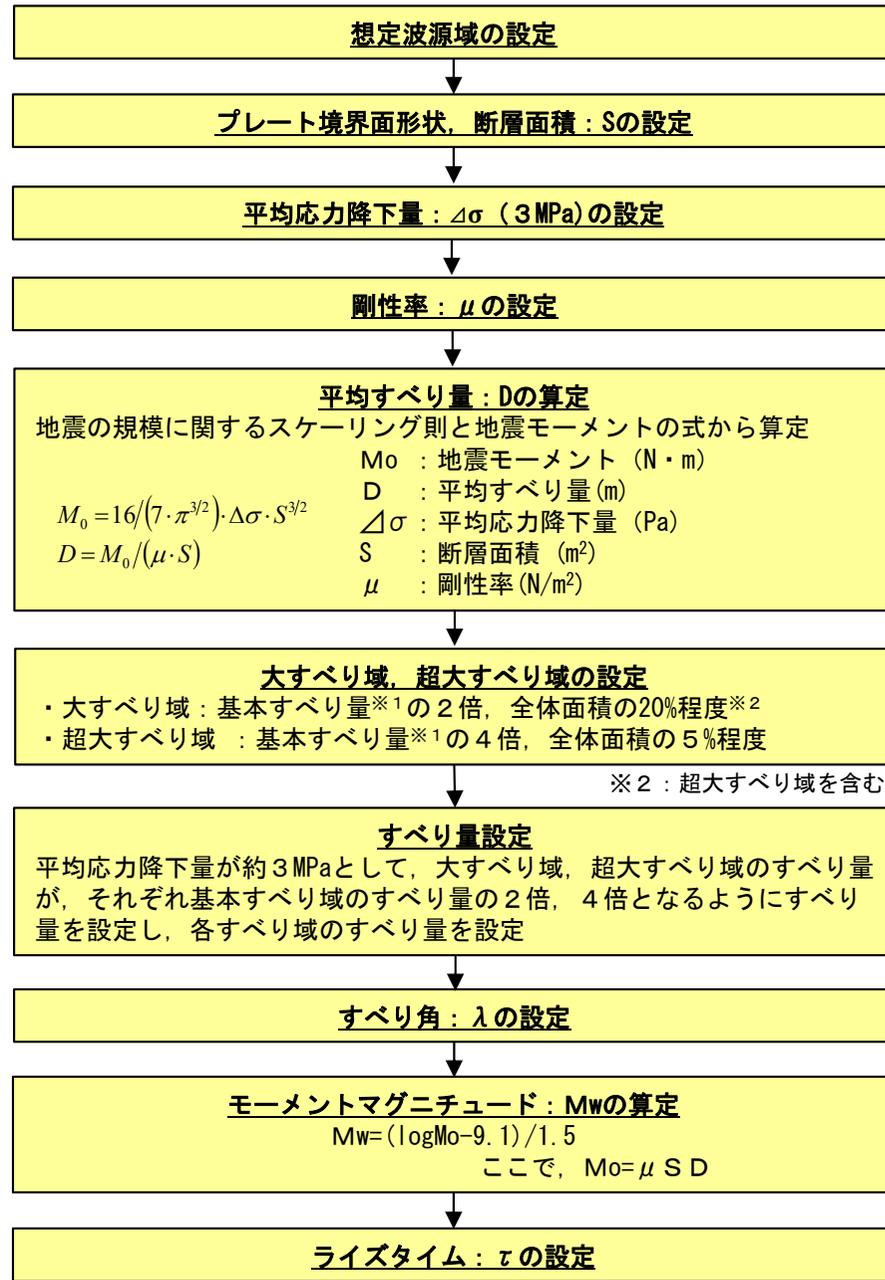


3.11地震・津波の知見を反映（沖合等の観測津波波形等の再現性を考慮）した波源モデル

※1：基本すべり域、大すべり域及び超大すべり域のすべり量が1：2：4となるように設定した基本すべり域のすべり量 (D_1)
基本すべり量 (D_1)は、以下の関係式を満足する条件として設定した。

$M_0 = M_{01} + M_{02} + M_{04}$
 >地震モーメント ($M_{01} = \mu \cdot S_1 \cdot D_1$, $M_{02} = \mu \cdot S_2 \cdot D_2$, $M_{04} = \mu \cdot S_4 \cdot D_4$)
 >断層面積 (S_1, S_2, S_4)
 >すべり量 ($D_1, D_2 (2 \cdot D_1), D_4 (4 \cdot D_1)$)
 ここで、下付き数字1は基本すべり域、2は大すべり域、4は超大すべり域を表す。

3.11地震・津波の知見を反映（沖合等の観測津波波形等の再現性を考慮）した波源モデル (P.148参照) の設定フロー



設定根拠

既往地震、固着及び破壊伝播に関する検討に基づき、青森県東方沖及び岩手県沖北部から根室沖に設定
→P.151~P.180

地震調査研究推進本部 (2004, 2012) の微小地震の震源分布に基づくプレート境界面の推定等深線より、地震発生域の深さの下限 (60km) から海溝軸までを考慮
→P.187, P.188

3.11地震を含む世界の巨大地震のばらつきを考慮した平均応力降下量 3MPa を考慮 (内閣府 (2012) 等)
→P.229, P.230

地震波速度や密度に関する既往研究に基づき $5.0 \times 10^{10} \text{N/m}^2$ に設定 (土木学会 (2016) 等)
→P.189, P.190

3.11地震を含む世界の巨大地震の大すべり域を参照して設定 (内閣府 (2012) ほか)
→第1023回審査会合 資料1-2 P.3.1-18, P.3.2-21参照

すべり角は、陸側プレートのずれの向きに基づいて設定 (中央防災会議 (2006))
→P.191

平均的に利用されている値を参考に3.11地震の解析結果も踏まえ60sに設定 (内閣府 (2012))
→P.192

3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (90/128)

第1204回審査会合

資料1 P.236再掲

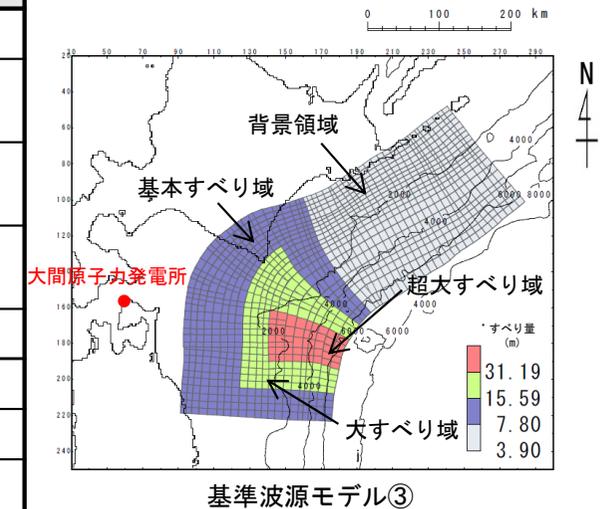


基準波源モデル③ (1/2)

- 基準波源モデル③は、3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデルを参考に設定した特性化モデル (P.231参照) に対し、すべりの不確かさを踏まえ、より保守側の設定として大すべり域・超大すべり域等のすべり量が約20%割増し (P.237参照) になるように、背景的領域にすべり量が小さな領域として、基本すべり域のすべり量の半分のすべり量を全体面積の50%に対して考慮し設定する。

基準波源モデル③のパラメータ

項目	基準波源モデル③ 【モデル化後の値】	主な設定根拠	備考 【設計値】
モーメントマグニチュード M_w	9.05	$M_w = (\log M_0 - 9.1) / 1.5$	9.04
地震発生深さ	海溝軸～深さ60km	地震調査研究推進本部 (2017a, 2019)	—
断層面積 S (km ²)	110,472	青森県東方沖及び岩手県沖北部から十勝沖・根室沖	—
平均応力降下量 $\Delta\sigma$ (MPa)	3.14	内閣府 (2012) 等 (設計値 3 MPa)	3
剛性率 μ (N/m ²)	5.0×10^{10}	土木学会 (2016) 等	—
地震モーメント M_0 (N・m)	4.73×10^{22}	$M_0 = 16 / (7 \cdot \pi^{3/2}) \cdot \Delta\sigma \cdot S^{3/2}$	4.52×10^{22}
平均すべり量 D (m)	8.57	$D = M_0 / (\mu \cdot S)$	8.19
すべり量	基本すべり域 (m) (全体面積の30%)	7.80 (38,853km ² , 35.2%)	7.80 (33,141km ² , 30%)
	背景領域 (m) (基本すべり域のすべり量の0.5倍, 全体面積の50%程度)	3.90 (48,879km ² , 44.2%)	3.90 (55,236km ² , 50%)
	大すべり域 (m) (基本すべり域のすべり量の2倍, 全体面積の15%程度)	15.59 (16,438km ² , 14.9%)	15.59 (16,571km ² , 15%)
	超大すべり域 (m) (基本すべり域のすべり量の4倍, 全体面積の5%程度)	31.19 (6,302km ² , 5.7%)	31.19 (5,524km ² , 5%)
すべり角 λ (°)	陸側プレートのずれの向きに基づいて設定	中央防災会議 (2006)	—
ライズタイム τ (s)	60	内閣府 (2012)	—



3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (91/128)

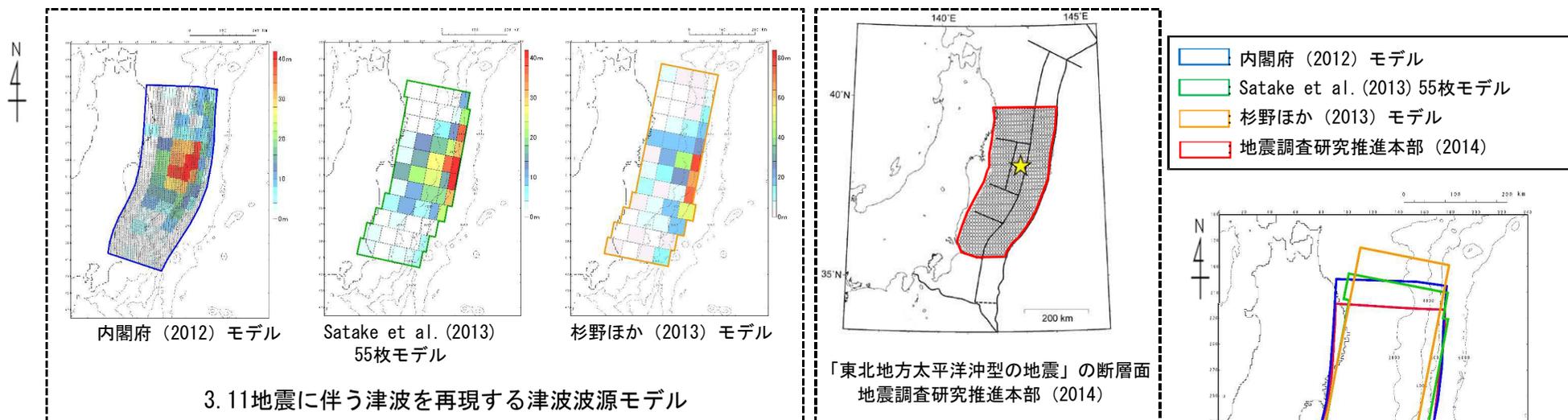
第1204回審査会合

資料1 P.237再掲



基準波源モデル③ (2/2) : すべり量の割増しに係る3.11地震・津波の知見

- 3.11地震に伴う津波を広域に再現するモデルの断層面積は、地震調査研究推進本部(2014)が評価した「東北地方太平洋沖型の地震」の断層面積と比較して約10%~20%大きい。
- 断層面積の違いは、発電所の津波高さに大きな影響を与える大すべり域・超大すべり域等のすべり量の算定に直接的に関係することを踏まえ、3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデルを参考に設定した特性化モデルの大すべり域・超大すべり域等のすべり量を約20%割増しする。



3.11地震・津波特性を再現する断層モデルのモーメントマグニチュード及び面積

モデル	Mw	断層面積
内閣府(2012)モデル	9.0	119,974(km ²)
Satake et al.(2013) 55枚モデル	9.0	110,000(km ²)
杉野ほか(2013)モデル	9.1	112,000(km ²)
地震調査研究推進本部(2014)	9.0	約10万(km ²)

3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (92/128)

第1204回審査会合

資料1 P.238再掲

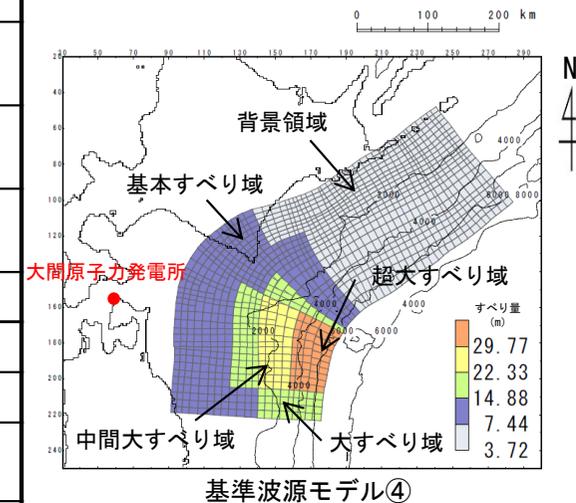


基準波源モデル④ (1/2)

- 基準波源モデル④は、基準波源モデル③ (P.236参照) に対し、海底地すべりや分岐断層の影響 (P.239参照) を考慮して設定した。

基準波源モデル④のパラメータ

項目	基準波源モデル④ 【モデル化後の値】	主な設定根拠	備考 【設計値】	
モーメントマグニチュード M_w	9.04	$M_w = (\log M_0 - 9.1) / 1.5$	9.04	
地震発生深さ	海溝軸～深さ60km	地震調査研究推進本部 (2017a, 2019)	—	
断層面積 S (km ²)	110,472	青森県東方沖及び岩手県沖北部から十勝沖・根室沖	—	
平均応力降下量 $\Delta\sigma$ (MPa)	3.08	内閣府 (2012) 等 (設計値 3 MPa)	3	
剛性率 μ (N/m ²)	5.0×10^{10}	土木学会 (2016) 等	—	
地震モーメント M_0 (N・m)	4.65×10^{22}	$M_0 = 16 / (7 \cdot \pi^{3/2}) \cdot \Delta\sigma \cdot S^{3/2}$	4.52×10^{22}	
平均すべり量 D (m)	8.42	$D = M_0 / (\mu \cdot S)$	8.19	
すべり量	基本すべり域 (m) (全体面積の30%)	7.44 (35,022km ² , 31.7%)	基準波源モデル③に対し、海底地すべりや分岐断層の影響を考慮し、浅部海溝軸沿いに超大すべり域を配置。また、超大すべり域と大すべり域の間に中間大すべり域を配置。	7.44 (33,141km ² , 30%)
	背景領域 (m) (基本すべり域のすべり量の0.5倍、全体面積の50%程度)	3.72 (52,259km ² , 47.3%)		3.72 (55,236km ² , 50%)
	大すべり域 (m) (基本すべり域のすべり量の2倍、全体面積の10%程度)	14.88 (11,477km ² , 10.4%)		14.88 (11,047km ² , 10%)
	中間大すべり域 (m) (基本すべり域のすべり量の3倍、全体面積の5%程度)	22.33 (6,018km ² , 5.4%)		22.33 (5,524km ² , 5%)
	超大すべり域 (m) (基本すべり域のすべり量の4倍、全体面積の5%程度)	29.77 (5,696km ² , 5.2%)		29.77 (5,524km ² , 5%)
すべり角 λ (°)	陸側プレートのずれの向きに基づいて設定	中央防災会議 (2006)	—	
ライズタイム τ (s)	60	内閣府 (2012)	—	



3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (93/128)



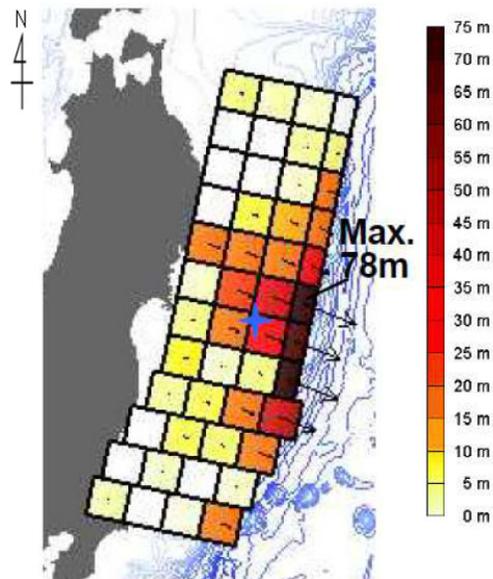
第1204回審査会合

資料1 P.239再掲

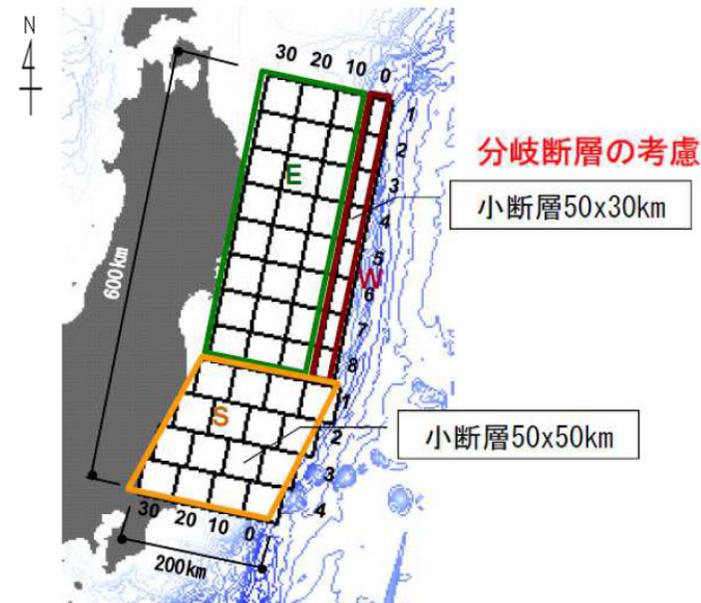
基準波源モデル④ (2/2) : 3.11地震から得られた知見の反映

- 杉野ほか (2013) では, 3.11地震に伴う津波の沖合い観測波形に見られた短周期と長周期の異なる性質の波の発生要因を分岐断層の活動によるものと仮定して, 浅部海溝軸沿いに分岐断層を考慮する大きなすべり領域を配置した津波波源モデルを設定している*。

※:「ただし, 最新の調査によるとこの部分ではプレート境界が滑ったとする報告があり, 分岐断層によるものではない可能性もあることを付け加えておく。」とも記載されている。



☆:震央
すべり量分布 (合計)



津波波源モデルの小断層の配置

杉野ほか (2013) モデル

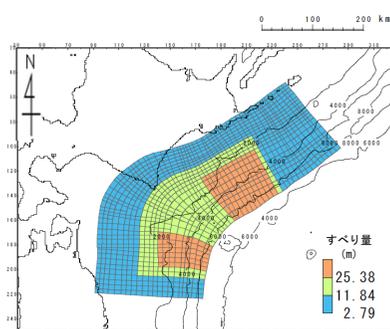
3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (94/128)

第1204回審査会合

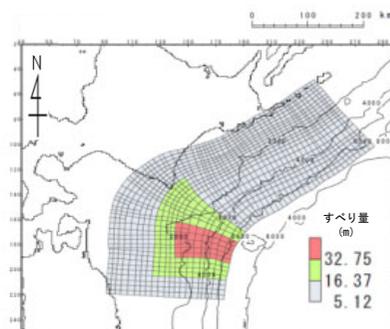
資料1 P.240再掲

3.11地震・津波の再現性等を考慮した基準波源モデル

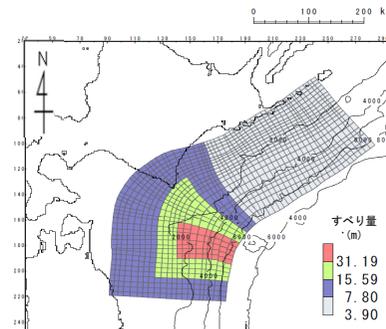
- 設定した3.11地震・津波の再現性等を考慮した基準波源モデル（基準波源モデル①～④）は以下のとおり。



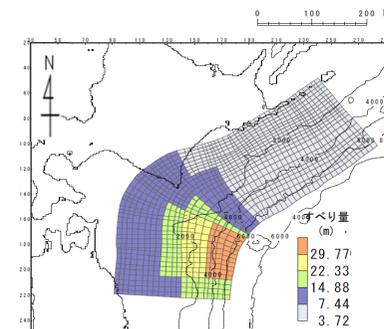
基準波源モデル①



基準波源モデル②



基準波源モデル③



基準波源モデル④

基準波源モデル①～④のパラメータ

諸元	基準波源モデル①	基準波源モデル②	基準波源モデル③	基準波源モデル④	
モーメントマグニチュード (Mw)	9.06	9.04	9.05	9.04	
断層面積 (S)	110,472 (km ²)	110,472 (km ²)	110,472 (km ²)	110,472 (km ²)	
平均応力降下量 ($\Delta\sigma$)	3.26 (MPa)	3.07 (MPa)	3.14 (MPa)	3.08 (MPa)	
地震モーメント (Mo)	4.92×10^{22} (N・m)	4.62×10^{22} (N・m)	4.73×10^{22} (N・m)	4.65×10^{22} (N・m)	
すべり量	背景領域 (背景的領域) (面積及び面積比率)	2.79 (m) (63,895 (km ²), 57.8%)	5.12 (m) (87,732 (km ²), 79.4%)	3.90 (m) (48,879 (km ²), 44.2%)	3.72 (m) (52,259 (km ²), 47.3%)
	基本すべり域 (面積及び面積比率)			7.80 (m) (38,853 (km ²), 35.2%)	7.44 (m) (35,022 (km ²), 31.7%)
	大すべり域 (面積及び面積比率)	11.84 (m) (27,829 (km ²), 25.2%)	16.37 (m) (16,438 (km ²), 14.9%)	15.59 (m) (16,438 (km ²), 14.9%)	14.88 (m) (11,477 (km ²), 10.4%)
	中間大すべり域 (面積及び面積比率)				22.33 (m) (6,018 (km ²), 5.4%)
	超大すべり域 (面積及び面積比率)	25.38 (m) (18,748 (km ²), 17.0%)	32.75 (m) (6,302 (km ²), 5.7%)	31.19 (m) (6,302 (km ²), 5.7%)	29.77 (m) (5,696 (km ²), 5.2%)
	平均すべり量	8.90 (m)	8.37 (m)	8.57 (m)	8.42 (m)

注：表中の値はモデル化後の値

3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (95/128)

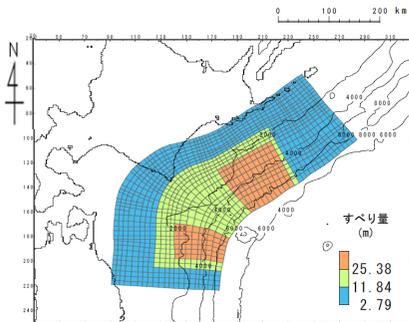
第1204回審査会合
資料1 P.241再掲



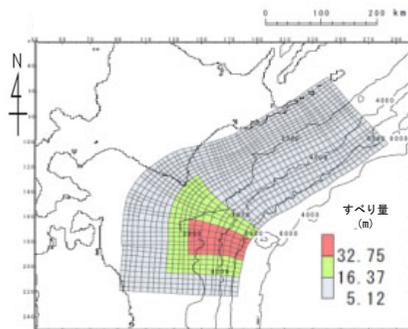
パラメータスタディ：基準波源モデル①～④

○パラメータスタディは、概略と詳細の2段階で実施するものとし、概略パラスタは津波水位に対して支配的因子、詳細パラスタは津波水位に対して従属的因子の位置づけである。パラスタ詳細は以下のとおり。

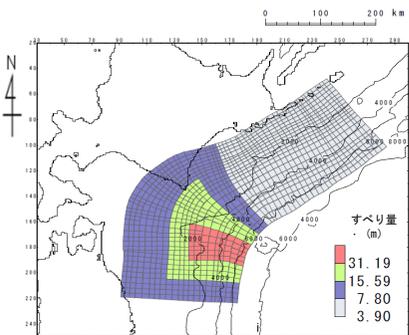
- 概略パラスタのステップとして、各基準波源モデルに対しアスペリティの位置を変化させる検討を実施した。
- 詳細パラスタとして、概略パラスタにおける最大水位上昇ケース及び最大水位下降ケースとなる2つの波源モデルを対象に、破壊様式の不確かさの考慮として、破壊開始点、破壊伝播速度及びライズタイムを組合せた検討を実施した。



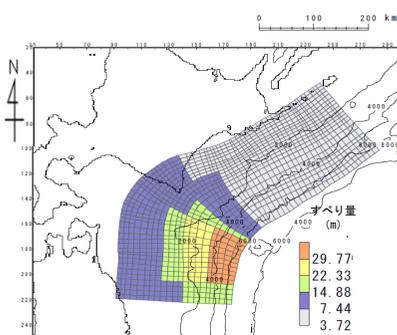
基準波源モデル①



基準波源モデル②



基準波源モデル③



基準波源モデル④

概略パラメータスタディ

基準波源モデル	変動範囲	ケース数
基準波源モデル①	両方の超大すべり域に対し基準を10kmピッチで移動。移動範囲は、青森県東方沖及び岩手県沖北部の超大すべり域：北方へ10km (N1), 20km (N2), 南方へ10km (S1)。十勝沖及び根室沖の超大すべり域：東方へ10km (E1), 西方へ10km (W1), 20km (W2)。	16
基準波源モデル②	基準を10kmピッチで移動。移動範囲は、北方へ10km (N1) ~50km (N5), 南方へ10km (S1) ~50km (S5)。	11
基準波源モデル③	基準を10kmピッチで移動。移動範囲は、北方へ10km (N1) ~50km (N5), 南方へ10km (S1) ~50km (S5)。	11
基準波源モデル④	基準を10kmピッチで移動。移動範囲は、北方へ10km (N1) ~50km (N5), 南方へ10km (S1)。	7

詳細パラメータスタディ

項目	変動範囲	ケース数	
破壊開始点	大すべり域の南端, 北端, 中央部 (超大すべり域深部下端に相当) 及び超大すべり域中央部	4	計 13
破壊伝播速度	1.0km/s, 2.0km/s, 2.5km/s, ∞※ (基準: 概略パラスタケース) ※∞は全域同時に破壊開始	4	
ライズタイム	60s (基準: 概略パラスタケース)	1	



基準波源モデル①の諸元及びパラメータスタディ整理表

第1204回審査会合
資料1 P.242再掲

基準波源モデル①の各パラメータに対し、パラスタ実施の考え方について以下のとおり整理した。

項目	基準波源モデル①		パラメータスタディ		
	諸元 【設計値】	主な設定根拠	概略/ 詳細パラスタ	変動幅	根拠又は パラスタ未実施の理由
モーメントマグニチュード [*] Mw	9.05	$Mw = (\log Mo - 9.1) / 1.5$	—	—	他諸元からの算定値
地震発生深さ	海溝軸～深さ60km	地震調査研究推進本部 (2017a, 2019)	—	—	各調査により地震発生域が明確
断層面積 S (km ²)	110,472	青森県東方沖及び岩手県沖北部から十勝沖・根室沖	—	—	安全評価上、2つの領域の連動を考慮
平均応力降下量 $\Delta\sigma$ (MPa)	3.1	杉野ほか (2014)	—	—	既往巨大地震の応力降下量に保守性を考慮。杉野ほか (2014) を考慮。
剛性率 μ (N/m ²)	5.0×10^{10}	土木学会 (2016)	—	—	既往の地下構造情報を基に設定
地震モーメント Mo (N・m)	4.67×10^{22}	$Mo = 16 / (7 \cdot \pi^{3/2}) \cdot \Delta\sigma \cdot S^{3/2}$	—	—	他諸元からの算定値
平均すべり量 D (m)	8.46	$D = Mo / (\mu \cdot S)$	—	—	他諸元からの算定値
すべり量	背景領域 (m) (面積及び面積比率)	2.79 (66,283km ² , 60%)	—	—	すべり量： 既往研究による知見を反映した他諸元からの設定値 面積： 安全評価上、2つの領域の連動を考慮した上で、既往研究による設定値を考慮
	大すべり域 (m) (面積及び面積比率)	11.84 (27,618km ² , 25%)			
	超大すべり域 (m) (面積及び面積比率)	25.38 (16,571km ² , 15%)			
すべり角 λ (°)	陸側プレートのずれの向きに基づいて設定	中央防災会議 (2006)	—	—	観測データを基に設定
ライズタイム τ (s)	60	内閣府 (2012) 等	—	—	感度解析により保守的設定であることを確認 (第1023回審査会合 資料1-2「4-2-1. ライズタイムの影響検討」参照)
アスペリティの位置	下北半島太平洋沖 北海道東部太平洋沖	両海域のアスペリティ分布等を踏まえて配置	概略パラスタ	10km ² 以下	10km ² 以下で位置の影響がほぼ無いことを確認。(第1023回審査会合 資料1-2 P.4.3-4参照)
破壊開始点	—	—	—	—	概略パラスタで、基準波源モデル②～④に比べて、影響が小さいことを確認
破壊伝播速度	∞	—	—	—	

3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (97/128)

基準波源モデル②③④の諸元及びパラメータスタディ整理表

 第1204回審査会合
 資料1 P.243再掲

基準波源モデル②③④の各パラメータに対し、パラスタ実施の考え方について以下のとおり整理した。

項目	基準波源モデル②③④ (基準波源モデル③を代表とする)		パラメータスタディ		
	諸元 【設計値】	主な設定根拠	概略/ 詳細パラスタ	変動幅	根拠又は パラスタ未実施の理由
モーメントマグニチュード [*] Mw	9.04	$Mw = (\log Mo - 9.1) / 1.5$	—	—	他諸元からの算定値
地震発生深さ	海溝軸～深さ60km	地震調査研究推進本部 (2017a, 2019)	—	—	各調査により地震発生域が明確
断層面積 S (km ²)	110,472	青森県東方沖及び岩手県沖北部から十勝沖・根室沖	—	—	安全評価上、2つの領域の連動を考慮
平均応力降下量 $\Delta\sigma$ (MPa)	3	内閣府 (2012) 等	—	—	既往巨大地震の応力降下量に保守性を考慮
剛性率 μ (N/m ²)	5.0×10^{10}	土木学会 (2016)	—	—	既往の地下構造情報を基に設定
地震モーメント Mo (N・m)	4.52×10^{22}	$Mo = 16 / (7 \cdot \pi^{3/2}) \cdot \Delta\sigma \cdot S^{3/2}$	—	—	他諸元からの算定値
平均すべり量 D (m)	8.19	$D = Mo / (\mu \cdot S)$	—	—	他諸元からの算定値
すべり量	基本すべり域 (m) (面積及び面積比率)	7.80 (33,141km ² , 30%)	—	—	すべり量： 既往研究による知見を反映した他諸元からの設定値 面積： 安全評価上、2つの領域の連動を考慮した上で、既往研究による設定値を考慮
	背景領域 (m) (面積及び面積比率)	3.90 (55,236km ² , 50%)			
	大すべり域 (m) (面積及び面積比率)	15.59 (16,517km ² , 15%)			
	超大すべり域 (m) (面積及び面積比率)	31.19 (5,524km ² , 5%)			
すべり角 λ (°)	陸側プレートのずれの向きに基づいて設定	中央防災会議 (2006)	—	—	観測データを基に設定
ライズタイム τ (s)	60	内閣府 (2012) 等	—	—	感度解析により保守的な設定であることを確認 (第1023回審査会合 資料1-2「4-2-1. ライズタイムの影響検討」参照)
アスペリティの位置	下北半島太平洋沖	青森県東方沖及び岩手県沖北部のアスペリティ分布を踏まえて配置	概略パラスタ	10km ² 以上	10km ² 以上で位置の影響がほぼ無いことを確認。 (第1023回審査会合 資料1-2 P.4.3-4参照)
破壊開始点	—	—	詳細パラスタ	大すべり域周辺に配置	プレート境界面深度、大すべり域の配置を考慮
破壊伝播速度	∞	—	詳細パラスタ	1.0, 2.0, 2.5km/s	既往巨大津波研究

3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（98/128）



第1204回審査会合

資料1 P.244再掲

基準波源モデル①～④ パラスタ因子の妥当性について

- 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波に関するパラメータスタディ検討因子は、土木学会（2016）におけるパラメータスタディを原則実施する因子ともおおむね整合する。

注）P.265に示す基準波源モデル⑤⑥のパラスタ因子についても同様。

表 3.1-1 パラメータスタディの因子（○：パラメータスタディを原則実施する因子）

海域または地震のタイプ	静的パラメータ							動的パラメータ		
	位置	大すべり 領域位置	走向	傾斜角	傾斜方向	すべり角	上縁深さ	破壊開始点	破壊伝播 速度	ライズ タイム
プレート間逆断層地震と 津波地震の連動	○※1	○	-	-	-	○※2	-	○	○	○
プレート間逆断層地震 (不均質モデルの場合)	○※1	-	○	○	-	○※2	○	-	-	-
プレート間逆断層地震 (均質モデルの場合)	○	-	○	○	-	- (270度固定)	○	-	-	-
日本海溝沿い (プレート内正断層)	○	-	○	○	-	○※2	○	-	-	-
日本海溝沿い（津波地震） (均質モデルの場合)	○	○	○	○	○※4	- (90度固定)	○	-	-	-
日本海東縁部 (地殻内地震)	-	○※5	-	○※5	○※6	○※3	○	-	-	-

※1 基本断層モデルを地震活動域全体に設定する場合を除く

※2 すべり方向のばらつきを考慮して走向に連動

※3 応力場のばらつきを考慮して傾斜角に連動

※4 西傾斜，東傾斜

※5 調査により明確な場合は固定

※6 不明な断層は両方向

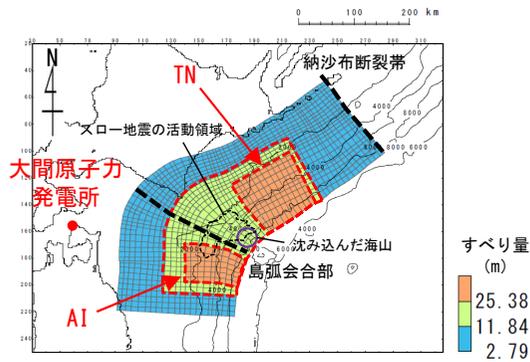
土木学会（2016）に一部加筆

(余白)

3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (99/128)

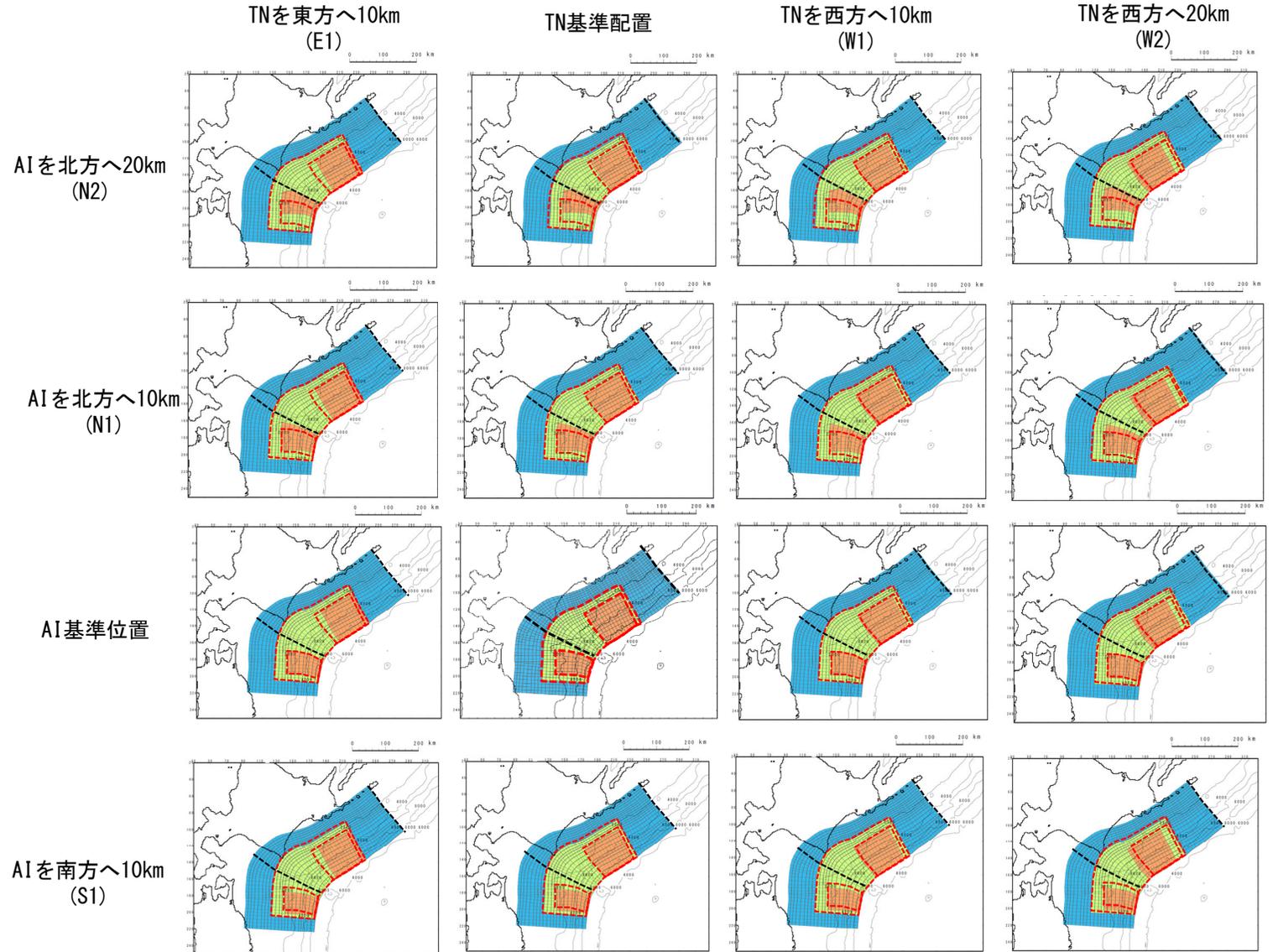
第1204回審査会合
資料1 P.246再掲

概略パラメータスタディ (1/7) : アスペリティ位置の不確かさく基準波源モデル①>



基準波源モデル①
基準配置

AI : 青森県東方沖及び岩手県沖北部の超大すべり域
TN : 十勝沖及び根室沖の超大すべり域

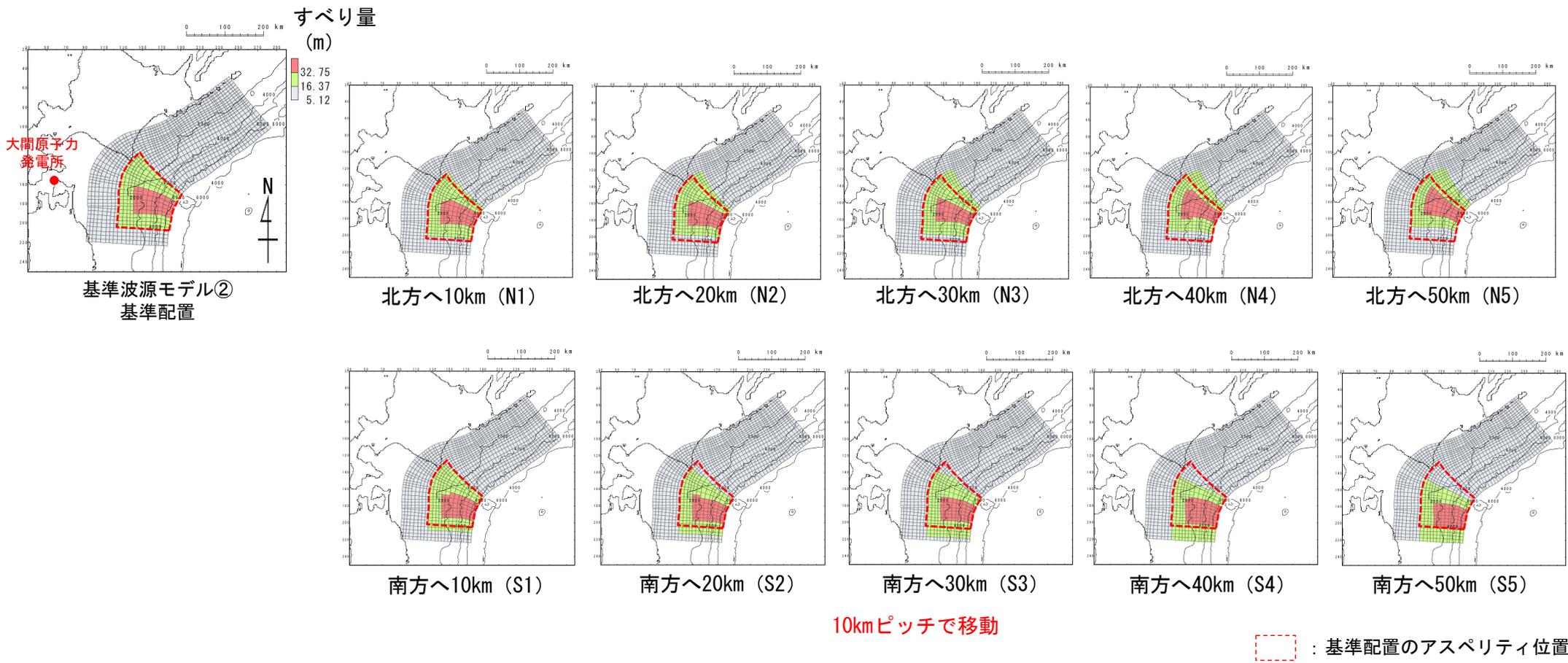


超大すべり域等の位置の不確かさの考慮 : 基準配置のアスペリティ位置

- 概略パラメータスタディとして、超大すべり域の位置の不確かさの考慮のため、基準波源モデル①に対して、十勝沖・根室沖の超大すべり域の位置を固定せず、位置のパラメータスタディ (16パターン) を実施した。

概略パラメータスタディ (2/7) : アスペリティ位置の不確かさく基準波源モデル②>

第1204回審査会合
資料1 P.247再掲

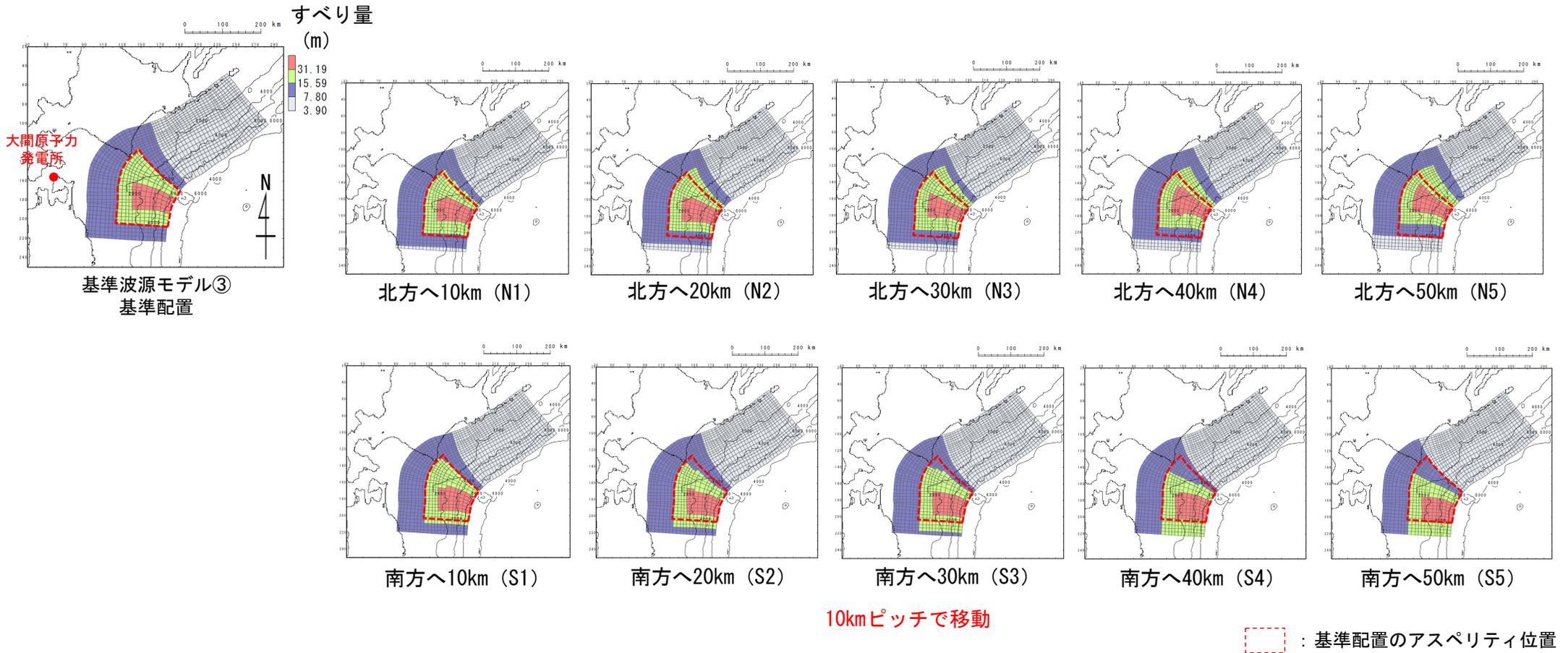


• 概略パラメータスタディとして、大すべり域等の位置の不確かさの考慮のため、基準波源モデル②に対して、位置のパラメータスタディ (11パターン) を実施した。

3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (101/128)

概略パラメータスタディ (3/7) : アスペリティ位置の不確かさく基準波源モデル③>

第1204回審査会合
資料1 P.248再掲

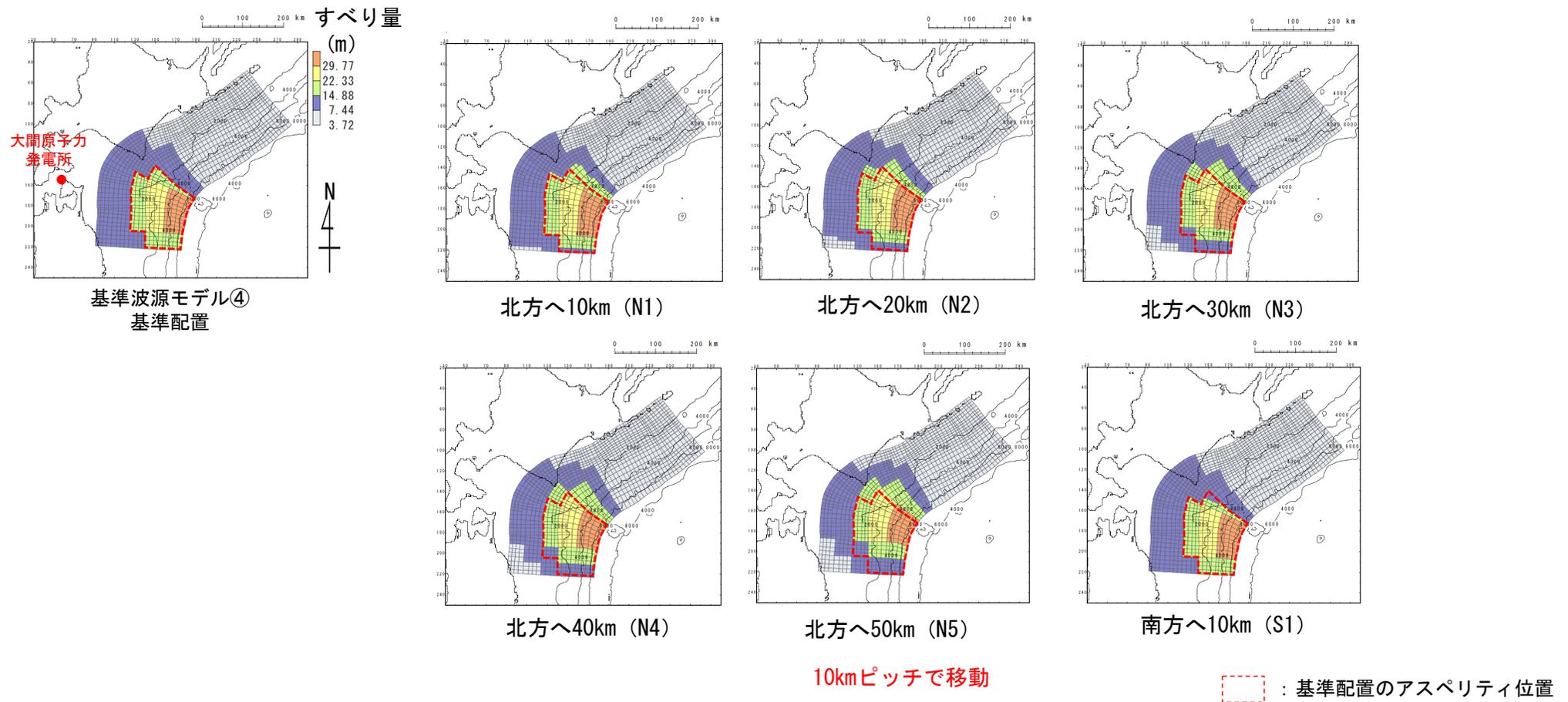


• 概略パラメータスタディとして、大すべり域等の位置の不確かさの考慮のため、基準波源モデル③に対して、位置のパラメータスタディ (11パターン) を実施した。

3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (102/128)

概略パラメータスタディ (4/7) : アスペリティ位置の不確かさく基準波源モデル④>

第1204回審査会合
資料1 P.249再掲



- 概略パラメータスタディとして、大すべり域等の位置の不確かさの考慮のため、基準波源モデル④に対して、位置のパラメータスタディ (7パターン) を実施した。

3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (103/128)

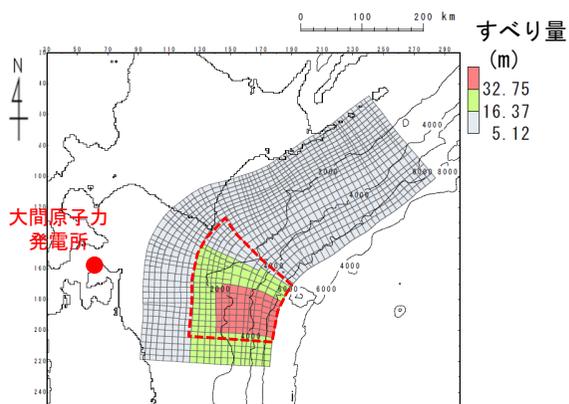
概略パラメータスタディ (5/7) : 検討結果<基準波源モデル①~④>

第1204回審査会合
資料1 P.250再掲

- 基準波源モデル①~④に対する概略パラメータスタディの結果は以下のとおりである。

最大水位上昇ケース

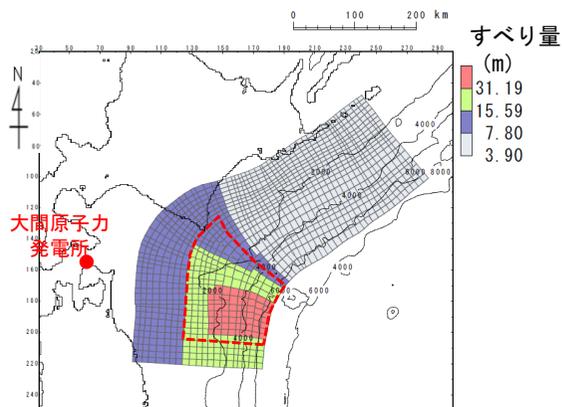
- 基準波源モデル②
- アスペリティ位置：南方へ40km移動



(基準波源モデル②)

最大水位下降ケース

- 基準波源モデル③
- アスペリティ位置：南方へ40km移動



(基準波源モデル③)

最大ケースの波源モデル

：基準配置のアスペリティ位置

概略パラメータスタディ結果一覧

基準波源モデル	アスペリティの位置※		最大水位上昇量	最大水位下降量
	AI	TN		
基準波源モデル①	北方へ約20km	東方へ10km	2.43m	-2.07m
		基準位置	2.49m	-1.88m
		西方へ10km	2.55m	-1.80m
		西方へ20km	2.53m	-1.92m
	北方へ約10km	東方へ10km	2.30m	-2.00m
		基準位置	2.39m	-1.97m
		西方へ10km	2.50m	-2.04m
		西方へ20km	2.51m	-2.15m
	基準位置	東方へ10km	2.15m	-1.96m
		基準位置	2.26m	-1.92m
		西方へ10km	2.30m	-1.95m
		西方へ20km	2.29m	-2.03m
南方へ約10km	東方へ10km	2.06m	-2.05m	
	基準位置	2.17m	-1.92m	
	西方へ10km	2.07m	-2.00m	
	西方へ20km	2.22m	-2.07m	

基準波源モデル	アスペリティの位置※	最大水位上昇量	最大水位下降量
基準波源モデル②	北方へ50km	2.98m	-2.22m
	北方へ40km	3.18m	-2.24m
	北方へ30km	3.43m	-2.70m
	北方へ20km	3.49m	-2.81m
	北方へ10km	3.50m	-2.90m
	基準位置	3.52m	-3.01m
	南方へ10km	3.48m	-2.95m
	南方へ20km	3.50m	-3.01m
	南方へ30km	3.55m	-3.01m
	南方へ40km	3.62m	-3.04m
	南方へ50km	3.57m	-2.93m
	基準波源モデル③	北方へ50km	3.08m
北方へ40km		3.15m	-2.63m
北方へ30km		3.22m	-2.92m
北方へ20km		3.29m	-3.09m
北方へ10km		3.29m	-3.24m
基準位置		3.33m	-3.36m
南方へ10km		3.50m	-3.43m
南方へ20km		3.57m	-3.41m
南方へ30km		3.56m	-3.44m
南方へ40km		3.50m	-3.49m
南方へ50km		3.34m	-3.28m
基準波源モデル④		北方へ50km	3.17m
	北方へ40km	3.34m	-3.35m
	北方へ30km	3.48m	-3.37m
	北方へ20km	3.55m	-3.47m
	北方へ10km	3.57m	-3.38m
	基準位置	3.57m	-3.24m
	南方へ10km	3.57m	-3.26m

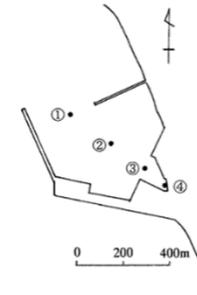
：概略パラスタ 最大水位上昇ケース

：概略パラスタ 最大水位下降ケース

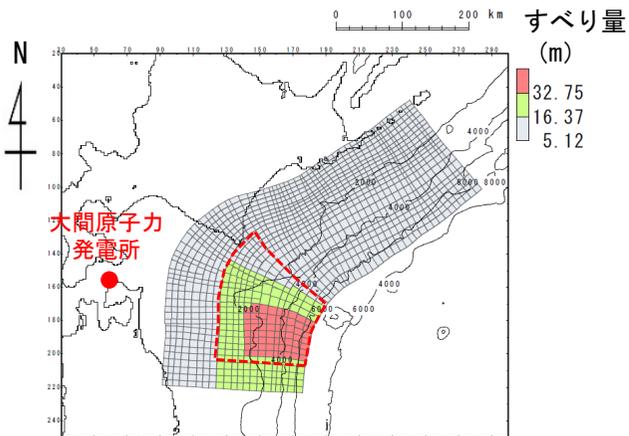
※：アスペリティの位置についてはP.246~P.249に示す。

概略パラメータスタディ (6/7) : 最大水位上昇ケース検討結果<基準波源モデル①~④>

- 基準波源モデル①~④に対する敷地における概略パラメータスタディの最大水位上昇ケース検討結果は以下のとおりである。

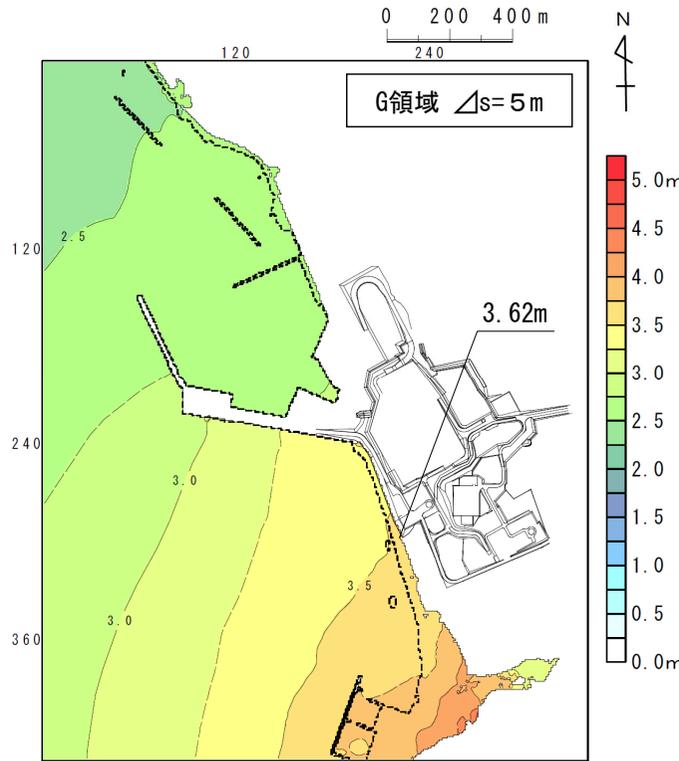


最大水位上昇ケース
 ・基準波源モデル②
 ・アスペリティ位置：南方へ40km移動



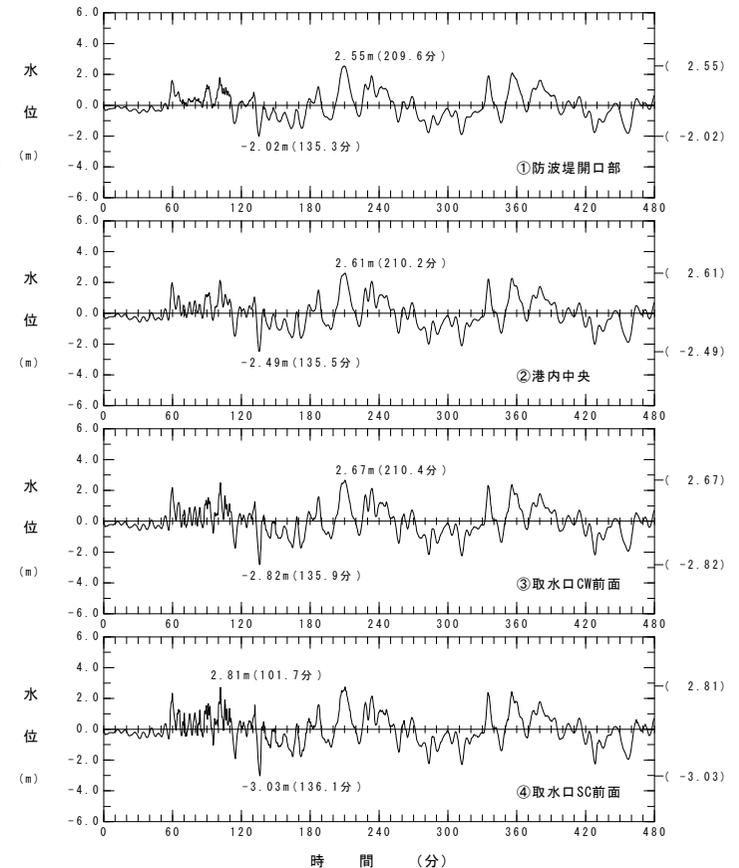
最大水位上昇ケースの波源モデル

⬜ : 基準配置のアスペリティ位置



最大水位上昇量分布

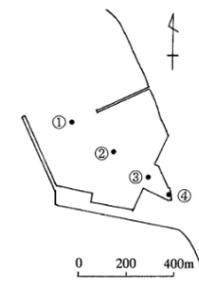
最大水位上昇ケース
(基準波源モデル②)



水位時刻歴波形

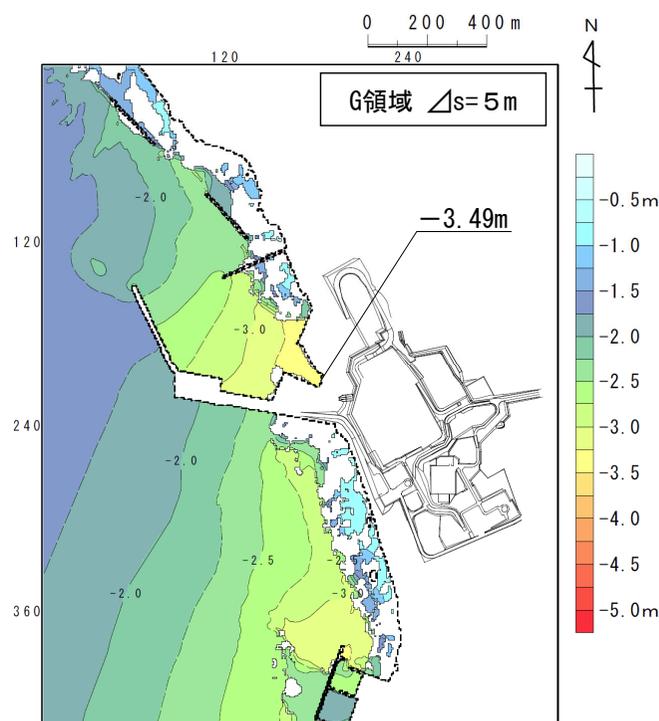
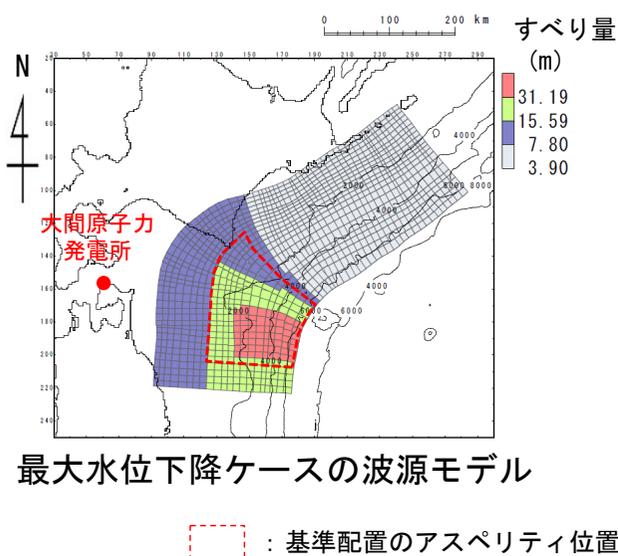
概略パラメータスタディ (7/7) : 最大水位下降ケース検討結果<基準波源モデル①~④>

- 基準波源モデル①~④に対する取水口スクリーン室前面における概略パラメータスタディの最大水位下降ケース検討結果は以下のとおりである。



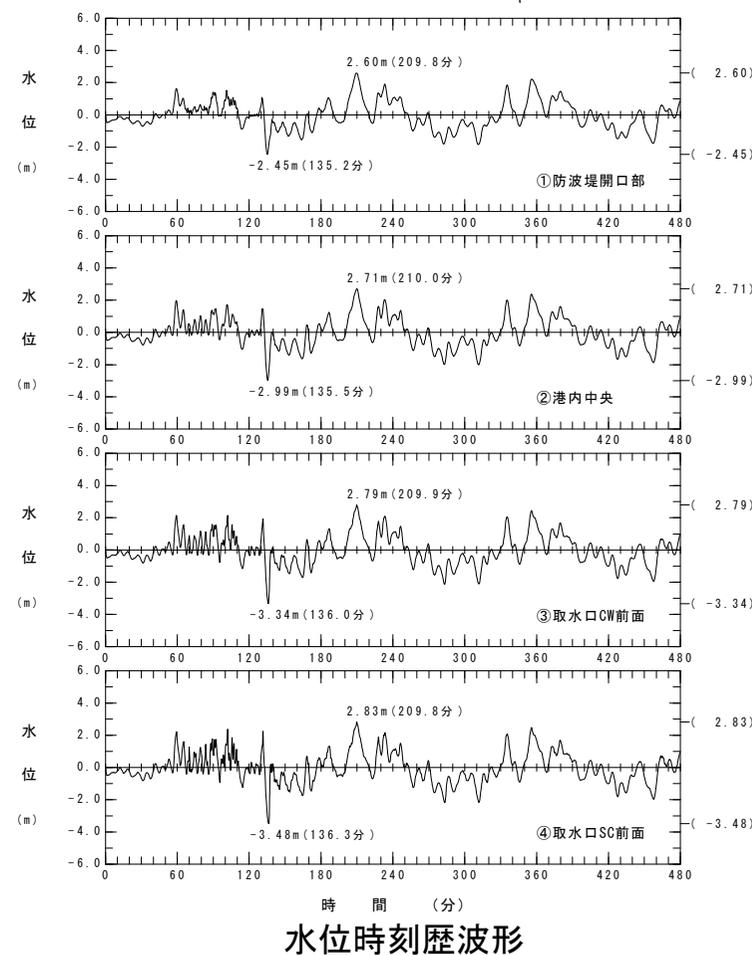
最大水位下降ケース

- 基準波源モデル③
- アスペリティ位置：南方へ40km移動



最大水位下降量分布

最大水位下降ケース
(基準波源モデル③)



水位時刻歴波形



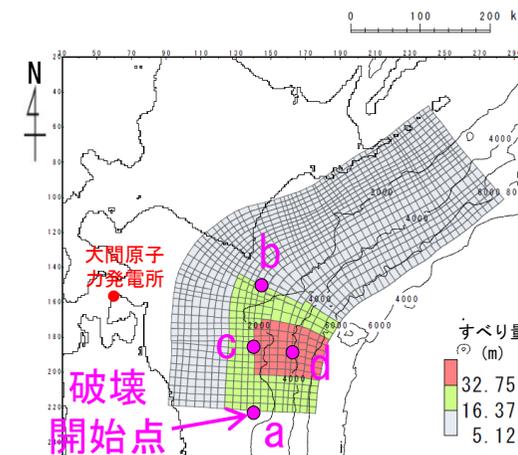
詳細パラメータスタディ (1/4) : 破壊開始点・破壊伝播速度・ライズタイム<基準波源モデル①~④>

第1204回審査会合
資料1 P.253再掲

- 基準波源モデル①~④に対し、以下に示す破壊開始点、破壊伝播速度及びライズタイムを組合せた検討を実施した。

詳細パラメータスタディ

項目	変動範囲	備考
破壊開始点	<ul style="list-style-type: none"> ✓プレート境界面深度20kmを基本として、大すべり域の「南端:a」, 「北端:b」, 「中央部:c」(超大すべり域深部下端に相当)の3箇所配置 ✓不確かさ考慮として、「超大すべり域中央部:d」に1箇所配置 	右図のとおり設定 (P.254参照)
破壊伝播速度	<ul style="list-style-type: none"> 1.0km/s 2.0km/s 2.5km/s ∞※ (基準:概略パラスタケース) ※:∞は全域同時に破壊開始 	<ul style="list-style-type: none"> 1.0km/s: Fujii and Satake (2007) による2004年インド洋津波を再現する最適値 2.0km/s: Satake et al. (2013) による2011年東北地方太平洋沖地震再現モデル 2.5km/s: 内閣府 (2012) の南海トラフ大地震モデル
ライズタイム	<ul style="list-style-type: none"> 60s (基準:概略パラスタケース) 	<p>世界のM9クラスの超巨大地震から得られたライズタイムに関する知見及びそれらを踏まえた影響検討を考慮して60秒固定とした。 (第1023回審査会合 資料1-2「4-2-1.ライズタイムの影響検討」参照)</p>

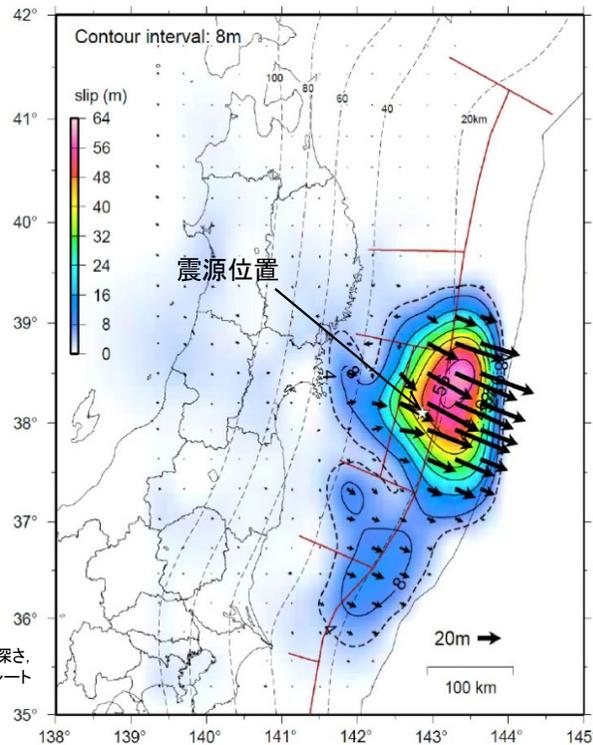


基準波源モデル①~④
概略パラスタ最大ケース
(基準波源モデル②)
※代表として上昇側を例示

3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（107/128）

詳細パラメータスタディ（2/4）：破壊開始点の不確かさ

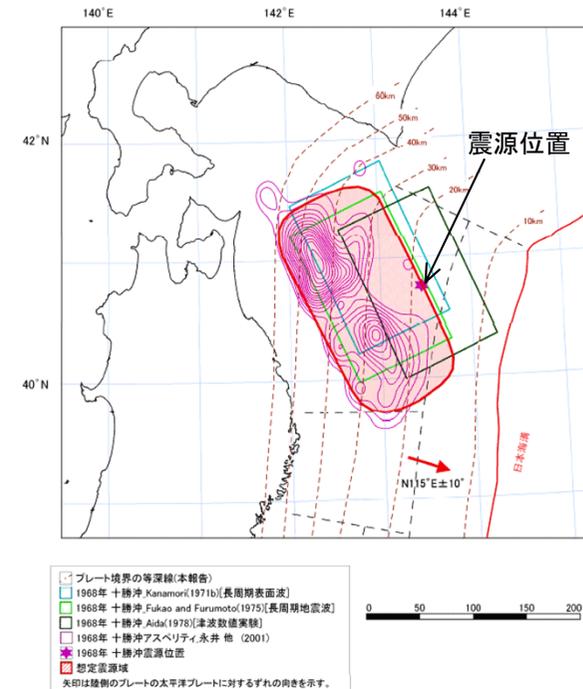
第1204回審査会合
資料1 P.254再掲



星印は本震の震央、点線はプレート境界面の深さ、ベクトル(→)は計算によって求めた地下のプレート境界面上でのすべりを示す。

東北地方太平洋沖地震の震源域

地震調査研究推進本部（2012）に一部加筆



□ プレート境界の等深線(本報告)
 □ 1968年 十勝沖 Kanamori(1971b)[長周期表面波]
 □ 1968年 十勝沖 Fukao and Furumoto(1975)[長周期地震波]
 □ 1968年 十勝沖 Aida(1978)[津波数値実験]
 □ 1968年 十勝沖 アサベリチ、永井 他 (2001)
 ☆ 1968年 十勝沖震源位置
 ■ 想定震源域
 矢印は陸側のプレートの太平洋プレートに対するすべりの向きを示す。

青森県東方沖及び岩手県沖北部の想定震源域

地震調査研究推進本部（2012）に一部加筆

- 2011年東北地方太平洋沖地震の震源位置はプレート境界面等深線20km付近である。
 - 1968年十勝沖地震の震源位置はプレート境界面等深線20km付近である。
- 地震調査研究推進本部（2012）による
- プレート境界面等深線20kmに破壊開始点を設定することを基本として、不確かさの考慮として破壊開始点を複数ケース設定した。

3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（108/128）

詳細パラメータスタディ（3/4）：破壊伝播速度の不確かさ

第1204回審査会合
資料1 P.255再掲

- 破壊伝播速度の設定は、以下に示すM9クラスの地震を対象に設定された津波モデルの破壊伝播速度を参照して、1.0km/s、2.0km/s及び2.5km/sを検討対象に設定した。

M9クラスの地震を対象として設定された破壊伝播速度

地震	文献	破壊伝播速度 (km/s)	設定根拠
2004年 スマトラ～アンダマン地震	Fujii and Satake. (2007)	1.0	津波波形を用いたインバージョン
2011年 東北地方太平洋沖地震	Satake et al. (2013)	2.0	津波波形等を用いたインバージョン
南海トラフ巨大地震	内閣府 (2012)	2.5	平均的に利用されている値を参考に、東北地方太平洋沖地震の解析結果も踏まえて設定。

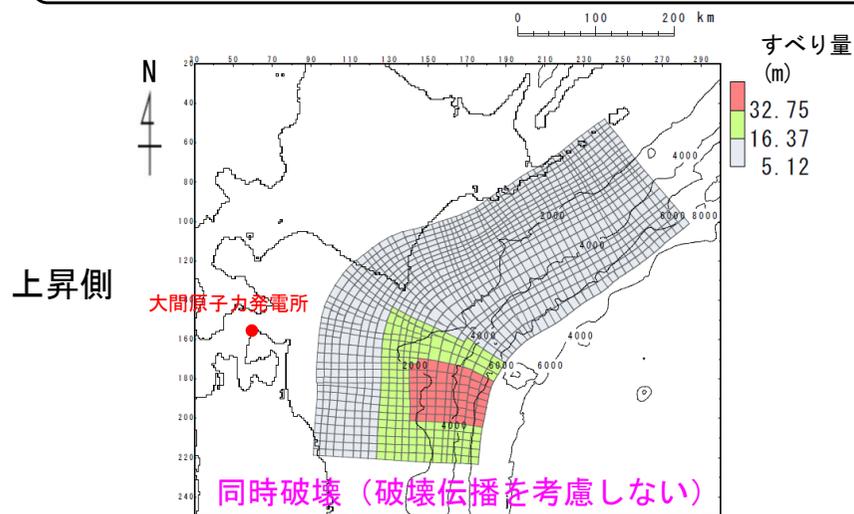
3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (109/128)

詳細パラメータスタディ (4/4) : 検討結果<基準波源モデル①~④>

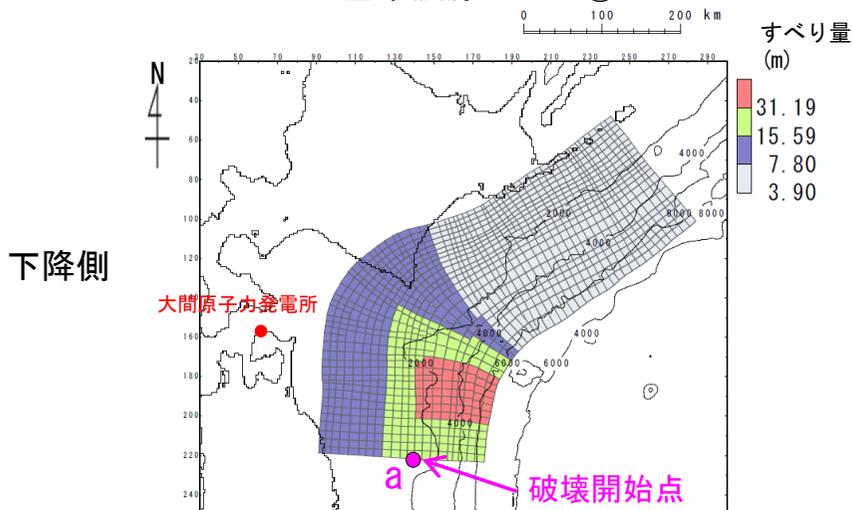
第1204回審査会合
資料1 P.256再掲

・ 基準波源モデル①~④に対する詳細パラメータスタディの結果は以下のとおりである。

詳細パラメータスタディ結果一覧



基準波源モデル②



基準波源モデル③

最大ケースの波源モデル

上昇側

タイプ	アスペリティの位置	ライズタイム	破壊伝播速度	破壊開始点	最大水位上昇量	最大水位下降量
基準波源モデル②	基準配置を南方へ40km	60s	1.0km/s	a	3.22m	-2.89m
				b	3.10m	-2.48m
				c	3.12m	-2.83m
				d	3.36m	-2.38m
			2.0km/s	a	3.48m	-2.99m
				b	3.37m	-2.68m
				c	3.31m	-2.86m
				d	3.53m	-2.33m
			2.5km/s	a	3.50m	-3.00m
				b	3.39m	-2.74m
				c	3.39m	-2.86m
				d	3.56m	-2.48m
-	-	-	∞	-	3.62m	-3.04m

下降側

タイプ	アスペリティの位置	ライズタイム	破壊伝播速度	破壊開始点	最大水位上昇量	最大水位下降量
基準波源モデル③	基準配置を南方へ40km	60s	1.0km/s	a	3.25m	-3.42m
				b	3.00m	-2.74m
				c	3.04m	-3.06m
				d	3.31m	-2.36m
			2.0km/s	a	3.47m	-3.53m
				b	3.28m	-3.13m
				c	3.32m	-3.26m
				d	3.44m	-3.11m
			2.5km/s	a	3.49m	-3.52m
				b	3.34m	-3.21m
				c	3.35m	-3.29m
				d	3.47m	-3.21m
-	-	-	∞	-	3.50m	-3.49m

■ : 上昇側・下降側最大ケース

(余白)



基準波源モデル策定の手順及び考え方

世界のM9クラスの超巨大地震から得られた知見 (3.11地震含む)

3.11地震における広域の津波特性を考慮した特性化モデルのすべり量・面積比

杉野ほか (2014) の知見 (P.200参照)

- 背景領域：平均すべり量の0.33倍、全体面積の60%程度
- 大すべり域：平均すべり量の1.4倍、全体面積の25%程度
- 超大すべり域：平均すべり量の3倍、全体面積の15%程度

知見を反映

3.11地震の広域の津波特性を再現できることを確認 (P.200参照)

内閣府 (2012) の知見

- 大すべり域：平均すべり量の2倍、全体面積の20%程度 (超大すべり域を含む)
- 超大すべり域：平均すべり量の4倍、全体面積の5%程度

3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデルのすべり量・面積比

知見を反映

3.11地震における破壊特性を再現できることを確認 (P.225参照)

M9クラス地震の知見を分析・検討し、背景領域、大すべり域及び超大すべり域のすべり量を1:2:4となるような特性化を検討 (P.225参照)

- 背景領域：基本すべり量、全体面積の80%程度
- 大すべり域：基本すべり量の2倍、全体面積の20%程度 (超大すべり域を含む)
- 超大すべり域：基本すべり量の4倍、全体面積の5%程度

テクニクスの背景・地震学的見地に基づくモデル

3.11津波の知見を反映 (広域津波痕跡高の再現性を考慮)

- 日本海溝と千島海溝の島弧会合部を跨がないように、大すべり域、超大すべり域を配置
- 三陸沖から根室沖にはM9クラスの地震・津波の痕跡がないため、3.11地震における広域の津波痕跡高を再現したモデル (P.200参照) のすべり領域の配置を参照

岩手県沖北部から十勝沖・根室沖の広域の津波特性を考慮した特性化モデル

3.11地震・津波の知見を反映

- 十勝沖から択捉島沖に、「岩手県沖北部から十勝沖・根室沖の広域の津波特性を考慮した特性化モデル」の設定の考え方を反映して配置
- 色丹島沖及び択捉島沖の超大すべり域及び大すべり域は敷地に近い西端に設定

十勝沖・根室沖から色丹島沖及び択捉島沖の広域の津波特性を考慮した特性化モデル※3

3.11地震・津波の知見を反映 (沖合等の観測津波波形等の再現性を考慮)

- 日本海溝と千島海溝の島弧会合部を跨がないように大すべり域・超大すべり域を配置
- 三陸沖から根室沖にはM9クラスの地震・津波の痕跡がないため、3.11地震における破壊特性を再現したモデル (P.225参照) のすべり領域の配置を参照

3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデルを参考に設定した特性化モデル

3.11地震・津波の知見を反映 (津軽海峡内及び大間専用港湾に特化した津波挙動を考慮)

- 津軽海峡内の津波挙動への影響を考慮して大すべり域等を津軽海峡前面に配置
- 3.11地震で浅部海溝軸沿いにも大きなすべりが観測されたこと及び大間専用港湾では短周期の波で顕著な水位増幅特性が認められることを考慮し、津波工学的観点から超大すべり域を海溝軸沿い浅部のみに配置
→比較的短周期の波が卓越するため、津軽海峡内の反射等による津波挙動の特徴や、専用港湾における水位増幅特性が現れやすい配置。(P.260, 「第1023回審査会合資料1-2-4-4-3. 基準波源モデル⑤⑥と基準波源モデル①~④の関連性」参照)

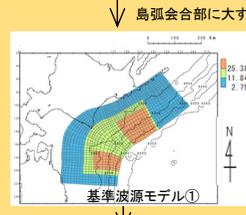
分岐断層・海底地すべりの考慮

大間の立地特性を考慮したモデル

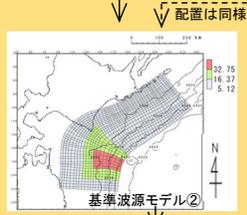
すべり量・面積比・すべり領域の配置反映

すべり量・面積比反映

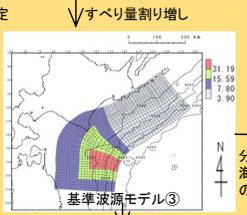
すべり量割り増し



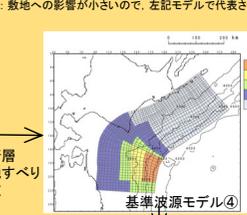
概略パラスタ※1



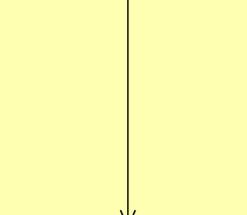
概略パラスタ※1



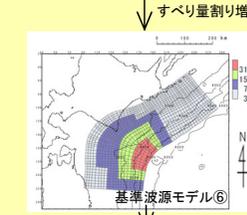
概略パラスタ※1



概略パラスタ※1



概略パラスタ※1



概略パラスタ※1

概略パラスタ最大ケース ⇒ 基準波源モデル (再定義)

詳細パラスタ※2

津軽海峡開口部付近の太平洋沿岸において、各基準波源モデルの計算津波高と既往津波高等とを比較

概略パラスタ最大ケース ⇒ 基準波源モデル (再定義)

詳細パラスタ※2

基準津波の策定

設定した波源モデルによる計算津波高が津軽海峡沿岸の既往津波高等を上回っていることを確認

※1：大すべり域・超大すべり域の位置を南北約10km単位で移動
※2：波源特性 (破壊開始点、破壊伝播速度、ライズタイム) の不確かさの考慮

注：津軽海峡の津波特性を念頭に3.11地震・津波の知見を反映したモデル (基準波源モデル⑤⑥) と3.11地震・津波の知見を反映したモデル (基準波源モデル①~④) との関連性については、「第1023回審査会合資料1-2-4-4-3. 基準波源モデル⑤⑥と基準波源モデル①~④の関連性」参照。

特性化モデル

すべり量・面積比設定

基準波源モデル

特性化モデルを基にしたすべり領域の配置

3.11地震を踏まえた更なる保守性考慮

パラスタ 概略

パラスタ 詳細

不確かさの考慮

3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（111/128）

津軽海峡内及び大間専用港湾に特化した津波挙動を考慮した基準波源モデルの設定（1/2）

第1204回審査会合
資料1 P.259再掲

基本方針

- 大間原子力発電所の立地特性を踏まえた保守的観点を考慮して、津軽海峡内及び大間専用港湾に特化した津波挙動を考慮した基準波源モデルを設定する。
 - 【大間の立地特性】：津軽海峡内に位置する。
 - i：太平側から伝播してくる津波は津軽海峡開口部から津軽海峡内に侵入する。
 - ii：津軽海峡は、北海道と本州に挟まれたほぼ閉じた海域であるため、陸奥湾を含む海峡内の反射等により局所的に津波水位が増幅する可能性がある（第1023回審査会合 資料1-2 P.11.3-2参照）。
 - 【大間の立地特性を踏まえた保守的観点】：すべり領域を保守的な位置に配置する。
 - i：津波高さに与える影響が大きい大すべり域等を津軽海峡前面（津軽海峡開口部に正対する位置）に配置する。
 - ii：津軽海峡及び大間専用港湾の津波挙動並びに3.11地震・津波の知見を踏まえて、超大すべり域を浅部海溝軸沿いに配置する（詳細次頁参照）。
- なお、基準波源モデル①～④の検討において、敷地への影響が、3.11地震における広域の津波特性を考慮した特性化モデルを参考に設定したモデルに比べて、3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデルを参考に設定したモデルの方が大きかったことを踏まえ、すべり量・面積比については3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデルのすべり量・面積比を反映することとする。

津軽海峡内及び大間専用港湾に特化した津波挙動を考慮した基準波源モデルの設定 (2/2)

第1204回審査会合
資料1 P.260再掲

すべり領域の配置

以下の知見及び検討結果を反映して、津軽海峡内及び大間専用港湾に特化した津波挙動を考慮した基準波源モデルのすべり領域の配置を設定する。

【津軽海峡及び大間専用港湾の津波挙動】

- ・ 基準津波策定位置では、周期30分の波に水位の増幅が認められる (第1023回審査会合 資料1-2 P.11.3-3参照)。
- ・ 取水口スクリーン室前面では、周期7分及び10分の波に顕著な水位の増幅が認められる (第1023回審査会合 資料1-2 P.11.3-3参照)。

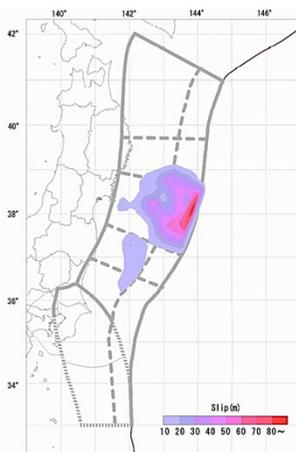
【3.11地震・津波の知見】

- ・ 3.11地震で大きなすべりは浅部海溝軸沿いにも分布する (左図)。
- ・ 岩手県南部沖GPS波浪計では、まず長周期の津波波形が観測され、その後に短周期で高い水位の津波が観測された (右図)。

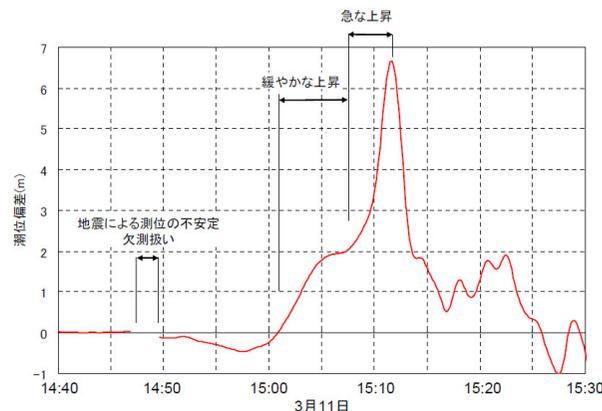
⇒ 上記より、以下の2点を考慮して大間の立地特性を踏まえた保守的観点から、超大すべり域を浅部海溝軸沿いに配置する。

- ✓ 津軽海峡内及び大間専用港湾の津波挙動を念頭に、比較的短周期の津波を考慮する。
- ✓ 3.11地震において岩手県南部沖GPS波浪計では、まず長周期の津波波形が観測されたものの、その後に短周期で高い津波が観測されたことから、大間の立地特性を考慮して短周期の波に着目する。

【3.11地震の知見】



東北地方太平洋沖地震の地震時のすべり量の分布
地震調査研究推進本部 (2019)



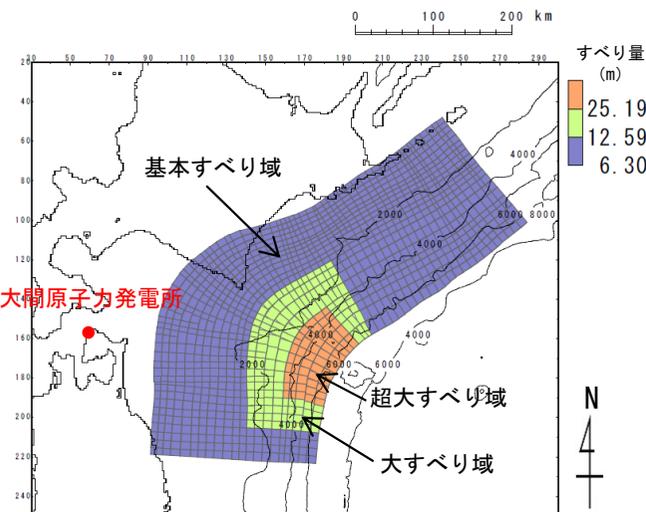
岩手南部沖GPS波浪計が捉えた津波の第一波
港湾空港技術研究所 (2011)

基準波源モデル⑤⑥

：まとめ

右のフロー及び設定根拠に基づき、3.11地震・津波の知見を反映（津軽海峡内及び大間専用港湾に特化した津波挙動を考慮）した基準波源モデルを設定した。

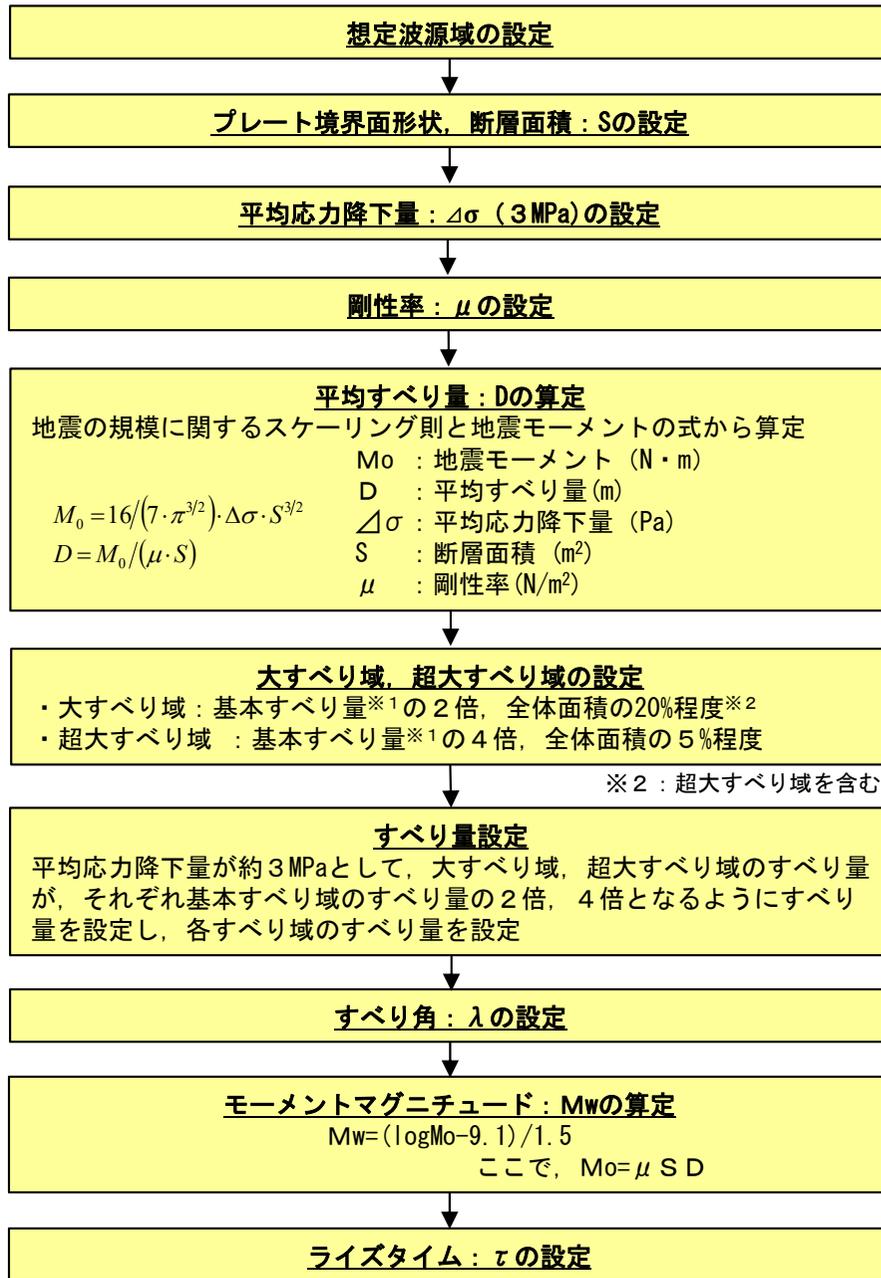
3.11地震・津波の知見を反映（津軽海峡内及び大間専用港湾に特化した津波挙動を考慮）した基準波源モデル (P.148参照) の設定フロー



3.11地震・津波の知見を反映（津軽海峡内及び大間専用港湾に特化した津波挙動を考慮）した基準波源モデル

※1：基本すべり域、大すべり域及び超大すべり域のすべり量が1：2：4となるように設定した基本すべり域のすべり量 (D_1)
基本すべり量 (D_1)は、以下の関係式を満足する条件として設定した。

$M_0 = M_{01} + M_{02} + M_{04}$
 >地震モーメント ($M_{01} = \mu \cdot S_1 \cdot D_1$, $M_{02} = \mu \cdot S_2 \cdot D_2$, $M_{04} = \mu \cdot S_4 \cdot D_4$)
 >断層面積 (S_1, S_2, S_4)
 >すべり量 ($D_1, D_2 (2 \cdot D_1), D_4 (4 \cdot D_1)$)
 ここで、下付き数字1は基本すべり域、2は大すべり域、4は超大すべり域を表す。



- 設定根拠
- 既往地震、固着及び破壊伝播に関する検討に基づき、青森県東方沖及び岩手県沖北部から根室沖に設定 →P.151~P.180
 - 地震調査研究推進本部 (2004, 2012) の微小地震の震源分布に基づくプレート境界面の推定等深線より、地震発生域の深さの下限 (60km) から海溝軸までを考慮 →P.187, P.188
 - 3.11地震を含む世界の巨大地震のばらつきを考慮した平均応力降下量 3 MPa を考慮 (内閣府 (2012) 等) →P.229, P.230
 - 地震波速度や密度に関する既往研究に基づき $5.0 \times 10^{10} \text{N/m}^2$ に設定 (土木学会 (2016) 等) →P.189, P.190
 - 3.11地震を含む世界の巨大地震の大すべり域を参照して設定 (内閣府 (2012) ほか) →第1023回審査会合 資料1-2 P.3.1-18, P.3.2-21参照
 - すべり角は、陸側プレートのずれの向きに基づいて設定 (中央防災会議 (2006)) →P.191
 - 平均的に利用されている値を参考に 3.11地震の解析結果も踏まえ 60s に設定 (内閣府 (2012)) →P.192

基準波源モデル⑤

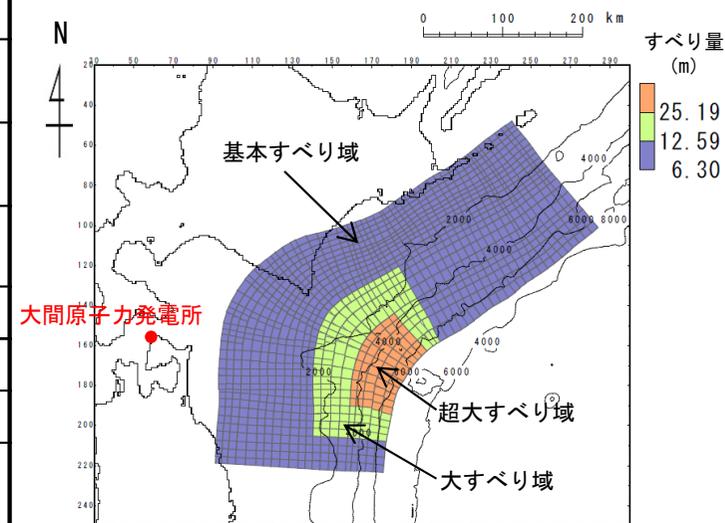
- 基準波源モデル⑤は、3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデルのすべり量・面積比※¹を反映し、すべり領域の配置は、大間原子力発電所の立地特性を踏まえた保守的観点で配置 (P.259, P.260参照) して設定する。
- なお、超大すべり域を浅部海溝軸沿いに配置し比較的短周期の波を卓越させることにより、未知なる海溝軸付近の海底地すべりや分岐断層※²の影響も考慮されている。

※¹：大すべり域・超大すべり域の設定に伴う地震モーメントの調整は、波源領域全体で実施。

※²：第1023回審査会合 資料1-2 「4-2-3. 分岐断層に関する検討」参照。

基準波源モデル⑤のパラメータ

項目	基準波源モデル⑤ 【モデル化後の値】	主な設定根拠	備考 【設計値】
モーメントマグニチュード Mw	9.04	$Mw = (\log Mo - 9.1) / 1.5$	9.04
地震発生深さ	海溝軸～深さ60km	地震調査研究推進本部 (2017a, 2019)	—
断層面積 S (km ²)	110,472	青森県東方沖及び岩手県沖北部から十勝沖・根室沖	—
平均応力降下量 $\Delta\sigma$ (MPa)	3.08	内閣府 (2012) 等	3
剛性率 μ (N/m ²)	5.0×10^{10}	土木学会 (2016) 等	—
地震モーメント Mo (N・m)	4.64×10^{22}	$Mo = 16 / (7 \cdot \pi^{3/2}) \cdot \Delta\sigma \cdot S^{3/2}$	4.52×10^{22}
平均すべり量 D (m)	8.41	$D = Mo / (\mu \cdot S)$	8.19
すべり量	基本すべり域 (m) (面積及び面積比率)	3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデル (P.225, 第1023回審査会合 資料1-2 P.3.1-18, P.3.2-21参照)	6.30 (88,377km ² , 80%)
	大すべり域 (m) (面積及び面積比率)		12.59 (16,571km ² , 15%)
	超大すべり域 (m) (面積及び面積比率)		25.19 (5,524km ² , 5%)
すべり角 λ (°)	陸側プレートのずれの向きに基づいて設定	中央防災会議 (2006)	—
ライズタイム τ (s)	60	内閣府 (2012)	—



基準波源モデル⑤

3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (115/128)

第1204回審査会合

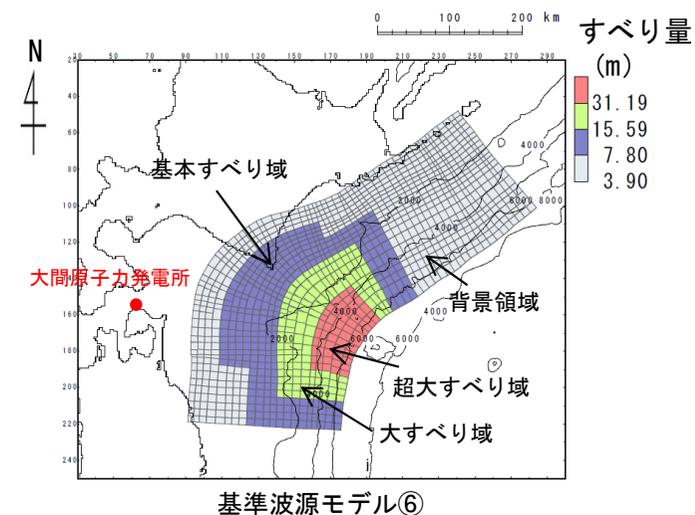
資料1 P.263再掲

基準波源モデル⑥

- 基準波源モデル⑥は、基準波源モデル⑤ (P.262参照) に対し、すべりの不確かさを踏まえ、より保守側の設定として大すべり域・超大すべり域等のすべり量が約20%割増し (P.237参照) になるように、背景的領域にすべり量が小さな領域として、基本すべり域のすべり量の半分のすべり量を全体面積の50%に対して考慮し設定する。

基準波源モデル⑥のパラメータ

項目	基準波源モデル⑥ 【モデル化後の値】	主な設定根拠	備考 【設計値】
モーメントマグニチュード M_w	9.04	$M_w = (\log M_0 - 9.1) / 1.5$	9.04
地震発生深さ	海溝軸～深さ60km	地震調査研究推進本部 (2017a, 2019)	—
断層面積 S (km ²)	110,472	地震調査研究推進本部 (2017a, 2019)	—
平均応力降下量 $\Delta\sigma$ (MPa)	3.08	内閣府 (2012) 等 (設計値 3 MPa)	3
剛性率 μ (N/m ²)	5.0×10^{10}	土木学会 (2016) 等	—
地震モーメント M_0 (N・m)	4.64×10^{22}	$M_0 = 16 / (7 \cdot \pi^{3/2}) \cdot \Delta\sigma \cdot S^{3/2}$	4.52×10^{22}
平均すべり量 D (m)	8.40	$D = M_0 / (\mu \cdot S)$	8.19
すべり量	基本すべり域 (m) (全体面積の30%)	7.80 (30,619km ² , 27.7%)	7.80 (33,141km ² , 30%)
	背景領域 (m) (基本すべり域のすべり量の 0.5倍, 全体面積の50%程度)	3.90 (56,997km ² , 51.6%)	3.90 (55,236km ² , 50%)
	大すべり域 (m) (基本すべり域のすべり量の 2倍, 全体面積の15%程度)	15.59 (15,790km ² , 14.3%)	15.59 (16,571km ² , 15%)
	超大すべり域 (m) (基本すべり域のすべり量の 4倍, 全体面積の5%程度)	31.19 (7,066km ² , 6.4%)	31.19 (5,524km ² , 5%)
すべり角 λ (°)	陸側プレートへのずれの向きに基づいて設定	中央防災会議 (2006)	—
ライズタイム τ (s)	60	内閣府 (2012)	—

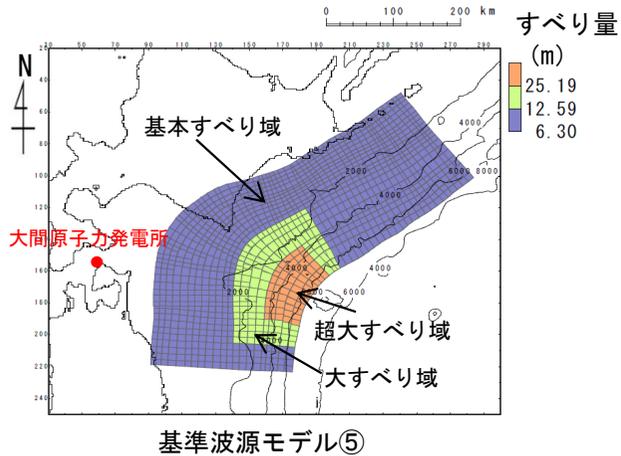


(余白)

パラメータスタディ：基準波源モデル⑤⑥

○パラメータスタディは、概略と詳細の2段階で実施するものとするものとし、概略パラスタは津波水位に対して支配的因子、詳細パラスタは津波水位に対して従属的因子の位置づけである（第1023回審査会合 資料1-2 P.4.3-3 ~P.4.3-7参照）。パラスタ詳細は以下のとおり。

- 概略パラスタのステップ1として、各基準波源モデルに対しアスペリティの位置を変化させる検討を実施した。
- 概略パラスタのステップ2として、ステップ1における各基準波源モデル毎の最大水位上昇ケース及び最大水位下降ケースとなる2つの波源モデルを対象に、アスペリティをさらに細かく移動させた検討を実施した。
- 詳細パラスタとして、概略パラスタにおける最大水位上昇ケース及び最大水位下降ケースとなる2つの波源モデルを対象に、破壊様式の不確かさの考慮として、破壊開始点、破壊伝播速度、ライズタイムを組合せた検討を実施した。



概略パラメータスタディ (ステップ1)

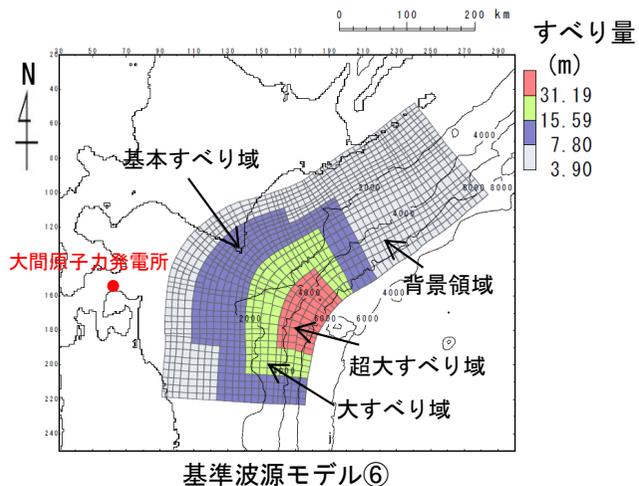
項目	変動範囲	ケース数	
アスペリティの位置	基準, 北方へ40km (N1), 80km (N2), 200km (N3), 南方へ40km (S1)	5	計 5

概略パラメータスタディ (ステップ2)

項目	変動範囲	ケース数	
アスペリティの位置	S1(ステップ1), S1を北方へ約10km, 20km, 30km移動 (約10kmステップで移動)	4	計 4

詳細パラメータスタディ

項目	変動範囲	ケース数	
破壊開始点	大すべり域深部の南端, 北端, 超大すべり域背後及び日本海溝と千島海溝の境界上大すべり域中央部	5	計 16
破壊伝播速度	1.0km/s, 2.0km/s, 2.5km/s, ∞※ (基準: 概略パラスタケース) ※: ∞は全域同時に破壊開始	4	
ライズタイム	60s (基準: 概略パラスタケース)	1	



3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (117/128)

基準波源モデル⑤⑥の諸元及びパラメータスタディ整理表

第1204回審査会合

資料1 P.266再掲

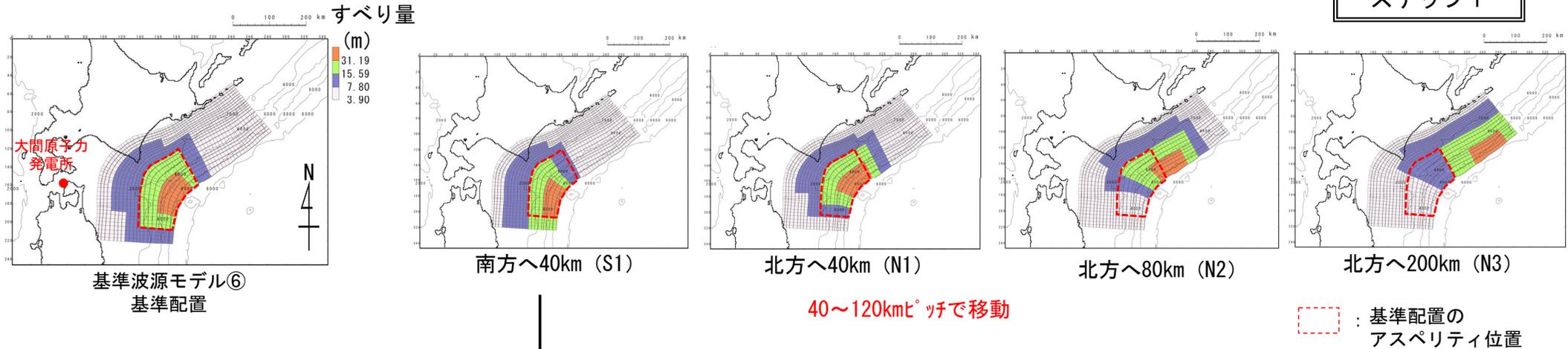
基準波源モデル⑤⑥の各パラメータに対し、パラスタ実施の考え方について以下のとおり整理した。

項目	基準波源モデル⑤⑥ (基準波源モデル⑤を代表とする)		パラメータスタディ		
	諸元 【設計値】	主な設定根拠	概略/ 詳細パラスタ	変動幅	根拠又は パラスタ未実施の理由
モーメントマグニチュード [*] Mw	9.04	$Mw = (\log Mo - 9.1) / 1.5$	—	—	他諸元からの算定値
地震発生深さ	海溝軸～深さ60km	地震調査研究推進本部 (2017a, 2019)	—	—	各調査により地震発生域が明確
断層面積 S (km ²)	110,472	青森県東方沖及び岩手県沖北部から十勝沖・根室沖	—	—	安全評価上、2つの領域の連動を考慮
平均応力降下量 $\Delta\sigma$ (MPa)	3	内閣府 (2012) 等	—	—	既往巨大地震の応力降下量に保守性を考慮
剛性率 μ (N/m ²)	5.0×10^{10}	土木学会 (2016)	—	—	既往の地下構造情報を基に設定
地震モーメント Mo (N・m)	4.52×10^{22}	$Mo = 16 / (7 \cdot \pi^{3/2}) \cdot \Delta\sigma \cdot S^{3/2}$	—	—	他諸元からの算定値
平均すべり量 D (m)	8.19	$D = Mo / (\mu \cdot S)$	—	—	他諸元からの算定値
すべり量	基本すべり域 (m) (面積及び面積比率)	6.30 (88,377km ² , 80%)	—	—	すべり量： 既往研究による知見を反映した他諸元からの設定値 面積： 安全評価上、2つの領域の連動を考慮した上で、既往研究による設定値を考慮
	大すべり域 (m) (面積及び面積比率)	12.59 (16,571km ² , 15%)			
	超大すべり域 (m) (面積及び面積比率)	25.19 (5,524km ² , 5%)			
すべり角 λ (°)	陸側プレートのずれの向きに基づいて設定	中央防災会議 (2006)	—	—	観測データを基に設定
ライズタイム τ (s)	60	内閣府 (2012) 等	—	—	感度解析により保守的設定であることを確認 (第1023回審査会合 資料1-2「4-2-1. ライズタイムの影響検討」参照)
アスペリティの位置	津軽海峡前面に配置	敷地への影響が大きな位置	概略パラスタ	200km～10kmt [*] ヅチ	10kmt [*] ヅチで位置の影響がほぼ無いことを確認。 (第1023回審査会合 資料1-2 P.4.3-4参照)
破壊開始点	—	—	詳細パラスタ	大すべり域周辺に配置	プレート境界面深度、大すべり域の配置を考慮
破壊伝播速度	∞	—	詳細パラスタ	1.0, 2.0, 2.5km/s	既往巨大津波研究

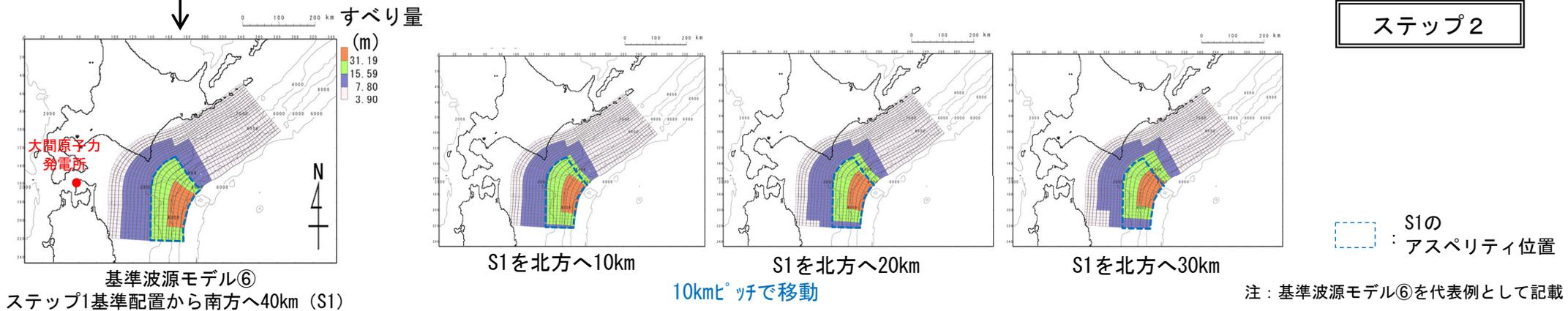
ステップ1

3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (118/128)

概略パラメータスタディ (1/4) : アスペリティ位置の不確かさを基準波源モデル⑤⑥>



ステップ2



- 概略パラメータスタディ (ステップ1) として、大すべり域等の位置の不確かさの考慮のため、各基準波源モデルに対して、位置のパラメータスタディ (各5パターン) を実施した。
- 概略パラメータスタディ (ステップ2) として、ステップ1における各基準波源モデル毎の最大水位変動ケースの波源モデルを対象に、最大となったアスペリティ位置S1を北方へ約10kmピッチで移動させた場合の検討を実施した※。

※ : アスペリティ位置の影響に関わる周期特性の検討は、第1023回審査会合 資料1-2 P.4.3-8, P.4.3-9に示す。

3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (119/128)

概略パラメータスタディ (2/4) : 検討結果<基準波源モデル⑤⑥>

第1204回審査会合
資料1 P.268再掲

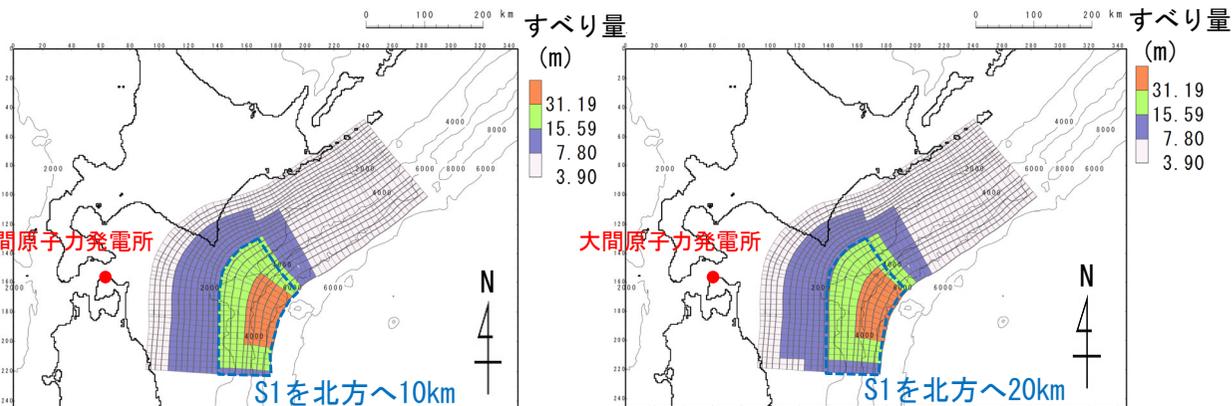
・ 基準波源モデル⑤⑥に対する概略パラメータスタディの結果は以下のとおりである。

最大水位上昇ケース

- ・ 基準波源モデル⑥
- ・ アスペリティ位置 : S1を北方へ10km移動

最大水位下降ケース

- ・ 基準波源モデル⑥
- ・ アスペリティ位置 : S1を北方へ20km移動



最大ケースの波源モデル
(基準波源モデル⑥)

S1の
アスペリティ位置

- : 概略パラスタ (ステップ1) 最大水位上昇/下降ケース
- : 概略パラスタ (ステップ2) 最大水位上昇ケース
- : 概略パラスタ (ステップ2) 最大水位下降ケース

概略パラメータスタディ (ステップ1) 結果一覧

	アスペリティの位置※1	最大水位 上昇量	最大水位 下降量
基準波源 モデル⑤	北方へ200km (N3)	1.59m	-1.38m
	北方へ80km (N2)	1.53m	-1.54m
	北方へ40km (N1)	2.04m	-2.26m
	基準	2.83m	-2.88m
	南方へ40km (S1)	3.47m	-2.55m
基準波源 モデル⑥	北方へ200km (N3)	1.36m	-1.21m
	北方へ80km (N2)	1.47m	-1.51m
	北方へ40km (N1)	2.18m	-2.24m
	基準	3.21m	-2.74m
	南方へ40km (S1)	3.50m	-2.91m

概略パラメータスタディ (ステップ2) 結果一覧

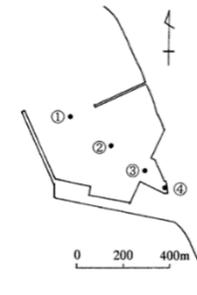
	アスペリティの位置※1	最大水位 上昇量	最大水位 下降量
基準波源 モデル⑥	S1を北方へ30km	3.44m	-2.94m
	S1を北方へ20km	3.55m	-2.94m※2
	S1を北方へ10km	3.59m	-2.82m
	S1	3.50m	-2.91m

※1: アスペリティの位置についてはP.267に示す。

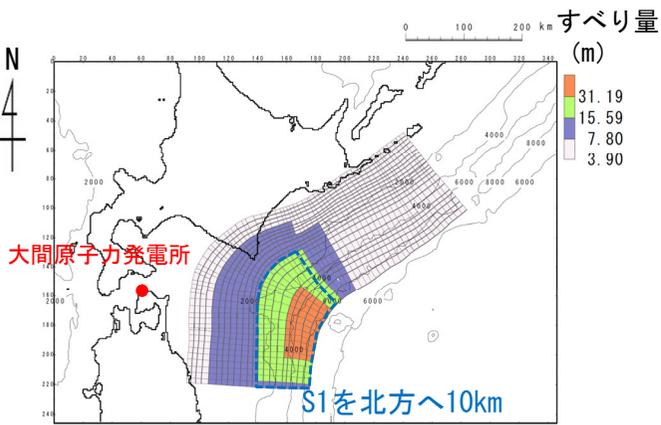
※2: 小数第3位まで考慮すると、S1を北方へ20kmで最大。

概略パラメータスタディ (3/4) : 最大水位上昇ケース検討結果<基準波源モデル⑤⑥>

- 基準波源モデル⑤⑥に対する敷地における概略パラメータスタディの最大水位上昇ケース検討結果は以下のとおりである。

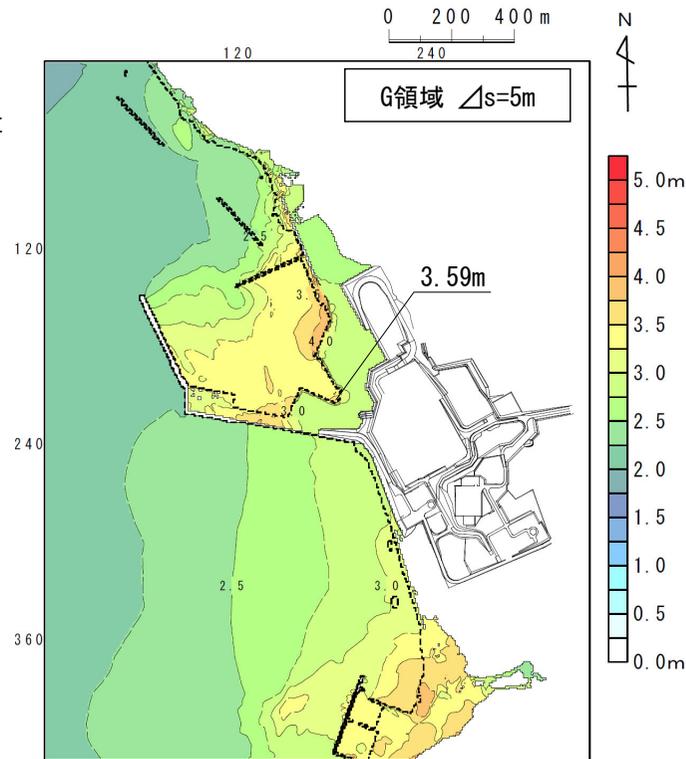


最大水位上昇ケース
 ・基準波源モデル⑥
 ・アスペリティ位置 : S1を北方へ10km移動



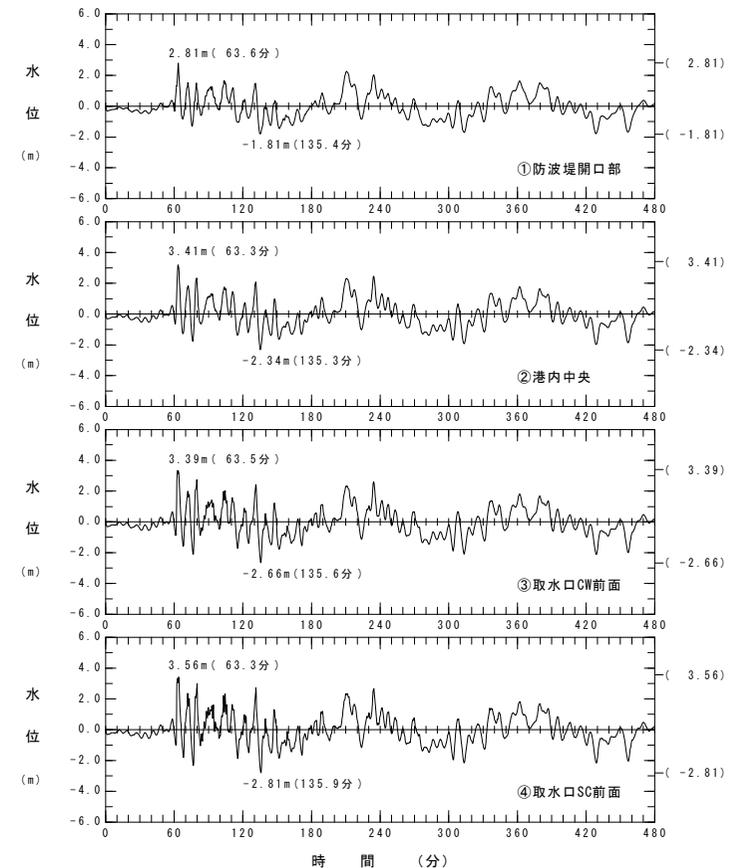
波源モデル

□ S1の
アスペリティ位置



最大水位上昇量分布

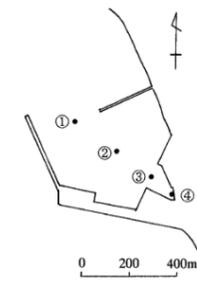
最大水位上昇ケース
(基準波源モデル⑥)



水位時刻歴波形

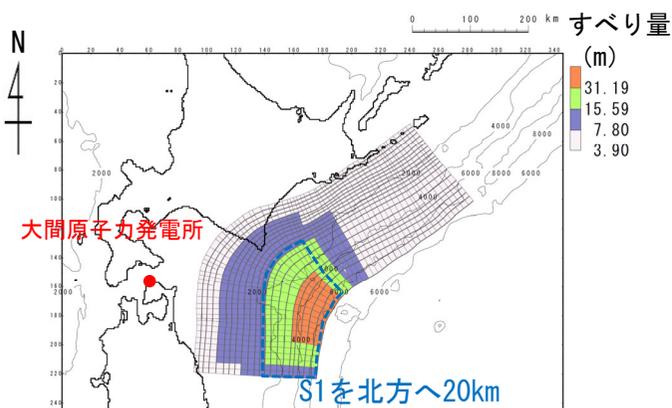
概略パラメータスタディ (4/4) : 最大水位下降ケース検討結果<基準波源モデル⑤⑥>

- 基準波源モデル⑤⑥に対する取水口スクリーン室前面における概略パラメータスタディの最大水位下降ケース検討結果は以下のとおりである。



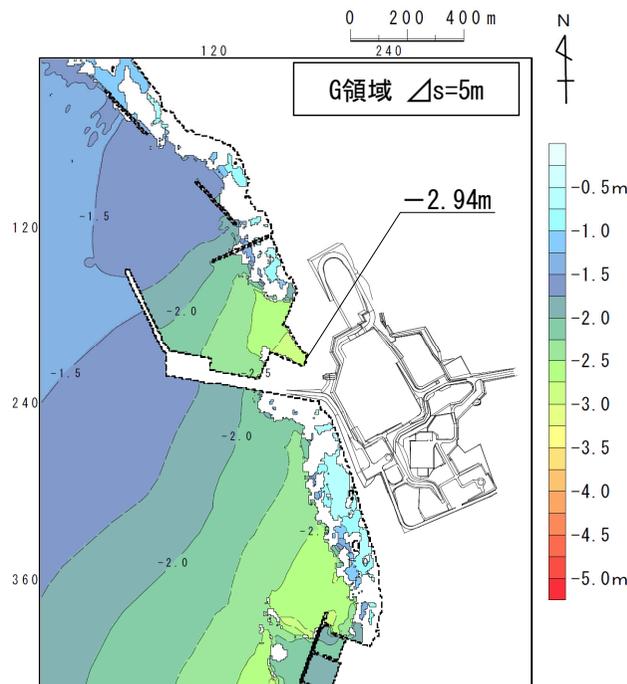
最大水位下降ケース

- 基準波源モデル⑥
- アスペリティ位置 : S1を北方へ20km移動



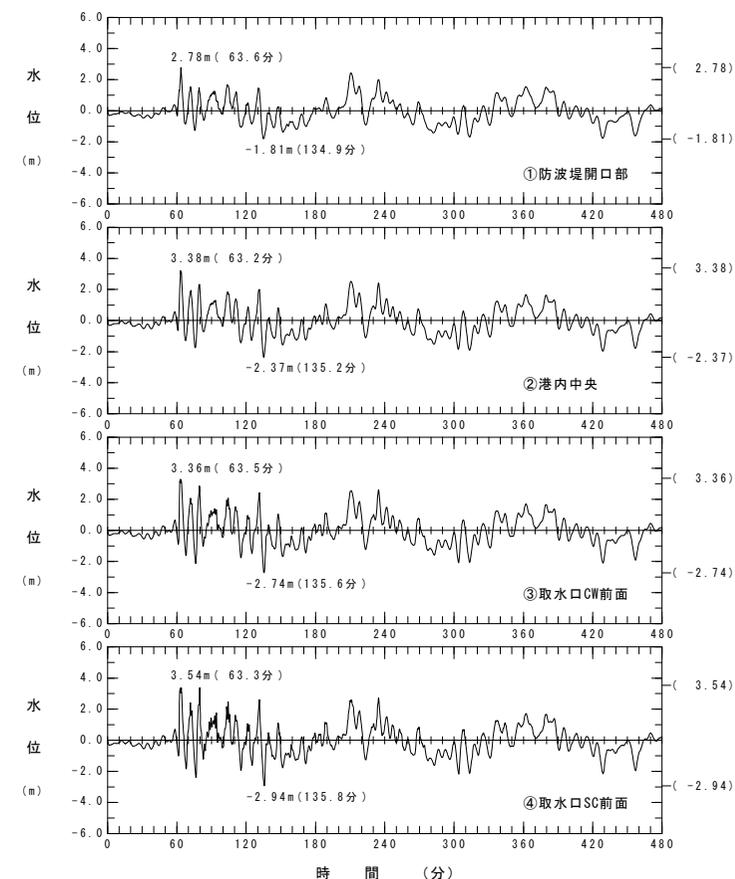
波源モデル

S1の
アスペリティ位置



最大水位下降量分布

最大水位下降ケース
(基準波源モデル⑥)



水位時刻歴波形

詳細パラメータスタディ (1/2) : 破壊開始点・破壊伝播速度・ライズタイム<基準波源モデル⑤⑥>

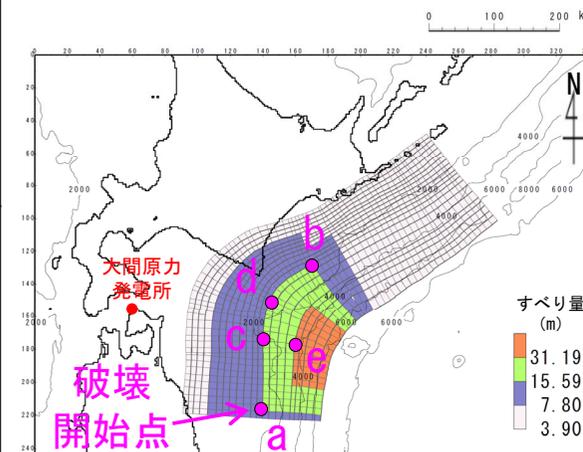
第1204回審査会合

資料1 P.271再掲

- 基準波源モデル⑤⑥に対し、以下に示す破壊開始点、破壊伝播速度及びライズタイムを組合せた検討を実施した。

詳細パラメータスタディ

項目	変動範囲	備考
破壊開始点	<ul style="list-style-type: none"> ✓プレート境界面深度20km (大すべり域深部下端に相当) を基本として、大すべり域深部下端の「南端:a」, 「北端:b」, 「超大すべり域背後:c」, 「日本海溝と千島海溝の境界上:d」の4箇所配置 ✓不確かさ考慮として、「大すべり域中央部:e」に1箇所 (超大すべり域深部下端に相当) 配置 	右図のとおり設定 (P. 254参照)
破壊伝播速度	<ul style="list-style-type: none"> • 1.0km/s • 2.0km/s • 2.5km/s • ∞※ (基準: 概略パラスタケース) ※: ∞は全域同時に破壊開始 	<ul style="list-style-type: none"> 1.0km/s: Fujii and Satake (2007) による2004年インド洋津波を再現する最適値 2.0km/s: Satake et al. (2013) による2011年東北地方太平洋沖地震再現モデル 2.5km/s: 内閣府 (2012) の南海トラフ大地震モデル
ライズタイム	<ul style="list-style-type: none"> • 60s (基準: 概略パラスタケース) 	<p>世界のM9クラスの超巨大地震から得られたライズタイムに関する知見及びそれらを踏まえた影響検討を考慮して60秒固定とした。 (第1023回審査会合 資料1-2「4-2-1. ライズタイムの影響検討」参照)</p>

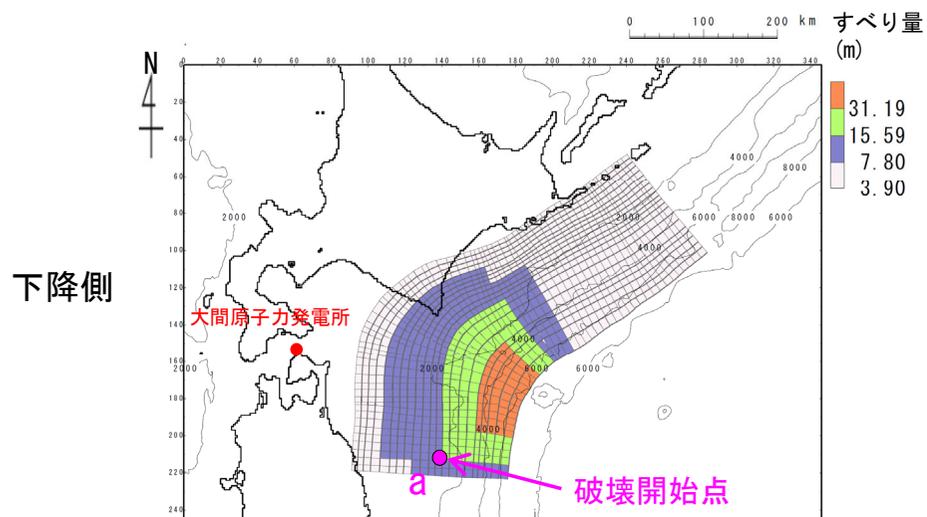
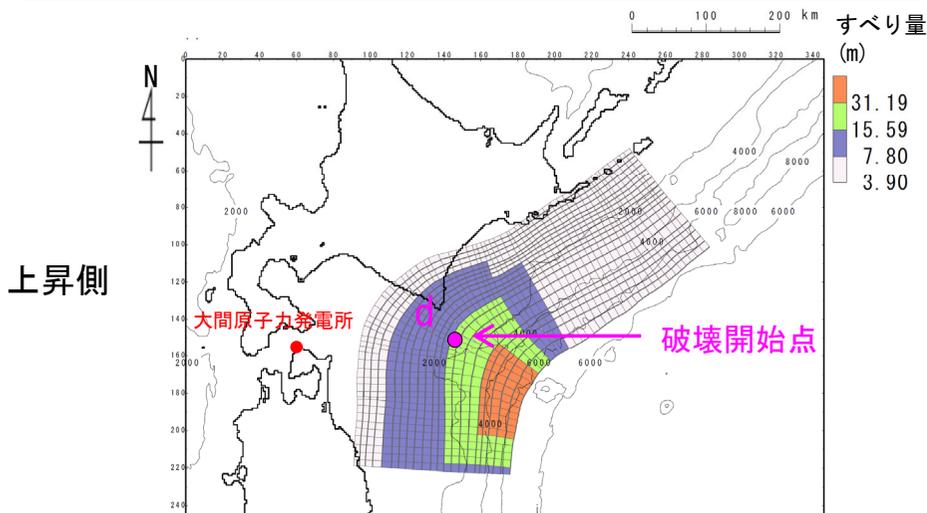


基準波源モデル⑤⑥
概略パラスタ最大ケース
(基準波源モデル⑥)
※代表として上昇側を例示



詳細パラメータスタディ (2/2) : 検討結果<基準波源モデル⑤⑥>

基準波源モデル⑤⑥に対する詳細パラメータスタディの結果は以下のとおりである。



最大ケースの波源モデル (基準波源モデル⑥)

上昇側 詳細パラメータスタディ結果一覧

タイプ	アスペリティの位置	ライズタイム	破壊伝播速度	破壊開始点	最大水位上昇量	最大水位下降量
基準波源モデル⑥	S1を北方へ10km	60s	1.0km/s	a	3.22m	-3.13m
				b	3.38m	-2.10m
				c	3.36m	-2.32m
				d	3.11m	-2.22m
				e	2.98m	-2.69m
			2.0km/s	a	3.46m	-3.03m
				b	3.63m	-2.31m
				c	3.63m	-2.56m
				d	3.69m	-2.39m
				e	3.53m	-2.70m
			2.5km/s	a	3.47m	-2.99m
				b	3.57m	-2.40m
				c	3.60m	-2.61m
				d	3.67m	-2.47m
				e	3.54m	-2.72m
∞	-	3.59m	-2.82m			

下降側

タイプ	アスペリティの位置	ライズタイム	破壊伝播速度	破壊開始点	最大水位上昇量	最大水位下降量
基準波源モデル⑥	S1を北方へ20km	60s	1.0km/s	a	2.97m	-3.00m
				b	3.61m	-2.26m
				c	3.22m	-2.45m
				d	3.28m	-2.35m
				e	3.03m	-2.78m
			2.0km/s	a	3.36m	-3.11m*
				b	3.50m	-2.60m
				c	3.61m	-2.74m
				d	3.63m	-2.67m
				e	3.53m	-2.81m
			2.5km/s	a	3.41m	-3.11m*
				b	3.46m	-2.67m
				c	3.59m	-2.79m
				d	3.61m	-2.73m
				e	3.54m	-2.83m
∞	-	3.55m	-2.94m			

■ : 上昇側・下降側最大ケース

※: 小数第3位まで考慮すると2.0km/sで最大。

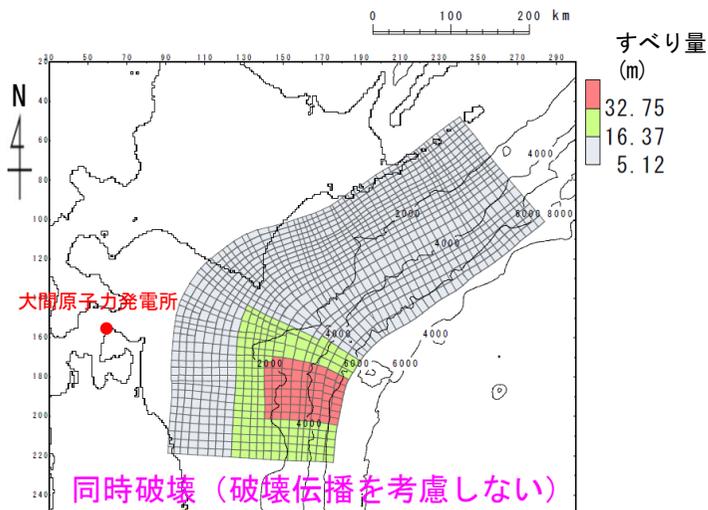
基準波源モデル①~④の詳細パラメータスタディとの比較はP. 273, P. 274参照。



まとめ (1/4) : 最大水位上昇ケースの選定

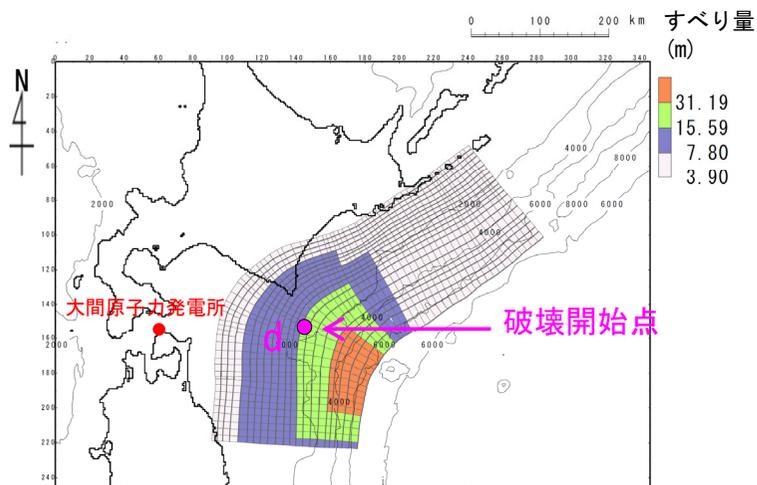
最大水位上昇ケースを選定するために、基準波源モデル①～④と基準波源モデル⑤⑥の上昇側の詳細パラメータスタディ結果を比較した。

基準波源モデル①～④に対する
最大水位上昇ケース



(基準波源モデル②)

基準波源モデル⑤⑥に対する
最大水位上昇ケース



(基準波源モデル⑥)

上昇側詳細パラメータスタディ結果一覧

タイプ	アスペリティ の位置	ライズ タイム	破壊伝播 速度	破壊 開始点	最大水位 上昇量	最大水位 下降量
基準波源モデル②	基準配置を 南方へ 40km	60s	1.0km/s	a	3.22m	-2.89m
				b	3.10m	-2.48m
				c	3.12m	-2.83m
				d	3.36m	-2.38m
			2.0km/s	a	3.48m	-2.99m
				b	3.37m	-2.68m
				c	3.31m	-2.86m
				d	3.53m	-2.33m
			2.5km/s	a	3.50m	-3.00m
				b	3.39m	-2.74m
				c	3.39m	-2.86m
				d	3.56m	-2.48m
∞	-			3.62m	-3.04m	

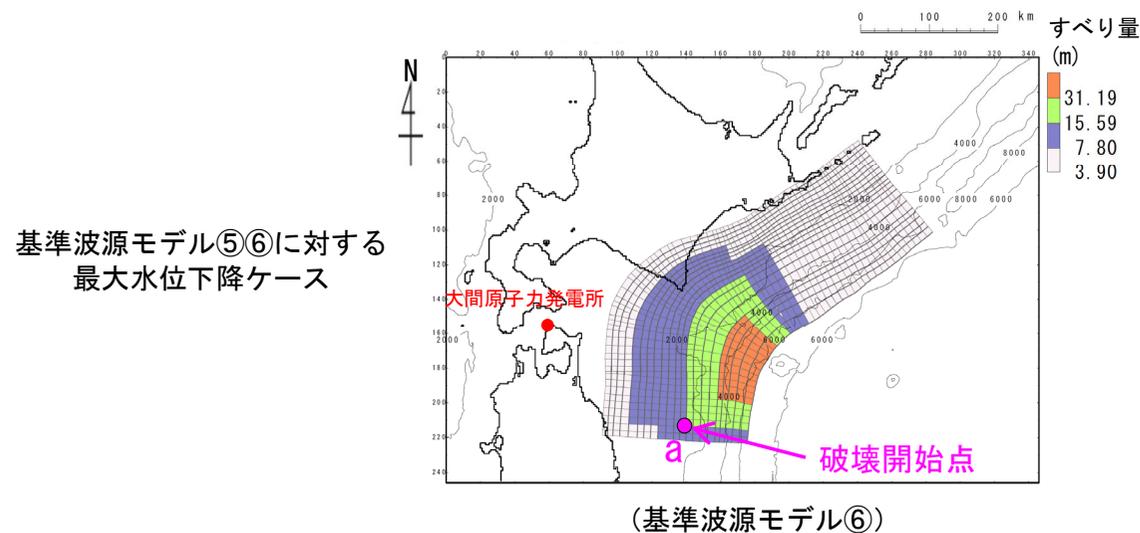
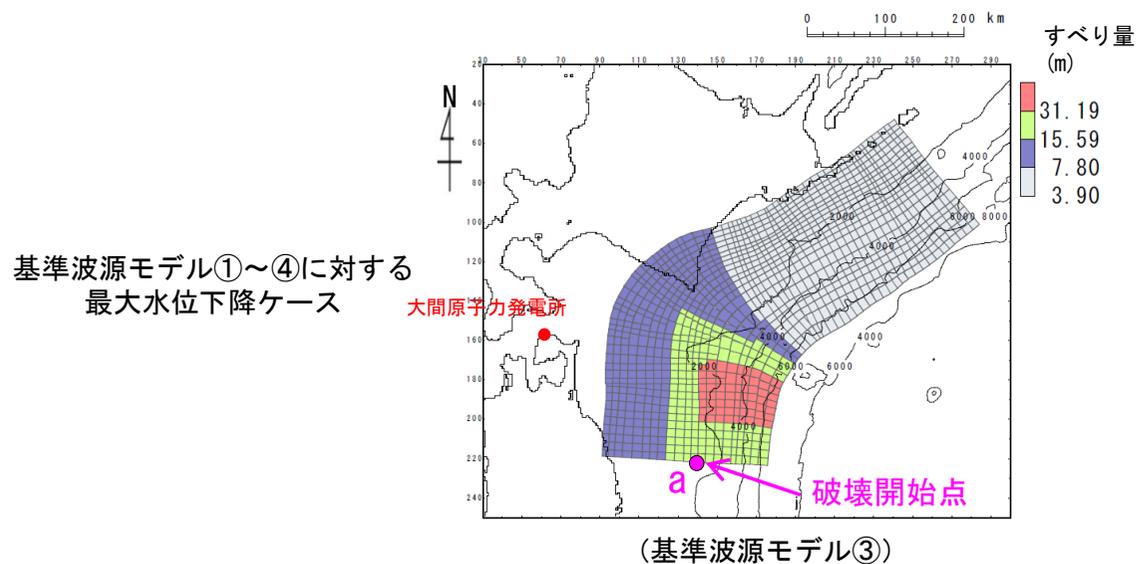
タイプ	アスペリティ の位置	ライズ タイム	破壊伝播 速度	破壊 開始点	最大水位 上昇量	最大水位 下降量
基準波源モデル⑥	S1を 北方へ 10km	60s	1.0km/s	a	3.22m	-3.13m
				b	3.38m	-2.10m
				c	3.36m	-2.32m
				d	3.11m	-2.22m
				e	2.98m	-2.69m
			2.0km/s	a	3.46m	-3.03m
				b	3.63m	-2.31m
				c	3.63m	-2.56m
				d	3.69m	-2.39m
				e	3.53m	-2.70m
			2.5km/s	a	3.47m	-2.99m
				b	3.57m	-2.40m
				c	3.60m	-2.61m
				d	3.67m	-2.47m
e	3.54m	-2.72m				
∞	-			3.59m	-2.82m	

■ : 基準波源モデル①～④の最大水位上昇ケース

■ : 基準波源モデル①～⑥の最大水位上昇ケース

まとめ (2/4) : 最大水位下降ケースの選定

最大水位下降ケースを選定するために、基準波源モデル①～④と基準波源モデル⑤⑥の下降側の詳細パラメータスタディ結果を比較した。



下降側詳細パラメータスタディ結果一覧

タイプ	アスペリティの位置	ライズタイム	破壊伝播速度	破壊開始点	最大水位上昇量	最大水位下降量
基準波源モデル③	基準配置を南方へ40km	60s	1.0km/s	a	3.25m	-3.42m
				b	3.00m	-2.74m
				c	3.04m	-3.06m
				d	3.31m	-2.36m
			2.0km/s	a	3.47m	-3.53m
				b	3.28m	-3.13m
				c	3.32m	-3.26m
				d	3.44m	-3.11m
			2.5km/s	a	3.49m	-3.52m
				b	3.34m	-3.21m
				c	3.35m	-3.29m
				d	3.47m	-3.21m
∞	-	3.50m	-3.49m			

タイプ	アスペリティの位置	ライズタイム	破壊伝播速度	破壊開始点	最大水位上昇量	最大水位下降量
基準波源モデル⑥	S1を北方へ20km	60s	1.0km/s	a	2.97m	-3.00m
				b	3.61m	-2.26m
				c	3.22m	-2.45m
				d	3.28m	-2.35m
				e	3.03m	-2.78m
			2.0km/s	a	3.36m	-3.11m*
				b	3.50m	-2.60m
				c	3.61m	-2.74m
				d	3.63m	-2.67m
				e	3.53m	-2.81m
			2.5km/s	a	3.41m	-3.11m*
				b	3.46m	-2.67m
				c	3.59m	-2.79m
				d	3.61m	-2.73m
				e	3.54m	-2.83m
∞	-	3.55m	-2.94m			

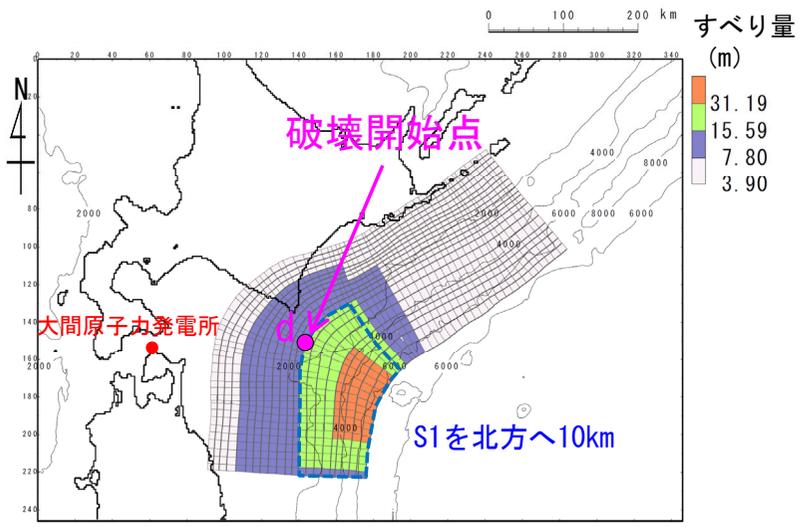
※: 小数第3位まで考慮すると2.0km/sで最大。

- : 基準波源モデル①～⑥の最大水位下降ケース
- : 基準波源モデル⑤⑥の最大水位下降ケース

まとめ (3/4) : 最大水位上昇ケース

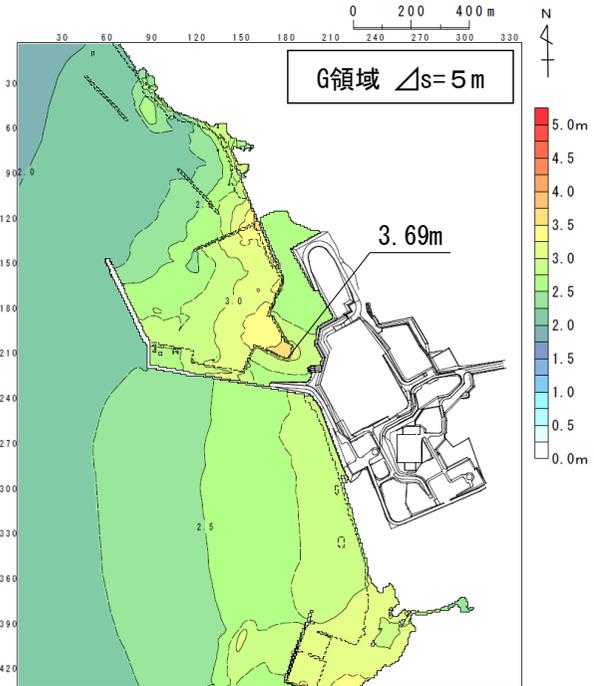
敷地における最大水位上昇ケース検討結果は以下のとおりである。

- 最大水位上昇ケース**
- ・基準波源モデル⑥
 - ・アスペリティ位置 : S1を北方へ10km移動
 - ・破壊開始点d
 - ・ライズタイム60s
 - ・破壊伝播速度2.0km/s

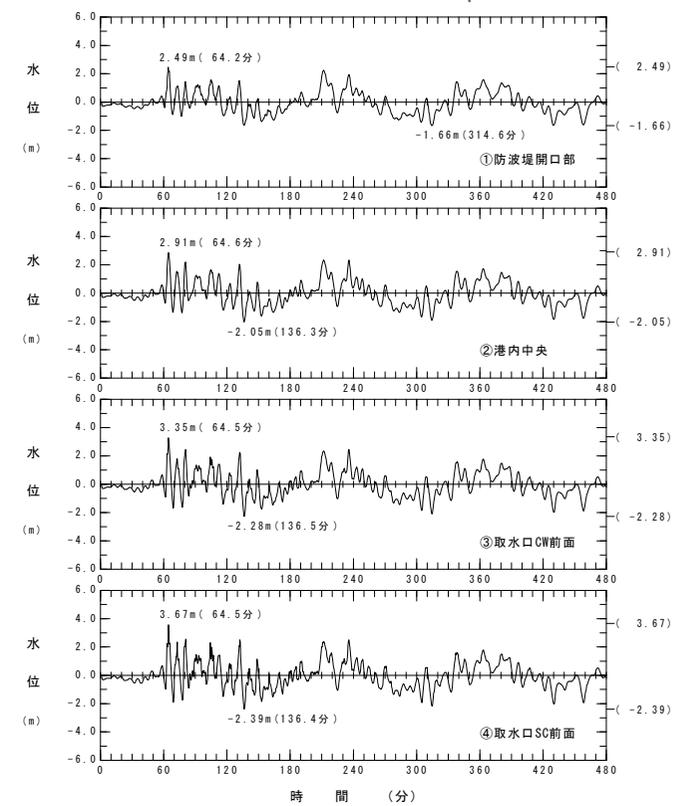
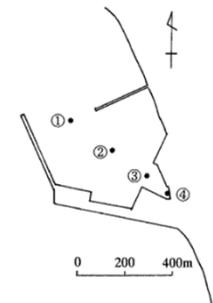


波源モデル

--- S1のアスペリティ位置



最大水位上昇量分布



水位時刻歴波形

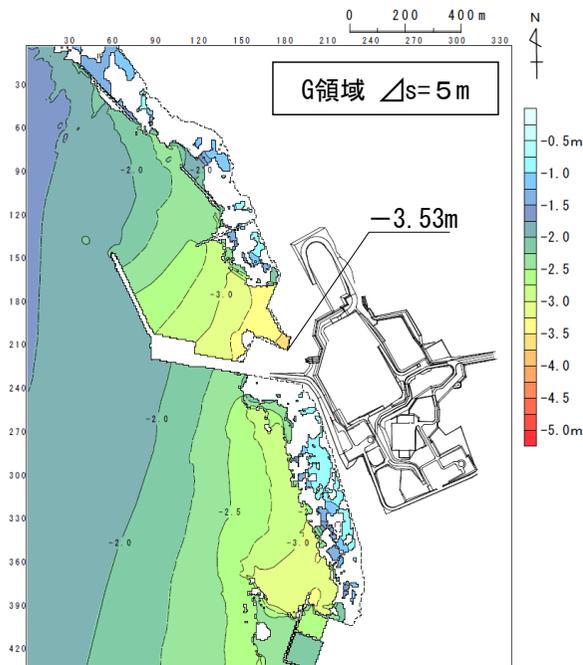
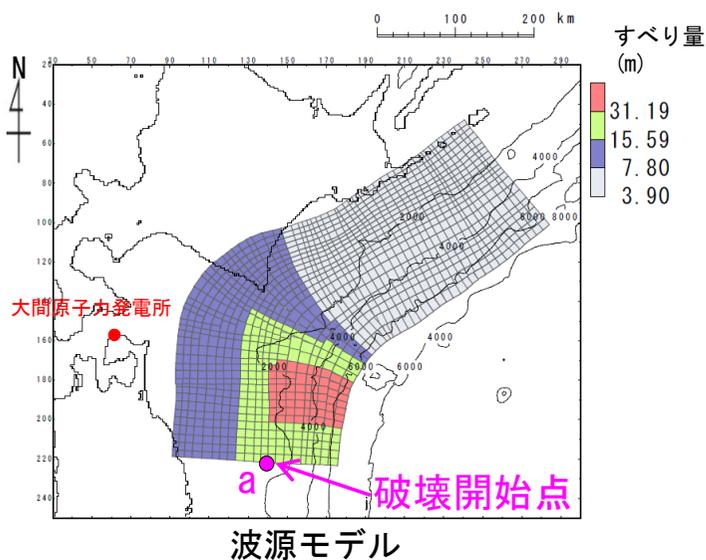
最大水位上昇ケース
(基準波源モデル⑥)

まとめ (4/4) : 最大水位下降ケース

取水口スクリーン室前面における最大水位下降ケース検討結果は以下のとおりである。

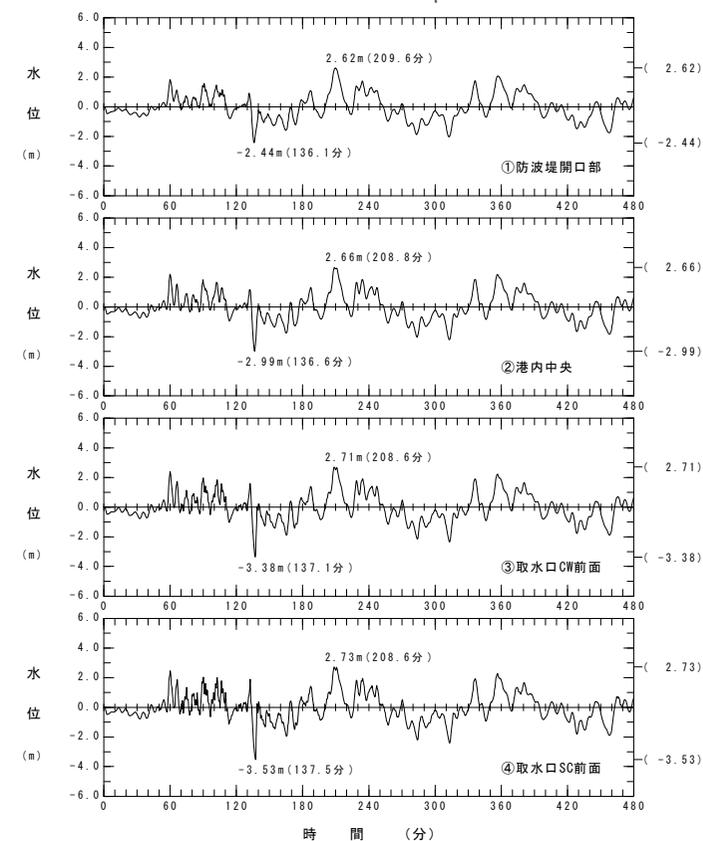
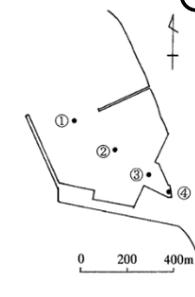
最大水位下降ケース

- ・ 基準波源モデル③
- ・ アスペリティ位置：基準配置を南方へ40km移動
- ・ 破壊開始点a
- ・ ライズタイム60s
- ・ 破壊伝播速度2.0km/s



最大水位下降量分布

最大水位下降ケース
(基準波源モデル③)



水位時刻歴波形

三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波検討結果

第1204回審査会合
資料1 P.277再掲

三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波の検討結果は下表のとおりである。

三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波検討結果

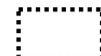
モデル	パラメータスタディ	敷地における 最大水位上昇量	取水口スクリーン室前面 における 最大水位下降量
3.11地震・津波の再現性等を 考慮した基準波源モデル (基準波源モデル①②③④)	概略パラメータスタディ※	3.62m	-3.49m
	詳細パラメータスタディ	3.62m	-3.53m (基準波源モデル③)
津軽海峡内及び大間専用港湾 に特化した津波挙動を考慮し た基準波源モデル (基準波源モデル⑤⑥)	概略パラメータスタディ※	3.59m	-2.94m
	詳細パラメータスタディ	3.69m (基準波源モデル⑥)	-3.11m

※内閣府（2020）等との比較を「第1204回審査会合 資料1 補足説明資料（補足1）津軽海峡開口部付近沿岸から大間崎付近の分析」に示す。
評価水位抽出位置における水位分布の比較は「第1023回審査会合 資料1-2 4-4-2. 基準波源モデル①～⑥の水位分布比較」参照。

(余白)

目次

1. 既往津波等の検討
 - 1-1. 既往津波の文献調査
 - 1-2. 津波堆積物調査
 - 1-3. 行政機関による既往評価の整理
 - 1-4. 既往津波等の検討のまとめ
2. 数値シミュレーション
 - 2-1. 津波の計算条件
 - 2-2. 数値シミュレーションモデルの妥当性検討
 - 2-3. 敷地及び敷地付近における評価方針
3. 地震による津波
 - 3-1. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波
 - 3-2. 三陸沖から根室沖に想定される地震に伴う津波**
 - 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波
 - 3-2-2. 内閣府(2020)モデルによる津波**
 - 3-2-3. 三陸沖の海洋プレート内地震に伴う津波
 - 3-3. チリ沖に想定される地震に伴う津波
 - 3-4. 海域活断層に想定される地震に伴う津波
 - 3-5. 地震による津波のまとめ
4. 地震以外の要因による津波
 - 4-1. 陸上の斜面崩壊に起因する津波
 - 4-2. 海底地すべりに起因する津波
 - 4-3. 火山現象に起因する津波
 - 4-4. 地震以外の要因による津波のまとめ
5. 津波発生要因の組合せに関する検討
 - 5-1. 組合せ対象候補の抽出
 - 5-2. 津波発生要因の組合せ
6. 防波堤等の影響検討
 - 6-1. 地震による津波
 - 6-2. 地震以外の要因による津波
 - 6-3. 津波発生要因の組合せ
7. 基準津波の策定
 - 7-1. 基準津波の選定
 - 7-2. 基準津波選定結果の検証
 - 7-2-1. 既往津波との比較
 - 7-2-2. 行政機関による既往評価との比較
8. 基準津波

 : 本資料の掲載範囲

 : 本資料での主なご説明範囲

3-2-2. 内閣府（2020）モデルによる津波（1／13）



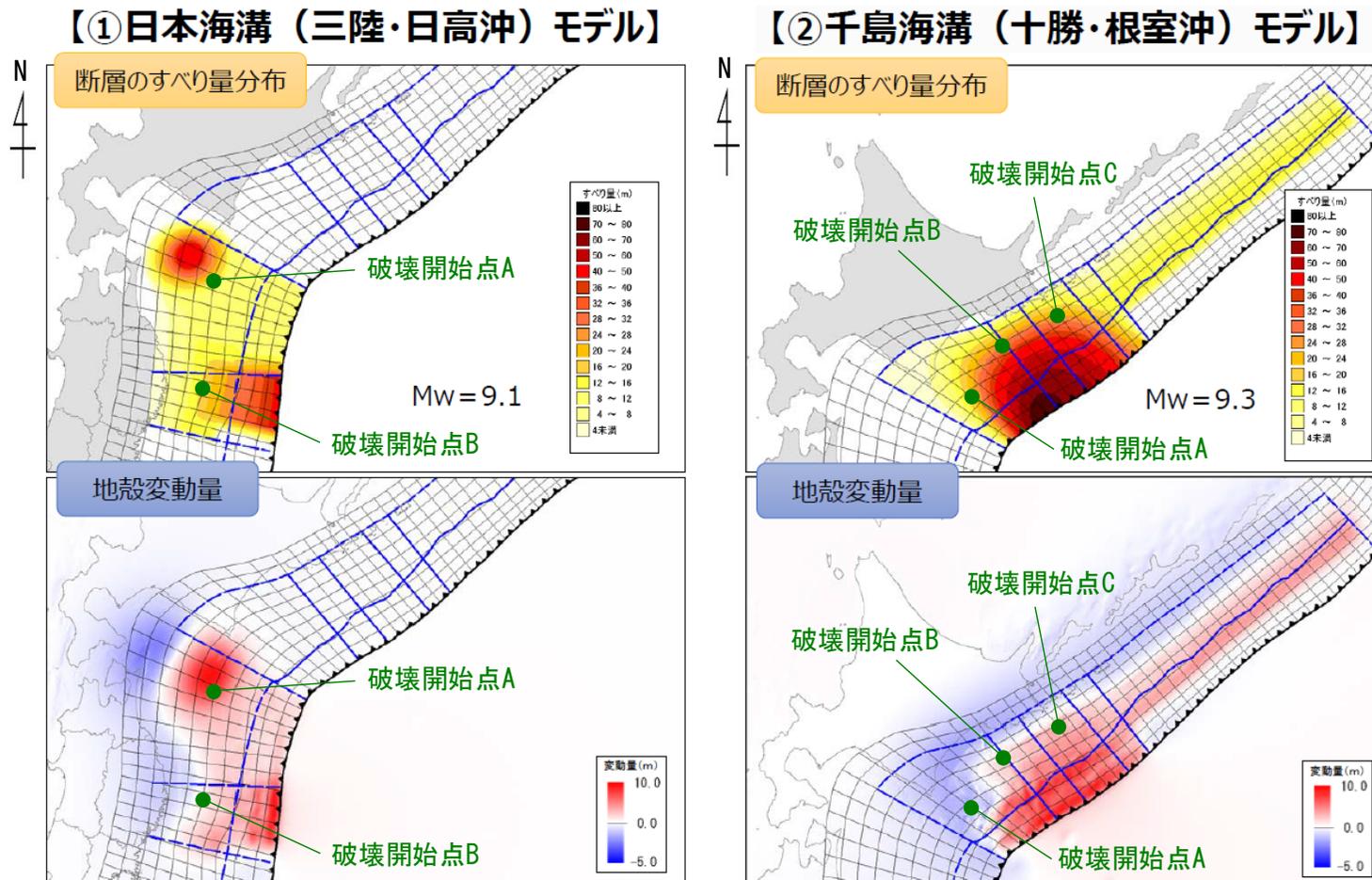
第1204回審査会合
資料1 P. 280再掲

検討方針

- 「1-3. 行政機関による既往評価の整理」において、内閣府（2020）の津波モデルによる大間町への津波の影響は、沿岸で10m程度に達し、他の行政機関の津波モデルに比べて顕著に大きいことを確認した。
- 上記より、内閣府（2020）モデルの検討概要、敷地への影響、位置づけ及び反映方針について検討する。

内閣府（2020）による検討概要（1／3）

- 内閣府（2020a）（日本海溝・千島海溝沿いの巨大地震モデル検討会）において、東日本大震災の教訓を踏まえ、津波堆積物調査などの科学的な知見をベースに、あらゆる可能性を考慮した最大クラスの巨大な地震・津波に関する検討が実施された。
- 内閣府（2020a）で示された最大クラスの津波断層モデルは以下の2つである。
- これらの中から、大間原子力発電所への影響が比較的大きい津波断層モデルを抽出して、数値シミュレーションを実施し、敷地における水位変動量を算定する。



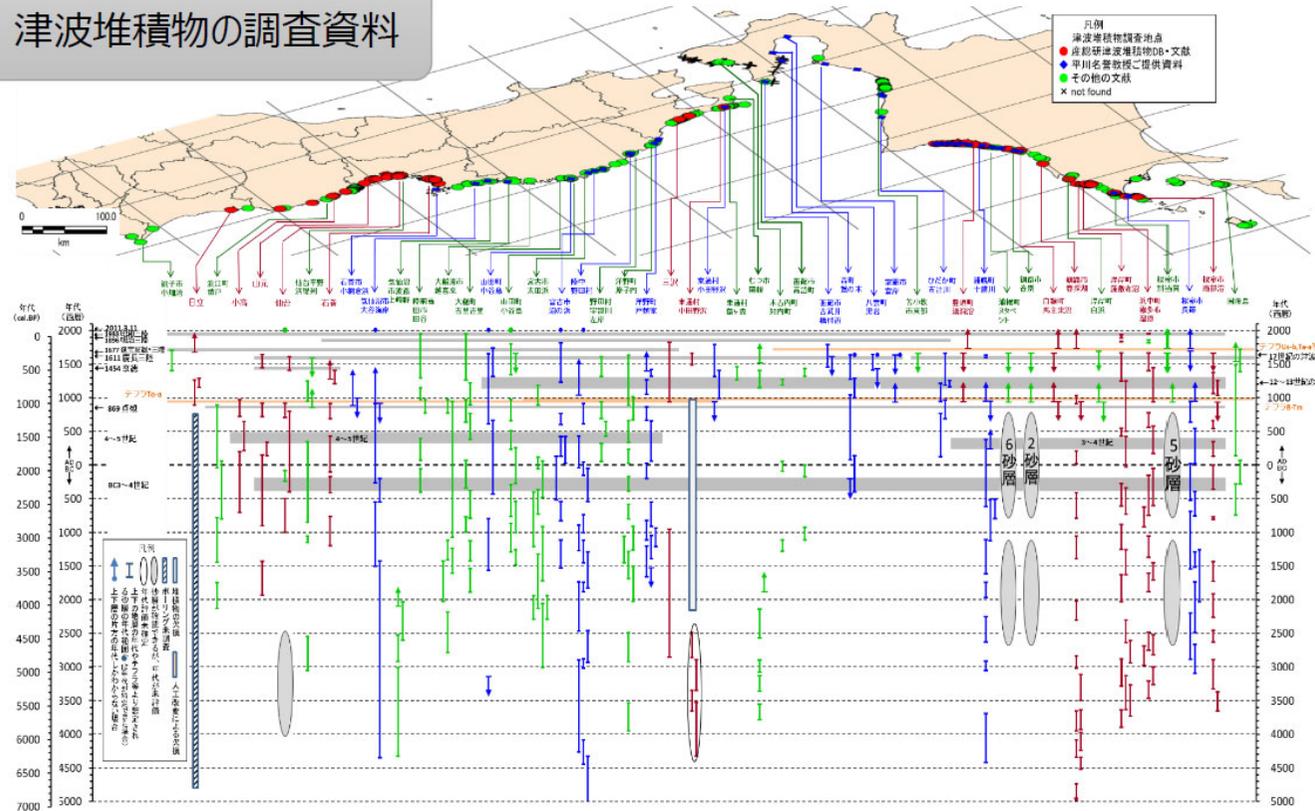
内閣府（2020a）に一部加筆

内閣府（2020）による検討概要（2/3）

内閣府（2020a）で示された最大クラスの津波断層モデルの主な設定根拠は以下のとおりである。

- ✓ おおむね過去6,000年間の津波堆積物等の調査資料を活用
- ✓ 内陸部での津波堆積物分布位置における浸水深は津波堆積物分布標高+2~3mとして取り扱い（第9回議事要旨より）
- ✓ 防災上の観点から高い津波高のデータのみを使用（第13回議事要旨より）
- ✓ 津波堆積物について堆積年代を区別することなく再現する（津波堆積物の地点まで津波を浸水させる）津波断層モデルを逆解析により設定

津波堆積物の調査資料



内閣府（2020a）

津波堆積物の調査資料

3-2-2. 内閣府（2020）モデルによる津波（4／13）

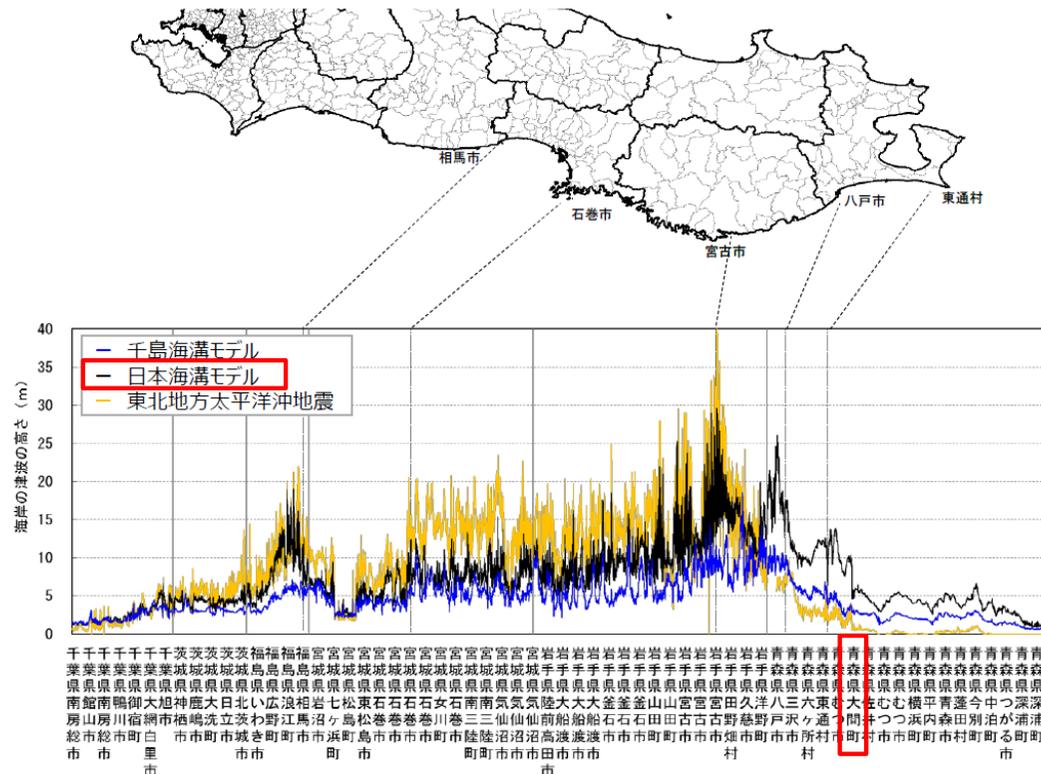


第1204回審査会合
資料1 P. 283再掲

内閣府（2020）による検討概要（3／3）

- 内閣府（2020a）で示された想定される沿岸での津波の高さは以下のとおりであり、大間町における津波の高さは、日本海溝（三陸・日高沖）モデルの影響が大きい。
- また、内閣府（2020a）では、「今回の検討対象領域で地震が発生した場合、海域で発生した津波は、震源域に面した海岸に大きな津波として伝播する特性を持つことから、東北地方の沖合で発生した地震による津波は、東北地方の海岸では大きいのに比して、北海道の襟裳岬より東の海岸への影響は小さく、逆に、北海道東部の太平洋沿岸で発生した地震による津波は、北海道東部の太平洋の海岸では大きいのに比して、東北地方の海岸、北海道の日高支庁以西の海岸への影響は小さい。」とされている。

以上より、内閣府（2020a）の2つのモデルのうち、ここでの検討対象は日本海溝（三陸・日高沖）モデルとする。



想定される沿岸での津波の高さ（青森県以南）

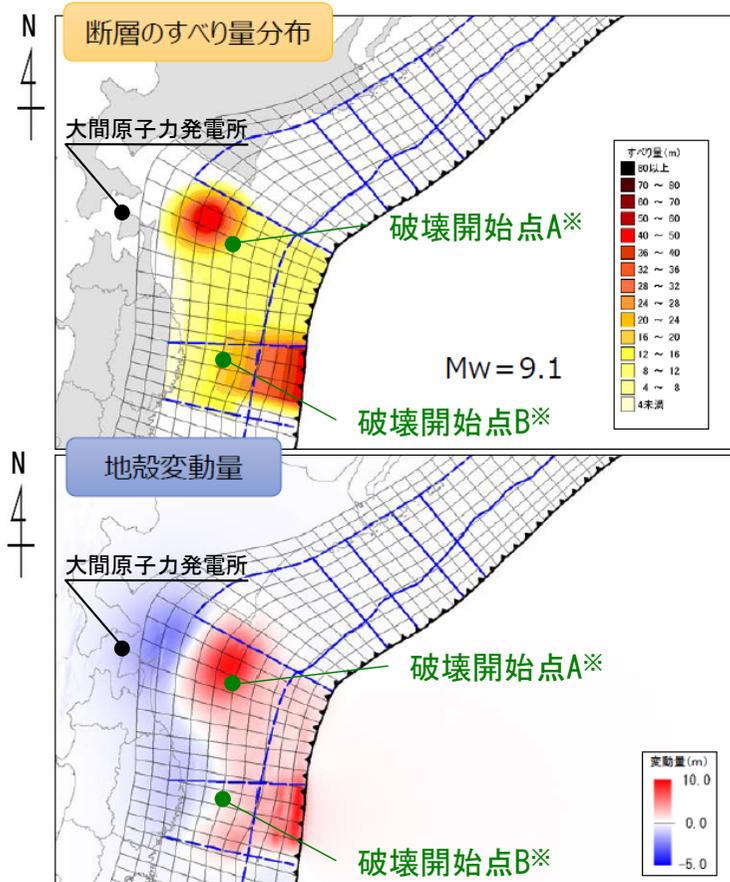
内閣府（2020a）に一部加筆

3-2-2. 内閣府（2020）モデルによる津波（5/13）

内閣府（2020）の波源モデルによる検討

- 検討対象とする内閣府（2020）の日本海溝（三陸・日高沖）モデルの波源パラメータは以下のとおりである。

【①日本海溝（三陸・日高沖）モデル】



内閣府（2020a）に一部加筆

日本海溝（三陸・日高沖）モデルの波源パラメータ

	日本海溝 （三陸・日高沖）モデル	設定根拠	備考
モーメントマグニチュード M_w	9.08	$M_w = (\log M_0 - 9.1) / 1.5$	内閣府（2020b）及び内閣府開示データに基づき算定
面積 S (km ²)	76,332	内閣府（2020b）	—
平均応力降下量 $\Delta\sigma$ (MPa)	6.02	$\Delta\sigma = 7/16 \cdot M_0 \cdot (S/\pi)^{-3/2}$	内閣府（2020b）及び内閣府開示データに基づき算定
剛性率 μ (N/m ²)	4.63×10^{10}	内閣府開示データ	—
地震モーメント M_0 (N・m)	5.21×10^{22}	$M_0 = \mu SD$	内閣府（2020b）及び内閣府開示データに基づき算定
平均すべり量 D (m)	14.76	内閣府（2020b）	—
最大すべり量 D_{max} (m)	40.00	内閣府（2020b）	—
破壊伝播速度 (km/s)	2.5	内閣府（2020a）	—
ライズタイム τ (s)	60	内閣府（2020a）	—

※：内閣府（2020b）では、日本海溝（三陸・日高沖）モデルに対し破壊開始点A、Bの2点設定している。

日本海溝（三陸・日高沖）の波源モデル

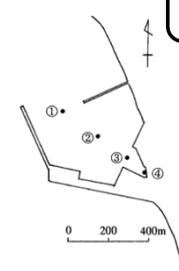
3-2-2. 内閣府 (2020) モデルによる津波 (6/13)



第1204回審査会合
資料1 P. 285再掲

内閣府 (2020) の波源モデルによる検討結果 (上昇側)

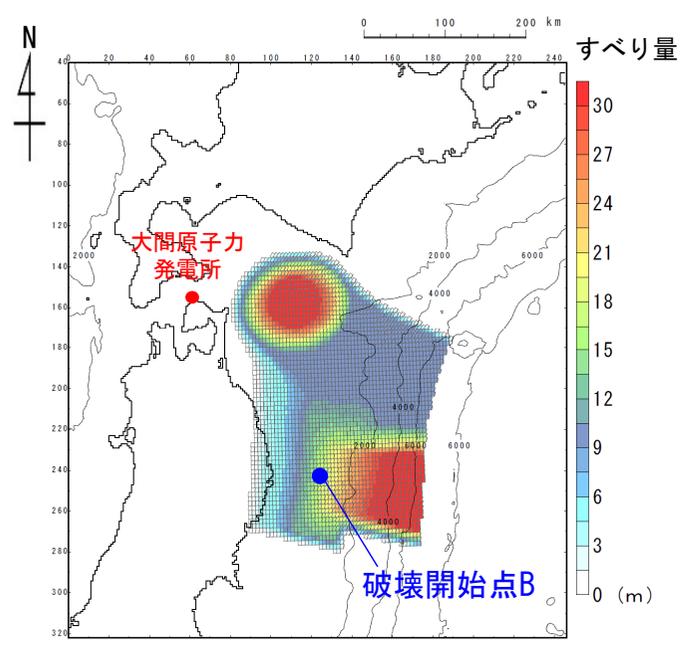
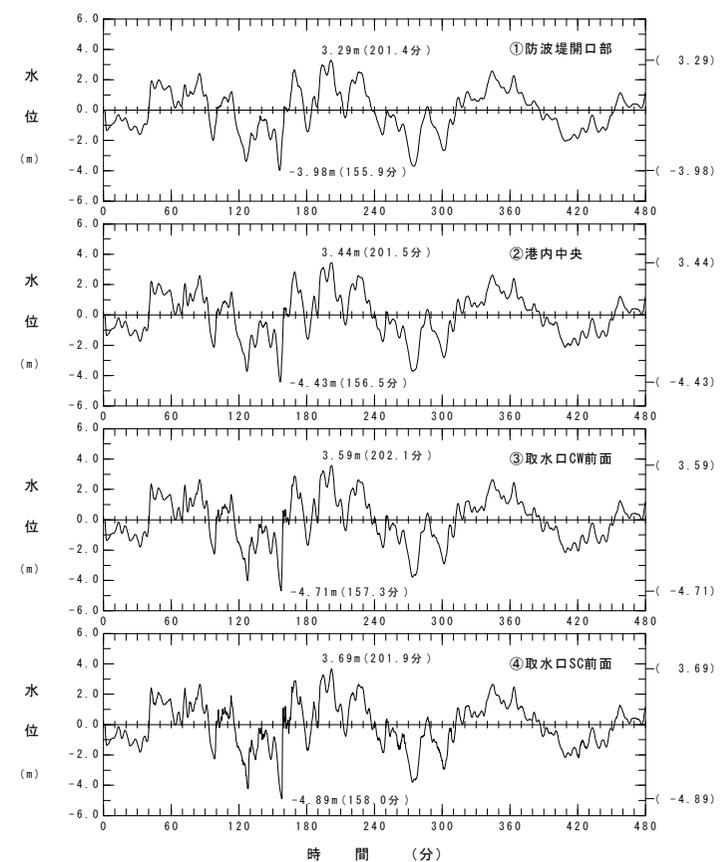
・ 内閣府 (2020) の波源モデルによる検討結果(上昇側)は以下のとおりである。



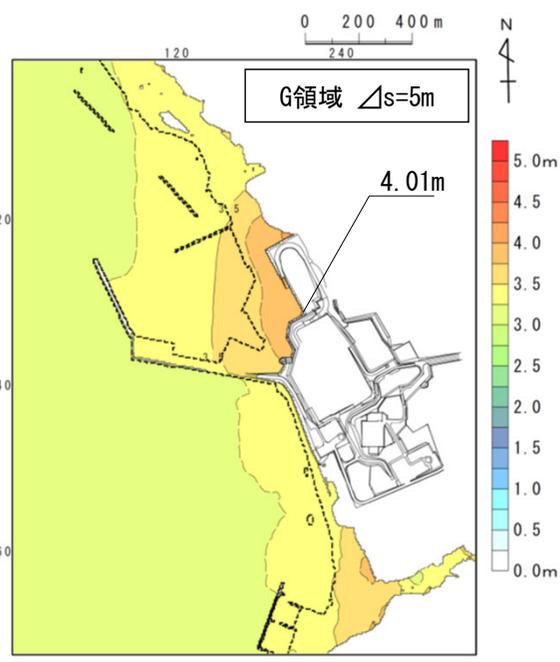
内閣府 (2020) の上昇側最大ケース

モデル	破壊開始点	敷地における最大水位上昇量
日本海溝 (三陸・日高沖) モデル	A	3.96m
	B	4.01m

水位時刻歴波形出力点



波源モデル (すべり量分布)
内閣府 (2020b) に基づき作成



最大水位上昇量分布

内閣府 (2020) の上昇側最大ケース

水位時刻歴波形

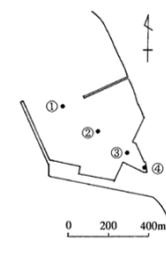
3-2-2. 内閣府（2020）モデルによる津波（7/13）



第1204回審査会合
資料1 P.286再掲

内閣府（2020）の波源モデルによる検討結果（下降側）

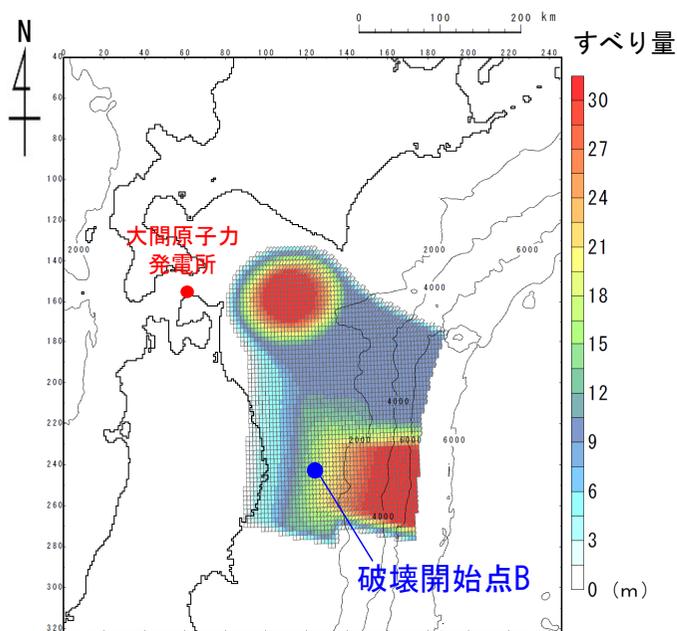
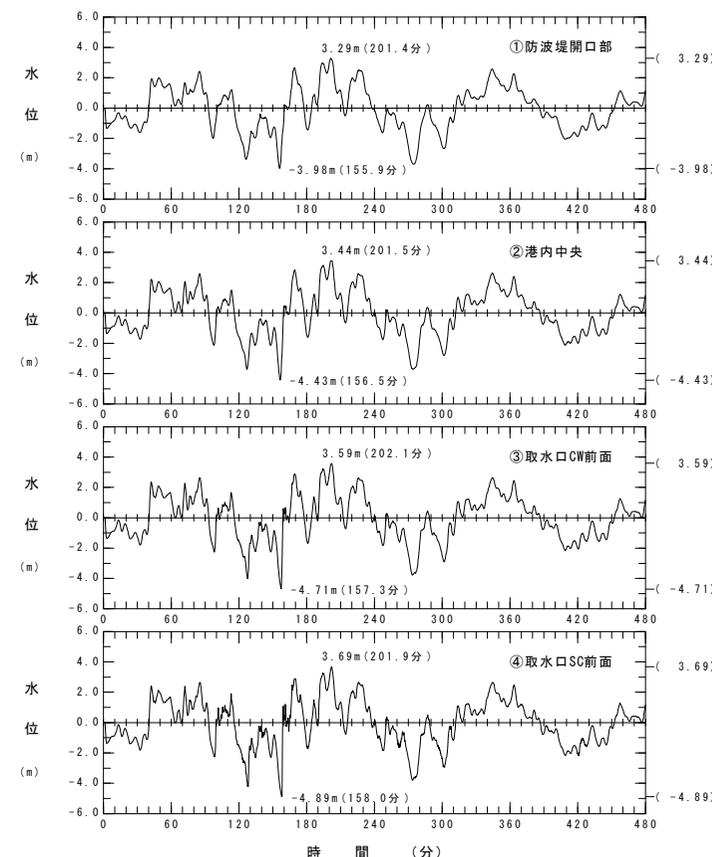
- 内閣府（2020）の波源モデルによる検討結果（下降側）は以下のとおりである。



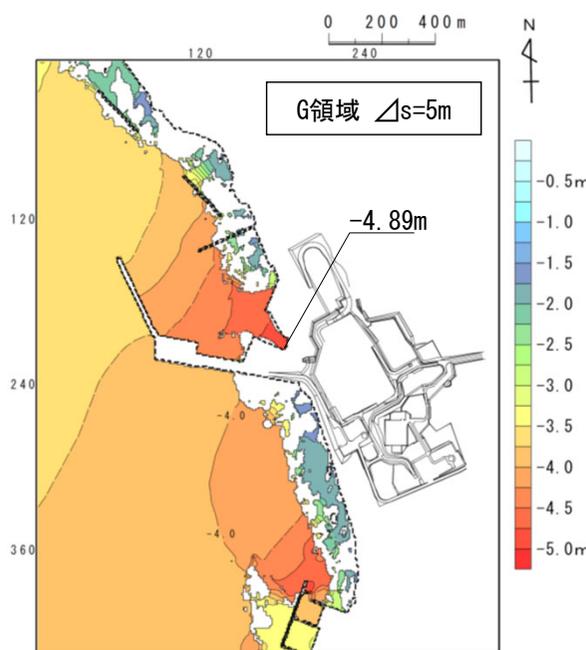
内閣府（2020）の下降側最大ケース

モデル	破壊開始点	取水口スクリーン室前面における最大水位下降量
日本海溝（三陸・日高沖）モデル	A	-4.58m
	B	-4.89m

水位時刻歴波形出力点



波源モデル（すべり量分布）
内閣府（2020b）に基づき作成



最大水位下降量分布

内閣府（2020）の下降側最大ケース

水位時刻歴波形

3-2-2. 内閣府 (2020) モデルによる津波 (8/13)



第1204回審査会合
資料1 P.287再掲

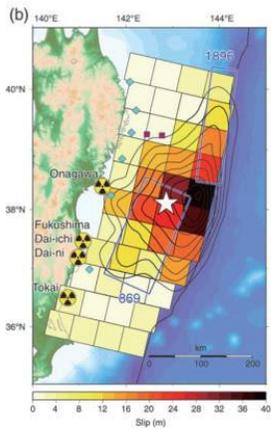
内閣府 (2020) の位置づけ (1/4) : 既往の大規模地震との比較 (1/3)

- Murotani et al. (2013) は、プレート境界地震のスケーリング関係について、日本付近で発生したM7~8クラスのプレート境界地震 (Murotani et al. (2008)) に、7つの巨大地震 (2011年東北地方太平洋沖地震, 2010年チリ地震, 2004年スマトラ地震, 1964年アラスカ地震, 1960年チリ地震, 1957年アリューシャン地震, 1952年カムチャッカ地震) を追加し、M7~9クラスまでに適用可能なスケーリング則を提案している。
- Murotani et al. (2013) で整理されているM9クラスの巨大地震の断層モデルと内閣府 (2020) の日本海溝 (三陸・日高沖) モデルの地震規模 (Mw), 断層面積 (S), 地震モーメント (Mo), 平均すべり量 (D) 及び平均応力降下量 ($\Delta\sigma$) の比較を以下に示す。
- 日本海溝 (三陸・日高沖) モデルの平均すべり量 (D) は14.76 (m), 平均応力降下量 ($\Delta\sigma$) は約6 (MPa) であり、M9クラスの巨大地震の平均すべり量及び平均応力降下量を大きく上回ることを確認した。

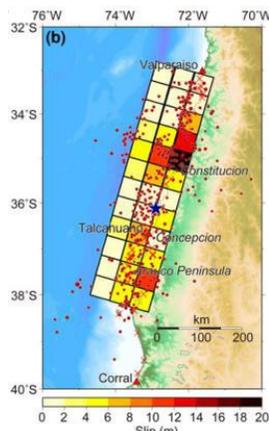
地震	地震規模 Mw	断層面積 S (10 ³ km ²)	地震モーメント Mo (10 ²² Nm)	平均すべり量 D (m)	平均応力降下量 $\Delta\sigma$ (MPa)	備考
2011年東北地方太平洋沖地震	9.0	110	3.9	10.6	2.60	Satake et al.(2013)
2010年チリ地震	8.8	90	1.7	5.4	1.53	Fujii and Satake(2013)
2004年スマトラ地震	9.1	220	6.0	7.5	1.42	Fujii and Satake(2007)
1964年アラスカ地震	9.1	184.16	6.5	9.9	2.00	Johnson et al.(1996)
1960年チリ地震	9.2	135	7.2	10.6	3.54	Fujii and Satake(2013)
1957年アリューシャン地震	8.6	172.5	1.2	3.1	0.41	Johnson et al.(1994)
1952年カムチャッカ地震	8.7	120	1.5	5.5	0.88	Johnson and Satake(1999)
日本海溝 (三陸・日高沖) モデル	9.1	76.3	5.2	14.76	6.02	内閣府 (2020)

■ Murotani et al.(2013)で用いた巨大地震(代表例)

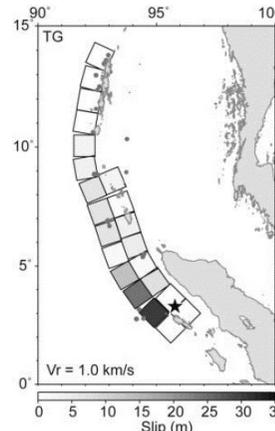
■ 内閣府 (2020)



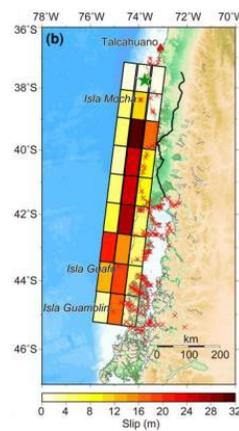
2011年東北地方太平洋沖地震



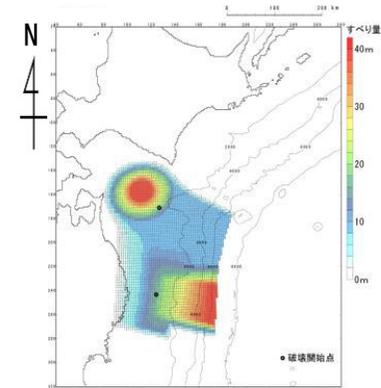
2010年チリ地震



2004年スマトラ地震



1960年チリ地震

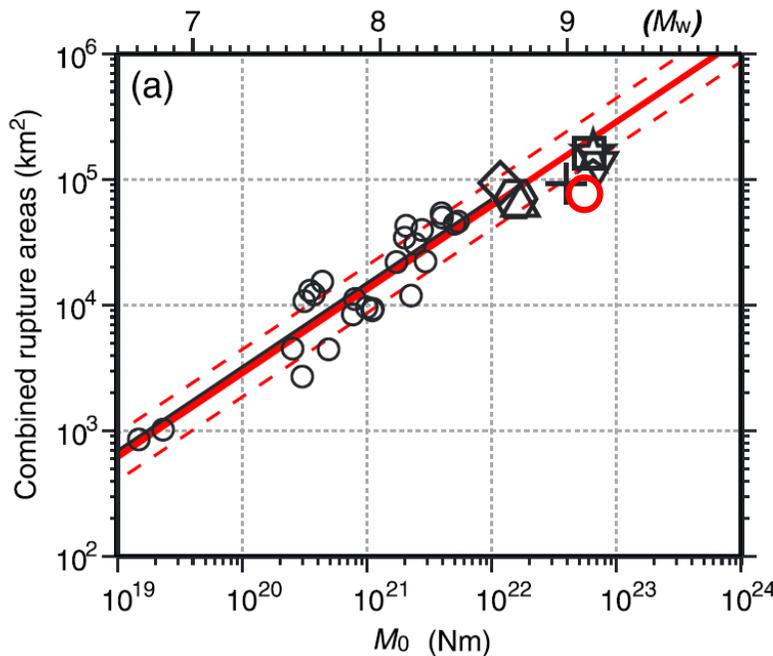


日本海溝 (三陸・日高沖) のモデル

3-2-2. 内閣府 (2020) モデルによる津波 (9/13)

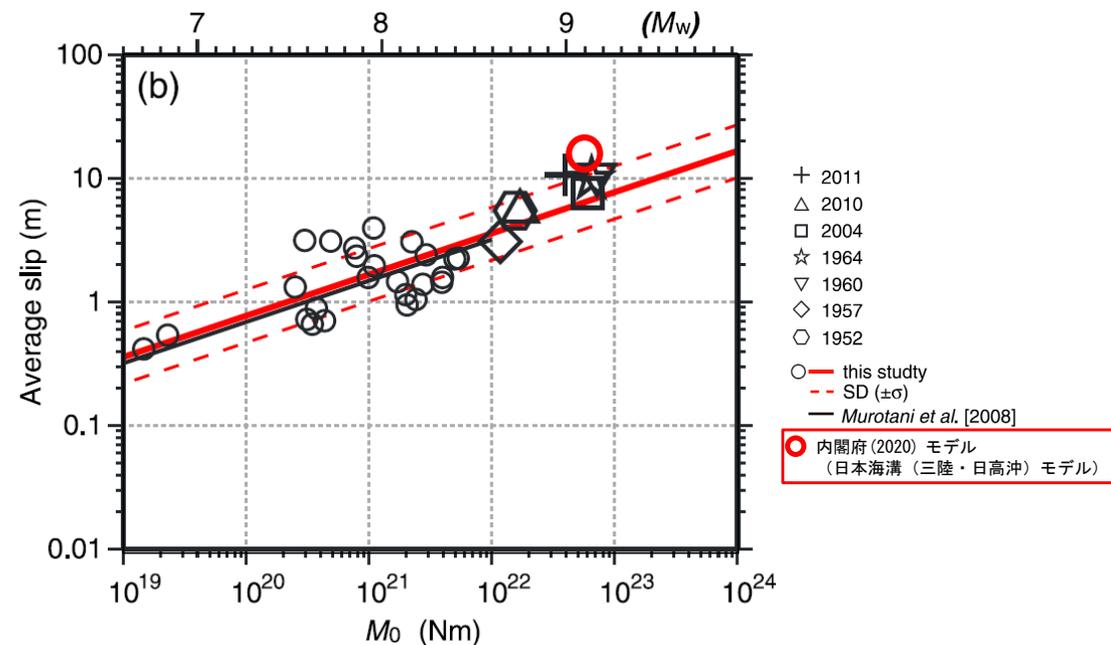
内閣府 (2020) の位置づけ (2/4) : 既往の大規模地震との比較 (2/3)

- Murotani et al. (2013) に示されるスケーリング則のうち破壊領域 (S) と M_0 の関係及び平均すべり量 (D) と M_0 の関係に、内閣府 (2020) モデル (日本海溝 (三陸・日高沖) モデル) を追加し、その関係を比較した。
- その結果、内閣府 (2020) モデルは既往の大規模地震に比べると、地震規模に対して、 1σ 以上破壊領域の面積が小さく、かつ 1σ 以上平均すべり量が大きい設定となっていることが確認できた。



破壊領域 (S) と M_0 の関係※

Murotani et al. (2013) に一部加筆



平均すべり量 (D) と M_0 の関係※

Murotani et al. (2013) に一部加筆

※ : 内閣府 (2020b) 及び内閣府開示データに基づき算定

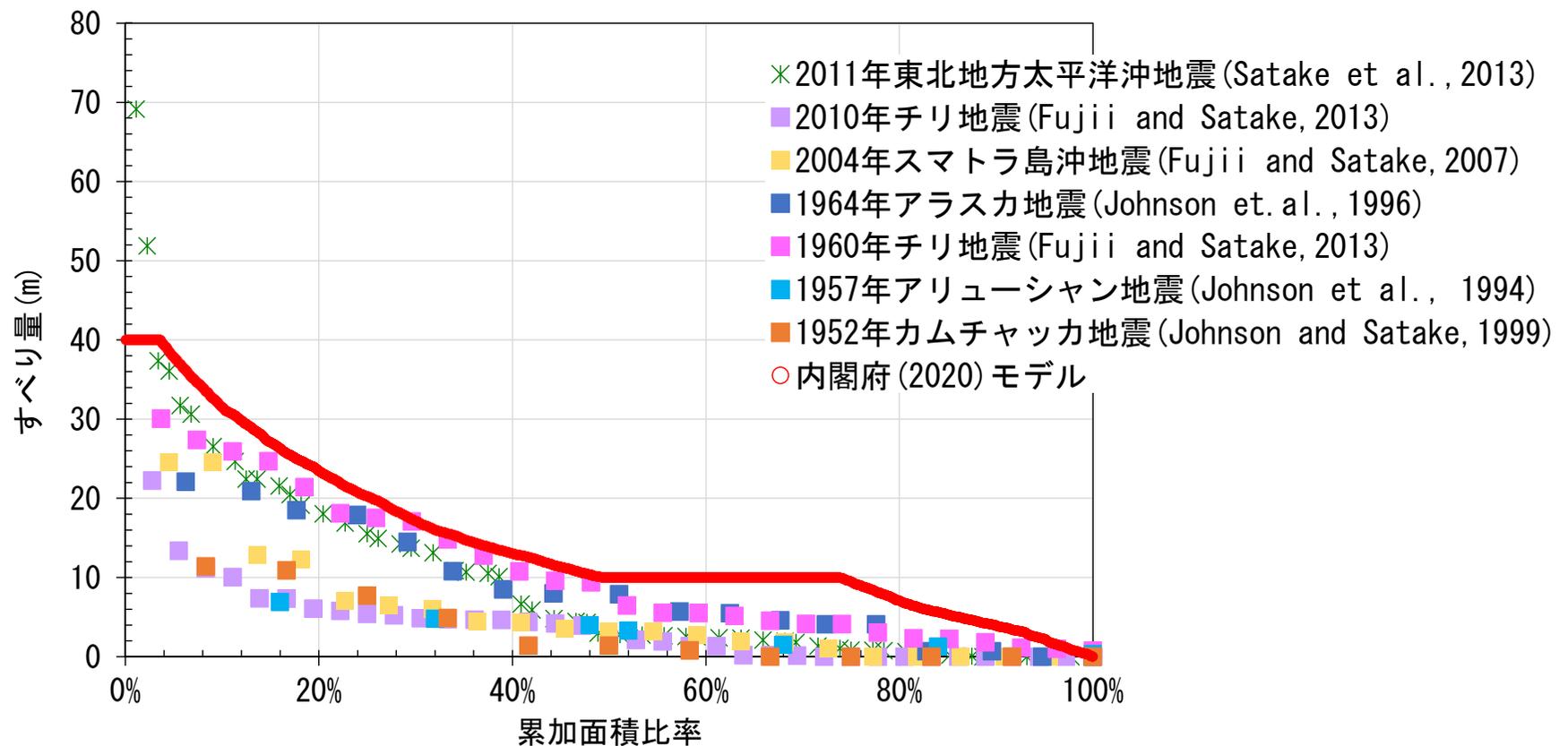
3-2-2. 内閣府（2020）モデルによる津波（10／13）



第1204回審査会合
資料1 P. 289再掲

内閣府（2020）の位置づけ（3／4）：既往の大規模地震との比較（3／3）

- Murotani et al. (2013) で整理されているM9クラスの巨大地震の断層モデルと内閣府（2020）の日本海溝（三陸・日高沖）モデルを対象に、すべり量と累加面積比率の関係を比較した。
- その結果、内閣府(2020)モデルは、2011年東北地方太平洋沖地震の海溝軸付近に設定された大きなすべり量を除いて、波源全体にわたり過去の超巨大地震に比べすべり量が大きく設定されていることが確認できた。



超巨大地震におけるすべり量と
累加面積比率の分布

3-2-2. 内閣府（2020）モデルによる津波（11／13）

内閣府（2020）の位置づけ（4／4）：まとめ

- 内閣府（2020）モデルの特徴をまとめると、以下のとおりである。
 - ✓ 2011年東北地方太平洋沖地震・津波の教訓を踏まえ、今後の地震・津波対策の想定は、「あらゆる可能性を考慮した最大クラスの巨大な地震・津波を検討していくべきである」とし、「最大クラスの津波に対しては、避難を軸に総合的な津波対策をする必要がある」と提言している中央防災会議「東北地方太平洋沖地震を教訓とした地震・津波対策に関する専門調査会」報告（平成23年9月）を踏まえた検討であるとされており、これは住民等の生命を守ることを最優先とした検討であると考えられる。
 - ✓ 高い津波高（津波堆積物の分布高さ＋浸水深）のデータを対象とし堆積年代を区別することなく、一つのモデルで、それら全てを包絡するように設定されていることから、当該モデルの水位分布はいわば、津波の発生メカニズムに因らず、パラメータスタディを含めたあらゆるモデルの想定津波群に相当すると考えられる。（P. 283参照）
 - ✓ 既往の大規模地震に比べ、その破壊領域の面積の割に大きなすべり量、応力降下量が設定されており、地震規模に係るスケーリング則に合わない。（P. 287～P. 289参照）

地震	地震規模※ Mw	平均すべり量※ D(m)	平均応力降下量※ $\Delta\sigma$ (Mpa)	断層面積※ S(10 ³ km ²)	平均すべり量／断層面積 D(m)／S(10 ³ km ²)	平均応力降下量／断層面積 $\Delta\sigma$ (Mpa)／S(10 ³ km ²)
2011年東北地方太平洋沖地震	9.0	10.6	2.60	110	0.096	0.024
2010年チリ地震	8.8	5.4	1.53	90	0.060	0.017
2004年スマトラ地震	9.1	7.5	1.42	220	0.034	0.006
1964年アラスカ地震	9.1	9.9	2.00	184.16	0.054	0.011
1960年チリ地震	9.2	10.6	3.54	135	0.079	0.026
1957年アリューシャン地震	8.6	3.1	0.41	172.5	0.018	0.002
1952年カムチャッカ地震	8.7	5.5	0.88	120	0.046	0.007



地震	地震規模※ Mw	平均すべり量※ D(m)	平均応力降下量※ $\Delta\sigma$ (Mpa)	断層面積※ S(10 ³ km ²)	平均すべり量／断層面積 D(m)／S(10 ³ km ²)	平均応力降下量／断層面積 $\Delta\sigma$ (Mpa)／S(10 ³ km ²)
日本海溝(三陸・日高沖)モデル	9.1	14.76	6.02	76.3	0.193	0.079

※：P. 287参照

3-2-2. 内閣府（2020）モデルによる津波（12／13）

内閣府（2020）モデルの反映方針

第1204回審査会合
資料1 P.291再掲

- 内閣府（2020）の最大クラスの津波断層モデルは、津波堆積物について堆積年代を区別することなく再現する逆解析により設定されており、破壊領域の面積の割に大きなすべり量が設定されている。このすべり量は、スケーリング則を用いて策定される最大すべり量を大幅に上回る設定である。
- このため、内閣府（2020）の最大クラスの津波断層モデルのすべり量等のパラメータ及びこれらの設定に用いたモデル化の手法については、「3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波」の波源モデルの検討には採用しない。
- ただし、内閣府（2020）モデルによる敷地における津波水位（P. 285, P. 286参照）が、基準波源モデル①～⑥による津波水位（P. 277参照）を上回ることを踏まえ、内閣府（2020）モデルによる敷地における影響が、他の地震による津波の影響と比較して大きい場合には、基準津波選定の際に敷地への影響が大きい波源モデルとして選定することとする（P. 366参照）。

3-2-2. 内閣府（2020）モデルによる津波（13／13）

内閣府（2020）の波源モデルによる検討結果

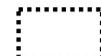
- 内閣府（2020）モデルによる津波の検討結果は下表のとおりである。

各パラメータスタディの最大ケース一覧表

	敷地における 最大水位上昇量	取水口スクリーン室前面における 最大水位下降量
内閣府（2020）モデルによる津波	4.01m	-4.89m

目次

1. 既往津波等の検討
 - 1-1. 既往津波の文献調査
 - 1-2. 津波堆積物調査
 - 1-3. 行政機関による既往評価の整理
 - 1-4. 既往津波等の検討のまとめ
2. 数値シミュレーション
 - 2-1. 津波の計算条件
 - 2-2. 数値シミュレーションモデルの妥当性検討
 - 2-3. 敷地及び敷地付近における評価方針
3. 地震による津波
 - 3-1. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波
 - 3-2. 三陸沖から根室沖に想定される地震に伴う津波**
 - 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波
 - 3-2-2. 内閣府(2020)モデルによる津波
 - 3-2-3. 三陸沖の海洋プレート内地震に伴う津波**
 - 3-3. チリ沖に想定される地震に伴う津波
 - 3-4. 海域活断層に想定される地震に伴う津波
 - 3-5. 地震による津波のまとめ
4. 地震以外の要因による津波
 - 4-1. 陸上の斜面崩壊に起因する津波
 - 4-2. 海底地すべりに起因する津波
 - 4-3. 火山現象に起因する津波
 - 4-4. 地震以外の要因による津波のまとめ
5. 津波発生要因の組合せに関する検討
 - 5-1. 組合せ対象候補の抽出
 - 5-2. 津波発生要因の組合せ
6. 防波堤等の影響検討
 - 6-1. 地震による津波
 - 6-2. 地震以外の要因による津波
 - 6-3. 津波発生要因の組合せ
7. 基準津波の策定
 - 7-1. 基準津波の選定
 - 7-2. 基準津波選定結果の検証
 - 7-2-1. 既往津波との比較
 - 7-2-2. 行政機関による既往評価との比較
8. 基準津波

 : 本資料の掲載範囲

 : 本資料での主なご説明範囲

3-2-3. 三陸沖の海洋プレート内地震に伴う津波（1 / 3 3）

三陸沖の海洋プレート内地震に伴う津波の検討フロー

第1204回審査会合
資料1 P.294再掲

- 三陸沖の海洋プレート内地震に伴う津波については、既往地震が海洋プレート内の正断層型であることを踏まえ、地震調査研究推進本部（2019）等を参照の上、以下のフローで検討を実施した。

基準波源モデルの設定

概略パラメータスタディ

詳細パラメータスタディ

三陸沖の 海洋プレート内地震



基準波源モデル



変動パラメータ※

- ・断層の位置
- ・走向
- ・傾斜方向



変動パラメータ※

- ・傾斜角
- ・上縁深さ

※：変動幅は敷地への影響及び科学的知見を考慮し設定。

3-2-3. 三陸沖の海洋プレート内地震に伴う津波（2 / 3 3）

三陸沖の海洋プレート内について

第1204回審査会合
資料1 P.295再掲

- 三陸沖の海洋プレート内では、太平洋プレートの沈み込みに伴って、海溝軸よりも沖合の太平洋プレートの内部が破壊することによってM8クラスの1933年昭和三陸津波のような正断層型の地震に伴う津波が発生している。

3-2-3. 三陸沖の海洋プレート内地震に伴う津波（3 / 3 3）

基準波源モデルの設定（基本方針）

第1204回審査会合
資料1 P.296再掲

- 三陸沖の海洋プレート内地震に伴う津波の検討に当たっては、既往地震及び関連する断層パラメータに係る知見を検討の上、既往最大の地震規模を考慮した基準波源モデルを設定する。
- 想定波源域については、土木学会（2016）の領海区分を基本とし、大間原子力発電所への影響を考慮して敷地に最も近づくように設定する。
- 基準波源モデルのパラメータに関しては、1933年昭和三陸地震津波の波源モデルを基本とし、1933年昭和三陸地震の地震規模を保守的に考慮したスケーリング則を適用すること等を考慮し設定する。なお、海洋プレート内地震に対する不均質モデルの特性化に関する知見がないため、均質モデルとして検討する。

基準波源モデルの設定 (設定手順)

第1204回審査会合
資料1 P. 297再掲

以下の手順に基づき、基準波源モデルを設定する。

基準波源モデル 設定手順

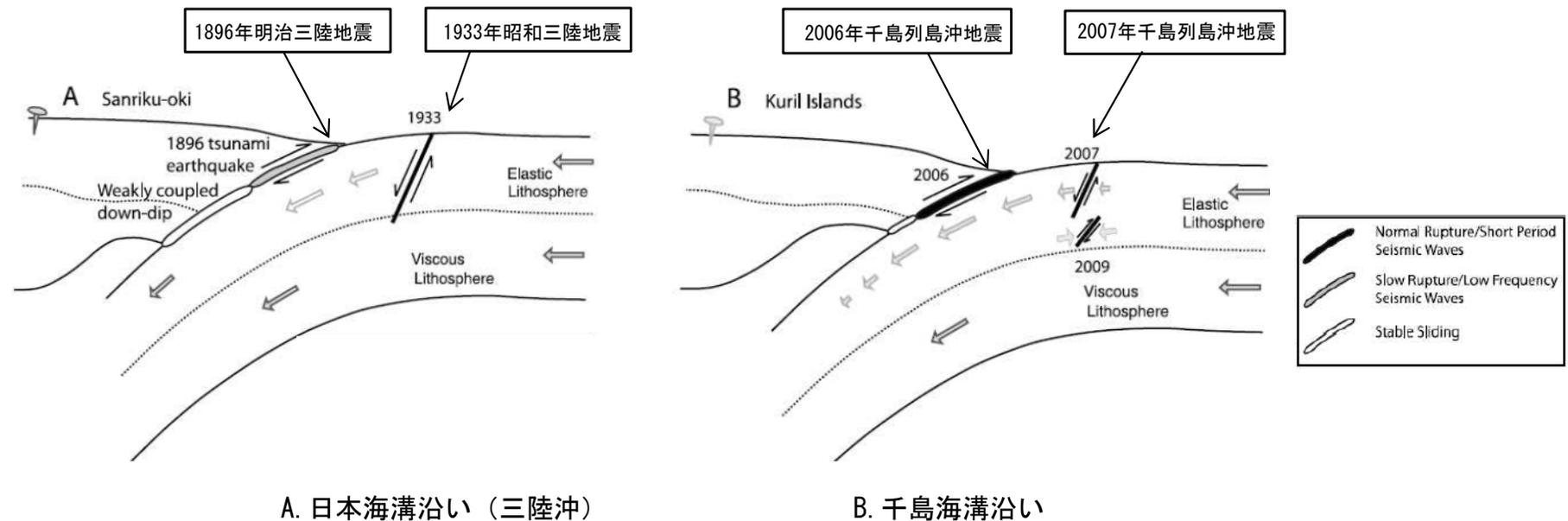


3-2-3. 三陸沖の海洋プレート内地震に伴う津波（5 / 3 3）

① 想定波源域の設定（1 / 2）：既往地震の発生様式

第1204回審査会合
資料1 P. 298再掲

海洋プレート内地震の発生様式



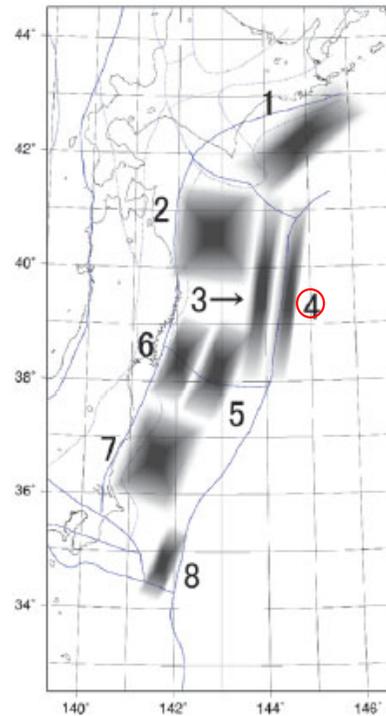
沈み込み帯模式図 Lay et al. (2011) に一部加筆

- 上図に示すとおり，日本海溝・千島海溝沿いではプレート間地震の発生後（歪み解放後）に，海溝軸沖合で正断層型の海洋プレート内地震が発生している。
- 文献調査によれば，敷地に影響を及ぼす可能性がある海洋プレート内地震は，三陸沖の日本海溝沿いで1933年に発生した『正断層型の海洋プレート内地震』と同様のタイプの地震であると考えられる。

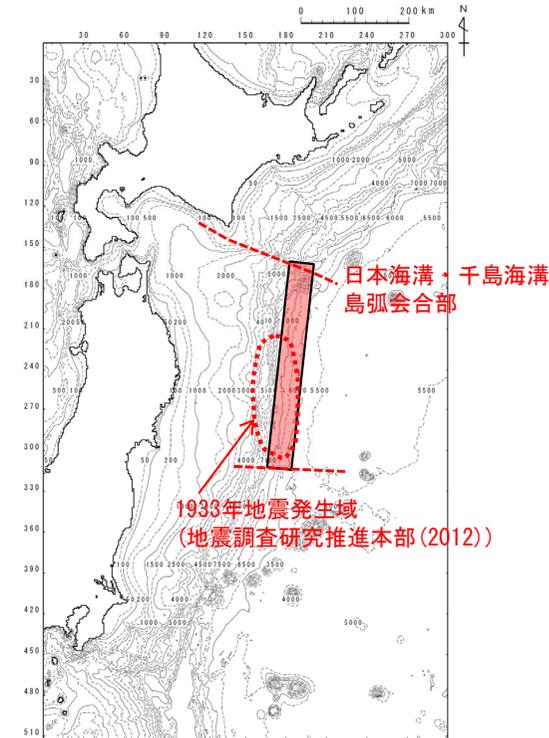
3-2-3. 三陸沖の海洋プレート内地震に伴う津波（6 / 3 3）

① 想定波源域の設定（2 / 2）：安全評価上の想定波源域の考え方

第1204回審査会合
資料1 P.299再掲



海域の領域区分
土木学会（2016）に一部加筆



想定波源域

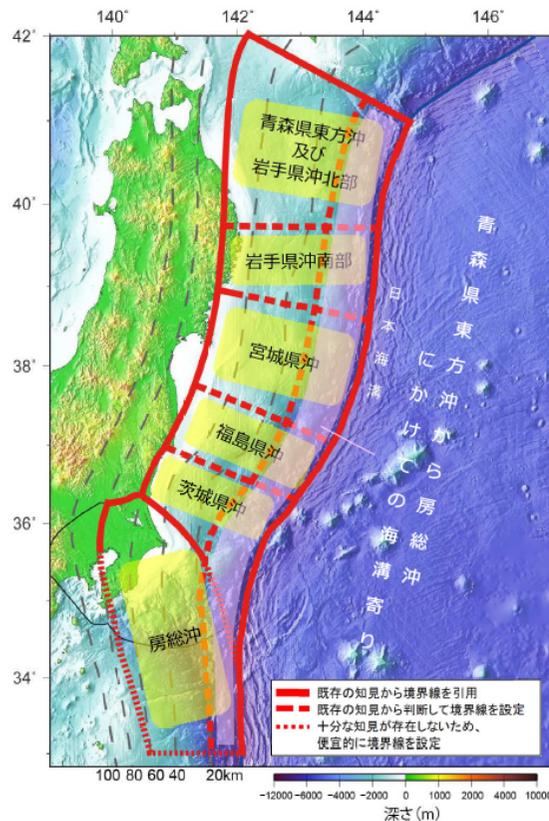
- 想定波源域は，1933年昭和三陸地震の発生域を含めることとし，その北端は津軽海峡内に位置する大間原子力発電所への影響を考慮して，日本海溝・千島海溝の島弧会合部に接するよう『領域4』※の北端とした。

※：土木学会（2016）において1933年昭和三陸地震の発生位置に基づき設定された三陸沖の海洋プレート内地震の海域の領域区分

3-2-3. 三陸沖の海洋プレート内地震に伴う津波（7 / 3 3）

② 地震規模の設定（1 / 4）：既往地震の発生履歴

第1204回審査会合
資料1 P.300再掲



次の海溝軸外側の地震の発生確率等

項目	将来の地震発生確率等	備考
今後10年以内の発生確率 今後20年以内の発生確率 今後30年以内の発生確率 今後40年以内の発生確率 今後50年以内の発生確率	2% 5% 7% 9% 10%程度	1600年から2011年3月11日14時46分までの約411年間に <u>顕著な津波を伴った地震が海溝軸外側で1回発生したと判断し、発生頻度を411.2年に1回とし、ポアソン過程を用いて海溝軸外側のどこかで発生する確率を算出した。</u> 1896年の明治三陸地震後の <u>1933年の昭和三陸地震のようにプレート間地震の数十年後に発生することがあるため、東北地方太平洋沖地震後、長期間に渡って注意する必要がある。</u>
次の地震の規模	<u>M8.2前後</u>	<u>過去に発生した地震のM、Mtを参考にして判断した。</u>

地震調査研究推進本部（2019）に一部加筆

- 地震調査研究推進本部（2019）では、「青森県東方沖及び岩手県沖北部から房総沖の海溝軸外側で発生した正断層型の海洋プレート内地震は1933年の1例しかなく、次の地震の規模を1933年の昭和三陸地震の規模」とされている。

以上から、本検討において対象とする地震規模は、1933年昭和三陸地震の規模を基本として検討する。

3-2-3. 三陸沖の海洋プレート内地震に伴う津波（8 / 3 3）

② 地震規模の設定（2 / 4）：既往地震の規模（1 / 2）

第1204回審査会合
資料1 P.301再掲

世界の海洋プレート内地震（正断層型）

主な海溝寄りのプレート内地震（正断層型）の緒元

Id.	Date dd/mm/yyyy	Place	M_w	Length km	Width km	Bottom km	Dip °	Slip m	Rigidity Nm^{-2}	Reference
a	03/02/1933	Sanriku	8.4	185	100	70	45	3.3	-	Kanamori (1971)
b	03/02/1933	Sanriku	8.4	220	35	25	45	8	7.0×10^{10}	Kirby et al. (2008)
c	30/03/1965	Rat Island	7.2	50	80	60	50	1.2	7.0×10^{10}	Abe (1972)
d	30/03/1965	Rat Island	7.2	50	40	30	50	6	5.0×10^{10}	Beck and Christensen (1991)
e	19/08/1977	Sunda	8.2	200	70	40	45	3	6.4×10^{10}	Gusman et al. (2009)
f	19/08/1977	Sunda	8.2	200	25	29	45	9	4.0×10^{10}	Spence (1986), Lynnes and Lay (1988)
g	04/05/1990	Mariana	7.3	40	25	29	48	3.4	4.0×10^{10}	Satake et al. (1992)
h	04/05/1990	Mariana	7.3	70	40	40	48	1.5	4.0×10^{10}	Satake et al. (1992)
i	04/05/1990	Mariana	7.3	70	40	-	48	-	-	Yoshida et al. (1992)
j	04/09/2001	Juan Fernandez Ridge	6.7	70	26	30	51	1	4.0×10^{10}	Fromm et al. (2006)
k	13/01/2007	Kuril	7.9	120	40	35	45	1.9	5.0×10^{10}	Fujii and Satake (2008)
l	13/01/2007	Kuril	8.0	130	30	-	37	6.4	4.0×10^{10}	Tanioka et al. (2008)

Álvarez-Gómez et al. (2012) に一部加筆

- 1933年昭和三陸地震の規模 ($M_w=8.4$) は、海溝軸沖合のプレート内地震（正断層型）としては国内外においても最大級である。

3-2-3. 三陸沖の海洋プレート内地震に伴う津波（9 / 3 3）

② 地震規模の設定（3 / 4）：既往地震の規模（2 / 2）

第1204回審査会合
資料1 P.302再掲

世界の海洋プレート内地震（正断層型）

- 世界の海洋プレート内正断層地震について、Álvarez-Gómez et al. (2012) (P. 301参照) に記載された2007年千島 (Kuril) 地震以降の地震を確認した。
- Romano et al. (2020) では、「2008年～2019年までに以下に示すMw 8 を超える2つのプレート内正断層地震が発生した」とされている。
- 上記を加えても、1933年昭和三陸地震の規模(Mw=8.4)は、海溝軸沖合のプレート内地震（正断層型）としては国内外において最大級であることを確認した。

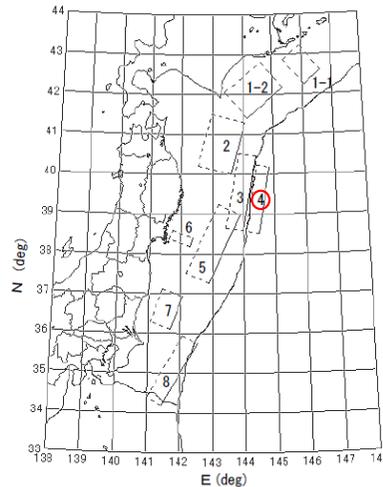
2008年～2019年に発生した津波を伴う大規模な正断層地震

日付	位置	Mw
2009. 9. 29	サモア (アウターライズ)	8. 1
2017. 9. 8	メキシコ (スラブ内)	8. 2

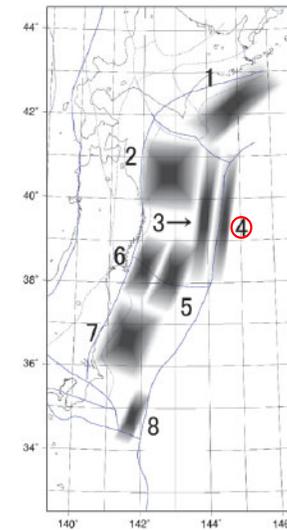
Romano et al. (2020) より作成

3-2-3. 三陸沖の海洋プレート内地震に伴う津波（10/33）

② 地震規模の設定（4/4）：安全評価上の地震規模の考え方

第1204回審査会合
資料1 P.303再掲

番号	断層長 L (km)	断層幅 W (km)	すべり量 D (m)	傾斜角 δ (度)	すべり角 λ (度)	剛性率 μ $\times 10^{10}$	M_0 $\times 10^{20}$	M_w	対応する 既往津波
1-1	60	100	2.2	27	115	5.0	6.6	7.81	1973年
1-2	130	100	3.5	20	115	5.0	22.8	8.17	1952年
2	150	100	6.0	80	5.0	45.0	8.37	8.37	1968年
3	210	50	9.7	20	75	3.5	35.6	8.30	1896年
4	185	50	6.6	45	270	7.0	42.7	8.354	1933年
5	210	70	4.0	15	85	5.0	29.4	8.246	1793年
6	26	65	2.0	20	85	7.0	2.4	7.52	1978年
7	100	60	2.3	10	85	5.0	6.9	7.83	1938年
8	200	50	6.5	20	95	3.5	22.8	8.17	1677年

剛性率 μ の単位は N/m^2 ，地震モーメント M_0 の単位は $N \cdot m$ である。既往津波の痕跡高を説明できる断層モデルの位置と断層パラメータ
土木学会（2016）に一部加筆

領域	既往最大 M_w	対応する既往津波
1	8.2	1952年
2	8.4	1968年
3	8.3	1896年
4	8.6	1611年
5	8.2	1793年
6	7.7	1978年
7	7.9	1938年
8	8.2	1677年

海域の領域区分と既往最大モーメントマグニチュード
土木学会（2016）に一部加筆

- 青森県東方沖及び岩手県沖北部から房総沖の海溝軸沖合で発生した正断層型の海洋プレート内地震は1933年の1例しかなく、当該海域における次の地震規模としても同程度が想定されている。（P. 300）
- 1933年昭和三陸地震の規模 ($M_w=8.4$) は、海溝軸沖合のプレート内地震（正断層型）としては国内外においても最大級である。（P. 301, P. 302）
- しかし、相田（1977）では、1611年慶長地震 ($M_w=8.6$)※を海溝軸沖合で発生した正断層型地震と評価されていることを考慮し、土木学会（2016）では『領域4』における既往最大モーメント M_w を8.6とされている。

以上から、本検討における安全評価上の地震規模を $M_w=8.6$ とする。

※：津波地震であるという説もある。（地震調査研究推進本部（2019），中央防災会議（2005）等）

3-2-3. 三陸沖の海洋プレート内地震に伴う津波（11/33）

③ 剛性率の設定（1/2）

第1204回審査会合
資料1 P.304再掲

- 土木学会（2016）では、「地震波速度や密度に関する既往研究に基づき、海域毎に標準値が設定されており、海洋プレート内の剛性率は $7.0 \times 10^{10} \text{N/m}^2$ 」とされている。

震源付近の媒質の剛性率の標準値

海 域	根 拠	剛性率
<ul style="list-style-type: none"> 西南日本陸側プレート内 日本海東縁部 プレート境界浅部（断層面全体が深さ20km以浅に存在する場合） 	$V_p=6.0 \text{km/s}$ $V_p/V_s=1.6 \sim 1.7$ $\rho=2.7 \sim 2.8 \text{g/cm}^3$ とすれば、 $\mu=3.36 \times 10^{10} \sim 3.94 \times 10^{10} \text{N/m}^2$ となる。この中間的値とする。	$3.5 \times 10^{10} \text{N/m}^2$ $(3.5 \times 10^{11} \text{dyne/cm}^2)$
<ul style="list-style-type: none"> 海洋プレート内 プレート境界深部（断層面全体が深さ20km以深に存在する場合） 	$V_p=8.0 \sim 8.1 \text{km/s}$ $V_p/V_s=1.75 \sim 1.80$ $\rho=3.2 \sim 3.5 \text{g/cm}^3$ とすれば、 $\mu=6.31 \times 10^{10} \sim 7.50 \times 10^{10} \text{N/m}^2$ となる。この中間的値とする。	$7.0 \times 10^{10} \text{N/m}^2$ $(7.0 \times 10^{11} \text{dyne/cm}^2)$
<ul style="list-style-type: none"> プレート境界中央部（断層面が深さ20km以浅と以深にまたがって存在する場合） 	浅部と深部の中間的値とする。	$5.0 \times 10^{10} \text{N/m}^2$ $(5.0 \times 10^{11} \text{dyne/cm}^2)$

3-2-3. 三陸沖の海洋プレート内地震に伴う津波 (12/33)



第1204回審査会合

資料1 P.305再掲

③ 剛性率の設定 (2/2)

- 1933年昭和三陸地震の断層モデルを検討した文献において採用された剛性率を調査した。
- その結果、いずれの文献※においても剛性率 $7 \times 10^{11} \text{ dyne/cm}^2 (=7 \times 10^{10} \text{ N/m}^2)$ が採用されており、この値は当該海域で発生するプレート内地震の剛性率として妥当であると考えられる。

前ページ及び以上から、剛性率は $7 \times 10^{10} \text{ N/m}^2$ とした。

※：佐藤編(1989)「日本の地震断層パラメーター・ハンドブック」に記載された1933年昭和三陸地震のモデルのうち、文献中に剛性率が明記されているものを対象とした。

波源モデルのパラメータ

Earthquake	M	Model	L (km)	w (km)	δ	θ_d	θ_s	M_0 (dyn-cm $\times 10^{28}$)	μ (dyn/ cm^2 $\times 10^{11}$)	u_s (m)	u_d (m)	d_{max} (m)	d_{avg} (m)	S_d (km^2 $\times 10^4$)	E_t (erg $\times 10^{21}$)
1611 Dec. 2 (KEICHO 16)	8.1	K C-3	245	50	45°	N90°W	N90°E	6.9	7.0	0	8.0	-4.79	-1.99	1.63	4.75
1793 Feb. 17 (KANSEI 5)	7.1	KN-7	120	30	20	N65°W	N65°W	0.63	4.5	0	-3.9	2.27	1.05	0.39	0.29
1856 Aug. 23 (ANSEI 3)	7.7	D-7	120	70	40	N65°W	N65°W	3.1	4.5	0	-8.1	4.05	1.43	1.19	1.66
1896 Jun. 15 (MEIJI 29)	7.6	MJ-6	210	50	20	S66°W	N80°W	5.9	4.5	-6.7	-10.6	5.51	1.87	1.61	3.77
1897 Aug. 5 (MEIJI 30)	7.7	KN-5	120	30	20	N65°W	N65°W	0.56	4.5	0	-3.5	1.68	0.60	0.56	0.14
1931 Mar. 9 (SYOWA 6)	7.6	HC-2	100	30	20	N78°W	N78°W	0.1	4.5	0	-0.74	0.097	0.03	0.69	0.002
1933 Mar. 3 (SYOWA 8)	8.3	SY-3	185	50	45	N90°W	N90°E	4.3	7.0	0	6.6	-3.98	-1.66	1.16	2.36

M , earthquake magnitude; L , w , fault length and width; δ , dip angle of faulting; θ_d , dip direction; θ_s , slip direction; M_0 , seismic moment; μ , rigidity; u_s , u_d , strike slip and dip slip components of average dislocation; d_{max} , the maximum vertical displacement in the source area; d_{avg} , average vertical displacement; S_d , displaced area; E_t , tsunami energy.

相田(1977)

width of the fault plane. Assuming that the size of the aftershock area one day after the occurrence of the main shock represents the size of the fault plane, $L = 185 \text{ km}$ and $w = 100 \text{ km}$ can be obtained from fig. 6. With these values and $\mu = 0.7 \times 10^{12} \text{ dyne/cm}^2$,

Kanamori (1971)

comparable to that of the seismic model. The seismic moment of the present model is obtained to be $(3-7) \times 10^{28} \text{ dyne-cm}$ assuming a rigidity of $7 \times 10^{11} \text{ dyne/cm}^2$ and it includes that for the seismic model ($4.3 \times 10^{28} \text{ dyne-cm}$). It is possible to understand the initial motion of the tsunami consistently by using a larger ratio of the length to the width and using a lower dip angle than that of the seismic model.

Abe (1978)

3-2-3. 三陸沖の海洋プレート内地震に伴う津波（13/33）



④⑤⑥ 長さ・幅・すべり量・上縁深さ・傾斜角・すべり角・走向の設定

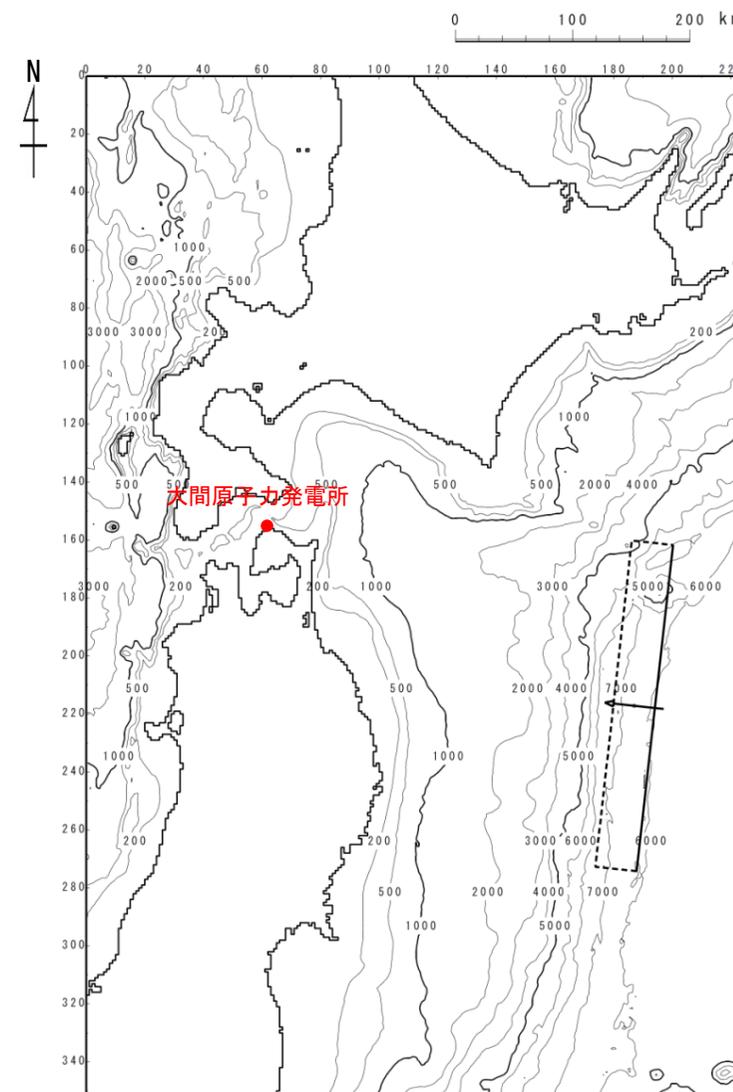
第1204回審査会合

資料1 P.306再掲

- 波源のパラメータの長さ L 、幅 W 、すべり量 D は、土木学会（2016）を参考に、1933年昭和三陸地震津波の既往津波高の再現性が高いモデル（ $M_w8.35$ ）を基本として、スケーリング則を用いて $M_w8.6$ となるよう設定した。
- 波源のパラメータの上縁深さ d 、傾斜角 δ 、すべり角 λ は、土木学会（2016）を参考に、1933年昭和三陸地震津波の既往津波高の再現性が高いモデル（ $M_w8.35$ ）のパラメータを採用した。
- 走向 θ は海溝軸の向きと一致するように設定した。

設定パラメータ

項目	諸元	設定根拠
長さ L^* (km)	283 (185)	土木学会（2016）を参考に、1933年昭和三陸地震津波の既往津波高の再現性が高いモデル（ $M_w8.35$ ）を基本として、スケーリング則を用いて $M_w8.6$ となるよう設定
幅 W (km)	50	
すべり量 D^* (m)	10.1 (6.6)	
上縁深さ d (km)	1	土木学会（2016）を参考に、1933年昭和三陸地震津波の既往津波高の再現性が高いモデル（ $M_w8.35$ ）のパラメータを採用
傾斜角 δ (°)	45	
すべり角 λ (°)	270	
走向 θ (°)	190	海溝軸の向き



基準波源モデル

※土木学会（2016）を参考に1933年昭和三陸地震モデルの長さ及びすべり量にスケーリング則を適用して設定。

諸元の（）：スケーリング則適用前の1933年昭和三陸地震モデルのパラメータ。

3-2-3. 三陸沖の海洋プレート内地震に伴う津波 (14/33)



第1204回審査会合
資料1 P. 307再掲

⑦ ライズタイムの設定 (1/2)

- 基準波源モデルは土木学会 (2002) を参考に、1933年の再現性が高いモデル (Mw8.35) を基本としてスケーリング則を用いて Mw8.6 となるよう設定し、発生位置を調整したモデルである。
- 土木学会 (2002) に示される1933年昭和三陸地震津波の波源パラメータは相田 (1977) による再現モデルを基にしている。
- 相田 (1977) は、「ライズタイムを60秒」と設定されている。

津波痕跡高との比較を実施している断層モデル

海域 小区分	対象津波	M _w	S (km ²)	L (km)	W (km)	D (m)	d (km)	θ (°)	δ (°)	λ (°)	μ (×10 ¹⁰ N/m ²)	すべり方 向(°)	データ 数	K	κ	備考	タイプ	
千島 海溝 沿い	1952年十勝沖	8.17	13000	130	100	3.5	1	220	20	76	5.0	144.86	25	1.236	1.462	(参考)七省庁, Aida(1978)モデル	プレート間逆断層地震	
	1973年根室半島沖	7.81	6000	60	100	2.2	2.3	230	27	101	5.0	127.69	検潮	1.01	1.18	(参考)電力, 補正	プレート間逆断層地震	
	1994年 北海道東方沖	8.41	12800	160	80	5.78	10	230	77	128	7.0	66.06	14	0.752	1.454	(参考)七省庁, 高橋智幸ら(1995)モデル	プレート内逆断層地震	
	1611年慶長三陸沖	8.58	12250	245	50	10.7	1	180	45	270	7.0	270.00	11	1.003	1.368	補正相田(1977)	プレート内正断層地震	
	同上	8.32	10500	210	50	10.3	1	190	20	75	3.5	115.92	11	1.003	1.416	本体系化原案	プレート間津波地震	
	1677年房総沖	8.17	10000	200	50	6.5	1	210	20	90	3.5	120.00	15	1.00	1.41	電力, 独自モデル	プレート間津波地震	
	1793年宮城県沖	8.246	14700	210	70	4.0	10	205	15	90	5.0	115.00	33	0.997	1.479	本体系化原案	プレート間逆断層地震	
	1856年十勝沖	8.28	8400	120	70	7.8	26	205	20	90	5.0	115.00	20	1.001	1.362	本体系化原案	プレート間逆断層地震	
	1896年明治三陸沖	8.30	10500	210	50	9.7	1	195	20	90	3.5	105.00	100	1.00	1.544	補正Tanioka and Satake(1996)	プレート間津波地震	
	1933年昭和 三陸沖	8.354	9250	185	50	6.6	1	180	45	270	7.0	270.00	571	0.95	1.39	電力, 相田(1977)モデル	プレート内正断層地震	
日本 海溝 沿い	1968年十勝沖	8.36	5000	50	100	5.9	16	195	20	76	5.0	119.86	273	1.019	1.405	本体系化原案	プレート間逆断層地震	
		5000	50	100	5.9	8	195	20	76	5.0	119.86							
		5000	50	100	5.9	3	195	20	76	5.0	119.86							
		1897年三陸沖	7.80	3600	120	30	3.5	1	205	20	90	5.0	115.00	13;間接	-	1.6	(参考)相田(1977)	プレート間逆断層地震
		1931年青森県東方沖	7.39	3000	100	30	0.74	50	192	20	90	7.0	102.00	検潮	-	-	(参考)相田(1977)	プレート間逆断層地震
		1938年塩屋沖II	7.72	6000	100	60	1.6	30	200	10	95	5.0	284.92	検潮	0.84	1.32	(参考)電力, 修正Abe(1977)	プレート間逆断層地震
		1938年塩屋沖IV	7.753	3825	85	45	2.0	20	190	80	270	7.0	280.00	検潮	0.62	1.95	(参考)電力, 補正Abe(1977)	プレート内正断層地震
		1938年塩屋沖V	7.70	4275	95	45	1.5	20	190	80	270	7.0	280.00	1	0.419	-	(参考)七省庁, Abe(1977)モデル	プレート内正断層地震
		1968年岩手県沖	7.60	3500	70	50	1.8	1	151	30	31	5.0	123.51	検潮	0.99	1.48	(参考)Aida(1978)	プレート間逆断層地震
		1978年宮城県沖	7.516	1690	26	65	2	25	190	20	85	7.0	105.32	検潮	-	-	(参考)相田(1978b)	プレート間逆断層地震
		1994年 三陸はるか沖	1800	60	30	0.75	35.4	200	10	90	5.0	110.00	検潮	-	-	-	(参考)Tanioka et al.(1996) (7セグメント;負のすべり除外)	プレート間逆断層地震
			1350	30	45	0.65	27.1	200	10	90	5.0	110.00						
			1350	30	45	0.93	27.1	200	10	90	5.0	110.00						
	1350		30	45	0.73	19.1	200	10	90	5.0	110.00							
	1350		30	45	1.71	19.1	200	10	90	5.0	110.00							
	1800	60	30	0.56	13.4	200	10	90	5.0	110.00								

L:断層長さ, W:断層幅, D:すべり量, d:上縁深さ, θ:走向, δ:傾斜角, λ:すべり角, μ:剛性率, K:幾何平均値, κ:幾何標準偏差
土木学会(2002) に一部加筆

この数値実験では、まず仮定された断層パラメータを与えて、MANSINHA and SMYLIE (1971) の方法によって海底面の垂直変位を計算する。それを津波の波源として与えるが、変位は便宜上1分間で終了するように与えてある。しかし津波発生の効果は瞬間的変位を与えた場合と異なる。

相田(1977) に一部加筆

3-2-3. 三陸沖の海洋プレート内地震に伴う津波 (15 / 33)

第1204回審査会合
資料1 P. 308再掲



⑦ ライズタイムの設定 (2 / 2)

- 近年発生したMw 8クラスのプレート内正断層地震による津波の再現モデルの断層パラメータを確認した。
- Fujii and Satake (2008)では、「2007年千島地震を対象として50秒のライズタイムを設定し津波波形を再現した。」とされており、郷右近ほか (2011)では、「2009年サモア地震を対象として60秒のライズタイムを設定し津波波形を再現した。」とされている。

前ページ及び以上から、本検討におけるライズタイムは60秒に設定した。

2007年千島地震(Mw7.9):ライズタイム50秒

steep bathymetric slopes (Tanioka and Satake, 1996). Tsunami waveforms were calculated assuming a constant rise time (or slip duration) on each subfault; 60 sec for the 2006 event and 50 sec for the 2007 event. Because the subfault size is 50 × 50 km for the 2006 event and 40 × 40 km for the 2007 event, the previously mentioned assumed rise times include the effect of rupture propagation within each subfault.

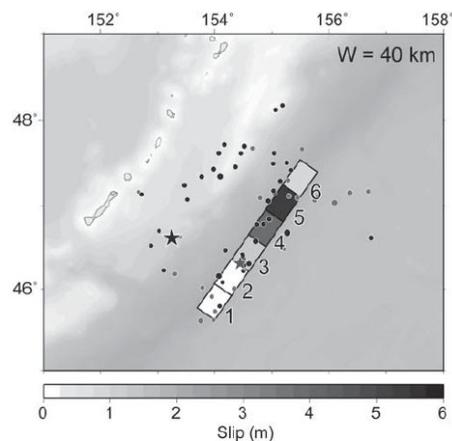


Figure 8. Slip distribution estimated by inversion of tsunami waveforms for the 2007 event with northwest-dipping fault model. Fault width (W) for each subfault is 40 km. Gray star shows the mainshock epicenter. Circles in gray indicate aftershocks within one day after the mainshock. Subfault numbers are also shown. The mainshock and aftershocks of the 2006 event are also shown in black symbols.

Fujii and Satake (2008) に一部加筆

2009年サモア地震※(正断層のMw7.9):ライズタイム60秒

表-2 本研究で決定した断層パラメータ

断層パラメータ	正断層1	正断層2	逆断層
Strike (°)	330	330	175
Dip (°)	48	48	16
Rake (°)	-150	-90	85
Length (km)	52.5	17.5	109
Width (km)	45	45	90
Area (km ²)	2362.5	743.75	9810
Depth (km)	13	13	18
Slip (m)	8.6	8.6	4.1
Time delay (sec)	0	0	-180
Rise time (sec)	60	60	480
Rigidity (Nm ⁻²)	3.00E+10	3.00E+10	3.00E+10
Moment (Nm)	0.61E+21	0.19E+21	1.19E+21
Mw (total = 8.13)	7.79	7.45	7.98

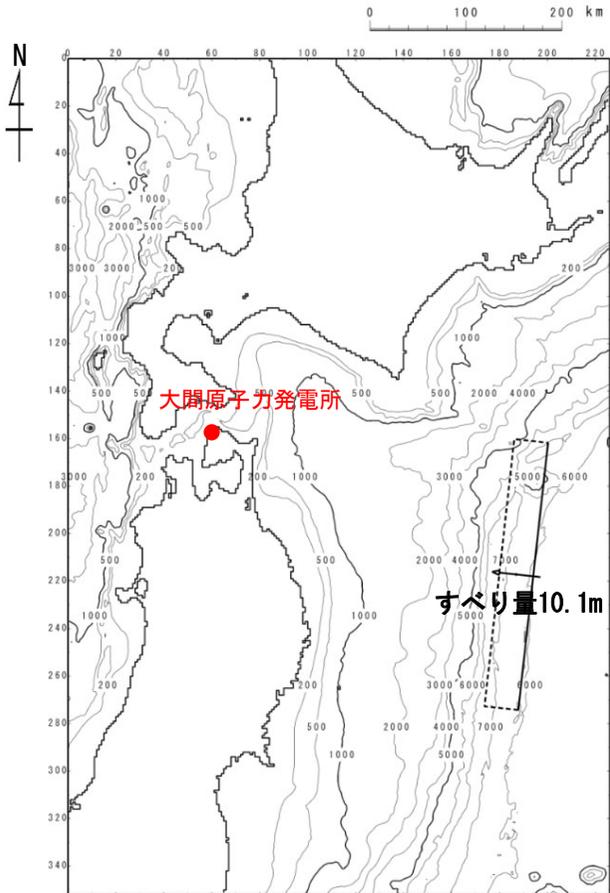
郷右近ほか(2011)に一部加筆

※: アウターライズの正断層型地震とプレート境界の逆断層型地震が時間差をもって発生した双子地震であったとされる。

3-2-3. 三陸沖の海洋プレート内地震に伴う津波 (16 / 33)

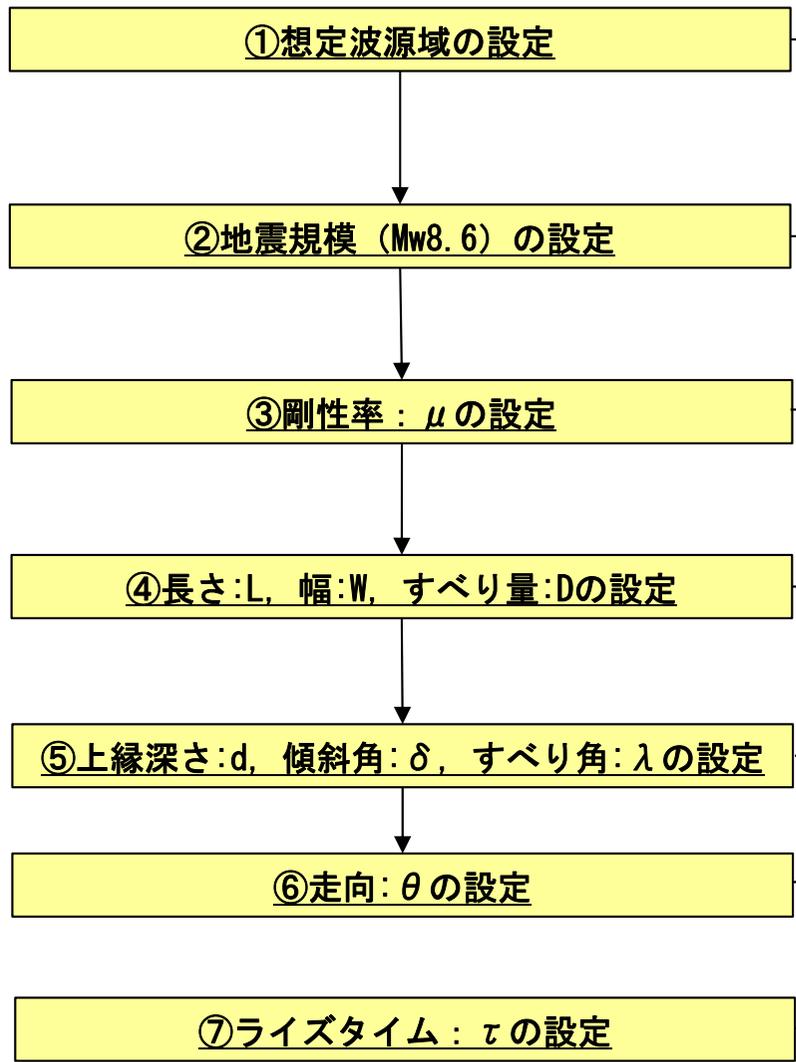
基準波源モデルの設定 : まとめ (1 / 2)

以下のフロー及び設定根拠に基づき、基準波源モデルを設定した。



基準波源モデル

基準波源モデル設定フロー



設定根拠

- ①想定波源域の設定 → 1933年昭和三陸地震発生位置を参考に設定 (土木学会 (2016) の領域4), 波源域北端は発電所の位置を考慮し, 日本海溝北端に設定 →P. 298, P. 299
- ②地震規模 (Mw8.6) の設定 → 1611年慶長地震の津波が海洋プレート内地震である場合の地震規模Mw8.6を考慮 (相田 (1977), 土木学会 (2016)) →P. 300~P. 303
- ③剛性率: μ の設定 → 剛性率は地震波速度や密度に関する既往研究に基づき $7.0 \times 10^{10} \text{N/m}^2$ に設定 (土木学会 (2016) 等) →P. 304, P. 305
- ④長さ:L, 幅:W, すべり量:Dの設定 → 1933年昭和三陸地震津波の波源パラメータを基本に, 土木学会 (2016) のスケリング則に基づき設定 →P. 306
- ⑤上縁深さ:d, 傾斜角: δ , すべり角: λ の設定 → 1933年昭和三陸地震津波の波源パラメータに基づき設定 (土木学会 (2016)) →P. 306
- ⑥走向: θ の設定 → 海溝軸の向きと一致するように設定 →P. 306
- ⑦ライズタイム: τ の設定 → 1933年昭和三陸地震津波の再現性が高いモデル (相田 (1977) 等) に基づき 60s に設定。 →P. 307, P. 308

3-2-3. 三陸沖の海洋プレート内地震に伴う津波（17/33）

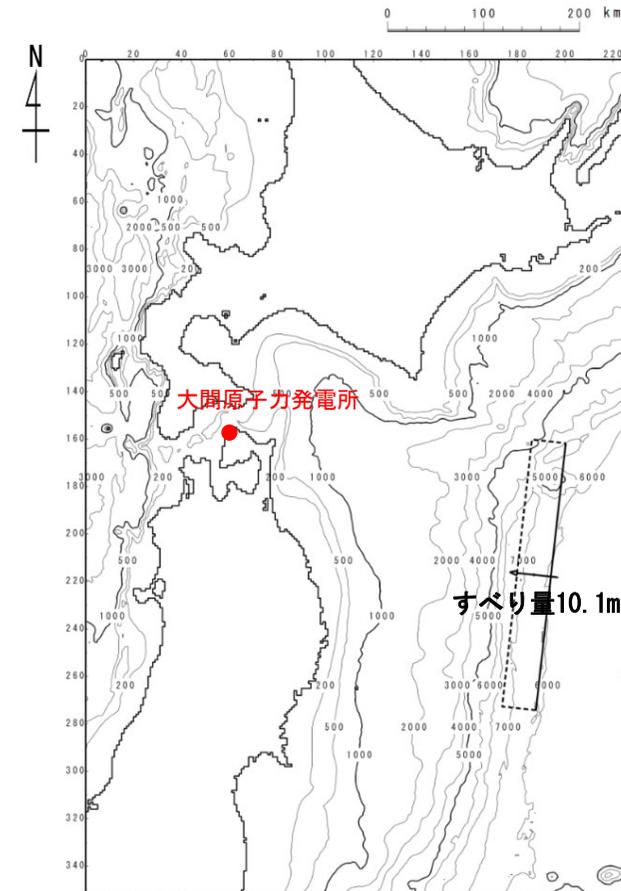
基準波源モデルの設定：まとめ（2/2）

第1204回審査会合
資料1 P.310再掲

- 想定波源域は、大間原子力発電所への影響を考慮し、日本海溝・千島海溝の島弧会合部に接するように日本海溝北端部とした（P.299参照）。
- 地震規模は、1611年慶長地震の地震規模を参照し、 $M_w 8.6$ とした。

基準波源モデルのパラメータ

項目	諸元	主な設定根拠
モーメントマグニチュード M_w	8.6	土木学会（2016）
長さ L^* (km)	283 (185)	1933年昭和三陸地震津波の痕跡高の再現性が高い波源パラメータを基本に、土木学会（2016）のスケーリング則に基づき設定
幅 W (km)	50	
すべり量 D^* (m)	10.1 (6.6)	
剛性率 μ (N/m^2)	7.0×10^{10}	土木学会（2016）等
地震モーメント M_0 ($N \cdot m$)	1.00×10^{22}	$M_0 = \mu L W D$
走向 θ ($^\circ$)	190	海溝軸の向き
上縁深さ d (km)	1	1933年昭和三陸地震津波の痕跡高の再現性が高い波源モデル
傾斜角 δ ($^\circ$)	45	
すべり角 λ ($^\circ$)	270	
ライズタイム τ (s)	60	



基準波源モデル

※：土木学会（2016）を参考に1933年昭和三陸地震モデルの長さ及びすべり量にスケーリング則を適用して設定。

（）：スケーリング則適用前の1933年昭和三陸地震モデルのパラメータ。

(余白)