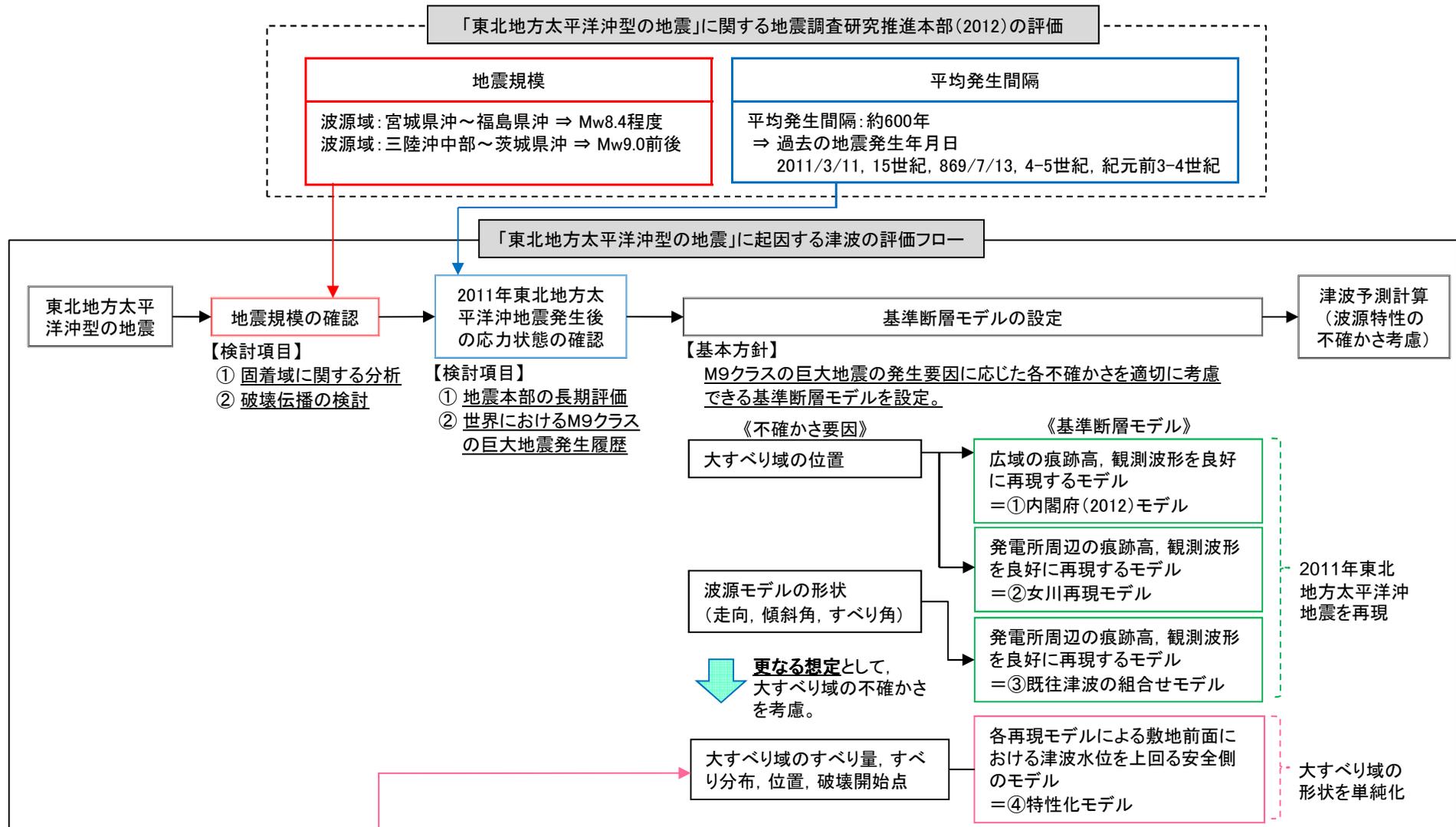


女川原子力発電所
基準津波の策定のうち
「東北地方太平洋沖型の地震」に起因する津波
の評価について

平成27年1月23日
東北電力株式会社

「東北地方太平洋沖型の地震」に起因する津波の評価フロー



2011年東北地方太平洋沖地震から得られた知見とその反映

- 宮城県沖の固着域を震源として複数のセグメントが連動した。また連動に伴い大きなすべりを生じた。
⇒ **大すべり域は、津波高さに大きな影響を与えることから十分安全側に取扱うべきであり、すべり量、すべり分布及び位置の不確かさを幅広く設定できるモデルが必要。**
- 地震セグメントの破壊に時間差があったことに伴い津波が増幅した。
⇒ **地震セグメントの破壊開始点を任意に変更できるモデルが必要。**

目次

1. 「東北地方太平洋沖型の地震」の地震規模 p3
2. 2011年東北地方太平洋沖地震後の応力状態の確認 p25
3. 基準断層モデルの設定 p29
4. 波源特性の不確かさを考慮した津波予測計算 p54
5. 津波水位評価のまとめ p85

1. 「東北地方太平洋沖型の地震」の地震規模

- 1. 1 固着域に関する分析
- 1. 2 破壊伝播の検討
- 1. 3 まとめ

1. 「東北地方太平洋沖型の地震」の地震規模

- 地震調査研究推進本部(2012)では、2011年東北地方太平洋沖地震に加え、過去2500年間で4回発生し、東北地方太平洋沿岸を広く浸水させた巨大地震を複数の領域を震源域とする「東北地方太平洋沖型の地震」と見なし、平均発生間隔を600年程度、地震規模をMw8.4~9.0と評価している。
- 基準津波の策定にあたり、発電所に対する安全裕度を十分確保する観点から、「東北地方太平洋沖型の地震」を上回る規模の地震発生可能性について、2011年東北地方太平洋沖地震で得られた知見、世界のプレート境界面で発生しているM9クラスの巨大地震に係る知見(地震学的・地質学的・測地学的知見)を収集・分析し、その科学的・技術的知見に基づき、以下のとおり検討した。

1. 固着域に関する分析

- M9クラスの巨大地震を発生させる固着域^{※1}
 - 世界で発生しているM9クラスの巨大地震に係る知見に基づき、巨大地震を発生させる固着域を評価。
- 宮城県沖の固着域^{※1}で蓄積する歪みの量
 - 2011年東北地方太平洋沖地震後の応力状態、過去の地震による浸水域の比較及び地震発生履歴から、宮城県沖の固着域で蓄積する歪みの量について評価。
- 世界のM9クラスの巨大地震発生履歴を踏まえた検証
 - 世界のM9クラスの巨大地震発生履歴に関する分析から、宮城県沖の固着域で蓄積する歪みの量に関する評価を検証。

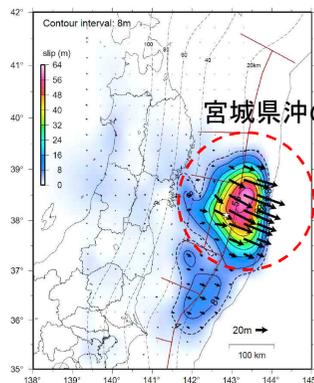
2. 破壊伝播の検討

- 三陸沖北部、三陸沖中部、房総沖の固着度^{※2}
 - 地震発生履歴及び2011年東北地方太平洋沖地震の震源域・余震分布等から、宮城県沖の固着度に対する各領域における固着度(大小)を分析。
- 破壊伝播の検討
 - 活断層の連動時における断層間相互作用に関する知見を参考として、宮城県沖の固着度に対する各領域における固着度(大小)及びテクトニクス背景から宮城県沖の固着域を起点(震源)とする破壊(地震)の伝播について検討。

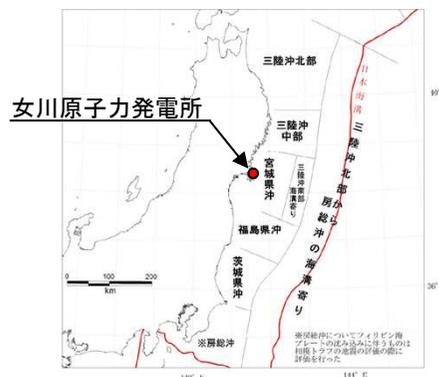
※1: M9クラスの巨大地震を発生させる固着の領域を「固着域」とする。

※2: M9クラスの巨大地震を発生させる固着の強さの度合い(大小)を「固着度」とする。

3. 地震規模の確認

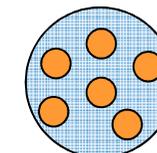


東北地方太平洋沖型地震の震源域
(地震調査研究推進本部(2012))

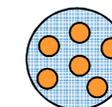


日本海溝沿いにおけるプレート間地震の地震発生領域区分
(地震調査研究推進本部(2012))

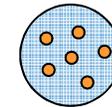
凡例
● 固着域 ● 非固着域



固着度:大
(M9クラス)



固着度:中
(M8クラス)



固着度:小
(M8クラス以下)

固着度のイメージ
(Seno(2014)を参考に作成)

1. 「東北地方太平洋沖型の地震」の地震規模

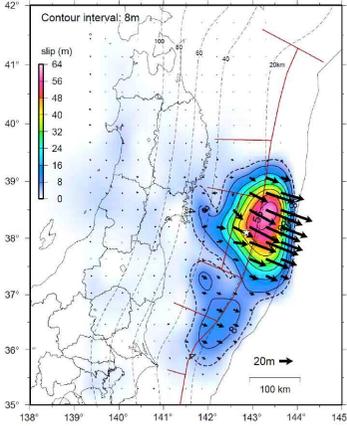
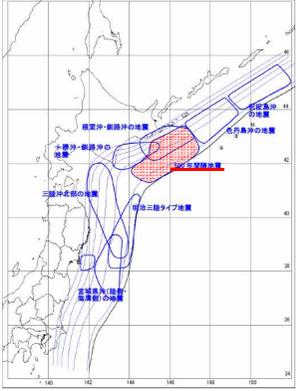
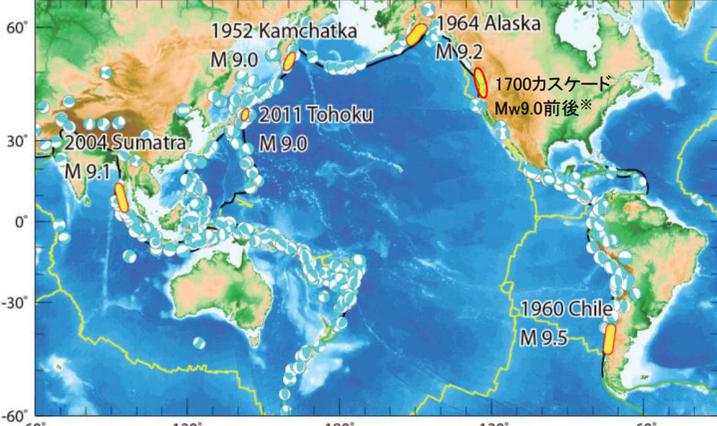
- 1. 1 固着域に関する分析
- 1. 2 破壊伝播の検討
- 1. 3 まとめ

1. 1 固着域に関する分析

1. 1. 1 M9クラスの巨大地震を発生させる固着域に関する分析①

■地震学的、地質学的見地からの検討

- 地震発生履歴、津波堆積物調査等の知見収集の結果、世界のプレート境界面では複数の領域を震源域とするM9クラスの巨大地震が、数百年～1000年間隔で繰り返し発生している。

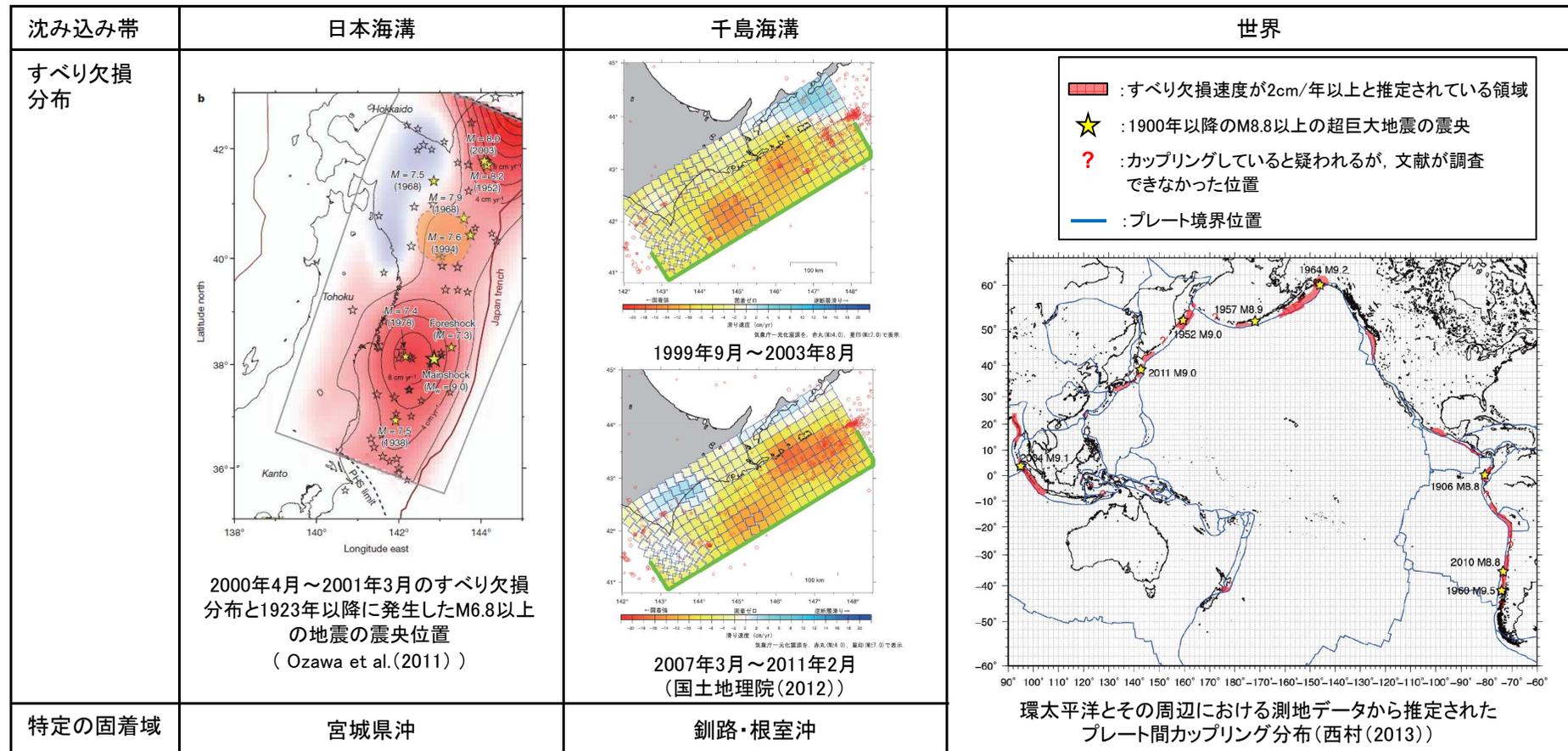
沈み込み帯	日本海溝	千島海溝	チリ	カムチャッカ	スマトラ	カスケード	アラスカ・アリューシャン
地震学的・地質学的見地	<p>・過去にM9クラスの巨大地震が発生(=東北地方太平洋沖型地震)。</p> <p>・三陸沖中部～茨城県沖の領域を震源として、約600年間隔で繰り返し発生している。</p>	<p>・過去にM8.6クラスの巨大地震が発生(=500年間隔地震)。</p> <p>・根室沖～十勝沖の領域を震源として、約500年間隔で繰り返し発生している。</p>	<p>・過去にM9クラスの巨大地震が発生(=1960年)。</p> <p>・約300年間隔で繰り返し発生している。</p>	<p>・過去にM9クラスの巨大地震が発生(=1952年)。</p> <p>・約100～400年間隔で繰り返し発生している。</p>	<p>・過去にM9クラスの巨大地震が発生(=2004年)。</p> <p>・約400～500年間隔で繰り返し発生している。</p>	<p>・過去にM9クラスの巨大地震が発生(=1700年)。</p> <p>・約500年間隔で繰り返し発生している。</p>	<p>・過去にM9クラスの巨大地震が発生(=1964年)。</p> <p>・600年～1000年間隔で繰り返し発生している。</p>
震源域	 <p>(地震調査研究推進本部(2012))</p>	 <p>(内閣府中央防災会議(2006)に一部加筆)</p>	 <p>(佐竹(2013a)に一部加筆)</p> <p>※:1700年カスケードの地震規模については、Satake et al.(2003), Witter et al.(2012)を参考に記載。詳細は、「資料1-3 女川原子力発電所 基準津波の策定について(補足説明資料)(p17～18)」に記載。</p>				

1. 1 固着域に関する分析

1. 1. 1 M9クラスの巨大地震を発生させる固着域に関する分析②

■測地的見地からの検討

- 日本海溝沿い及び千島海溝沿いで比較的長期にわたって認められる特徴としては、宮城県沖、釧路・根室沖のすべり欠損速度が他領域と比較して大きく固着が強い(カップリングが大きい)傾向にあり、かつM9クラスの巨大地震の震源域と調和的である(地震調査研究推進本部(2012), Ozawa et al.(2011), 国土地理院(2012))。
- 西村(2013)は、固着が強いプレート境界と20世紀以降の巨大地震の発生域の関係を整理し、M9クラスの巨大地震は、全てカップリング係数*が中程度以上の特定の地域で発生していることを示している。*:すべり欠損速度をプレート相対運動速度で割ったもの。



以上より、世界のプレート境界面には、数百年間隔で繰り返しM9クラスの巨大地震を発生させる(歪みを蓄積する)特定の固着域が存在し、日本海溝沿いでは宮城県沖に、千島海溝沿いでは釧路・根室沖に存在する。

1. 1 固着域に関する分析

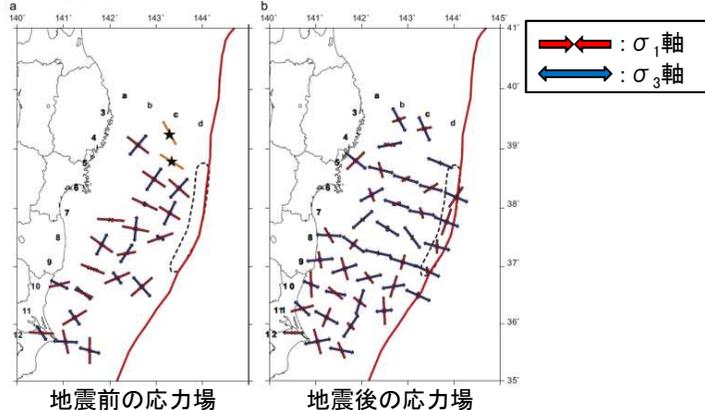
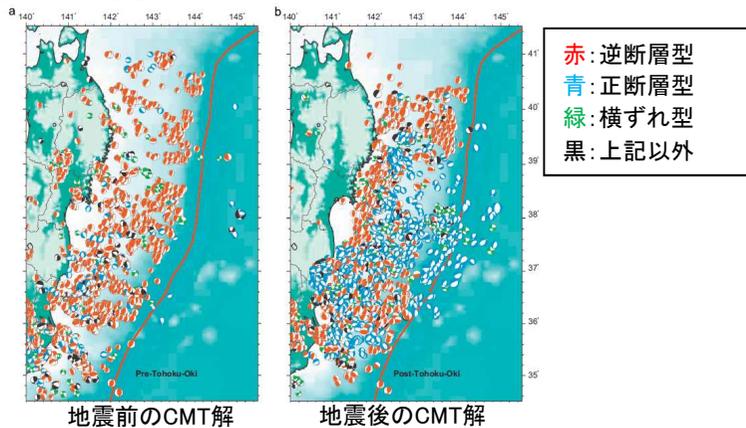
1. 1. 2 宮城県沖における固着域で蓄積する歪みの量に関する分析①

- 太平洋プレートの沈み込み速度はほぼ一定(約8cm/年)であり、かつ、「東北地方太平洋沖型の地震」は約600年間隔で繰り返し発生している(地震調査研究推進本部(2012))ことを踏まえれば、M9クラスを発生させる宮城県沖の固着域で蓄積する歪みの量には限度があると考えられることから、2011年東北地方太平洋沖地震で得られた知見等を踏まえて、以下の分析を行った。

① 2011年東北地方太平洋沖地震後の応力状態

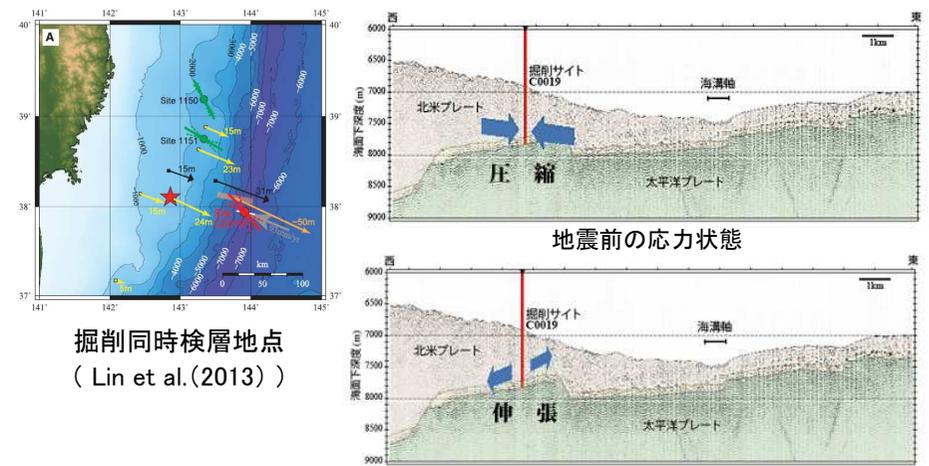
- 地震学的・地球物理学的見地から、2011年東北地方太平洋沖地震の発生により、それを引き起こした歪みはほぼ解放されたと考えられることから(Hasegawa et al.(2012), JAMSTEC(2013)他), 東北地方太平洋沖型の地震は、その繰り返し間隔から、地震発生の都度歪みを解放する(すべり量に上限をもった)地震と捉えることが可能と考えられる。

■地震学的見地



応力テンソルインバージョンから得られた陸のプレートの応力場の変化 (Hasegawa et al.(2012))

■地球物理学的見地



2011年東北地方太平洋沖地震震源域の
応力状態の変化
(JAMSTEC(2013))

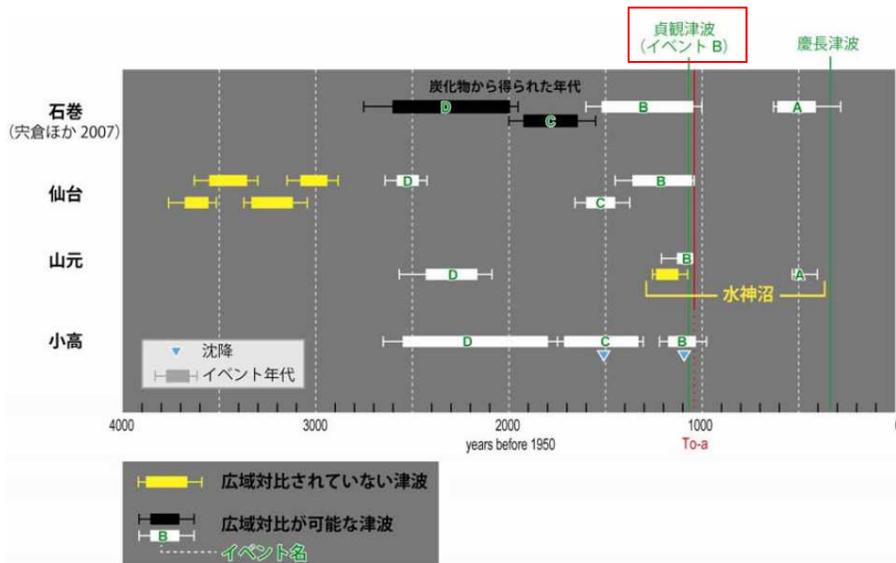
1. 1 固着域に関する分析

1. 1. 2 宮城県沖における固着域で蓄積する歪みの量に関する分析②

② 過去の巨大地震の規模の比較

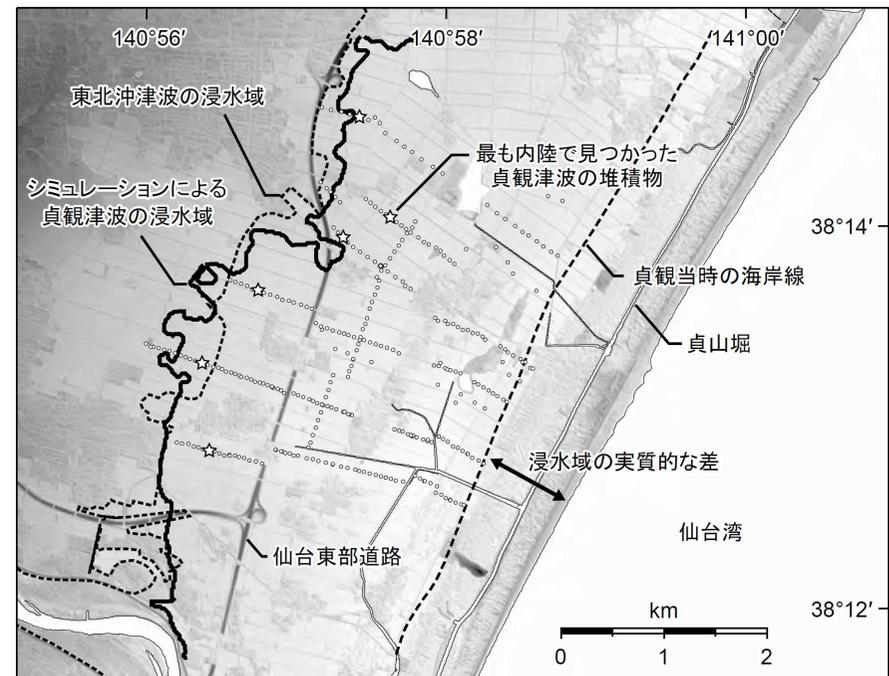
- 菅原ほか(2011,2013)は、「東北地方太平洋沖型の地震」のうち869年の津波と2011年東北地方太平洋沖地震の仙台平野における浸水域の比較を行い、両者が殆ど重なることを示した*。
- また、石巻平野においても、869年の津波と2011年東北地方太平洋沖地震に伴う津波による津波堆積物の到達限界は、ほぼ同規模である* (澤井ほか(2007, 2008), 行谷ほか(2010), 宍倉ほか(2007, 2012))。
- 以上より、869年の地震発生後も2011年東北地方太平洋沖地震と同様に、宮城県沖の固着域に蓄積されていた歪みの大きな解放があったものと推定され、東北地方太平洋沖型の地震がその都度歪みを解放し、すべり量に上限をもった地震と捉えることと整合する。

※:津波堆積物調査に関する詳細は、「資料1-3 女川原子力発電所 基準津波の策定について(補足説明資料)(p11~13)」に記載。



- (A) 西暦1500年頃のイベント, (B) 869年の津波
(C) 西暦430年頃のイベント, (D) 紀元前390年頃のイベント

石巻市, 仙台市, 山元町, 相馬市で見られた津波堆積物の地域間対比
(文部科学省 研究開発局ほか(2010)に一部加筆)



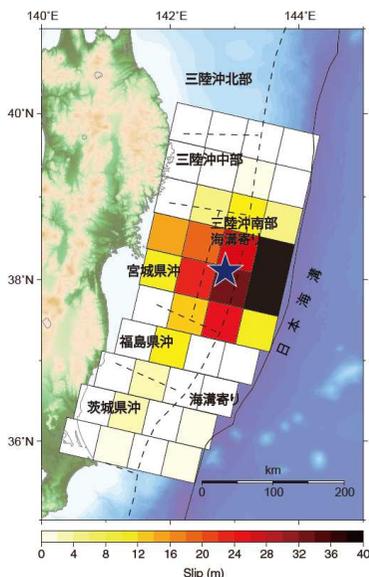
仙台平野における869年の津波と2011年東北地方太平洋沖地震に伴う津波の浸水域の比較(菅原ほか(2013))

1. 1 固着域に関する分析

1. 1. 2 宮城県沖における固着域の歪みの蓄積量に関する分析③

③ スーパーサイクル

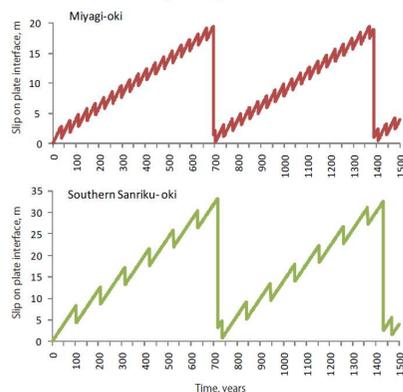
- 佐竹(2011a, b)は、2011年東北地方太平洋沖地震のすべり量分布と、地震調査研究推進本部(2002)が想定していた固有地震(宮城県沖、三陸沖南部海溝寄り)の平均発生間隔及びすべり量から、固有地震のすべり残しがプレート間の固着として蓄積され、より長い間隔で超巨大地震として解放されると考えると、宮城県沖や三陸沖では従来の地震サイクルの上に、より長い周期のサイクル(スーパーサイクル)があるとしている。



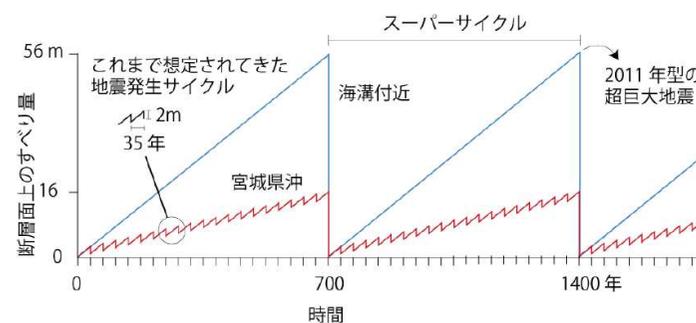
津波波形のインバージョンによる2011年東北地方太平洋沖地震のすべり量分布(佐竹(2011a))

日本海溝沿いの各領域における固有地震と2011年型地震のすべり量と発生間隔

地震調査委員会の領域	固有地震の発生間隔	固有地震のすべり量	すべり残し速度	2011年のすべり量	2011年型の発生間隔
Regions	Characteristic interval, R (year)	Characteristic coseismic slip, d (m)	Slip Deficit, S=8 - d/R (cm/yr)	2011 slip, D(m)	Supercycle interval, D/S (year)
宮城県沖 Miyagi-oki	37	2	2.6	17	660
三陸沖南部海溝寄り Southern Sanriku	105	4	4.2	30	720
津波地震 Tsunami earthquakes	530	6	6.9	45	660



宮城県沖および三陸沖南部海溝寄りにおける地震発生サイクルのモデル(佐竹(2011a))



宮城県沖と海溝軸周辺における地震のサイクルとすべり量モデル(佐竹(2011b))



以上より、日本海溝沿いにおいて約600年間隔で繰り返しM9クラスの巨大地震を発生させる宮城県沖の固着域で蓄積する歪みの量には限度があると考えられ、2011年東北地方太平洋沖地震に伴う大きなすべり量は最大規模と評価する。

1. 1 固着域に関する分析

1. 1. 3 世界のM9クラスの巨大地震発生履歴を踏まえた検証①

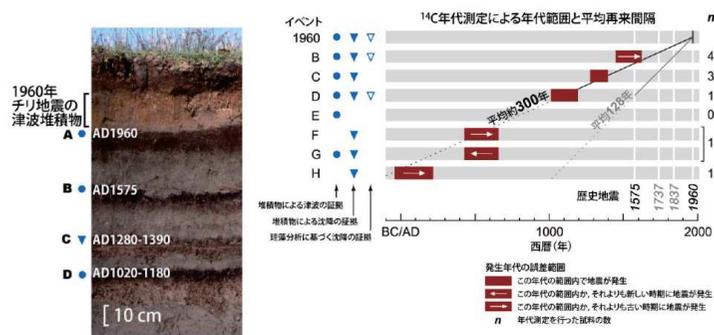
- 世界のM9クラスの巨大地震発生履歴から、宮城県沖の固着域で蓄積する歪みの量に関する評価の検証を行った。

① プレート境界面で発生したM9クラスの巨大地震のすべり(歪み)の蓄積量

- プレート境界毎にM9クラスの巨大地震の平均発生間隔(A)・既往地震のすべり量(B)の関係と各プレートの沈み込み速度・カップリング係数から算定されるすべり(歪み)の蓄積量(C)を比較した結果、両者には調和的な関係があり、M9クラスの巨大地震を発生させるすべり(歪み)の蓄積量には限度があると考えられる。

■チリにおける分析結果

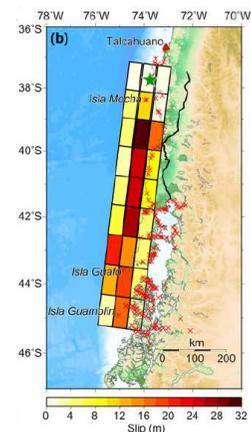
【平均発生間隔(A)】



第2図 Maullinにおいて観察される津波堆積物とその履歴。Cisternas et al. (2005)³⁾に基づく。
Figure 2. Tsunami deposit observed in Maullin and its history. Based on Cisternas et al. (2005).

宍倉 (2013)

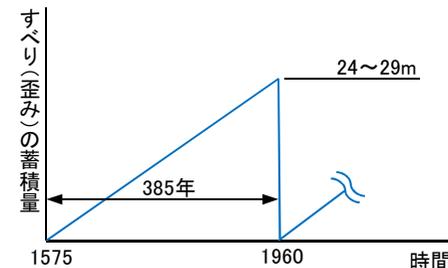
【1960年のすべり量分布(B)】



Fujii and Satake (2012)

【すべり(歪み)の蓄積量(C)】

- ①プレートの沈み込み速度: 6.3~7.5cm/年 (McCaffrey(2008))
- ②カップリング係数: 0.82~1.0(地震学的)
0.96(測地学的) (Scholz and Campos(2012))
- ③すべり(歪み)の蓄積量: ①(6.3~7.5cm/年) × 385年(1960~1575)
× ②(=1.0とする) = 24~29m



	チリ	カムチャッカ※	スマトラ※	カスケード※	アラスカ・アリューシャン※	備考
平均発生間隔 (A)	約300年	約100~400年	約400~500年	約500年	約600~1000年	地震学的・地質学的知見から得られる平均発生間隔
既往地震の最大すべり量 (B)	既往地震: 1960年 すべり量: 25~30m	既往地震: 1952年 すべり量: 11.4m	既往地震: 2004年 すべり量: 23m	既往地震: 1700年 すべり量: 19m	既往地震: 1964年 すべり量: 22m	地震学的・地質学的知見から得られる最大すべり量
	↕↕↕↕↕					調和的な関係がある。
すべり(歪み)の蓄積量 (C)	385年間で 24~29m	400年間で 14~17m	500年間で 4~22m	500年間で 16~19m	1000年間で 13~31m	プレートテクトニクス、地震学的・測地学的知見等から得られるすべり量(歪み)の蓄積量

※: チリ以外の巨大地震に関する分析結果の詳細は、「資料1-3 女川原子力発電所 基準津波の策定について(補足説明資料)(p29~34)」に記載。

1. 1 固着域に関する分析

1. 1. 3 世界のM9クラスの巨大地震発生履歴を踏まえた検証②

② 巨大地震発生領域の時空間分布

世界のM9クラスの巨大地震発生領域は互いに重複せず、各プレート境界面の限定的な領域において数百年間隔で繰り返し発生している。

■ 環太平洋全域

環太平洋全域におけるプレート境界面で1906年から2012年に発生したM8.5以上の巨大地震の発生領域は互いに重複していない。

Sl. no.	Region	Year	Magnitude
1	Ecuador	1906	8.5
2	Kamchatka	1923	8.5
3	Banda Sea	1938	8.5
4	Unimak Island	1946	8.5
5	Kamchatka	1952	9.0
6	Andreanof Islands	1957	8.6
7	Chile	1960	9.5
8	Kuril Islands	1963	8.5
9	Alaska	1964	9.4
10	Rat Islands	1965	8.7
11	Sumatra	2004	9.2
12	Sumatra	2005	8.7
13	Samoa-Tonga	2009	8.0
14	Chile	2010	8.8
15	Japan	2011	9.0

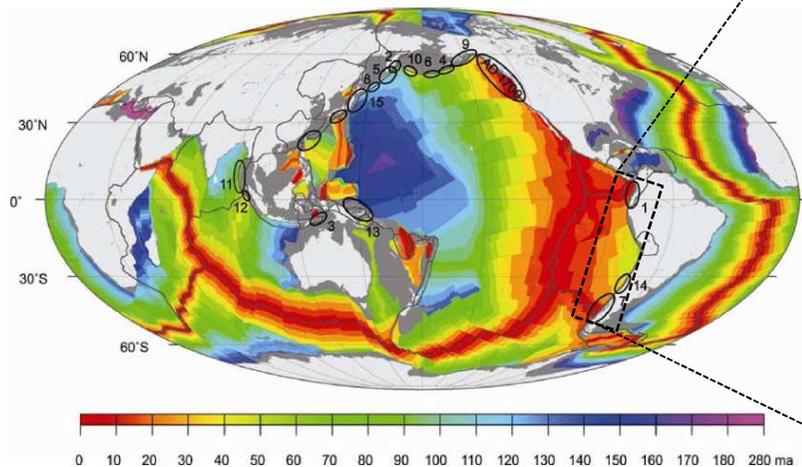


Figure 1. World map centred along the 180th meridian, marking the ruptures of interplate earthquakes ($M \geq 8.5$) from 1906 to 2012, numbered chronologically and listed in Table 1 (data source for earthquake ruptures: NEIC, IRIS; ocean floor age data modified from Muller *et al.*⁸⁵).

1906年から2012年に発生したM8.5以上の地震の発生領域
(Rajendran(2013)に一部加筆)

■ チリ～ペルー沖

セグメント毎に数十年以上の間隔で繰り返し地震が発生しており、1940年以降発生したM8～9クラスの地震の発生領域は互いに重複していない。また、M9クラスの巨大地震は、限定的な領域において約300年間隔で繰り返し発生している(1575年,1960年)。

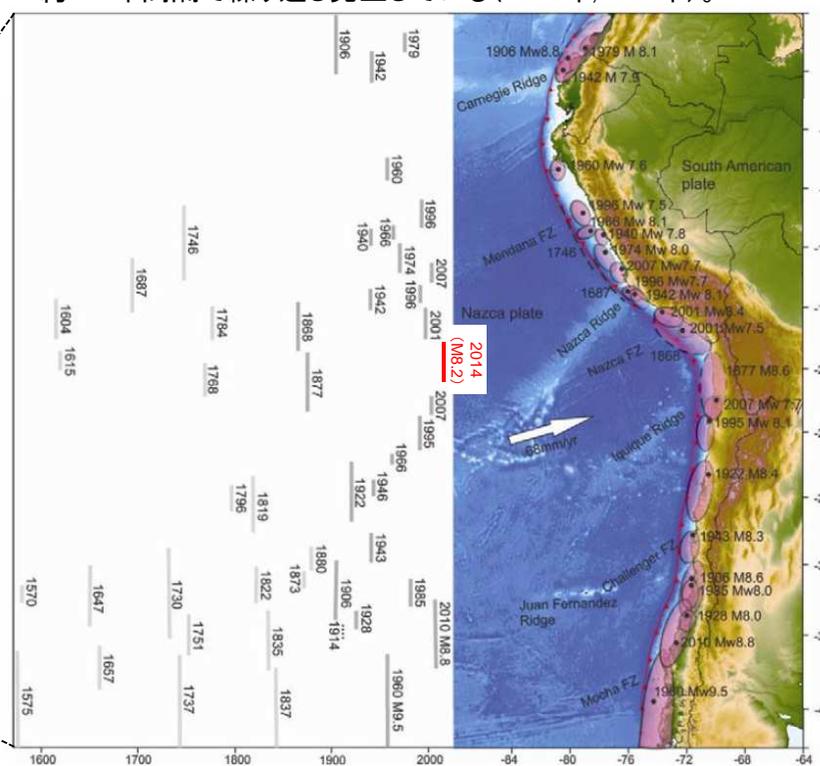


Figure 8. (Right) Seismotectonic setting of the South American subduction zone showing locations (filled black circles) and rupture areas (ellipses) of significant earthquakes. (Left) Their spatial and temporal rupture estimates (modified after refs 17 and 52).

チリ～ペルー沖における地震発生履歴
(Rajendran(2013)に一部加筆)

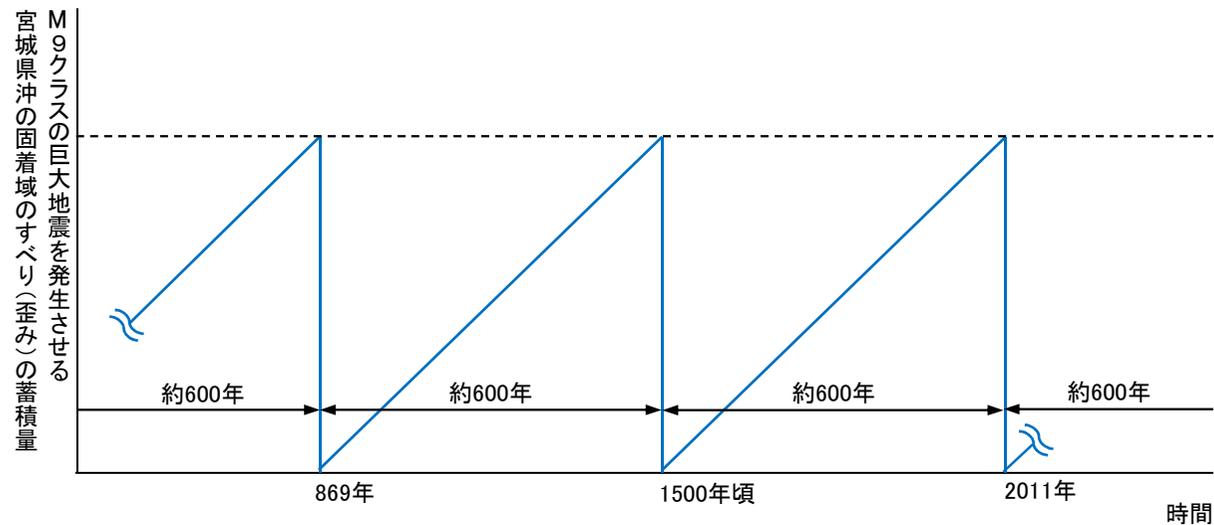


以上より、世界のM9クラスの巨大地震はそれぞれ限定的な領域で発生しており、各固着域で蓄積する歪みの量は、宮城県沖と同様に限度があると考えられる。

1.1 固着域に関する分析

1.1.4 固着域に関する分析のまとめ

- 2011年東北地方太平洋沖地震から得られた知見、世界のプレート境界で発生しているM9クラスの巨大地震に関する地震学的・地質学的・測地学的知見から、M9クラスの巨大地震を発生させる宮城県沖の固着域で蓄積する歪みの量には限度があると考えられ、2011年東北地方太平洋沖地震に伴う大きなすべり量は最大規模と評価する。
- これは、世界のM9クラスの巨大地震の地震発生履歴に関する分析結果から、巨大地震は限定的な領域において数百年間隔で繰り返し発生しており、各固着域で蓄積する歪みの量には限度があると考えることと整合する。
- なお、現時点における宮城県沖の固着の状態は、M9クラスの巨大地震を発生させるための歪みを蓄積し始めた段階にある。



M9クラスの巨大地震を発生させる宮城県沖の固着域に関する分析結果

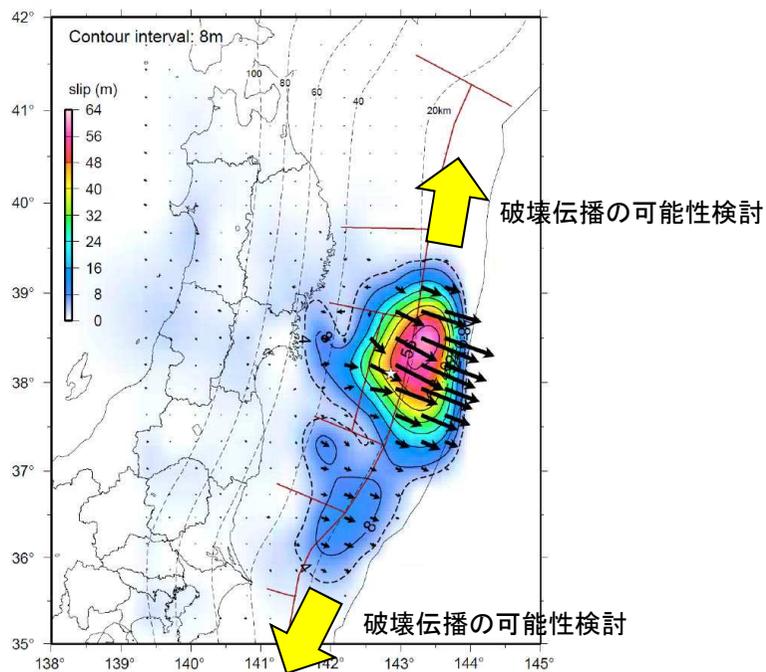
1. 「東北地方太平洋沖型の地震」の地震規模

- 1. 1 固着域に関する分析
- 1. 2 破壊伝播の検討
- 1. 3 まとめ

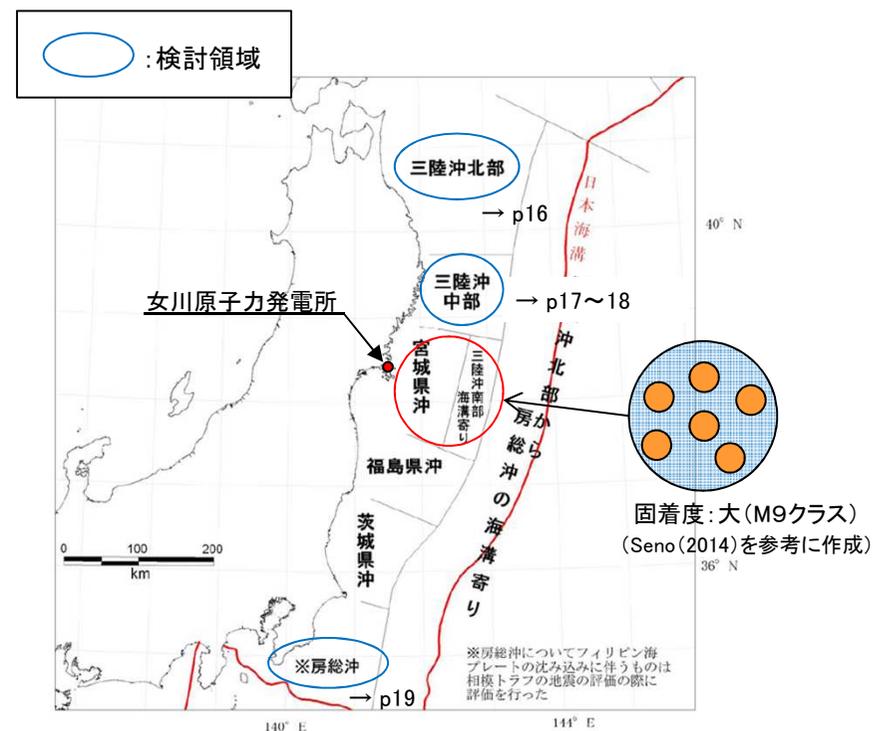
1.2 破壊伝播の検討

1.2.1 検討方針

- 地震調査研究推進本部(2012)によれば、「東北地方太平洋沖型の地震」の次の地震の震源域は「少なくとも宮城県沖と三陸沖南部海溝寄りから福島県沖にかけての領域が連動してMw8.4程度、さらに震源域が広がり、2011年東北地方太平洋沖地震と同様(三陸沖中部～茨城県沖)にMw9.0前後になる可能性がある。」と評価している。
- 地震調査研究推進本部(2012)の評価よりもさらに震源域が広がり、三陸沖北部や房総沖に破壊が伝播する可能性について、宮城県沖の固着度に対する三陸沖北部、三陸沖中部、房総沖の固着度及びテクトニクス的背景に関する分析を行った上で、活断層の連動時における断層間相互作用に関する知見を参考として、以下検討した。



東北地方太平洋沖型地震の震源域
(地震調査研究推進本部(2012)に一部加筆)

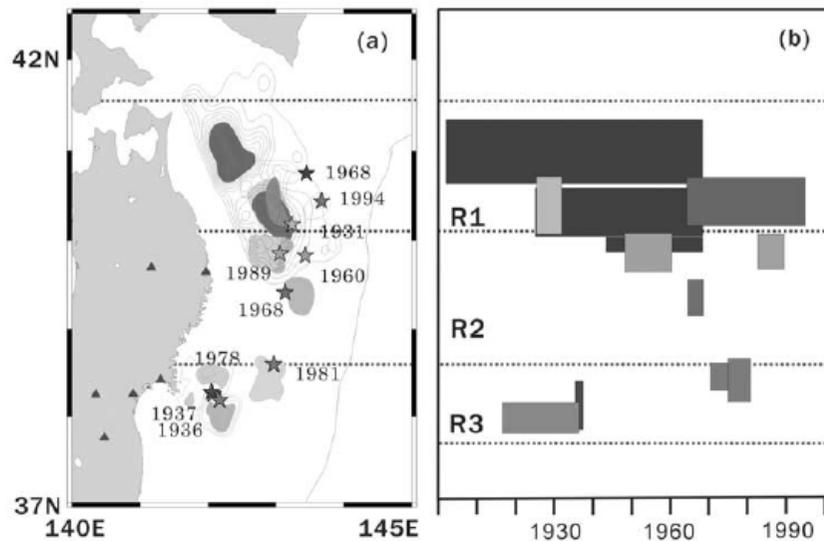


日本海溝沿いにおけるプレート間地震の地震発生領域区分
(地震調査研究推進本部(2012)に一部加筆)

1.2 破壊伝播の検討

1.2.2 三陸沖北部の固着度に関する分析

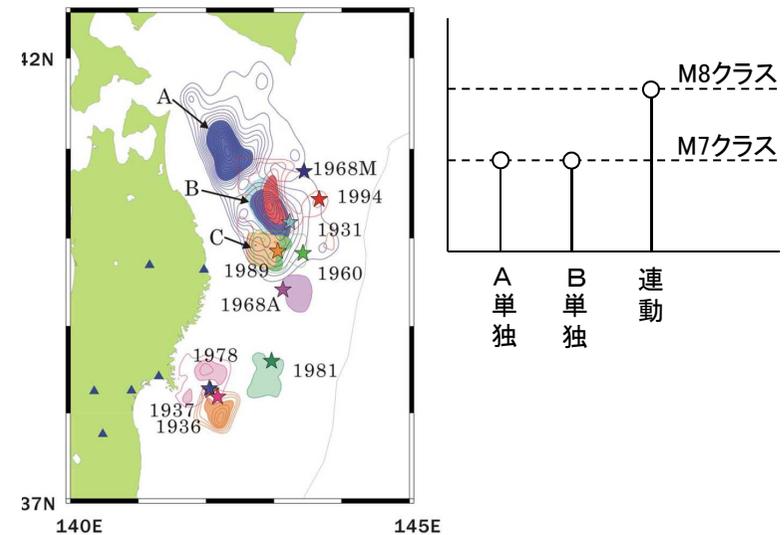
- Yamanaka et al.(2004), 永井ほか(2001)は, アスペリティ分布の解析から, 三陸沖北部のアスペリティ(右図:AとB)のうち, 1968年の地震と1994年の地震の共通アスペリティ(右図:B)のカップリング率はほぼ100%であるとしている。また, 個々のアスペリティが単独で動けばM7クラスの地震(=1994年)を, 連動するとM8クラスの地震(=1968年)を引き起こすとしている。
- 地震調査研究推進本部(2012)は, 上記知見を引用し, 2011年東北地方太平洋沖地震が, 三陸沖北部の手前で破壊が止まったのは, この領域では過去の大地震で歪みをほとんど解放してしまったためと考えれば説明可能としている。
- 更に, 三陸沖北部は, 平均発生間隔約97.0年で繰り返しM8クラスの地震が発生している(地震調査研究推進本部(2012))。
- 以上より, M9クラスの巨大地震を発生させる宮城県沖の固着度と比較して, 三陸沖北部の固着度は小さいと考えられる。



(a) アスペリティ位置

(b) プレートの沈み込み速度から推定される地震モーメント解放量

(Yamanaka et al.(2004))



アスペリティの活動パターンと地震規模の関係
(Yamanaka et al.(2004), 永井ほか(2001))

1. 2 破壊伝播の検討

1. 2. 3 三陸沖中部の固着度に関する分析①

- Ye et al.(2012)は、過去の地震発生履歴、すべり欠損分布及び2011年東北地方太平洋沖地震後の余震分布等の分析から、三陸沖中部には非地震性のすべりにより歪みが解放される低地震活動域(SLSR(Sanriku-Oki low-seismicity region))が存在することを明らかにしている。
- 地震調査研究推進本部(2012)は、過去の地震発生履歴から、蓄積されている地震モーメントを地震としてはほとんど解放しておらず、さらに、1989年、1992年、1994年の三陸沖の地震の後に非地震性すべりが起こったとし、カップリングは他の領域に比べると小さいと評価している。なお、すべり欠損分布および2011年東北地方太平洋沖地震でのすべり分布から、M9の地震が発生した際にはある程度地震性のすべりを生じうると考えられるとしている。

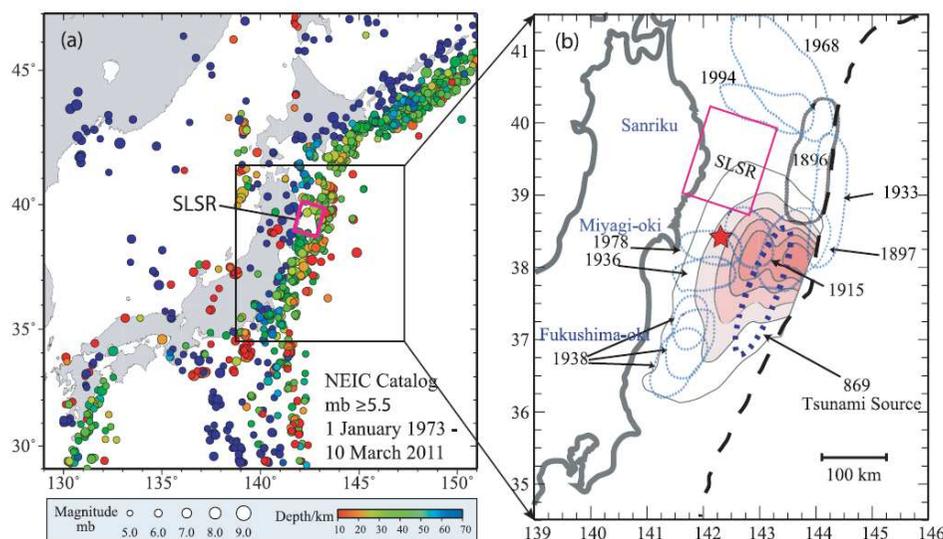


Figure 1. (a) Seismicity from the NEIC catalog around Japan from 1973 to 2011 prior to the 11 March 2011 Tohoku-Oki earthquake with $m_b \geq 5.5$. Hypocentral depths are indicated by the color scale, and symbol size increases with seismic magnitude. The magenta rectangular region indicates the SLSR. The black rectangle indicates the zoomed-in region in Figure 1b. (b) Map showing the location of the Sanriku low-seismicity region (SLSR), and schematic rupture zone of historic large earthquakes along the northeast Honshu coast [ERC, 1998] with blue dotted ellipsoidal shapes and a gray dotted shape for the 1896 tsunami earthquake source area [Tanioka and Satake, 1996] updip of the SLSR, respectively. Slip contours of 1, 10, 20, 30, 40, and 50 m for 2011 Tohoku-Oki rupture model of Yue and Lay [2011] are shown along with a red star for the USGS/NEIC epicentral location. The darkly dotted ellipse indicates the approximate location of the 896 Jogan tsunami source region [Minoura et al., 2001]. The dashed curve indicates the position of the trench.

1975年～2011年におけるM5.5以上の震源分布と低地震活動領域(SLSR)の位置
(Ye et al.(2012))

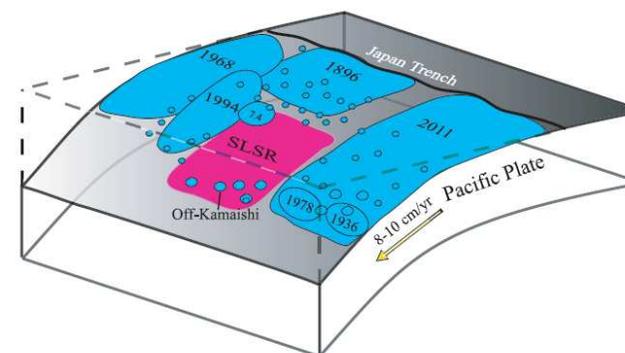


Figure 12. Schematic map of the Japan megathrust fault showing the distribution of rupture zone of historic large events and the 2011 Tohoku earthquake (large blue regions), and aftershocks (small blue regions) along the megathrust from Japan Trench. We plot the southern end of the 1896 rupture zone as extending to about 39°N , north of the aseismic zone seen in Figure 2e, consistent with the southern extent of the tsunami model of Aida [1977] and the region of strong inundation on the Iwate coast indicated by Hatori [1974]. The convergence velocity of the Pacific Plate is indicated by a yellow arrow. The magenta region highlights the SLSR on the megathrust. The SLSR is largely aseismic, but does have modest-size patches of seismogenic regions downdip, including the off-Kamaishi repeater zone. The shallower portion of the SLSR is almost devoid of moderate-size thrust events, but seismic activity is high in the 1896 rupture zone region further updip.

既往地震の震源概略図
(Ye et al.(2012))

1.2 破壊伝播の検討

1.2.3 三陸沖中部の固着度に関する分析②

- Uchida et al.(2011)では、小繰り返し地震データ等を用いて、2011年東北地方太平洋沖地震の震源域におけるカップリング率およびアスペリティの階層構造について分析を行い、三陸沖中部のカップリングは、福島県沖、茨城県沖のカップリングよりも弱いことを示している。
- また、岩手県沖および千葉県沖のカップリングが弱い領域は、本震の破壊伝播を防ぐ領域であるとしている。

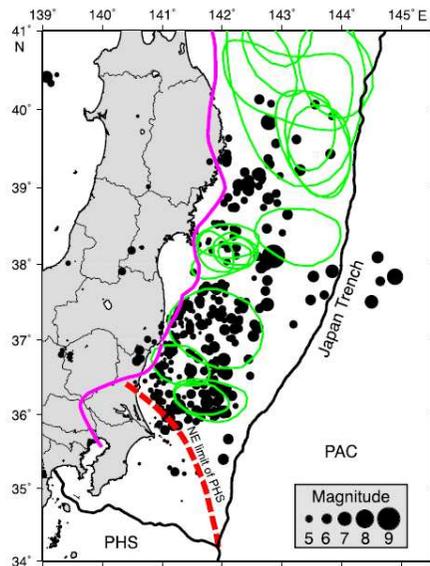


Fig. 1. Hypocenters of mainshock and aftershocks in a 24-hour period for the 2011 Tohoku earthquake (black circles) and aftershock areas for $M \geq 7$ earthquakes since 1926 (green lines, Uchida *et al.*, 2009). Hypocenter data are from the Japan Meteorological Agency. Red dashed line shows down-dip limit of the Philippine Sea Plate (Uchida *et al.*, 2009). Thick pink line shows the western limit of interplate earthquake distribution from Igarashi *et al.* (2001) and Uchida *et al.* (2009).

2011年東北地方太平洋沖地震後24時間の地震分布(黒丸)と1926年以降に発生したM7以上の余震域(緑線)の関係

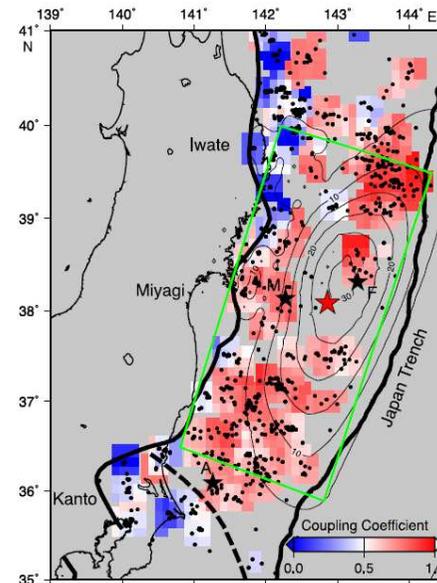


Fig. 2. Interplate coupling coefficient estimated from small repeating earthquakes for the period from 1993 to March 2007 (color). Distribution of small repeating earthquakes (black dots) and coseismic slip area (contours, Iinuma *et al.* (2011)) are also shown in this figure. Bold lines denote the down-dip limit of interplate earthquakes (Igarashi *et al.*, 2001; Uchida *et al.*, 2009) and the trench axis. Dashed bold line denotes northeastern limit of the Philippine Sea plate (Uchida *et al.*, 2009). The averaged coupling coefficient is estimated for every 0.3 degree by 0.3 degree windows that have three or smaller repeating earthquake groups. The red star indicates the hypocenter of the 2011 Tohoku earthquake. Stars marked by M, F and A indicate the hypocenter of the 2005 Miyagi-oki earthquake ($M 7.2$), the $M 7.3$ earthquake on March 9, 2011 and the largest aftershock on March 11, 2011 ($M 7.7$), respectively.

1993年～2007年における小繰り返し地震データから推定されるカップリング率

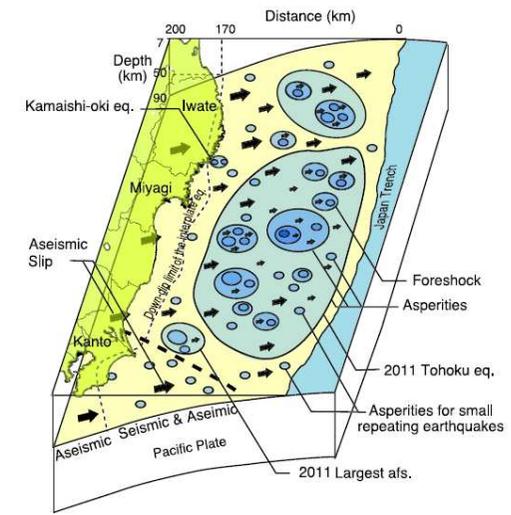


Fig. 4. Schematic figure showing the distribution of the hierarchical structured asperities at Tohoku. The circles show asperities that have internal structures. The arrows indicate aseismic slip. The dashed bold line shows the NE limit of the Philippine Sea plate and the dashed thin line shows the down-dip limit of the interplate earthquake. The area between the down-dip limit and the Japan trench has both seismic and aseismic slip.

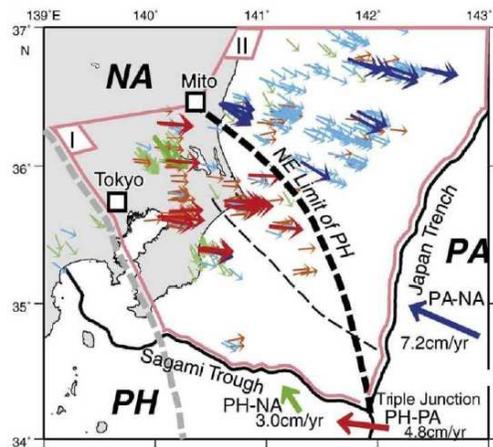
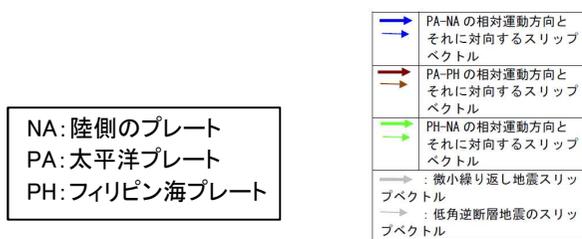
アスペリティの階層構造の模式図

- 以上より、三陸沖中部の固着度は、宮城県沖、三陸沖北部、福島県沖、茨城県沖の固着度より小さいと考えられる。

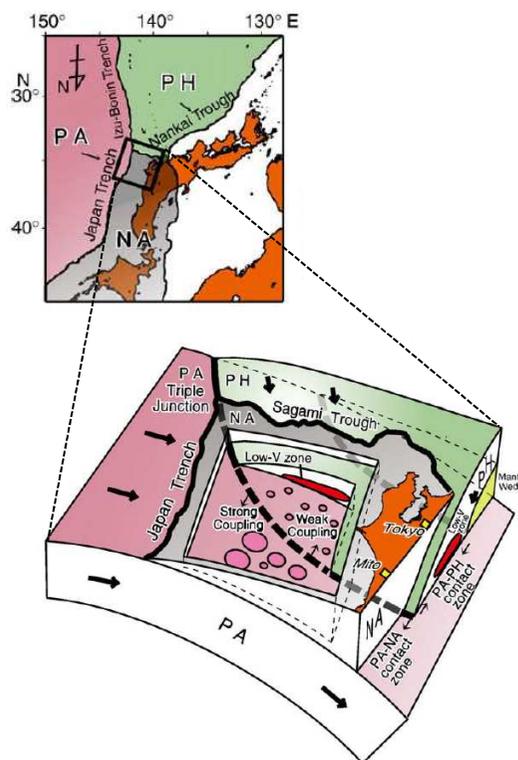
1. 2 破壊伝播の検討

1. 2. 4 房総沖の固着度及びテクトニクス的背景に関する分析

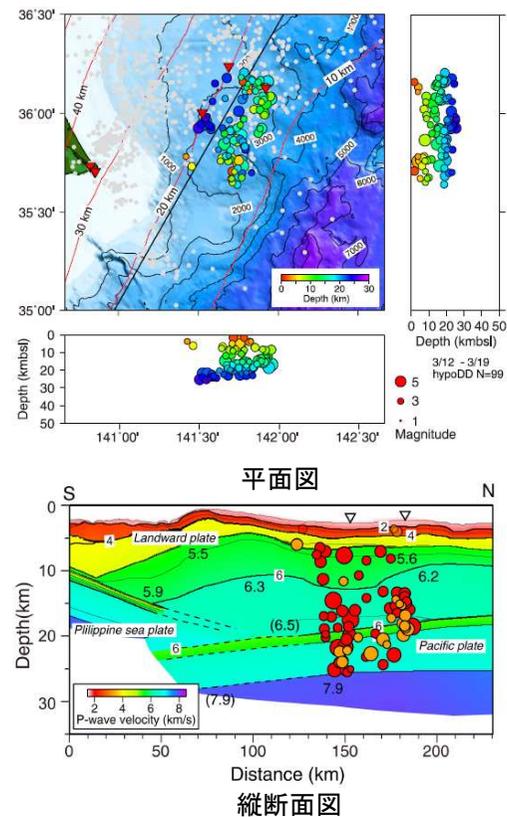
- 房総沖の相模トラフ周辺では、陸側のプレートの下にフィリピン海プレートが、更に下方には太平洋プレートが沈み込み、茨城県から千葉県沿岸の南東方向に向かってフィリピン海プレートの北東端が太平洋プレートに接している(Uchida et al.(2009), Shinohara et al.(2011) ほか)。
- Uchida et al.(2009)は、地震学的見地から、太平洋プレートの上盤側をなすプレートの違いによってカップリング率が大きく異なるとし、茨城県沖よりも固着が弱いとしている。
- Shinohara et al.(2011)は、2011年東北地方太平洋沖地震の余震分布に関する分析から、フィリピン海プレート北東端の位置と2011年東北地方太平洋沖地震の破壊域が一致していることを明らかにするとともに、フィリピン海プレートは、破壊伝播のバリアとして作用する重要な役割を果たす可能性があるとしている。
- 以上より、房総沖の固着度は宮城県沖、三陸沖北部、福島県沖、茨城県沖の領域の固着度と比較して小さいとともに、テクトニクス背景から茨城県沖と房総沖の間に構造境界(破壊のバリア)を想定することは可能と考えられる。



プレート上面における微小繰り返り地震・低角逆断層のすべり角とプレートの運動方向 (Uchida et al.(2009))



太平洋プレートの上盤のプレート構成およびカップリングの模式図 (Uchida et al.(2009))



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

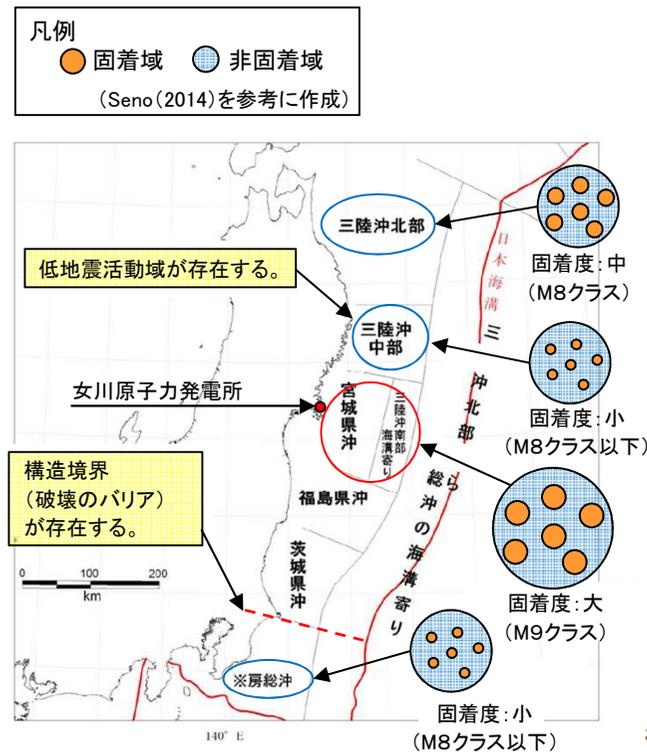
1. 2 破壊伝播の検討

1. 2. 5 各領域における固着度に関する分析結果とすべり欠損分布の比較

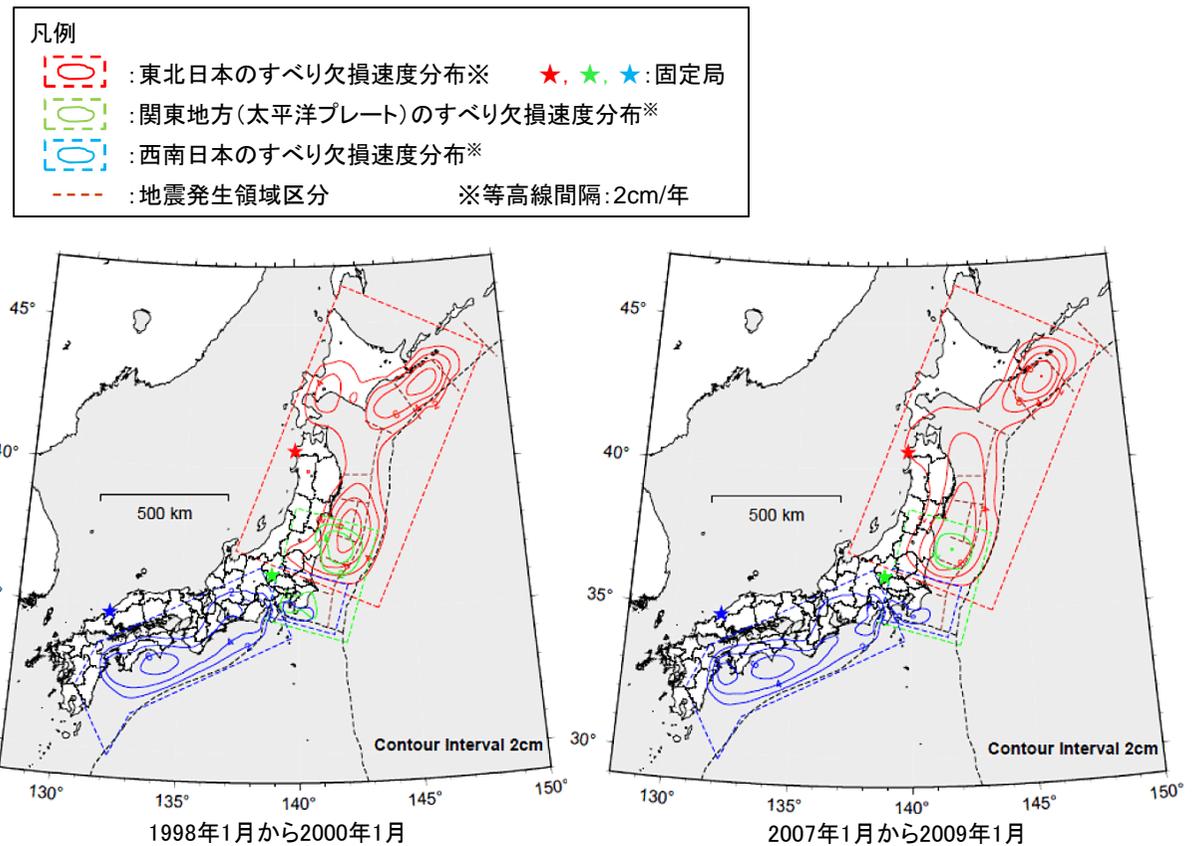
- 地震発生履歴, 2011年東北地方太平洋沖地震の震源域・余震分布等を踏まえた宮城県沖の固着度に対する三陸沖北部, 三陸沖中部, 房総沖の固着度に関する分析結果を下図(左図)に示す。
- 本分析結果は, すべり欠損速度分布※¹から確認される各領域のすべり欠損速度※²の関係と調和的であることを確認した。

※1: 1990年代から整備されたGPS連続観測データ。観測時期, 期間によってすべり欠損速度にばらつきが見られるが, 比較的長期にわたって認められる特徴として, 日本海溝沿いでは宮城県沖, 千島海溝沿いでは根室沖のすべり欠損速度が大きい。

※2: プレートの相対運動速度に対し, 固着によって陸側のプレートがすべり遅れている速度。なお, 0cm/年は固着のない状態。



各領域の固着度に関する分析結果
 (地震調査研究推進本部(2012)に一部加筆)

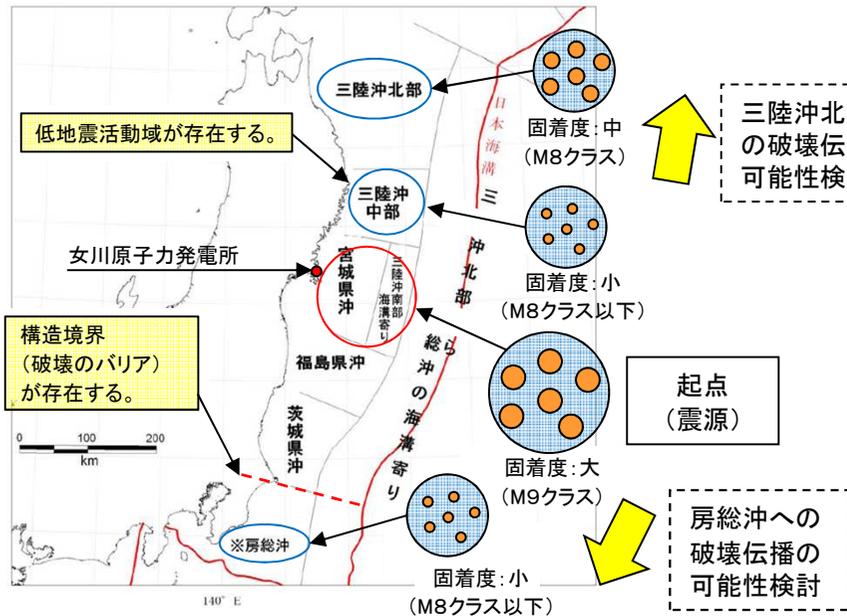


日本列島周辺のすべり欠損速度分布(バックスリップモデル)
 (地震調査研究推進本部(2012))

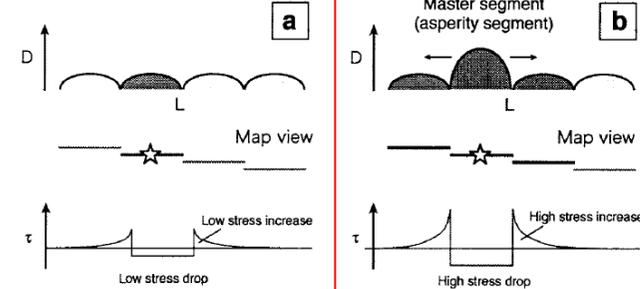
1. 2 破壊伝播の検討

1. 2. 6 破壊伝播の検討のまとめ①

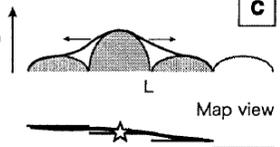
- 宮城県沖の固着域を起点(震源)とする破壊(地震)が、三陸沖北部及び房総沖へ伝播する可能性について、活断層の運動時における断層セグメント間の相互作用に関する知見(遠田(2004))を参考に検討を行った。



各領域の固着度に関する分析結果
 (地震調査研究推進本部(2012)に一部加筆)



LOW
 Maturity
 HIGH



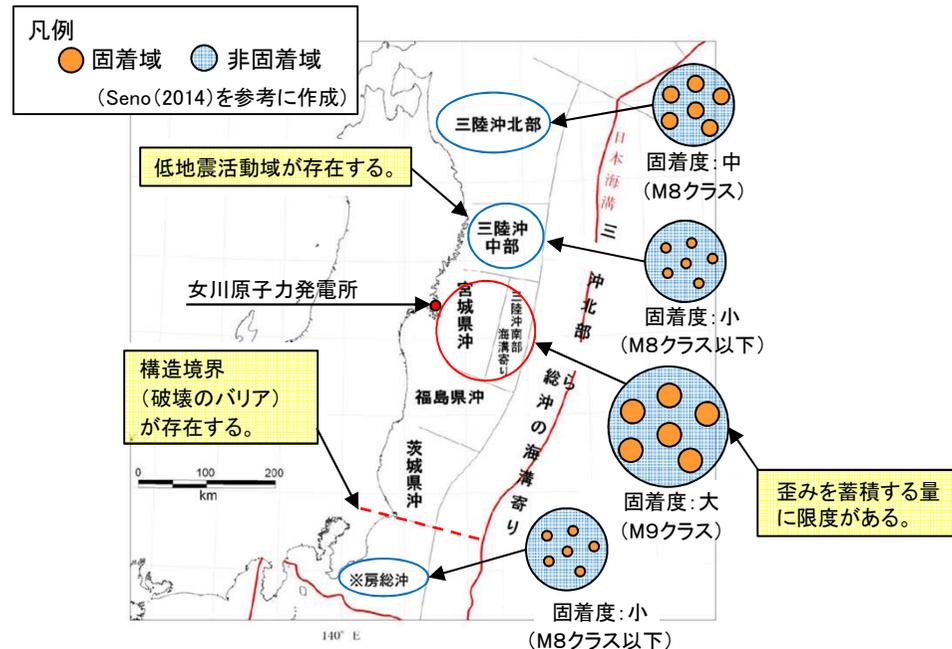
- a) 平均変位量の小さなセグメントによる単独破壊
- b) 変位量が大きな特異なセグメント(マスターセグメント)が存在する場合の連動破壊
 →マスターセグメントの応力変化量が大きいため、近傍のセグメントの活動を巻き込む。
- c) b) が時間・変位累積とともに成熟し、3つのセグメントが1つになる。
 これにより活動セグメント長が長くなるとともに応力降下量が低下する、変位量の頭打ちにもつながる。

断層セグメント間の相互作用に関する模式図
 (遠田(2004)に一部加筆)

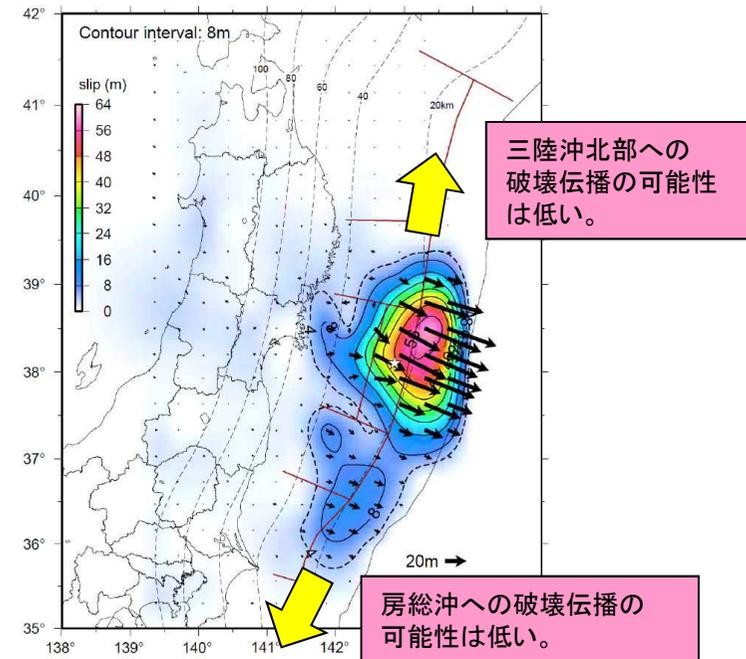
1. 2 破壊伝播の検討

1. 2. 6 破壊伝播の検討のまとめ②

- 三陸沖北部の固着度はM8クラスの地震で解放すると考えられ、宮城県沖の固着度と比較して小さい。また、三陸沖北部と宮城県沖の間に位置する三陸沖中部には低地震活動域(SLSR)が存在する等から、宮城県沖、三陸沖北部、福島県沖、茨城県沖と比較して更に固着度は小さいと考えられる。したがって、歪みを蓄積する量に限度がある宮城県沖の固着域を起点(震源)とする破壊(地震)が、2011年東北地方太平洋沖地震よりも更に応力を高め、固着度が小さい三陸沖中部を跨ぎ三陸沖北部の固着域まで伝播する(三陸沖北部の活動を巻き込む)可能性は低いと考えられる。
⇒宮城県沖の固着域を起点とする破壊伝播の北端は三陸沖中部と評価する。
- 房総沖の固着度は、宮城県沖、三陸沖北部、福島県沖、茨城県沖の領域の固着度と比較して小さいとともに、テクトニクス背景から茨城県沖と房総沖の間に構造境界(破壊のバリア)を想定することは可能と考えられる。したがって、歪みを蓄積する量に限度がある宮城県の固着域を起点(震源)とする破壊(地震)が、2011年東北地方太平洋沖地震よりも更に応力を高め、構造境界(破壊のバリア)を跨ぎ房総沖の固着域まで伝播する(房総沖の活動を巻き込む)可能性は低いと考えられる。
⇒宮城県沖の固着域を起点とする破壊伝播の南端は茨城県沖と評価する。
- なお、上記は、世界のM9クラスの巨大地震がそれぞれ限定的な領域で繰り返し発生していること(p12)と整合する。



各領域の固着度に関する分析結果
(地震調査研究推進本部(2012)に一部加筆)



宮城県沖の固着を起点とする
破壊伝播の検討結果

1. 「東北地方太平洋沖型の地震」の地震規模

- 1. 1 固着域に関する分析
- 1. 2 破壊伝播の検討
- 1. 3 まとめ

1.3 まとめ

1. 固着域に関する分析結果

- 2011年東北地方太平洋沖地震から得られた知見、世界のプレート境界で発生しているM9クラスの巨大地震における地震学的・地質学的・測地学的知見から、M9クラスの巨大地震を発生させる宮城県沖の固着域で蓄積する歪みの量には限度があると考えられ、2011年東北地方太平洋沖地震に伴う大きなすべり量は最大規模と評価する。
- これは、世界のM9クラスの巨大地震の地震発生履歴に関する分析結果から、巨大地震は限定的な領域において数百年間隔で繰り返し発生しており、各固着域で蓄積する歪みの量には限度があると考えることと整合する。
- なお、現時点における宮城県沖の固着の状態は、M9クラスの巨大地震を発生させるための歪みを蓄積し始めた段階にある。

2. 破壊伝播の検討

- 三陸沖北部の固着度はM8クラスの地震で解放すると考えられ、宮城県沖の固着度と比較して小さい。また、三陸沖北部と宮城県沖の間に位置する三陸沖中部には低地震活動域(SLSR)が存在する等から、宮城県沖、三陸沖北部、福島県沖、茨城県沖と比較して更に固着度は小さいと考えられる。したがって、歪みを蓄積する量に限度がある宮城県沖の固着域を起点(震源)とする破壊(地震)が、2011年東北地方太平洋沖地震よりも更に応力を高め、固着度が小さい三陸沖中部を跨ぎ三陸沖北部の固着域まで伝播する(三陸沖北部の活動を巻き込む)可能性は低いと考えられる。
⇒宮城県沖の固着域を起点とする破壊伝播の北端は三陸沖中部と評価する。
- 房総沖の固着度は、宮城県沖、三陸沖北部、福島県沖、茨城県沖の領域の固着度と比較して小さいとともに、テクトニクス背景から茨城県沖と房総沖の間に構造境界(破壊のバリア)を想定することは可能と考えられる。したがって、歪みを蓄積する量に限度がある宮城県の固着域を起点(震源)とする破壊(地震)が、2011年東北地方太平洋沖地震よりも更に応力を高め、構造境界(破壊のバリア)を跨ぎ房総沖の固着域まで伝播する(房総沖の活動を巻き込む)可能性は低いと考えられる。
⇒宮城県沖の固着域を起点とする破壊伝播の南端は茨城県沖と評価する。
- なお、上記は、世界のM9クラスの巨大地震がそれぞれ限定的な領域で繰り返し発生していることと整合する。

3. 最大規模の確認

- 上記1, 2より、地震調査研究推進本部(2012)が評価した「東北地方太平洋沖型の地震(Mw8.4~9.0)」を上回る規模の地震が発生する可能性は低いと評価する。

2. 2011年東北地方太平洋沖地震後の応力状態の確認

- 2. 1 地震調査研究推進本部(2012)の評価
- 2. 2 世界のM9クラスの巨大地震発生履歴
- 2. 3 まとめ

2. 2011年東北地方太平洋沖地震後の応力状態の確認

2.1 地震調査研究推進本部(2012)の評価

- 地震調査研究推進本部(2012)は、「東北地方太平洋沖型の地震」の発生確率を算定し※、今後100年以内の発生確率をほぼ0%と評価している。
※:2012年1月1日を起点として、BPT分布モデルに平均発生間隔600年及び発生間隔のばらつき $\alpha=0.24$ を適用して算定。

次の東北地方太平洋沖型の地震の発生確率等(地震調査研究推進本部(2012))

項目	将来の地震発生確率等注1	備考	評価の信頼度注4
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 今後100年以内の発生確率 今後300年以内の発生確率	ほぼ0% ほぼ0% ほぼ0% ほぼ0% ほぼ0% ほぼ0% 0.2%程度	津波堆積物調査で判明した過去3000年で4回の津波をもたらした地震及び2011年東北地方太平洋沖地震より、BPT分布モデルに平均発生間隔600年及び発生間隔のばらつき $\alpha=0.24$ (データから最尤法により求めた値)を適用して算出した。	C
集積確率	ほぼ0%		
地震後経過率	0.00	経過時間0.8年を発生間隔600年で除した値。	
次の地震の規模	Mw8.4~9.0	過去に発生した地震のM, Mt, Mwを参考にし、総合的に判断した。	C

注4 評価の信頼度

■発生確率の信頼度:C

想定地震と同様な過去の地震データが少なく、必要に応じ地震学的知見を用いて発生確率を求めたため、発生確率の値の信頼性はやや低い。今後の新しい知見により値が大きく変わり得る。

■規模の評価の信頼度:C

規模を過去の事例からでなく地震学的知見から推定したため、想定規模の信頼性はやや低い。

2. 2011年東北地方太平洋沖地震後の応力状態の確認

2.2 世界のM9クラスの巨大地震発生履歴

- 世界のM9クラスの巨大地震発生領域は互いに重複せず、各プレート境界面の限定的な領域において数百年間隔で繰り返し発生している。

■環太平洋全域

- 環太平洋全域におけるプレート境界面で1906年から2012年に発生したM8.5以上の巨大地震の発生領域は互いに重複していない。

Sl. no.	Region	Year	Magnitude
1	Ecuador	1906	8.5
2	Kamchatka	1923	8.5
3	Banda Sea	1938	8.5
4	Unimak Island	1946	8.5
5	Kamchatka	1952	9.0
6	Andeanof Islands	1957	8.6
7	Chile	1960	9.5
8	Kuril Islands	1963	8.5
9	Alaska	1964	9.4
10	Rat Islands	1965	8.7
11	Sumatra	2004	9.2
12	Sumatra	2005	8.7
13	Samoa-Tonga	2009	8.0
14	Chile	2010	8.8
15	Japan	2011	9.0

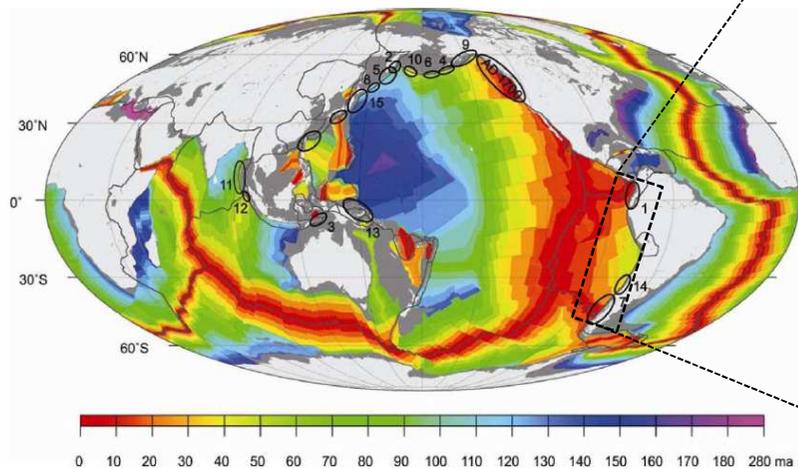


Figure 1. World map centred along the 180th meridian, marking the ruptures of interplate earthquakes ($M \geq 8.5$) from 1906 to 2012, numbered chronologically and listed in Table 1 (data source for earthquake ruptures: NEIC, IRIS; ocean floor age data modified from Muller *et al.*⁶⁵).

1906年から2012年に発生したM8.5以上の地震の発生領域
(Rajendran(2013)に一部加筆)

■チリ～ペルー沖

- セグメント毎に数十年以上の間隔で繰り返し地震が発生しており、1940年以降発生したM8～9クラスの地震の発生領域は互いに重複していない。また、M9クラスの巨大地震は、限定的な領域において約300年間隔で繰り返し発生している(1575年,1960年)。

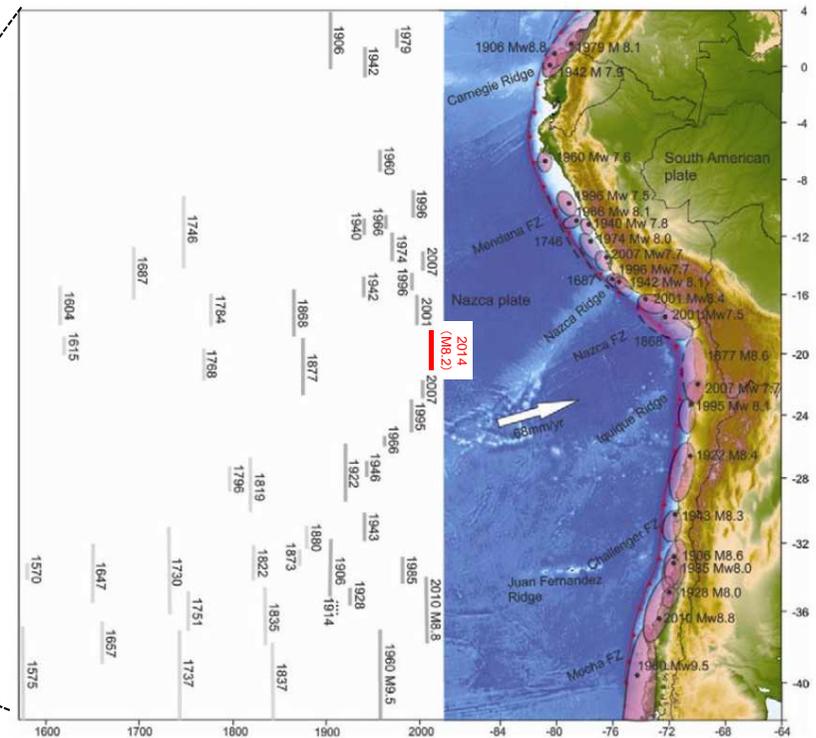


Figure 8. (Right) Seismotectonic setting of the South American subduction zone showing locations (filled black circles) and rupture areas (ellipses) of significant earthquakes. (Left) Their spatial and temporal rupture estimates (modified after refs 17 and 52).

チリ～ペルー沖における地震発生履歴
(Rajendran(2013)に一部加筆)

2. 2011年東北地方太平洋沖地震後の応力状態の確認

2.3 まとめ

- 地震調査研究推進本部(2012)の評価および世界のM9クラスの巨大地震発生履歴を踏まえれば、2011年東北地方太平洋沖地震が発生した領域では、今後数百年間ではM9クラスの巨大地震が発生する可能性は極めて低いと考えられる。
- ただし、安全側に「東北地方太平洋沖型の地震」を検討波源とした基準断層モデルを設定する。

3. 基準断層モデルの設定

- 3. 1 基準断層モデル(再現モデル)の設定及び再現性の確認
- 3. 2 基準断層モデル(特性化モデル)の設定及び妥当性の確認

3. 基準断層モデルの設定

- 「東北地方太平洋沖型の地震」(M9クラスの巨大地震)の発生要因に応じた各不確かさを適切に考慮するため、2011年東北地方太平洋沖地震に伴う津波を基本として、広域～発電所周辺の痕跡高および観測波形を良好に再現するモデルを複数設定した(=再現モデル)。
- また、2011年東北地方太平洋沖地震から得られた知見を踏まえ、波源特性の不確かさのうち津波高さに大きな影響を与える大すべり域の不確かさを幅広く考慮できるモデルを設定した(=特性化モデル)。

不確かさ考慮	基準断層モデル設定の考え方		名称	Mw
大すべり域の位置	A・B ・C	(1)再現モデル A. 広域の津波高を良好に再現するモデル	①内閣府(2012)モデル	9.0
波源モデルの形状 (走向, 傾斜角, すべり角)		B. 発電所敷地周辺の津波高, 発電所港湾内で取得した観測波形を良好に再現するモデル	②女川再現モデル	8.94
		C. 発電所前面海域における観測波形を良好に再現するモデル	③既往津波の組合せモデル	8.93

2011年東北地方太平洋沖地震から得られた知見とその反映

- 宮城県沖の固着域を震源として複数のセグメントが連動した。また連動に伴い大きなすべりを生じた。
⇒ 大すべり域は、津波高さに大きな影響を与えることから十分安全側に取り扱うべきであり、すべり量、すべり分布及び位置の不確かさを幅広く設定できるモデルが必要。
- 地震セグメントの破壊に時間差があったことに伴い津波が増幅した。
⇒ 地震セグメントの破壊開始点を任意に変更できるモデルが必要。



更なる想定として、大すべり域の不確かさを考慮

不確かさ考慮	基準断層モデル設定の考え方		名称	Mw
大すべり域の - すべり量 - すべり分布 - 位置 - 破壊開始点		(2)特性化モデル • 地震学的・地質学的・測地学的見地から、 <u>宮城県沖の固着域は歪みを蓄積する量に限度がある。</u> • <u>ただし、2011年東北地方太平洋沖地震から得られた知見を踏まえ、津波高さに大きな影響を与える大すべり域の不確かさを幅広く安全側に考慮できるように、大すべり域の形状を単純化したモデルを設定。</u>	④特性化モデル	9.04

3. 基準断層モデルの設定

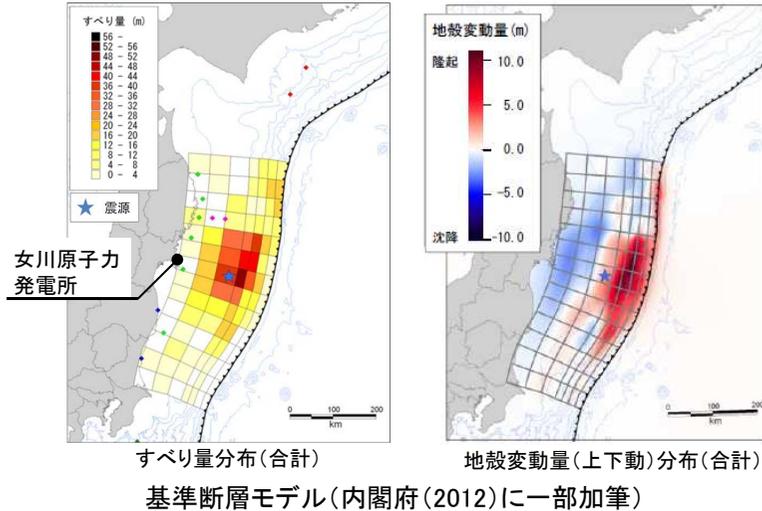
- 3. 1 基準断層モデル(再現モデル)の設定及び再現性の確認
- 3. 2 基準断層モデル(特性化モデル)の設定及び妥当性の確認

3. 1 基準断層モデル(再現モデル)の設定及び再現性の確認

3. 1. 1 基準断層モデル(再現モデル)の設定:内閣府(2012)モデル

- ・ 沖合い等の津波観測記録, 陸域・海域の地殻変動量, 沿岸の津波痕跡高の再現性を考慮したインバージョンモデル(内閣府(2012a))である。

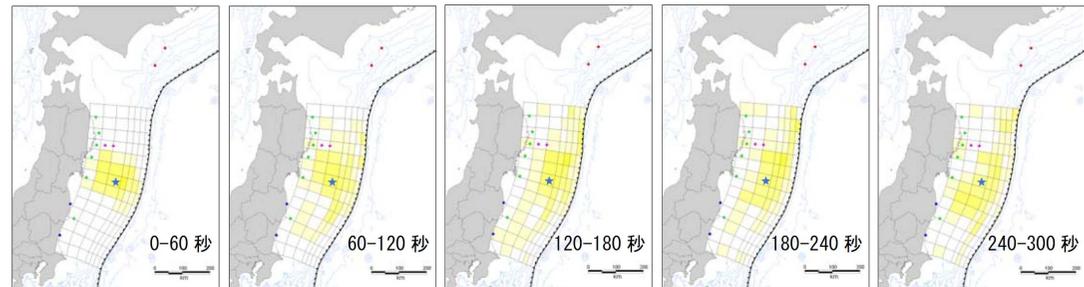
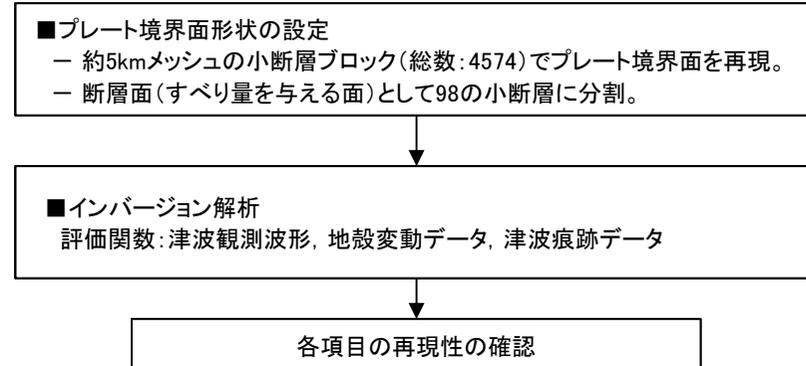
- ◆:ケーブル式海底水圧計(JAMSTEC)
- ◆:ケーブル式海底水圧計(東大地震研)
- ◆:ケーブル式海底水圧計(気象庁)
- ◆:GPS波浪計(国土交通省)
- ◆:原子力発電所潮位計



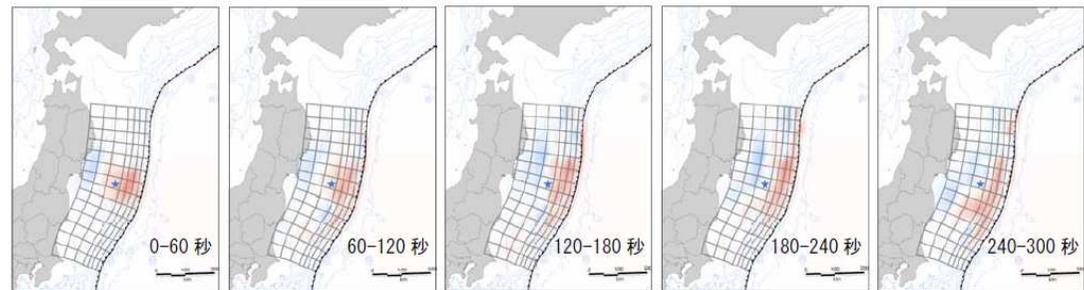
諸元

モーメントマグニチュード(Mw)	9.0
断層面積(S)	119,974(km ²)
平均応力降下量(Δσ)	2.47(MPa)
剛性率(μ)	4.1 × 10 ¹⁰ (N/m ²)
平均すべり量	8.55(m)
最大すべり量	49.58(m)
地震モーメント(Mo)	4.2 × 10 ²² (Nm)
すべり角(λ)	太平洋プレートの運動方向に基づいて設定
ライズタイム(τ)	断層すべり量分布, 地殻変動量(上下動)分布のとおり

【設定フロー】



断層すべり量分布(60秒間隔)



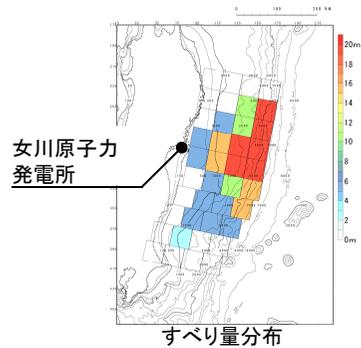
地殻変動量(上下動)分布(60秒間隔)

3. 1 基準断層モデル(再現モデル)の設定及び再現性の確認

3. 1. 1 基準断層モデル(再現モデル)の設定: 女川再現モデル

- 藤井・佐竹40枚断層モデル(ver.4.0)を基本として、発電所港湾内で取得した潮位観測記録及び発電所地点における痕跡高を再現するように、すべり量を調整したモデル(東北電力(2011))である。

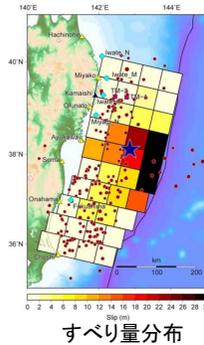
■基準断層モデル



小断層毎のすべり量

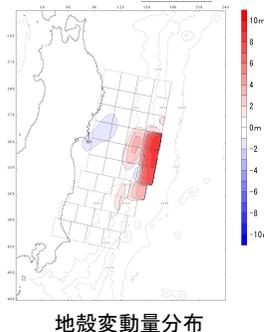
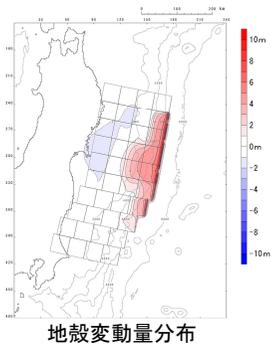
0	0	0	0
0	0	10	20
0	5	10	20
5	15	20	20
5	15	20	20
0	5	10	15
0	5	5	15
0	5	5	5
0	2	0	0
0	0	0	0

(参考)藤井・佐竹40枚断層モデル(ver.4.0)

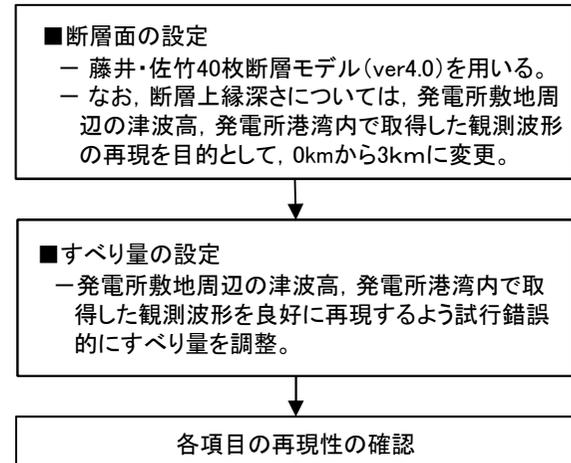


小断層毎のすべり量

0	0	0	0
0	0.05	3.52	0
0	3.79	5.56	5.74
0	12.44	23.35	34.45
11.57	12.65	19.87	33.62
0	4.21	8.52	30.83
0	4.34	8.82	14.09
1.28	4.98	4.27	1.95
0.59	1.94	0	0
0.62	0.14	0.2	0.01



【設定フロー】



諸元①

断層パラメータ		設定方法	設定値
モーメントマグニチュード	Mw	$(\log M_0 - 9.1) / 1.5$	8.94
断層面積	S (km ²)	藤井・佐竹(ver.4.0)	100,000
平均応力降下量	$\Delta\sigma$ (MPa)	$7/16 \cdot M_0 \cdot (S/\pi)^{-3/2}$	2.47
剛性率	μ (N/m ²)	土木学会(2002)	5.0×10^{10}
平均すべり量	D(m)	東北電力(2011)	6.43
地震モーメント	Mo(Nm)	μSD	3.2×10^{22}

諸元②

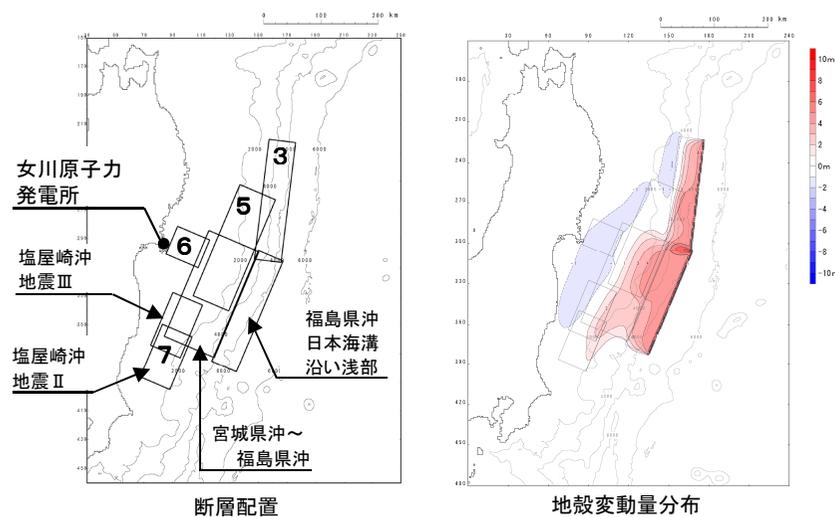
断層パラメータ		設定方法	設定値
走向	θ (°)	藤井・佐竹(ver.4.0)※	193
断層上縁深さ	d(km)	東北電力(2011)	3
傾斜角	δ (°)	藤井・佐竹(ver.4.0)※	14
すべり角	λ (°)	藤井・佐竹(ver.4.0)※	81
最大すべり量	D _{max} (m)	東北電力(2011)	20.00
ライズタイム	τ (s)	東北電力(2011)	60

※ USGSのWphaseインバージョン解析によるモーメントテンソル解(震源メカニズム: 走向193°, 傾斜14°, すべり方向81°)を参照して設定。

3. 1 基準断層モデル(再現モデル)の設定及び再現性の確認

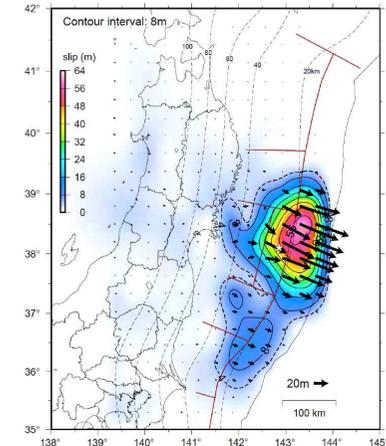
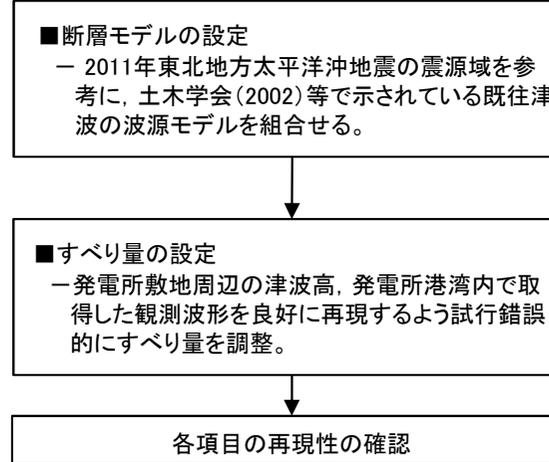
3. 1. 1 基準断層モデル(再現モデル)の設定: 既往津波の組合せモデル①

- 土木学会(2002)等で示されている既往津波の波源モデルを組合せることによって、2011年東北地方太平洋沖地震から得られた知見である「地震セグメントの連動」を表現するとともに、「連動に伴う大きなすべり量」を考慮するため、各波源モデルのすべり量を一律1.5倍にしたモデル(菅野ほか(2012))である。



基準断層モデル

【設定フロー】



(参考)東北地方太平洋沖型地震の震源域
(地震調査研究推進本部(2012))

活動域	既往津波の波源モデル
領域3	1896年明治三陸地震津波(土木学会(2002)のすべり量を補正)をベースとし、過去に津波の発生が確認されていない領域3の南端に想定。
領域5	1793年の津波(土木学会(2002)モデル)
領域6	1978年の津波(土木学会(2002)モデル)をベースとし、地震調査研究推進本部(2012)による宮城県沖強震動評価モデルを踏まえ断層長さを拡張して想定。
領域7	1938年の津波(佐藤ほか(1989)塩屋崎沖地震モデルⅡ,Ⅲ)
宮城県沖～福島県沖	869年の津波(佐竹ほか(2008)モデル10)
福島県沖日本海溝沿い浅部	過去に津波の発生が確認されていないことから、日本海溝沿い浅部で発生した最大規模の1896年明治三陸地震津波を想定。

3. 1 基準断層モデル(再現モデル)の設定及び再現性の確認

3. 1. 1 基準断層モデル(再現モデル)の設定: 既往津波の組合せモデル②

■ 断層パラメータ①

■ 領域3

断層パラメータ		設定方法	設定値
モーメントマグニチュード*	Mw	$(\log M_0 - 9.1)/1.5$	8.50
長さ	L(km)	1896年明治三陸地震 津波の再現モデル	210
幅	W(km)	土木学会(2002)	50
剛性率	μ (N/m ²)	土木学会(2002)	5.0×10^{10} ※1
すべり量	D _{max} (m)	菅野ほか(2012)	13.50
地震モーメント	Mo(Nm)	μ LWD	7.09×10^{21}
走向	θ (°)	菅野ほか(2012)	190
断層上縁深さ	d(km)	土木学会(2002)	1
傾斜角	δ (°)	土木学会(2002)	20
すべり角	λ (°)	土木学会(2002)	75
ライズタイム	τ (s)	土木学会(2002)	60

■ 領域5

断層パラメータ		設定方法	設定値
モーメントマグニチュード*	Mw	$(\log M_0 - 9.1)/1.5$	8.36
長さ	L(km)	土木学会(2002)	210
幅	W(km)	土木学会(2002)	70
剛性率	μ (N/m ²)	土木学会(2002)	5.0×10^{10} ※2
すべり量	D _{max} (m)	菅野ほか(2012)	6.00
地震モーメント	Mo(Nm)	μ LWD	4.41×10^{21}
走向	θ (°)	菅野ほか(2012)	205
断層上縁深さ	d(km)	土木学会(2002)	17
傾斜角	δ (°)	土木学会(2002)	15
すべり角	λ (°)	土木学会(2002)	90
ライズタイム	τ (s)	土木学会(2002)	60

※1: 単独で発生した場合の剛性率 μ は, 3.5×10^{10} (N/m²) であるが, 連動型地震のため 5.0×10^{10} (N/m²) に設定(土木学会(2002))。

※2: 単独で発生した場合の剛性率 μ は, 7.0×10^{10} (N/m²) であるが, 連動型地震のため 5.0×10^{10} (N/m²) に設定(土木学会(2002))。

3. 1 基準断層モデル(再現モデル)の設定及び再現性の確認

3. 1. 1 基準断層モデル(再現モデル)の設定: 既往津波の組合せモデル③

■ 断層パラメータ②

■ 領域6

断層パラメータ		設定方法	設定値
モーメントマグニチュード*	Mw	$(\log M_0 - 9.1) / 1.5$	7.74
長さ	L(km)	土木学会(2002) 地震本部(2012)	52
幅	W(km)	土木学会(2002)	65
剛性率	μ (N/m ²)	土木学会(2002)	$5.0 \times 10^{10} \text{ ※1}$
すべり量	D _{max} (m)	菅野ほか(2012)	3.00
地震モーメント	Mo(Nm)	μ LWD	5.07×10^{20}
走向	θ (°)	菅野ほか(2012)	205
断層上縁深さ	d(km)	土木学会(2002)	25
傾斜角	δ (°)	土木学会(2002)	20
すべり角	λ (°)	土木学会(2002)	90
ライズタイム	τ (s)	土木学会(2002)	60

■ 領域7(塩屋崎Ⅱ)

断層パラメータ		設定方法	設定値
モーメントマグニチュード*	Mw	$(\log M_0 - 9.1) / 1.5$	7.94
長さ	L(km)	佐藤ほか(1989)	100
幅	W(km)	佐藤ほか(1989)	60
剛性率	μ (N/m ²)	土木学会(2002)	$5.0 \times 10^{10} \text{ ※1}$
すべり量	D _{max} (m)	菅野ほか(2012)	3.45
地震モーメント	Mo(Nm)	μ LWD	1.04×10^{21}
走向	θ (°)	佐藤ほか(1989)	205
断層上縁深さ	d(km)	佐藤ほか(1989)	20
傾斜角	δ (°)	佐藤ほか(1989)	20
すべり角	λ (°)	佐藤ほか(1989)	90
ライズタイム	τ (s)	土木学会(2002)	60

※1: 単独で発生した場合の剛性率 μ は、 7.0×10^{10} (N/m²)であるが、連動型地震のため 5.0×10^{10} (N/m²)に設定(土木学会(2002))。

3. 1 基準断層モデル(再現モデル)の設定及び再現性の確認

3. 1. 1 基準断層モデル(再現モデル)の設定: 既往津波の組合せモデル④

■ 断層パラメータ③

■ 領域7(塩屋崎Ⅲ)

断層パラメータ		設定方法	設定値
モーメントマグニチュード [*]	Mw	$(\log M_0 - 9.1) / 1.5$	7.84
長さ	L(km)	佐藤ほか(1989)	100
幅	W(km)	佐藤ほか(1989)	60
剛性率	μ (N/m ²)	土木学会(2002)	$5.0 \times 10^{10} \text{ ※1}$
すべり量	D _{max} (m)	菅野ほか(2012)	2.40
地震モーメント	Mo(Nm)	μ LWD	7.20×10^{20}
走向	θ (°)	佐藤ほか(1989)	205
断層上縁深さ	d(km)	佐藤ほか(1989)	20
傾斜角	δ (°)	佐藤ほか(1989)	20
すべり角	λ (°)	佐藤ほか(1989)	90
ライズタイム	τ (s)	土木学会(2002)	60

■ 宮城県沖～福島県沖

断層パラメータ		設定方法	設定値
モーメントマグニチュード [*]	Mw	$(\log M_0 - 9.1) / 1.5$	8.61
長さ	L(km)	佐竹ほか(2008)	200
幅	W(km)	佐竹ほか(2008)	100
剛性率	μ (N/m ²)	土木学会(2002)	$5.0 \times 10^{10} \text{ ※1}$
すべり量	D _{max} (m)	菅野ほか(2012)	10.50
地震モーメント	Mo(Nm)	μ LWD	1.05×10^{22}
走向	θ (°)	佐竹ほか(2008)	202
断層上縁深さ	d(km)	佐竹ほか(2008)	15
傾斜角	δ (°)	佐竹ほか(2008)	18
すべり角	λ (°)	佐竹ほか(2008)	90
ライズタイム	τ (s)	土木学会(2002)	60

※1: 単独で発生した場合の剛性率 μ は、 7.0×10^{10} (N/m²)であるが、連動型地震のため 5.0×10^{10} (N/m²)に設定(土木学会(2002))。

3. 1 基準断層モデル(再現モデル)の設定及び再現性の確認

3. 1. 1 基準断層モデル(再現モデル)の設定: 既往津波の組合せモデル⑤

■ 断層パラメータ④

■ 福島県沖日本海溝沿い浅部

断層パラメータ		設定方法	設定値
モーメントマグニチュード*	Mw	$(\log M_0 - 9.1) / 1.5$	8.50
長さ	L(km)	1896年明治三陸地震津波の再現モデル	210
幅	W(km)	土木学会(2002)	50
剛性率	μ (N/m ²)	土木学会(2002)	5.0×10^{10} ※1
すべり量	D _{max} (m)	菅野ほか(2012)	13.50
地震モーメント	M ₀ (Nm)	μ LWD	7.09×10^{21}
走向	θ (°)	菅野ほか(2012)	190
断層上縁深さ	d(km)	土木学会(2002)	1
傾斜角	δ (°)	土木学会(2002)	20
すべり角	λ (°)	土木学会(2002)	75
ライズタイム	τ (s)	土木学会(2002)	60

※1: 単独で発生した場合の剛性率 μ は、 3.5×10^{10} (N/m²)であるが、連動型地震のため 5.0×10^{10} (N/m²)に設定(土木学会(2002))。

■ 連動時のモーメントマグニチュード(Mw)の算定(まとめ)

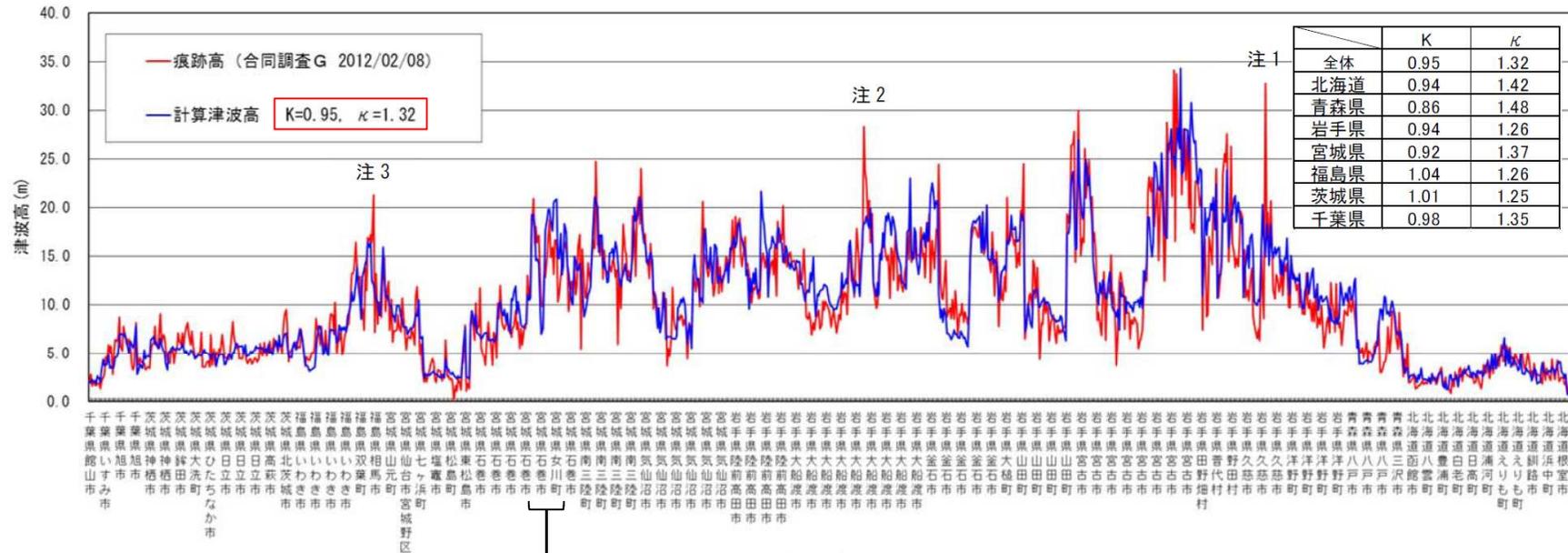
活動域	地震モーメント M ₀ (Nm)	モーメントマグニチュード* Mw
領域3	7.09×10^{21}	8.50
領域5	4.41×10^{21}	8.36
領域6	5.07×10^{20}	7.74
領域7(塩屋崎Ⅱ)	1.04×10^{21}	7.94
領域7(塩屋崎Ⅲ)	7.20×10^{20}	7.84
宮城県沖～福島県沖	1.05×10^{22}	8.61
福島県沖日本海溝沿い浅部	7.09×10^{21}	8.50
連動時(合計)	3.13×10^{22}	<u>8.93</u>

3. 1 基準断層モデル(再現モデル)の設定及び再現性の確認

3. 1. 2 再現性の確認: 広域における津波高さの再現性の確認

- 内閣府(2012)モデル※は、広域(北海道～千葉県)における津波高さを良好に再現していることを確認した。

※:内閣府(2012)では、空間格子間隔を陸域側から外洋側に50m→150m→450m→1350mと設定している。



女川原子力発電所付近

注1. 久慈: 調査記録において、300m離れた同じ海岸では16.72mであり、地形による局所的な波高の増幅と考えられる

注2. 大船渡: 調査記録に、スプラッシュの影響による可能性あり、との記述あり

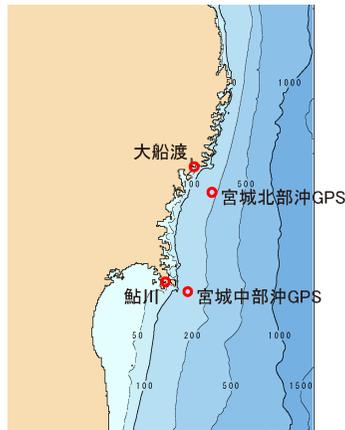
注3. 相馬: 調査記録に、海辺の山肌、との記述あり

(内閣府(2012))

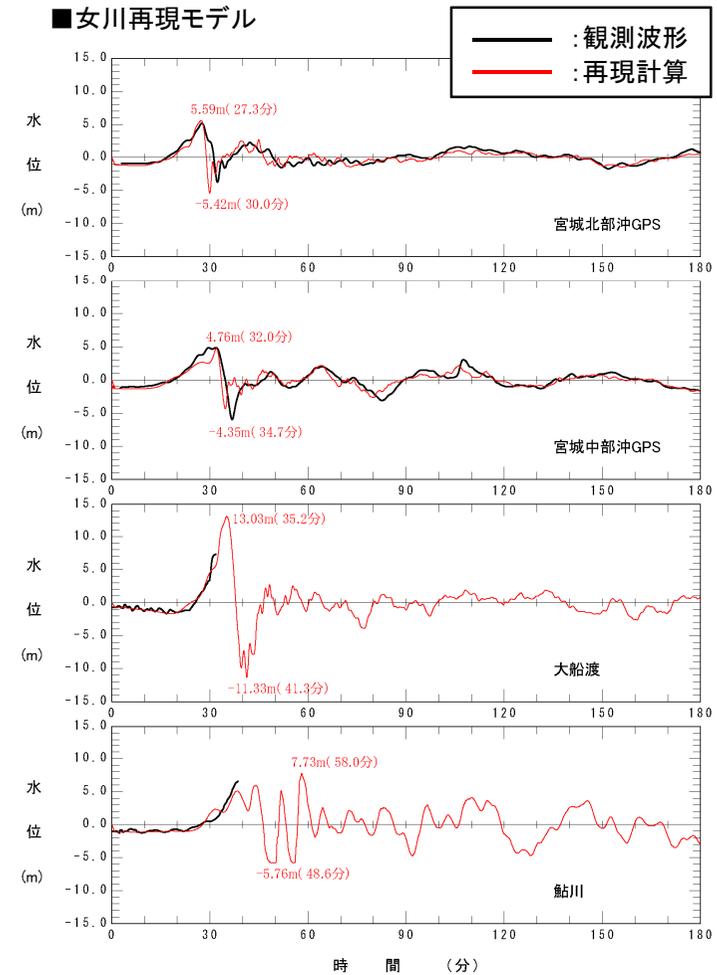
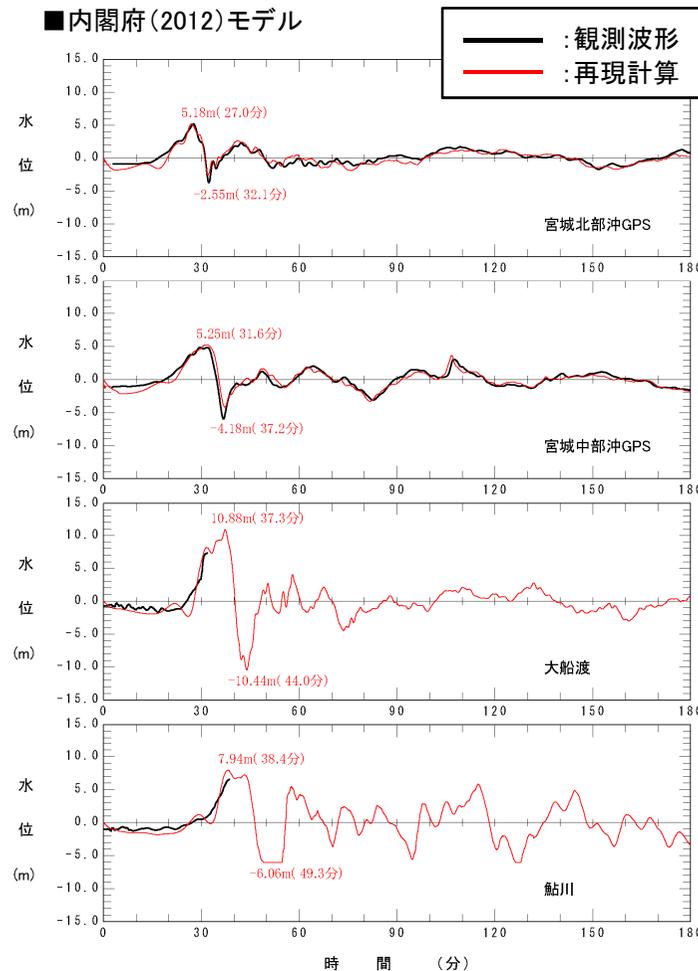
3. 1 基準断層モデル(再現モデル)の設定及び再現性の確認

3. 1. 2 再現性の確認: 複雑な地形の影響を受ける前の再現性の確認①

- 各基準断層モデル(再現モデル)とも, 発電所前面海域の観測波形に見られる特性(津波水位, 周期, 津波の到達時間)を良好に再現していることを確認した。

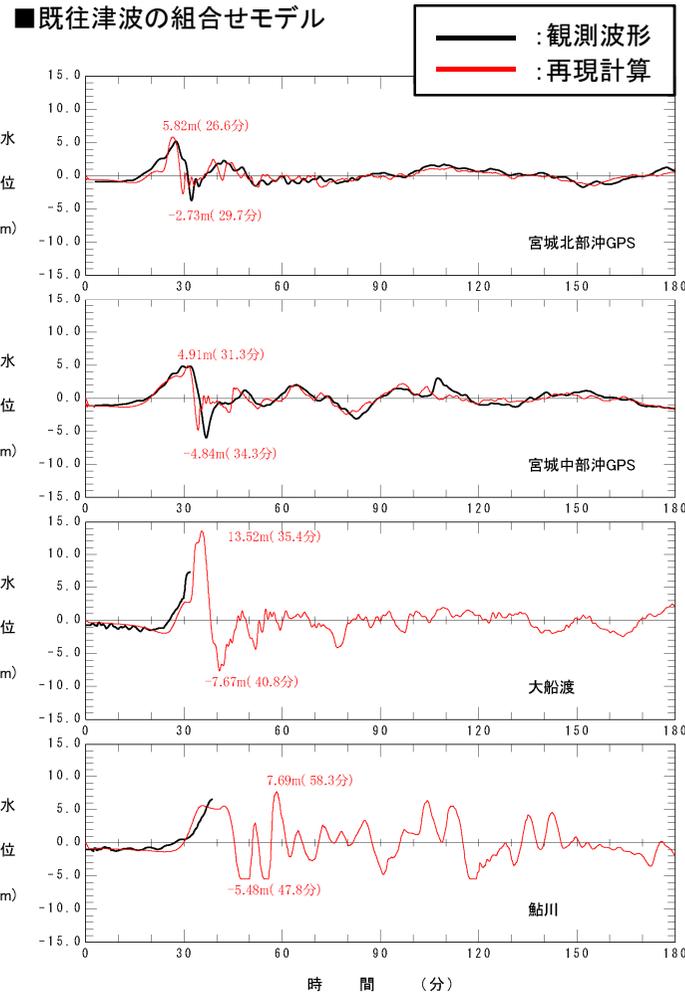
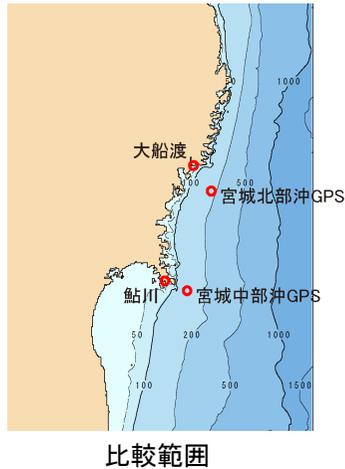


比較範囲



3. 1 基準断層モデル(再現モデル)の設定及び再現性の確認

3. 1. 2 再現性の確認: 複雑な地形の影響を受ける前の再現性の確認②

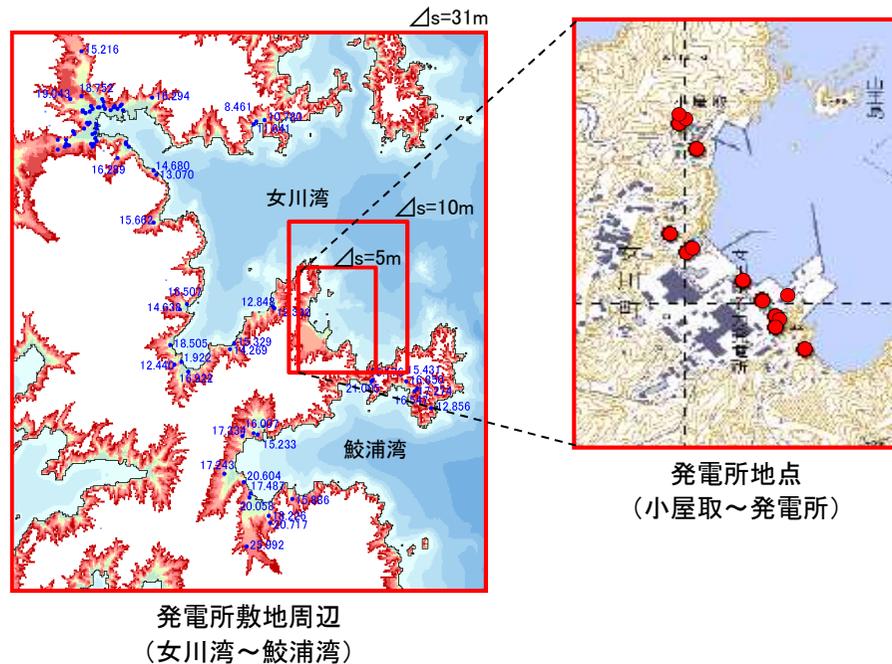


3. 1 基準断層モデル(再現モデル)の設定及び再現性の確認

3. 1. 2 再現性の確認: 発電所敷地周辺における複雑な地形の影響を考慮した再現性の確認

■ 発電所敷地周辺における複雑な地形の影響を考慮した再現性の確認

- ・ 発電所地点を含む湾形状を呈す周辺地形(女川湾～鮫浦湾)については、土木学会(2002)の再現性の目安を満足していないモデルがあるものの、 κ (ばらつき)が小さく、基準断層モデルの設定として問題ない範囲にあることを確認した。
- ・ なお、津波予測を行う発電所地点については、各基準断層モデルとも、津波高さを良好に再現していることを確認した。



発電所敷地周辺における津波高の再現性の評価結果※1, 2

基準断層モデル	K	κ	n
内閣府(2012)モデル	0.87	1.25	111
女川再現モデル	1.21	1.24	
既往津波の組合せモデル	0.99	1.25	

発電所地点における津波高の再現性の評価結果※1, 2

基準断層モデル	K	κ	n
内閣府(2012)モデル	0.97	1.06	14
女川再現モデル	1.00	1.04	
既往津波の組合せモデル	0.97	1.03	

※1: 再現性の目安 $0.95 < K < 1.05$, $\kappa < 1.45$ (土木学会(2002))

※2: 各基準断層モデルの発電所港湾内の観測記録の再現性は、「資料1-3 女川原子力発電所 基準津波の策定について (補足説明資料)(p39)」に記載。



以上より、基準断層モデル(再現モデル)の設定は妥当と評価する。

3. 基準断層モデルの設定

- 3. 1 基準断層モデル(再現モデル)の設定及び再現性の確認
- 3. 2 基準断層モデル(特性化モデル)の設定及び妥当性の確認

3.2 基準断層モデル(特性化モデル)の設定及び妥当性の確認

3.2.1 基準断層モデル(特性化モデル)の設定: 基本的考え方

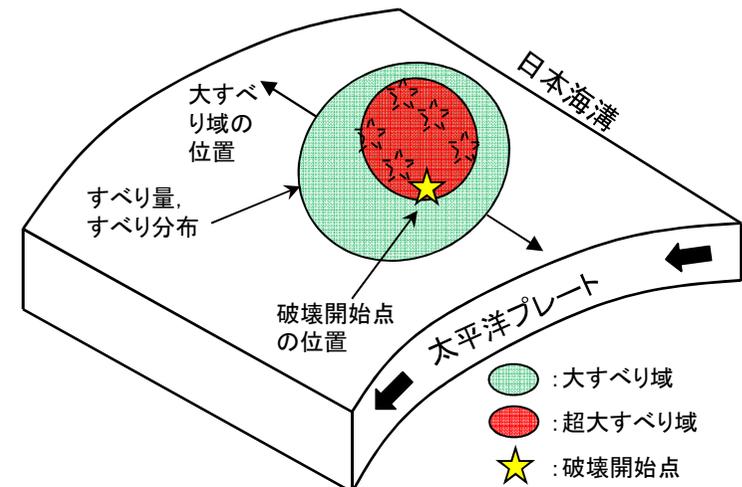
- 地震調査研究推進本部(2012)によれば, 次の地震を「少なくとも宮城県沖と三陸沖南部海溝寄りから福島県沖にかけての領域が連動してMw8.4程度, さらに震源域が広がり, 東北地方太平洋沖地震と同様にM9.0前後になる可能性がある。」と評価している。
- また, 地震学的・地質学的・測地学的見地から, 宮城県沖の固着域の歪みを蓄積する量には限度があり, 2011年東北地方太平洋沖地震に伴うすべり量は最大規模と考えられるものの, 2011年東北地方太平洋沖地震から得られた知見を踏まえ, 更なる安全性確保の観点から, 波源特性の不確かさのうち津波高さに大きな影響を与える大すべり域の不確かさを幅広く安全側に考慮できるモデルを設定した。

■2011年東北地方太平洋沖地震から得られた知見

- 宮城県沖の固着域を震源として複数のセグメントが連動した。また, 連動に伴い大きなすべりを生じた。
- ⇒ 大すべり域は, 津波高さに大きな影響を与えることから十分安全側に取り扱うべきであり, すべり量, すべり分布及び位置の不確かさを幅広く設定できるモデルが必要。
- 地震セグメントの破壊に時間差があったことに伴い津波が増幅した。
- ⇒ 地震セグメントの破壊開始点を任意に変更できるモデルが必要。

大すべり域の安全側への取り扱い

- 2011年東北地方太平洋沖地震の震源域, 同地震に伴う津波を良好に再現するインバージョンモデルのすべり分布形状, すべり欠損速度分布及び内閣府(2012)等の知見を参考として, 大すべり域の形状を単純化し, 大すべり域の不確かさを幅広く安全側に考慮できるモデルを設定した。
- 基準断層モデルの設定方法を次項に示す。

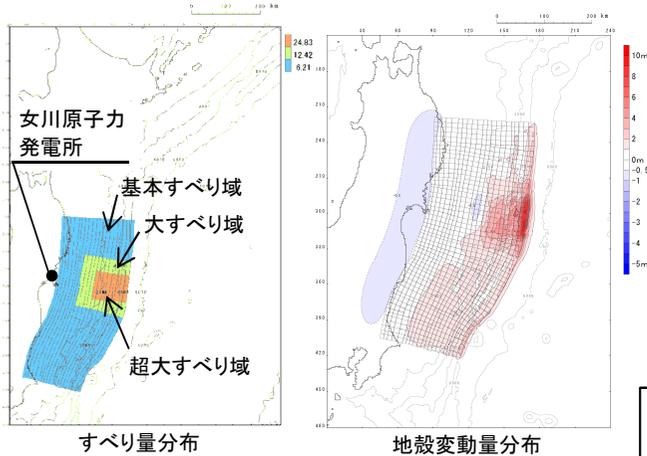


大すべり域の不確かさ考慮のイメージ

3. 2 基準断層モデル(特性化モデル)の設定及び妥当性の確認

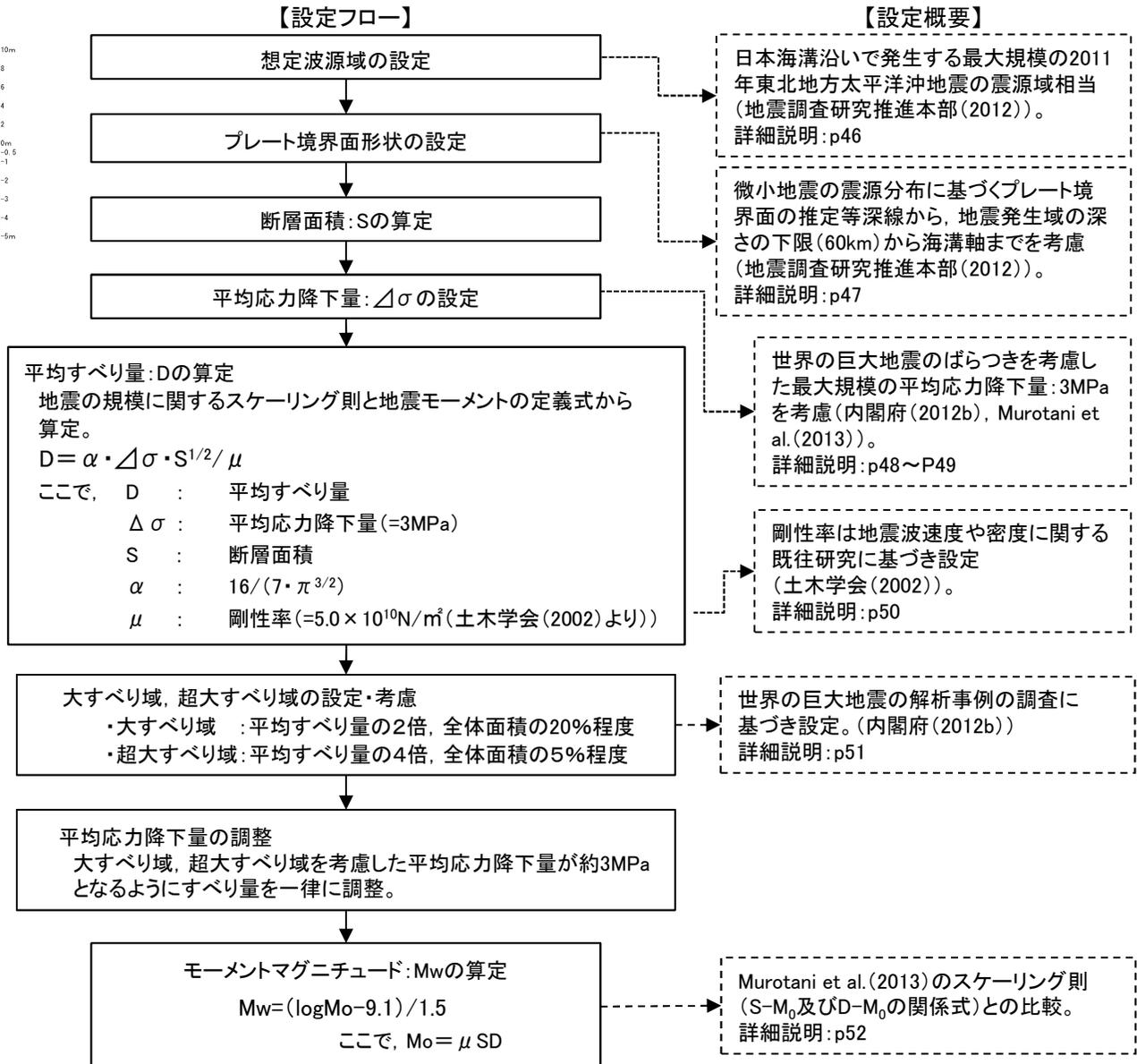
3. 2. 1 基準断層モデル(特性化モデル)の設定: 基準断層モデル, 設定フロー及び設定概要

- 内閣府(2012b)の知見等を参考として, 以下のとおり特性化モデルを設定した。
- なお, 妥当性確認は, 各再現モデルによる敷地前面における津波水位を上回る安全側のモデルになっていることを確認することにより行う。



基準断層モデル
諸元

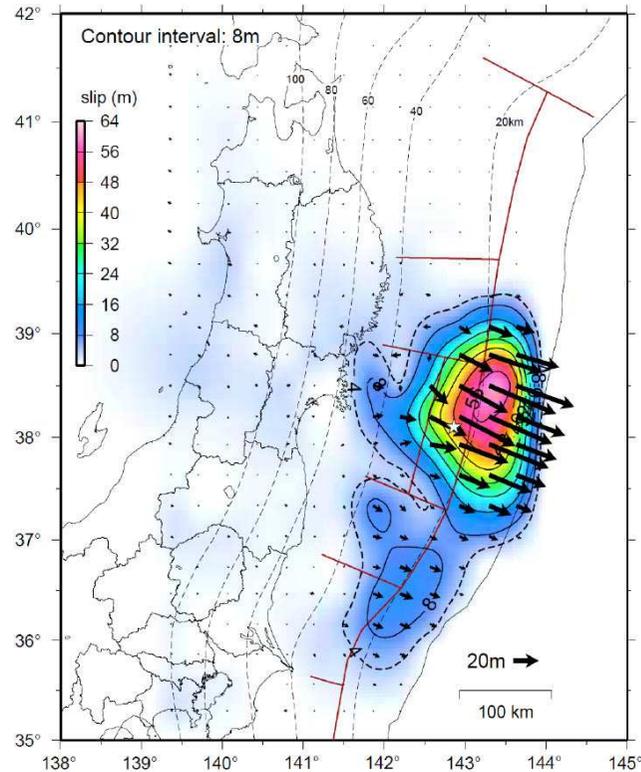
モーメントマグニチュード(Mw)	9.04	
地震発生深さ	海溝軸～深さ60km	
断層面積(S)	107,357(km ²)	
平均応力降下量(Δσ)	3.13(MPa)	
剛性率(μ)	5.0 × 10 ¹⁰ (N/m ²)	
平均すべり量D	8.43(m)	
地震モーメントMo	4.52 × 10 ²² (Nm)	
すべり量	基本すべり域	6.21(m)
	大すべり域	12.42(m)
	超大すべり域	24.83(m)
すべり角λ	太平洋プレートの運動方向に基づいて設定	
ライズタイムτ	60(s)	



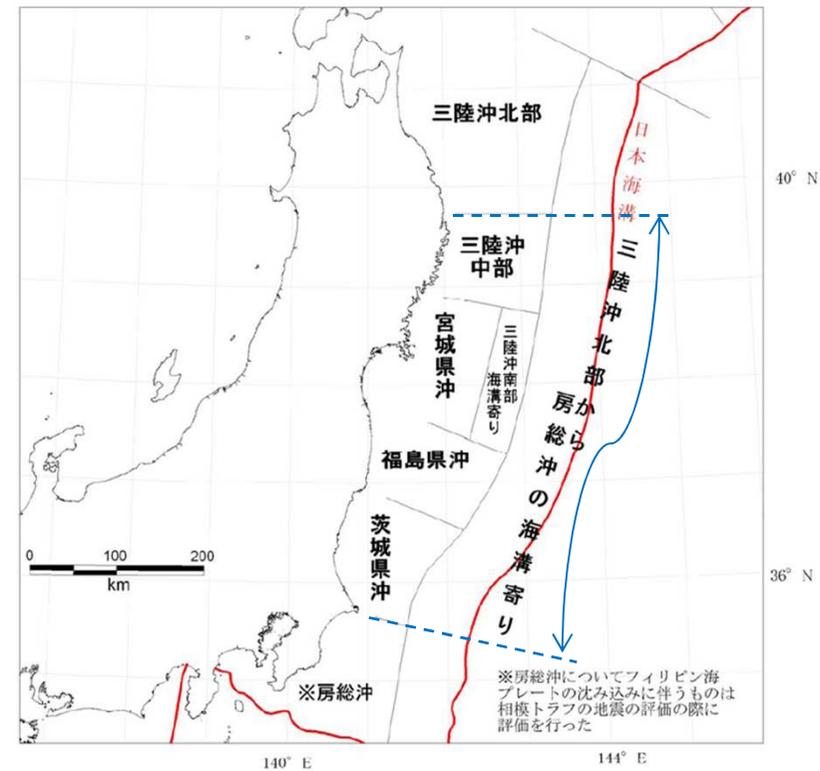
3. 2 基準断層モデル(特性化モデル)の設定及び妥当性の確認

3. 2. 1 基準断層モデル(特性化モデル)の設定: 想定波源域

- 地震調査研究推進本部(2012)が示している地震発生領域のうち、2011年東北地方太平洋沖地震の震源域相当の「三陸沖中部～茨城県沖(三陸沖北部から房総沖の海溝寄りの陸側を含む)」を波源域として設定した。



2011年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))

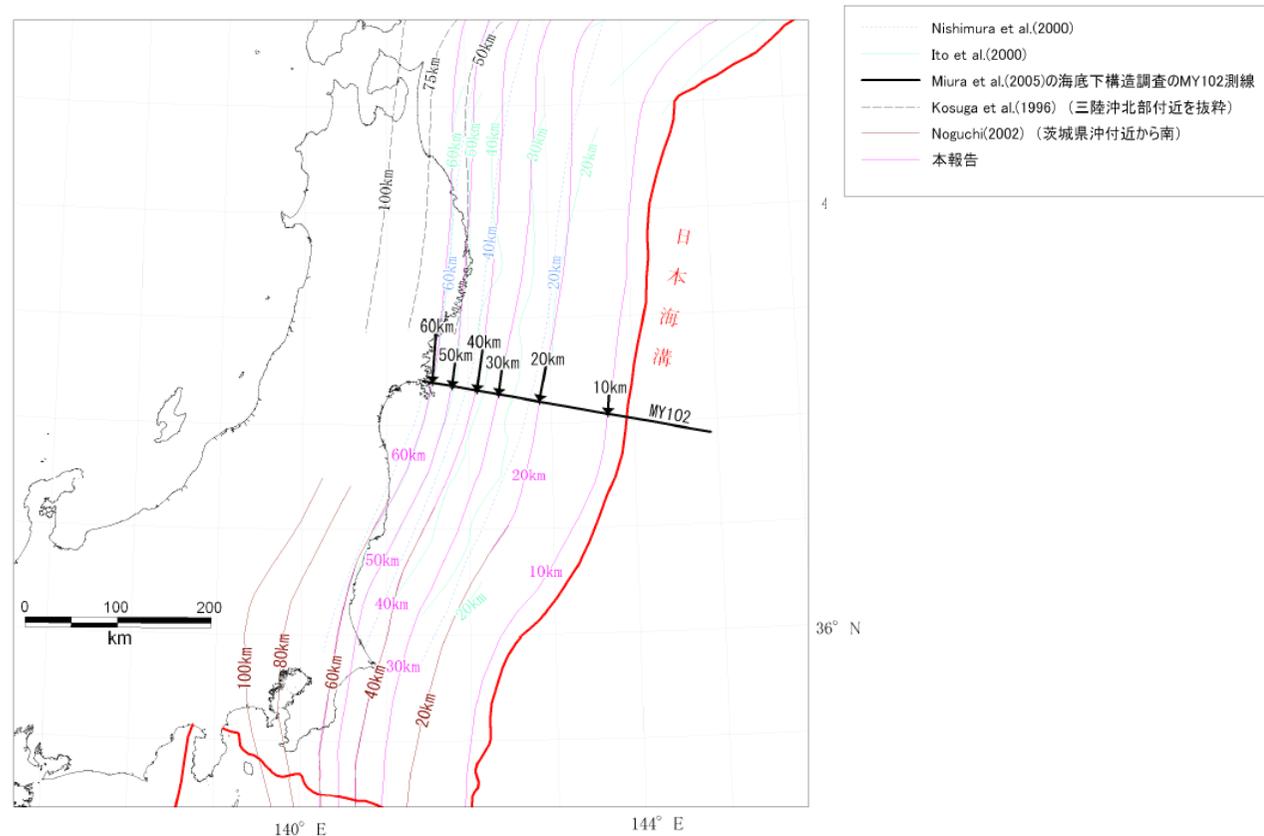


日本海溝沿いにおける地震発生領域区分
(地震調査研究推進本部(2012)に一部加筆)

3.2 基準断層モデル(特性化モデル)の設定及び妥当性の確認

3.2.1 基準断層モデル(特性化モデル)の設定:プレート境界面形状の設定

- 地震調査研究推進本部(2012)が示している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をプレート境界面の形状として、地震発生域の深さの下限(60km)から海溝軸までを波源域として考慮した。



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図
(地震調査研究推進本部(2012))

3. 2 基準断層モデル(特性化モデル)の設定及び妥当性の確認

3. 2. 1 基準断層モデル(特性化モデル)の設定:平均応力降下量の設定①

- 内閣府(2012)では、海溝型の津波断層モデルの断層全体の平均すべり量は、津波断層モデルの断層面の全域に対する相似則(スケーリング則)による平均すべり量と概ね一致することを基本として、2011年東北地方太平洋沖地震、2010年チリ地震、2004年スマトラ地震といった世界の巨大地震と、日本周辺で発生したMw8以上の地震を対象に、平均応力降下量を整理している。
- 巨大地震の津波断層モデルの平均応力降下量(6事例)は、平均値で1.2MPa、平均値に標準偏差を加えた値は2.2MPa(平均値から標準偏差を引いた値は0.7MPa)である。しかし、Mw8よりも小さな地震を含めると、海溝型地震の平均応力降下量の平均値は3.0MPaであるとしている。

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(内閣府(2012))

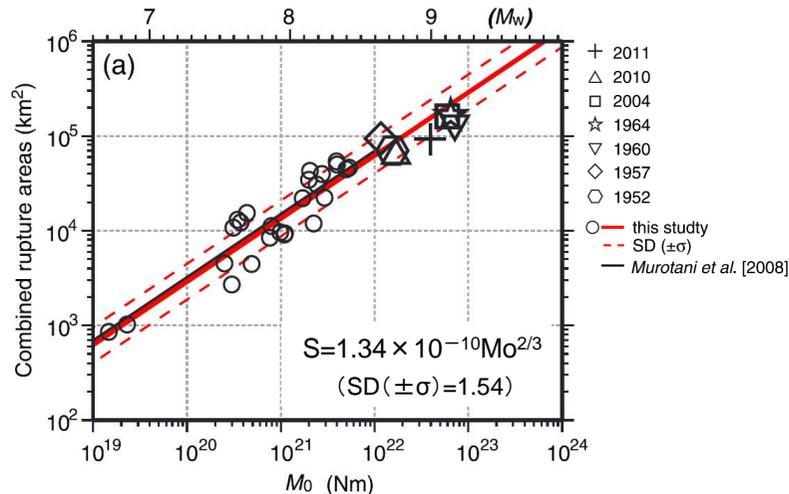
Earthquake	Reference	data	MO (N m)	Mw	S (km ²)	σ (MPa)	$\log_{10}(\Delta\sigma)$	地震別中央値
2003 Tokachi-oki	Tanioka et al. (2004)	Tu	1.00E+21	8	9600	2.6	0.41	0.41
1946 Nankai	Satake (1993)	Tu, G	3.90E+21	8.3	59400	0.7	-0.15	-0.05
	Kato and Ando (1997)	Tu, G	4.00E+21	8.3	54000	0.8	-0.10	
	Tanioka and Satake (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	

	中央値の平均値
$\log_{10}(\Delta\sigma)$	0.09
$\Delta\sigma$	1.2
+標準偏差	2.2
-標準偏差	0.7

3. 2 基準断層モデル(特性化モデル)の設定及び妥当性の確認

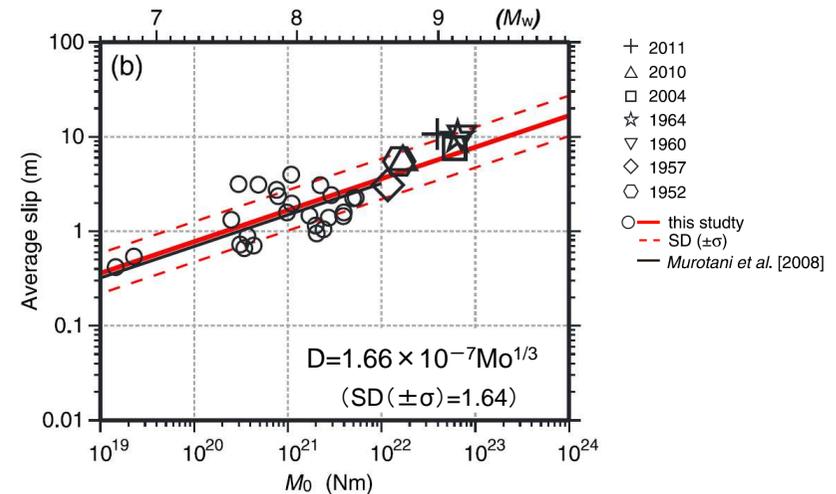
3. 2. 1 基準断層モデル(特性化モデル)の設定: 平均応力降下量の設定②

- Murotani et al. (2013)は、プレート境界地震のスケール関係 (S - M_0 及び D - M_0 の関係)について、日本付近で発生したM7~8クラスの10個のプレート境界地震に、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ル則を提案した。
- 円形破壊面を仮定したスケール則($M_0=16/(7 \cdot \pi^{3/2}) \cdot \Delta\sigma \cdot S^{3/2}$)から、破壊領域(S)と M_0 及び平均すべり量(D)と M_0 の関係式の平均応力降下量を算定すると約1.6MPaであり、標準偏差:SD($\pm\sigma$)を考慮すると、平均応力降下量は最大で3.0MPa(破壊領域(S)と M_0 の関係式)となる。



破壊領域(S)と M_0 の関係

平均応力降下量 $\Delta\sigma = 1.57\text{MPa}$
 $S + \sigma$ 時の平均応力降下量 $\Delta\sigma = 0.82\text{MPa}$
 $S - \sigma$ 時の平均応力降下量 $\Delta\sigma = 3.00\text{MPa}$



平均すべり量(D)と M_0 の関係

平均応力降下量 $\Delta\sigma = 1.57\text{MPa}$
 $D + \sigma$ 時の平均応力降下量 $\Delta\sigma = 2.58\text{MPa}$
 $D - \sigma$ 時の平均応力降下量 $\Delta\sigma = 0.96\text{MPa}$

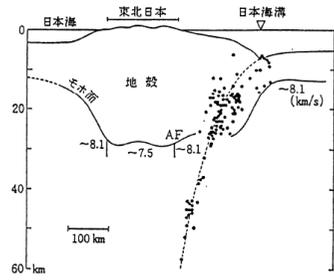


以上の知見を踏まえ、平均応力降下量を3.0MPaに設定した。

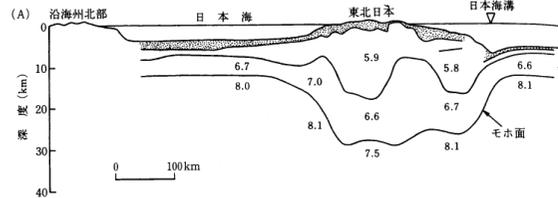
3. 2 基準断層モデル(特性化モデル)の設定及び妥当性の確認

3. 2. 1 基準断層モデル(特性化モデル)の設定:剛性率の設定

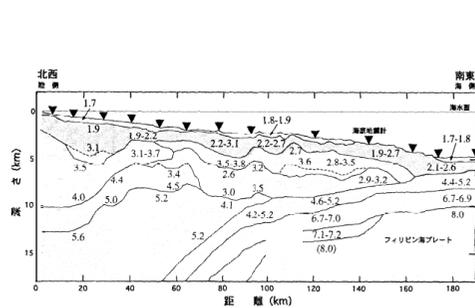
- 土木学会(2002)では、地震波速度や密度に関する既往研究に基づき、以下のように標準値を設定している。



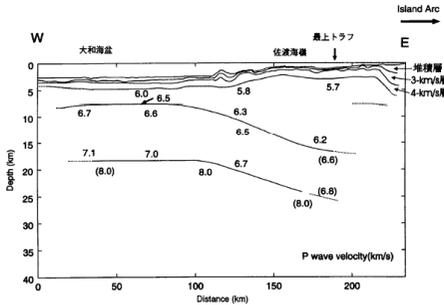
(a)東北日本周辺(吉井(1978))



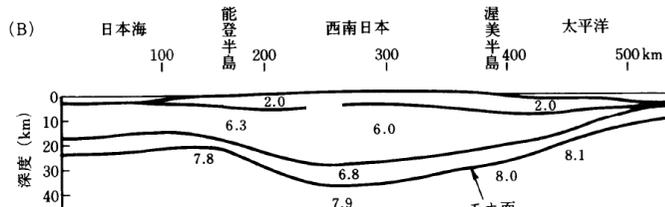
(b)東北日本周辺(周藤・牛来(1997))



(c)日向灘沖(宮町・後藤(1999))



(d)秋田沖日本海東縁部(西坂ら(1999))



(e)西南日本周辺(周藤・牛来(1997))

P波速度構造に関する既往研究例(土木学会(2002))

Vp/Vs比に関する既往研究例(伊藤・大東(1996))

地域	上部地殻	下部地殻	上部マントル	文献・備考
近畿	1.67		1.78	Yoshiyama(1957)
西南日本	1.68		1.75~1.79	角田(1968)
紀伊半島	1.716±0.021			渡辺・黒磯(1967)
東北			1.77	宇津(1969)
中国	1.70~1.71	1.73		Hashizume(1970)
東北	1.66	1.75	1.70~1.75 1.75~1.80	堀内ら(1977) マントルの値は火山フロントの東西
近畿北部	1.70			黒磯・渡辺(1977)
函館群発	(1.66)			高波ら(1980) 表層の値
中部東海	1.68±0.02	1.75~1.81	1.77	Ukawa and Fukao(1981) 真のVp, Vsから求めた値
四国	(1.58~1.65) 1.73	1.75	1.73	岡野・木村(1983) ()内は表層の値
飛騨周辺	1.67±0.01			橋田・鶴川(1995)
長野県	1.69±0.01			
北関東	1.71±0.01			
甲府周辺	1.69±0.01			
富士箱根	1.69~1.78			
甲府周辺	1.66~1.71			
日光付近	1.682±0.016	1.686*	1.90	大東・伊藤(1995) *は真のVp, Vsから求めた値
長野県西部	1.700±0.053	1.686*		
兵庫県南部	1.680±0.023	1.76*	1.76*	

震源付近の媒質の剛性率の標準値(土木学会(2002))

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) 	$V_p=6.0$ km/s $V_p/V_s=1.6\sim 1.7$ $\rho=2.7\sim 2.8$ g/cm ³ とすれば, $\mu=3.36\times 10^{10}$ $\sim 3.94\times 10^{10}$ N/m ² となる。この中間的値とする。	3.5×10^{10} N/m ² $(3.5\times 10^{11}$ 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) 	$V_p=8.0\sim 8.1$ km/s $V_p/V_s=1.75\sim 1.80$ $\rho=3.2\sim 3.5$ g/cm ³ とすれば, $\mu=6.31\times 10^{10}$ $\sim 7.50\times 10^{10}$ N/m ² となる。この中間的値とする。	7.0×10^{10} N/m ² $(7.0\times 10^{11}$ 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。	5.0×10^{10} N/m ² $(5.0\times 10^{11}$ dyne/cm ²)



東北地方太平洋沖型地震の断層面は深さ20km以浅と以深をまたぐことから、浅部と深部の中間的値である 5.0×10^{10} (N/m²)を採用した。

3. 2 基準断層モデル(特性化モデル)の設定及び妥当性の確認

3. 2. 1 基準断層モデル(特性化モデル)の設定:大すべり域・超大すべり域の設定

- 内閣府(2012)では、2011年東北地方太平洋沖地震、2010年チリ地震、2004年スマトラ地震といった世界の巨大地震の解析事例の調査に基づき、津波断層モデルにおける大すべり域の面積等に関する特徴を整理し、南海トラフの巨大地震の津波断層モデルに、各領域を以下のとおり設定している。
 - 大すべり域:津波断層の平均すべり量の2倍、全体面積の20%程度
 - 超大すべり域:津波断層の平均すべり量の4倍、全体面積の5%程度

津波断層モデルにおける大きなすべり領域の割合

【2011年東北地方太平洋沖地震】

参考文献	M	大きなすべり領域 (平均×1.5倍以上)		大きなすべり領域 (平均×2倍以上)	
		割合(%)	個数	割合(%)	個数
①Fujii et al. (2011)	9.0	23	1	18	1
②今村ほか(2011)		20	2	20	2
③内閣府検討モデル (参考資料)		25	2	17	2
④津波高+地殻変動を合わせたインバージョン結果		26	1	15	1
平均	—	24%	1.5個	18%	1.5個

【国外で発生したM9以上の既往地震】

地震名・参考文献	M※	大きなすべり領域 (平均×1.5倍以上)		大きなすべり領域 (平均×2倍以上)	
		割合(%)	個数	割合(%)	個数
1960年チリ地震 Fujii and Satake(投稿中)	9.5	30	3	19	2
1964年アラスカ地震 Johnson and Satake(1996)	9.2	30	2	25	1
2004年スマトラ島沖地震 Fujii and Satake(2007)	9.1	18	1	18	1
1952年カムチャツカ地震 Johnson and Satake(1999)	9.0	33	2	25	3
2010年チリ地震 Fujii and Satake(投稿中)	8.8	22	3	11	2
平均	—	27%	2.2個	20%	1.8個

※マグニチュードはUSGSによる

【南海トラフで発生した既往地震】

地震名	大きなすべり領域 (平均×1.5倍以上)		大きなすべり領域 (平均×2倍以上)	
	割合(%)	個数	割合(%)	個数
1944年昭和東南海地震				
① Tanioka and Satake (2001a)	26	2	17	2
②Baba et al.(2002)	25	1	12	1
1946年昭和南海地震				
① Tanioka and Satake (2001b)	28	3	10	2
②Baba et al.(2002)	31	2	24	3
1854年安政南海地震				
①行谷(2006)	25	1	11	2
平均	27%	1.8個	15%	2.0個

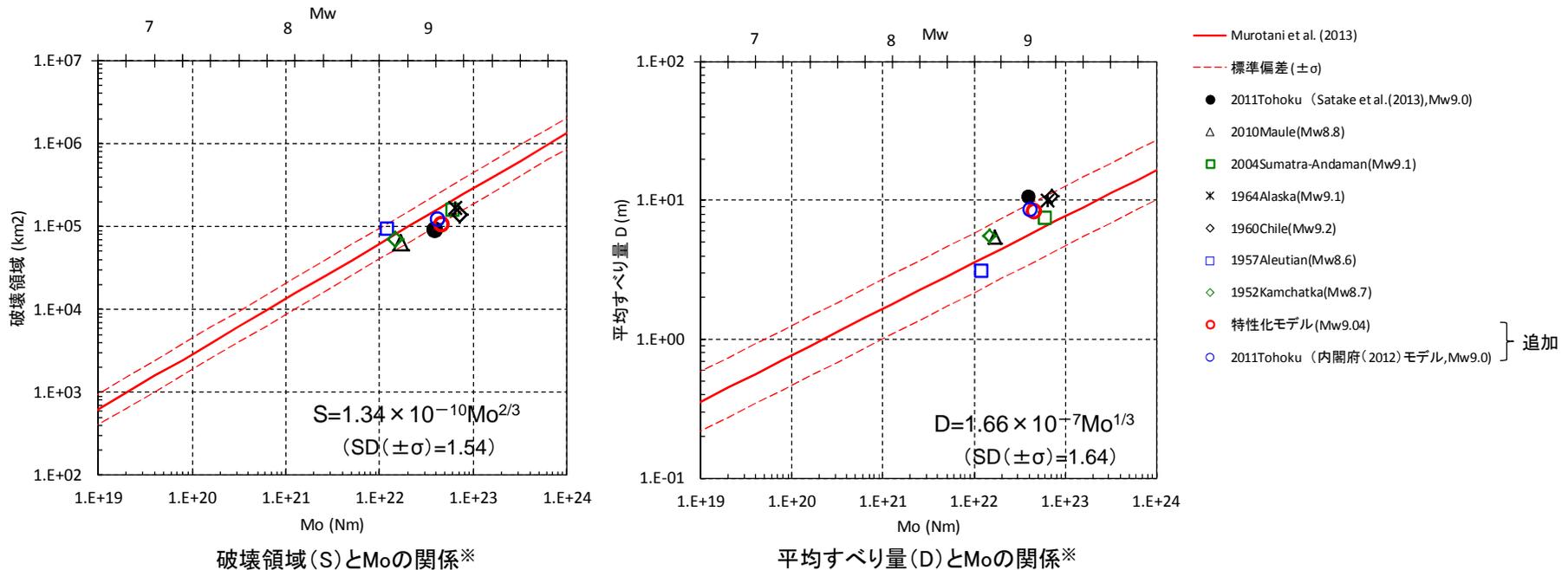


内閣府「南海トラフ巨大地震モデル検討会」の設定と同様に大すべり域、超大すべり域を考慮した。

3. 2 基準断層モデル(特性化モデル)の設定及び妥当性の確認

3. 2. 1 基準断層モデル(特性化モデル)の設定:Murotani et al.(2013)のスケーリング則との比較

- Murotani et al.(2013)のスケーリング則(S-M₀及びD-M₀の関係式)と比較した結果※, 設定した基準断層モデルは, 標準偏差の範囲内にあることを確認した。



※: Murotani et al.(2013)に示されている地震のうち, M9クラスの巨大地震のみをプロットしている。また, 参考として内閣府(2012)モデルをプロットした。

3. 2 基準断層モデル(特性化モデル)の設定及び妥当性の確認

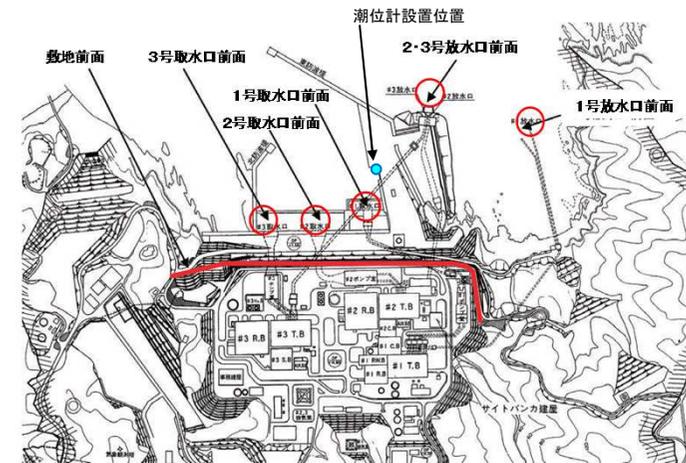
3. 2. 2 妥当性の確認

- 基準断層モデル(再現モデル)を含めた各基準断層モデルによる津波予測計算結果を以下に示す。
- 特性化モデルの敷地前面における最大水位上昇量は、各再現モデルを上回り安全側のモデルであることを確認した。

基準断層モデル		最大水位上昇量(m)					
		敷地前面	1号取水口 前面	2号取水口 前面	3号取水口 前面	1号放水口 前面	2・3号放水口 前面
2011年東北地方太平洋沖 地震再現モデル	①内閣府(2012)モデル	12.61	12.18	12.18	12.14	12.00	12.01
	②女川再現モデル	12.46	12.22	12.21	12.16	11.57	11.52
	③既往津波の組合せモデル	13.05	12.64	12.67	12.66	12.41	12.26
固着域の不確かさを幅広く 安全側に考慮できるモデル	④特性化モデル	13.55	12.06	12.11	12.03	10.20	11.20
(参考)2011年東北地方太平洋沖地震に伴う 津波の観測記録		12.25m ^{※1} (潮位計設置位置での津波高さ ^{※2})					

※1:2011年東北地方太平洋沖地震の女川原子力発電所での潮位計位置、津波観測記録、の詳細は、「資料1-3 女川原子力発電所 基準津波の策定について(補足説明資料)(p14~15)」に記載。

※2:潮位計で観測した津波水位と地震発生時の潮位の差



津波水位評価位置

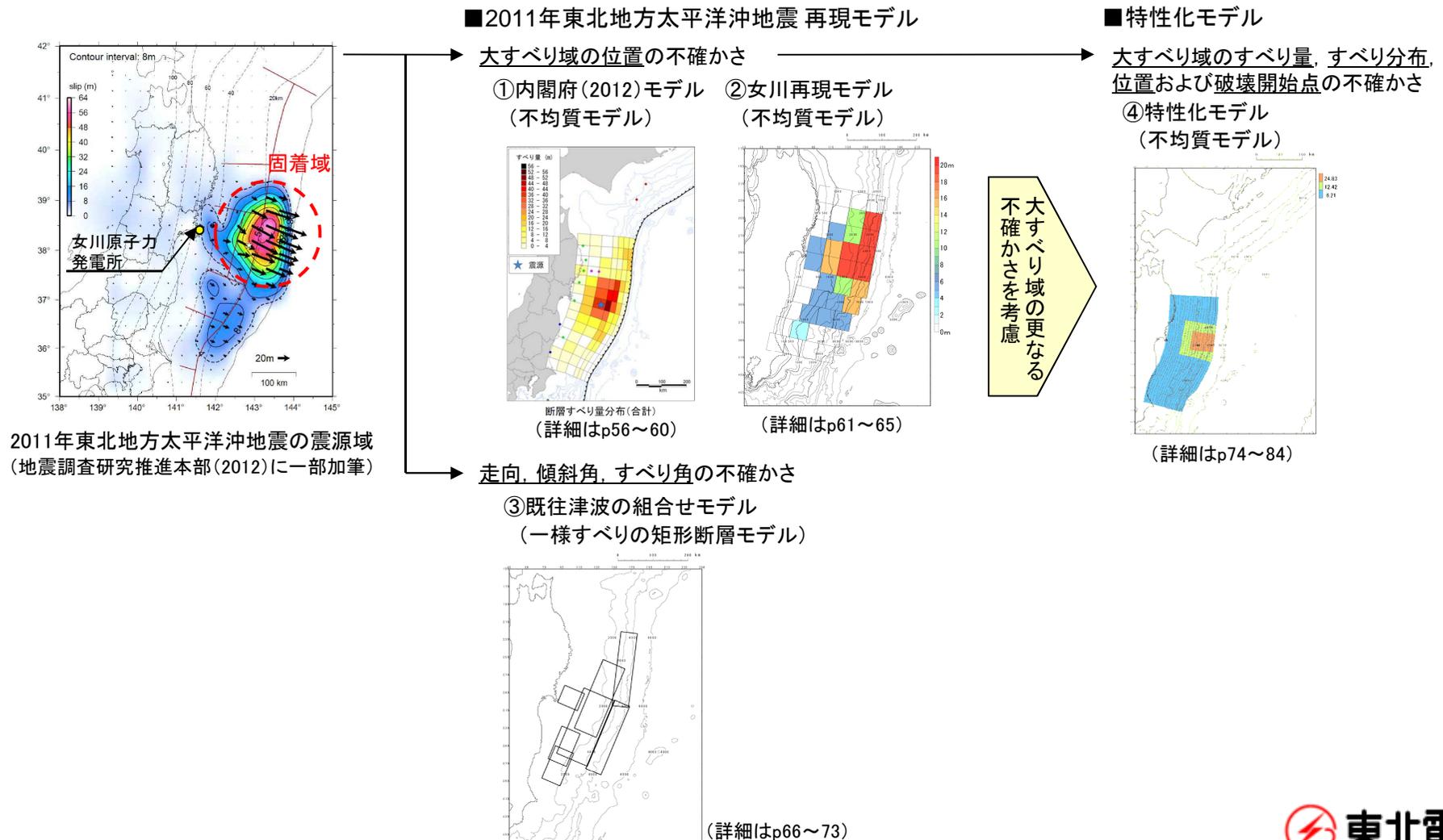
4. 波源特性の不確かさを考慮した津波予測計算

- 4. 1 内閣府(2012)モデル
- 4. 2 女川再現モデル
- 4. 3 既往津波の組合せモデル
- 4. 4 特性化モデル

4. 波源特性の不確かさを考慮した津波予測計算

■波源特性の不確かさの考え方

- 2011年東北地方太平洋沖地震 再現モデルについては、土木学会(2002)を参考として、断層モデルの諸条件のうちプレート間地震の特性上、不確かさが存在する断層パラメータの不確かさを考慮する。
- 更に、大すべり域は津波高さに大きな影響を与えることを考慮し、特性化モデルを用いて、すべり量、すべり分布等の不確かさを考慮する。



4. 波源特性の不確かさを考慮した津波予測計算

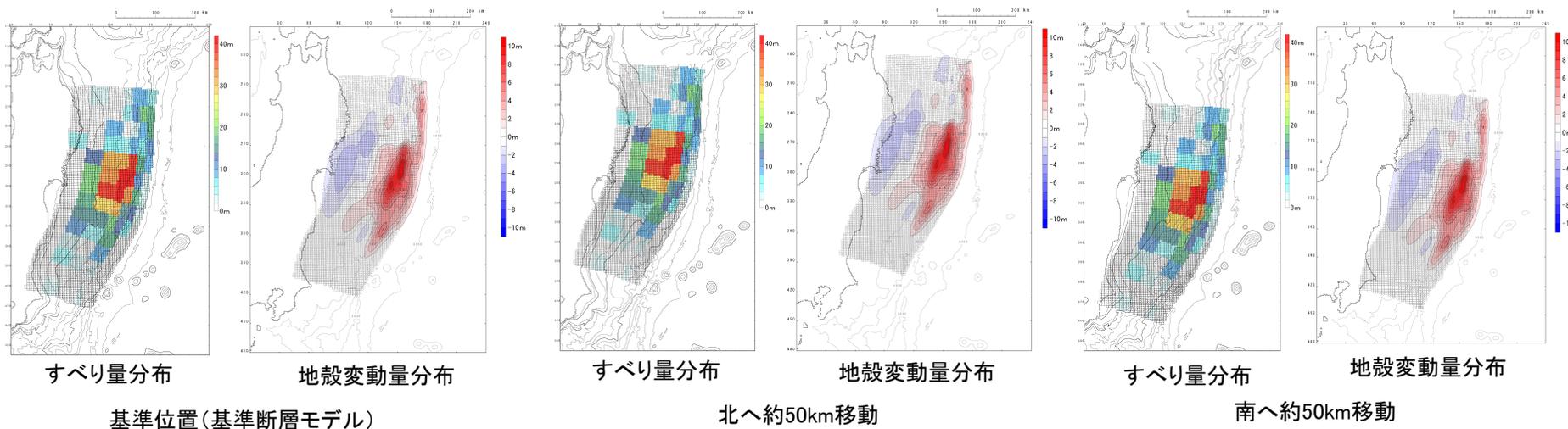
- 4. 1 内閣府(2012)モデル
- 4. 2 女川再現モデル
- 4. 3 既往津波の組合せモデル
- 4. 4 特性化モデル

4. 1 内閣府(2012)モデル

4. 1. 1 波源特性の不確かさの考慮

- 国内外の地震学的・地質学的・測地学的知見から、大すべり域の位置は宮城県沖と考えられるが、位置の不確かさを考慮して、土木学会(2002)を参考として、断層長さ(約500km)の1/10である約50km単位で南北に移動させた。

項目	変動範囲
位置	基準, 北へ約50km移動, 南へ約50km移動



4. 1 内閣府(2012)モデル

4. 1. 2 津波予測計算結果①

■最大水位上昇量・下降量※

- 各評価位置における最大水位上昇量・下降量を以下に示す。

■水位上昇側

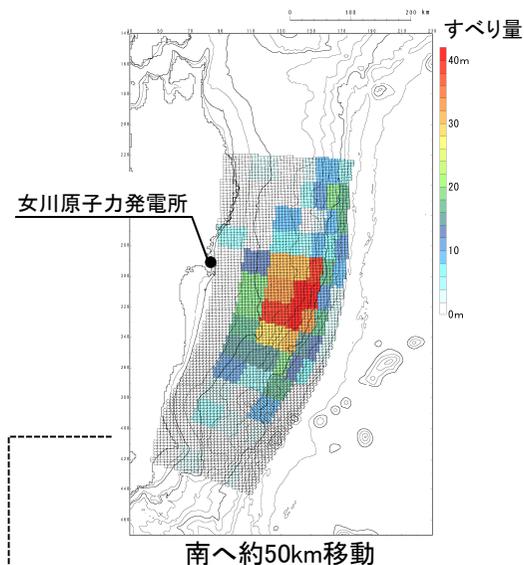
(単位:m)

パラメータの変動範囲	敷地前面	1号 取水口 前面	2号 取水口 前面	3号 取水口 前面	1号 放水口 前面	2・3号 放水口 前面
位置						
北へ約50km移動	12.17	12.04	12.04	12.02	11.68	11.69
基準	12.61	12.18	12.18	12.14	12.00	12.01
南へ約50km移動	17.32	15.97	16.20	16.29	14.76	14.73

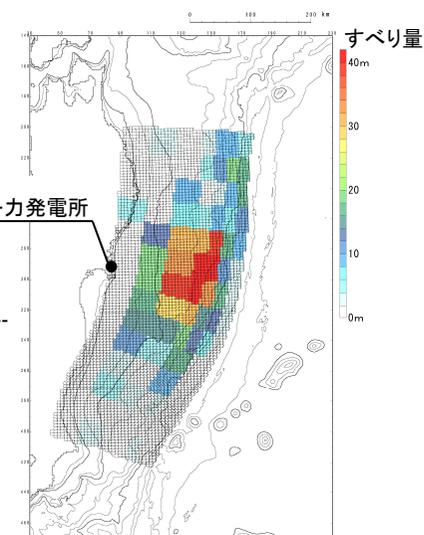
■水位下降側

(単位:m)

パラメータの変動範囲	1号 取水口 前面	2号 取水口 前面	3号 取水口 前面
位置			
北へ約50km移動	-7.58	-7.46	-7.47
基準	-9.03	-9.15	-9.16
南へ約50km移動	-8.22	-8.18	-8.18



決定ケース



決定ケース

基準位置
(基準断面モデル)

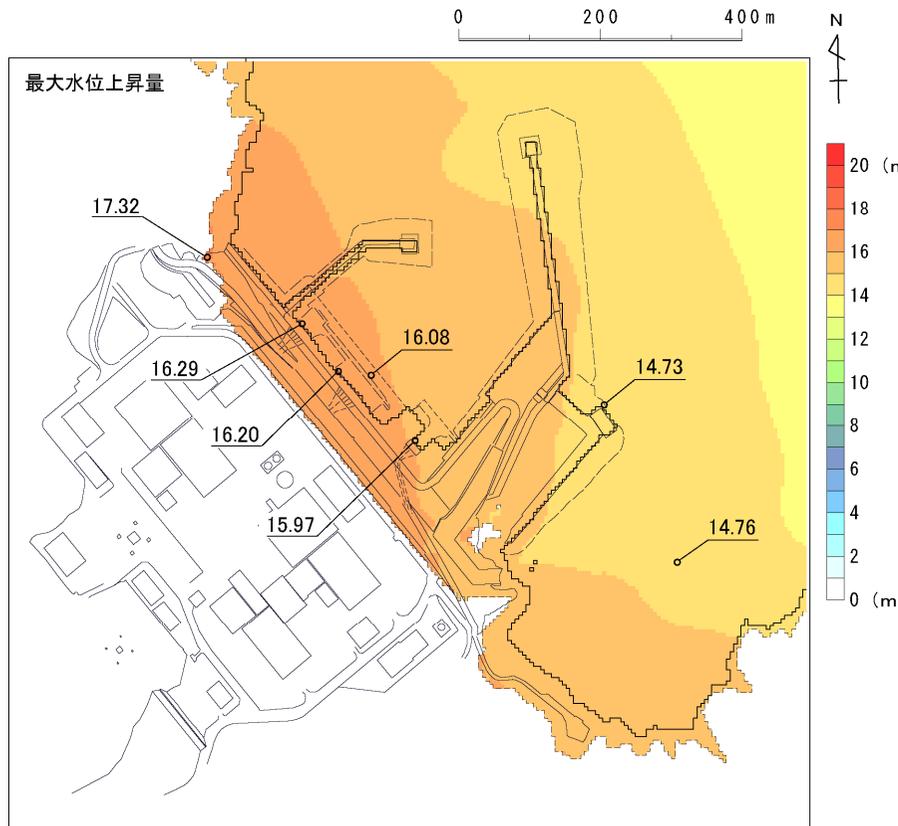
※: パラメータスタディの全ケースの計算結果は、「資料1-3 女川原子力発電所 基準津波の策定について(補足説明資料)(p41)」に再掲。

4. 1 内閣府(2012)モデル

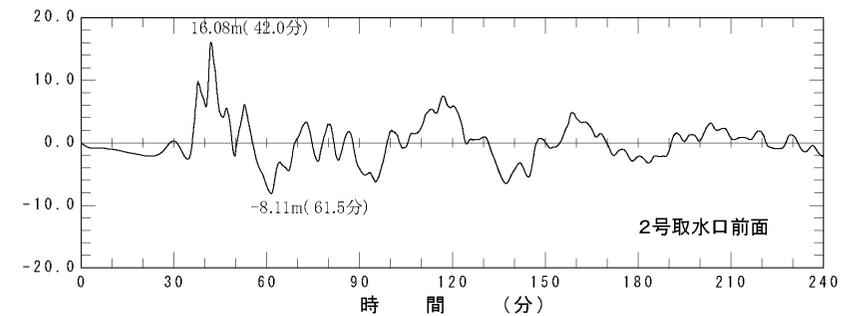
4. 1. 2 津波予測計算結果②

■ 水位分布及び水位時刻歴波形※1

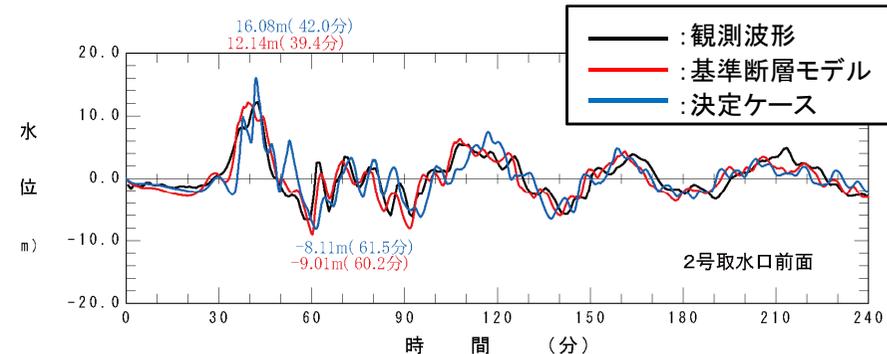
評価項目	評価位置	決定ケース
水位上昇側	敷地前面	位置:南へ約50km移動
	2号取水口前面	同上



最大水位上昇量分布



2号取水口前面における水位時刻歴波形

(参考)2号取水口前面における水位時刻歴波形の比較※2
(観測波形, 基準断層モデル, 決定ケース)

※1: 水位時刻歴波形は、各取水口・放水口前面の中央位置に該当するメッシュで抽出(抽出位置は、「資料1-3 女川原子力発電所 基準津波の策定について(p51)」に記載。)

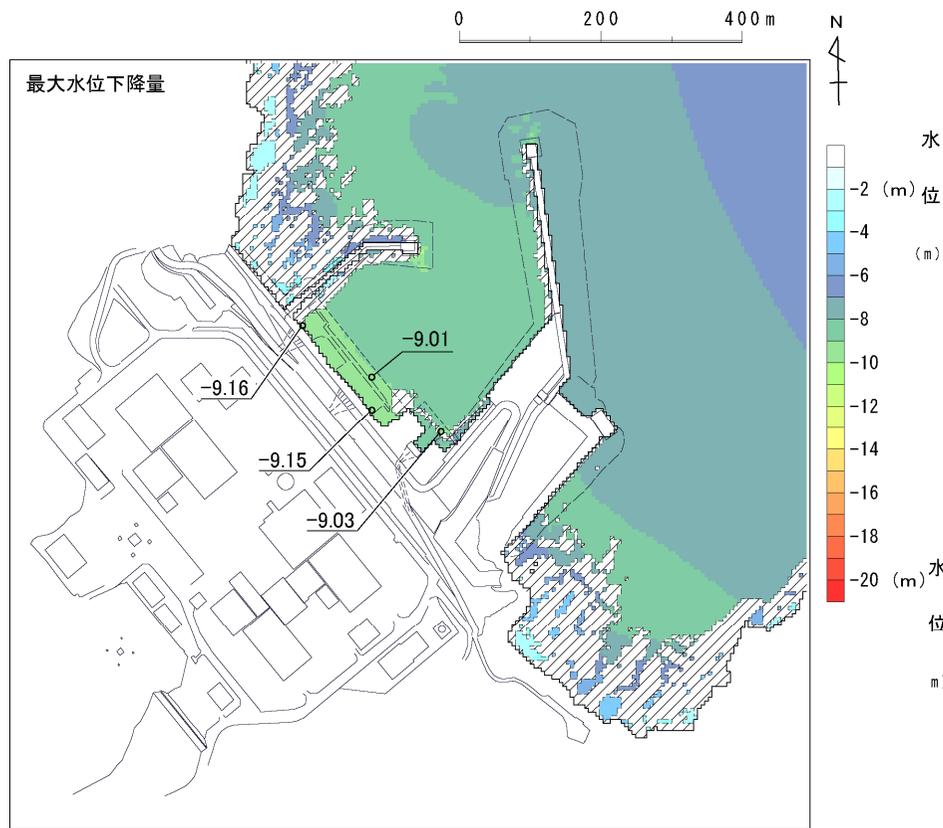
※2: 観測波形は潮位計設置位置での水位時刻歴波形を示す(潮位計設置位置は、p53に記載。)

4. 1 内閣府(2012)モデル

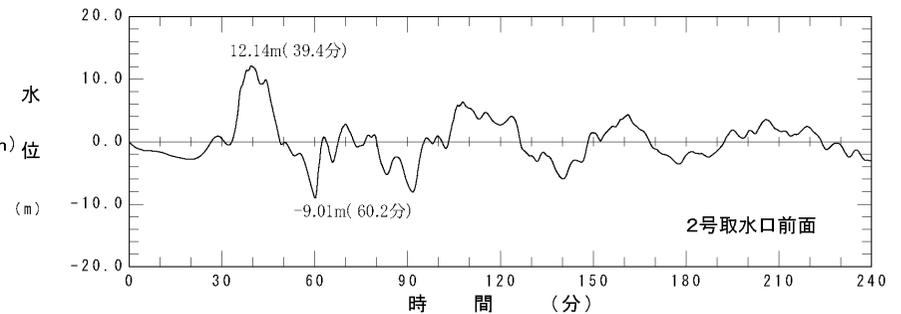
4. 1. 2 津波予測計算結果③

■水位分布及び水位時刻歴波形※1

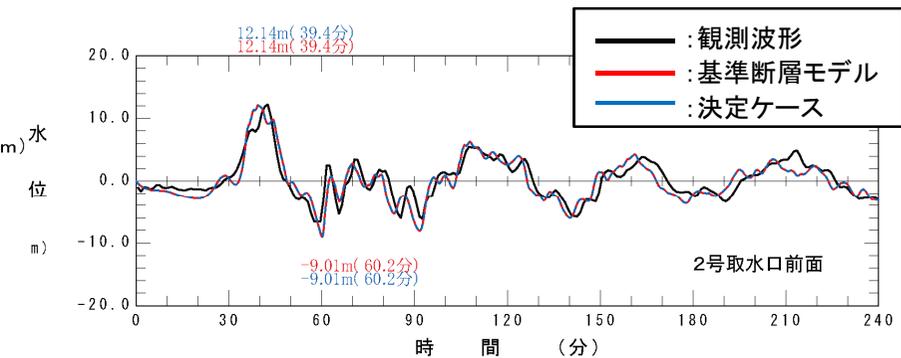
評価項目	評価位置	決定ケース
水位下降側	2号取水口前面	位置:基準



最大水位下降量分布



2号取水口前面における水位時刻歴波形



(参考) 2号取水口前面における水位時刻歴波形の比較※2

(観測波形, 基準断層モデル, 決定ケース)

※1: 水位時刻歴波形は、各取水口・放水口前面の中央位置に該当するメッシュで抽出(抽出位置は、「資料1-3 女川原子力発電所 基準津波の策定について(p51)」に記載。)

※2: 観測波形は潮位計設置位置での水位時刻歴波形を示す(潮位計設置位置は、p53に記載。)

4. 波源特性の不確かさを考慮した津波予測計算

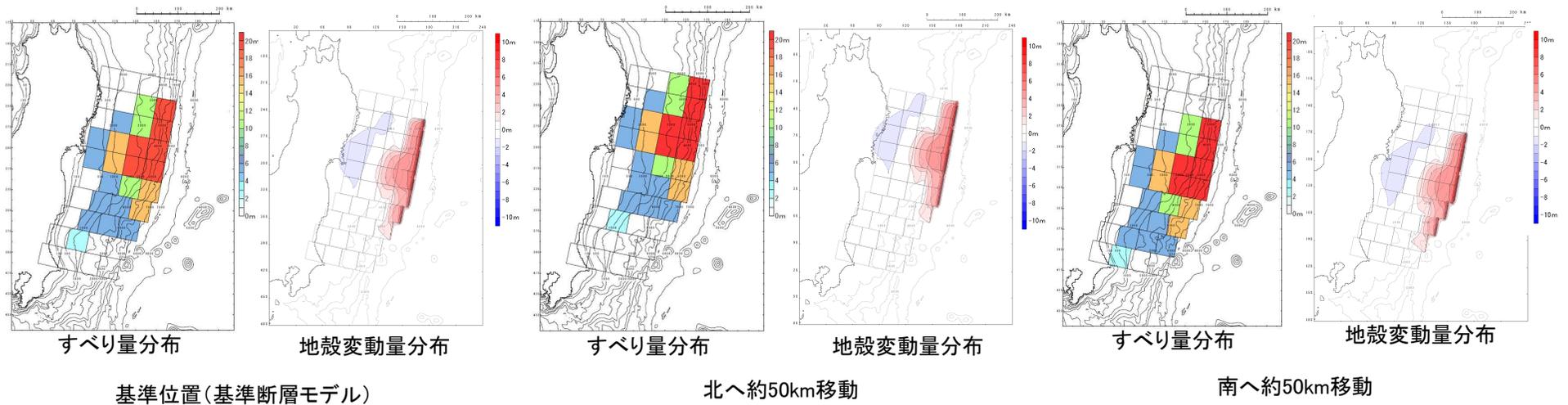
- 4. 1 内閣府(2012)モデル
- 4. 2 女川再現モデル
- 4. 3 既往津波の組合せモデル
- 4. 4 特性化モデル

4.2 女川再現モデル

4.2.1 波源特性の不確かさの考慮

- 国内外の地震学的・地質学的・測地学的知見から、大すべり域の位置は宮城県沖と考えられるが、位置の不確かさを考慮して、土木学会(2002)を参考として、断層長さ(約500km)の1/10である約50km単位で南北に移動させた。

項目	変動範囲
位置	基準, 北へ約50km移動, 南へ約50km移動



4.2 女川再現モデル

4.2.2 津波予測計算結果①

■最大水位上昇量・下降量※

- 各評価位置における最大水位上昇量・下降量を以下に示す。

■水位上昇側

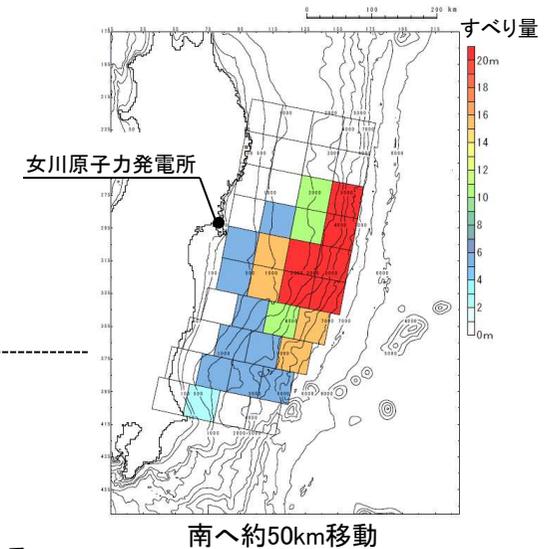
(単位:m)

パラメータの変動範囲						
位置	敷地前面	1号 取水口 前面	2号 取水口 前面	3号 取水口 前面	1号 放水口 前面	2・3号 放水口 前面
北へ約50km移動	10.29	10.13	10.15	10.15	9.46	9.38
基準	12.46	12.22	12.21	12.16	11.57	11.52
南へ約50km移動	15.89	15.00	15.22	15.24	15.22	14.78

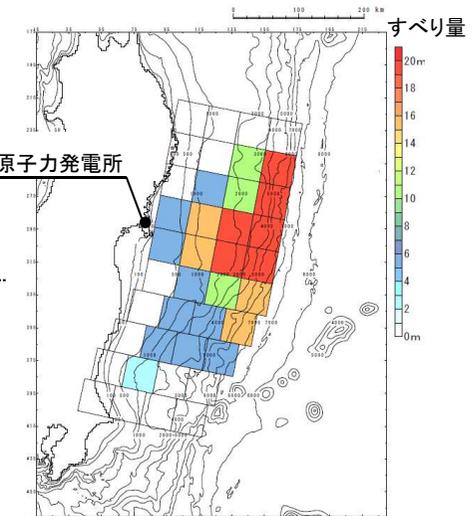
■水位下降側

(単位:m)

パラメータの変動範囲			
位置	1号 取水口 前面	2号 取水口 前面	3号 取水口 前面
北へ約50km移動	-7.00	-6.99	-6.89
基準	-8.02	-8.02	-8.02
南へ約50km移動	-7.42	-7.49	-7.52



決定ケース



決定ケース

基準位置
(基準断層モデル)

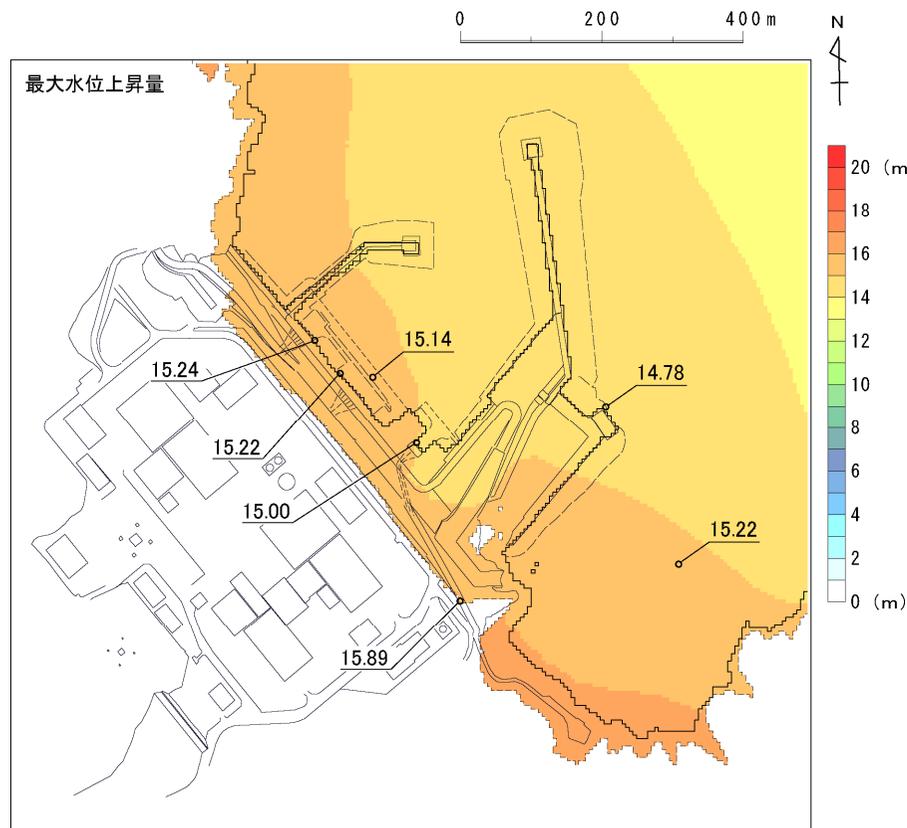
※: パラメータスタディの全ケースの計算結果は、「資料1-3 女川原子力発電所 基準津波の策定について (補足説明資料) (p42)」に再掲。

4.2 女川再現モデル

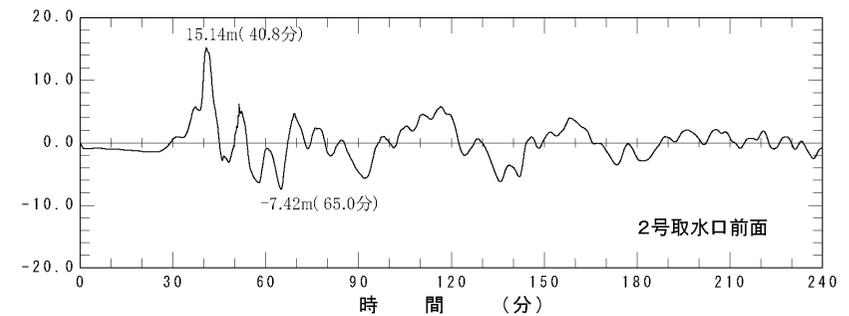
4.2.2 津波予測計算結果②

■水位分布及び水位時刻歴波形※1

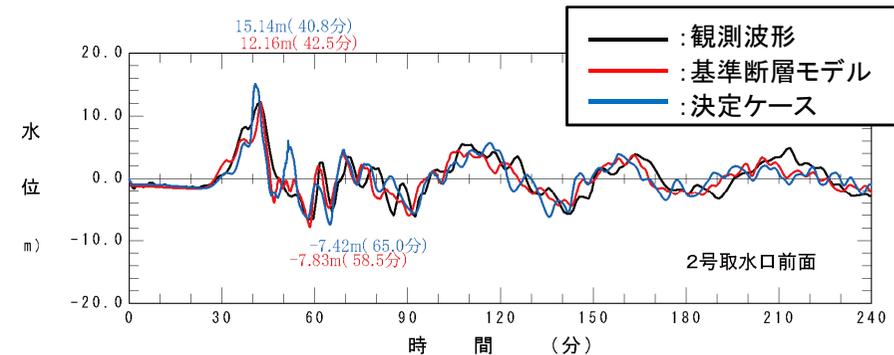
評価項目	評価位置	決定ケース
水位上昇側	敷地前面	位置:南へ約50km移動
	2号取水口前面	同上



最大水位上昇量分布



2号取水口前面における水位時刻歴波形

(参考)2号取水口前面における水位時刻歴波形の比較※2
(観測波形, 基準断層モデル, 決定ケース)

※1: 水位時刻歴波形は、各取水口・放水口前面の中央位置に該当するメッシュで抽出(抽出位置は、「資料1-3 女川原子力発電所 基準津波の策定について(p51)」に記載。)

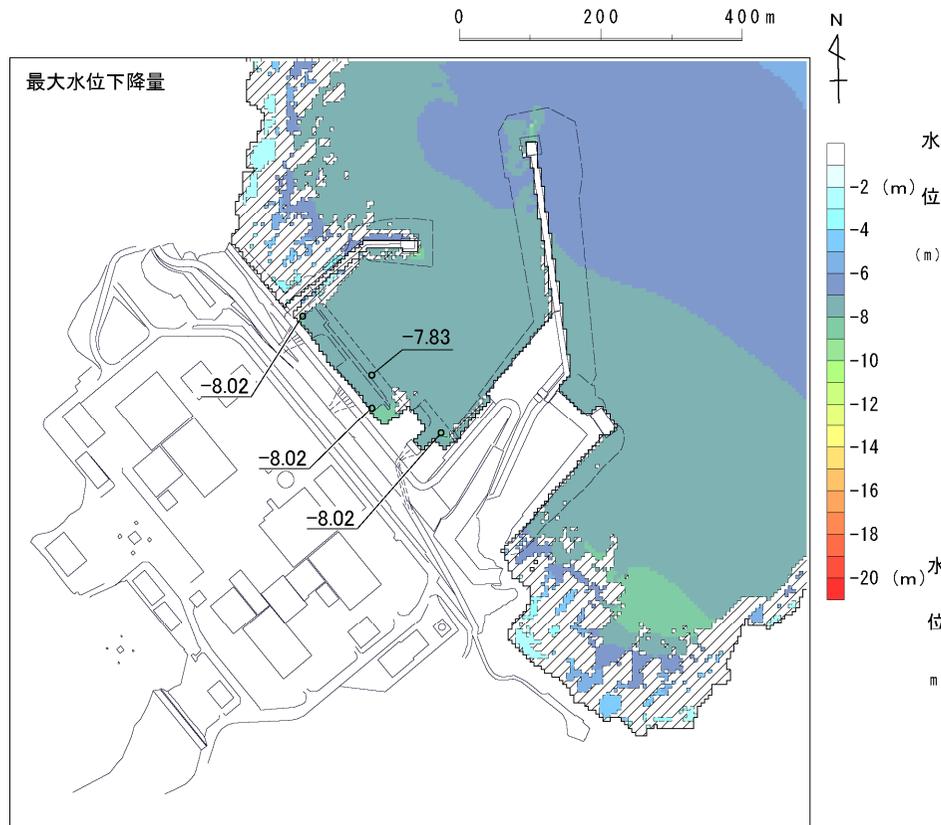
※2: 観測波形は潮位計設置位置での水位時刻歴波形を示す(潮位計設置位置は、p53に記載。)

4.2 女川再現モデル

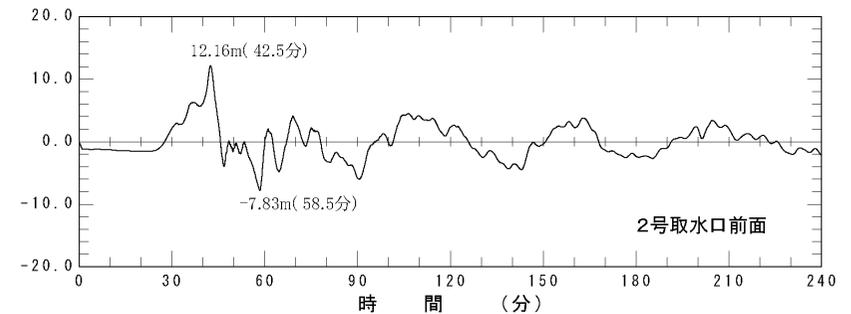
4.2.2 津波予測計算結果③

■水位分布及び水位時刻歴波形※1

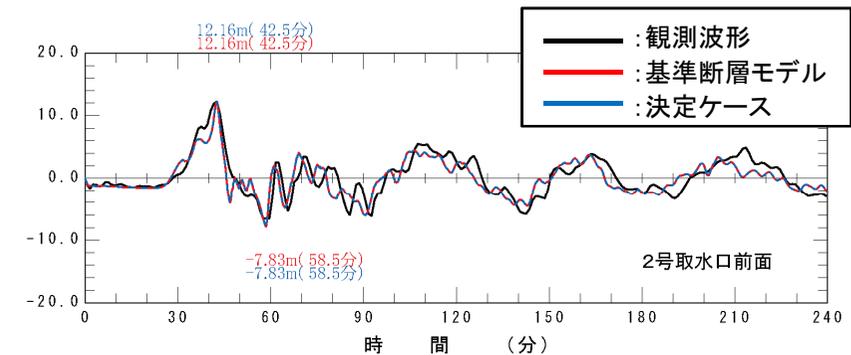
評価項目	評価位置	決定ケース
水位下降側	2号取水口前面	位置: 基準



最大水位下降量分布



2号取水口前面における水位時刻歴波形



(参考) 2号取水口前面における水位時刻歴波形の比較※2
(観測波形, 基準断層モデル, 決定ケース)

※1: 水位時刻歴波形は、各取水口・放水口前面の中央位置に該当するメッシュで抽出(抽出位置は、「資料1-3 女川原子力発電所 基準津波の策定について(p51)」に記載。)

※2: 観測波形は潮位計設置位置での水位時刻歴波形を示す(潮位計設置位置は、p53に記載。)

4. 波源特性の不確かさを考慮した津波予測計算

- 4. 1 内閣府(2012)モデル
- 4. 2 女川再現モデル
- 4. 3 既往津波の組合せモデル
- 4. 4 特性化モデル

4.3 既往津波の組合せモデル

4.3.1 波源特性の不確かさの考慮

- 土木学会(2002)を参考として、走向を変動させた検討(概略パラメータスタディ)において水位上昇量, 水位下降量が最大となるケースについて、傾斜角及びすべり角を変動させた検討(詳細パラメータスタディ)を行った。
- 各パラメータの変動範囲については、土木学会(2002)を参考に設定^{*}した。

^{*}: 土木学会(2002)では、プレート間逆断層地震のハーバードCMTによる発震機構解(1976.1~2000.1に発生したMw6.0以上深さ60km以下の地震)及び既往の断層モデルのばらつきから変動範囲を設定。

【概略パラメータスタディ】

項目	変動範囲
走向	津波地震 : 基準, 基準 $\pm 5^\circ$
	プレート間地震 : 基準, 基準 $\pm 10^\circ$

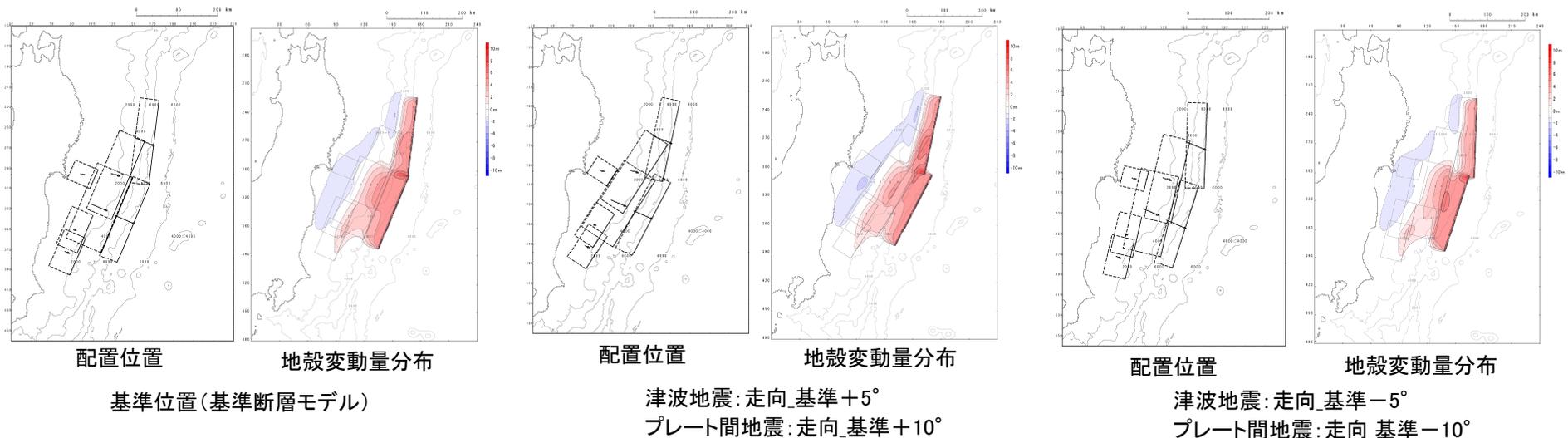
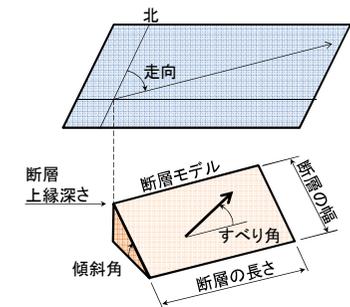
最大水位上昇量・
下降量決定ケース



【詳細パラメータスタディ】

項目	変動範囲
傾斜角	基準, 基準 $\pm 5^\circ$
すべり角	基準, 基準 $\pm 10^\circ$

(参考)断層パラメータ



4.3 既往津波の組合せモデル

4.3.2 津波予測計算結果①

■最大水位上昇量・下降量※

- 各評価位置における最大水位上昇量・下降量を以下に示す。

■概略パラメータスタディ結果※

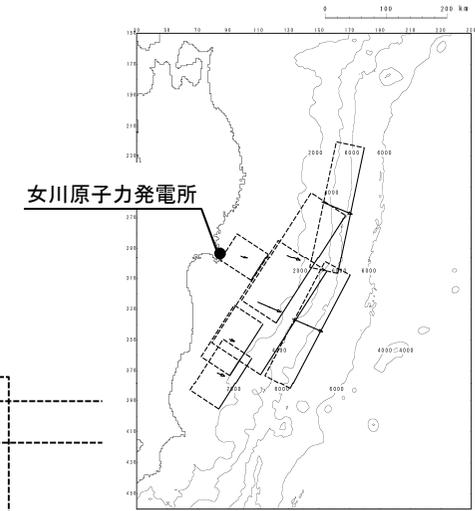
■水位上昇側

(単位:m)

パラメータの変動範囲	敷地 前面	1号 取水口 前面	2号 取水口 前面	3号 取水口 前面	1号 放水口 前面	2・3号 放水口 前面	備考
津波地震: 基準-5° プレート間地震: 基準-10°	16.18	15.25	15.13	15.03	13.57	13.76	詳細パラメータ スタディ①
基準	13.05	12.64	12.67	12.66	12.41	12.26	
津波地震: 基準+5° プレート間地震: 基準+10°	15.26	14.79	14.90	14.94	13.96	13.98	詳細パラメータ スタディ②

決定ケース

決定ケース

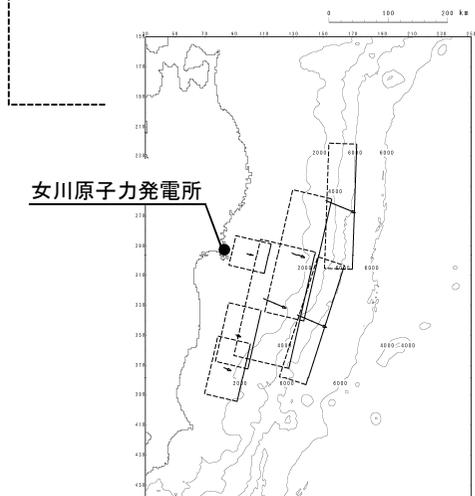
津波地震: 走向_基準+5°
プレート間地震: 走向_基準+10°

■水位下降側

(単位:m)

パラメータの変動範囲	1号 取水口 前面	2号 取水口 前面	3号 取水口 前面	備考
津波地震: 基準-5° プレート間地震: 基準-10°	-9.02	-9.10	-9.02	
基準	-9.45	-9.52	-9.52	
津波地震: 基準+5° プレート間地震: 基準+10°	-10.08	-10.07	-10.06	詳細パラメータスタディ

決定ケース

津波地震: 走向_基準-5°
プレート間地震: 走向_基準-10°

※: 概略パラメータスタディの全ケースの計算結果は、「資料1-3 女川原子力発電所 基準津波の策定について (補足説明資料)(p43, 45)」に再掲。

4.3 既往津波の組合せモデル

4.3.2 津波予測計算結果②

■水位上昇側※

■詳細パラメータスタディ①(走向:津波地震:基準 -5° , プレート間地震:基準 -10°)

(単位:m)

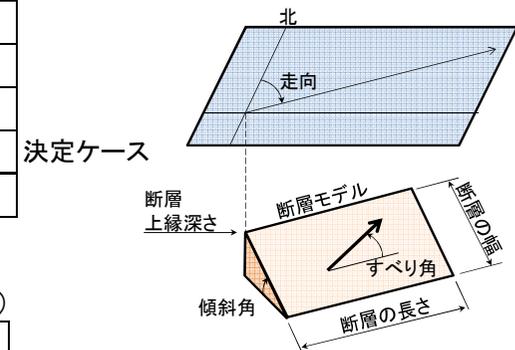
パラメータの変動範囲		敷地前面	1号取水口 前面	2号取水口 前面	3号取水口 前面	1号放水口 前面	2・3号放水口 前面
傾斜角	すべり角						
基準 -5°	基準 -10°	15.52	14.55	14.39	14.35	12.96	13.01
	基準	16.26	14.87	14.69	14.61	13.19	13.27
	基準 $+10^{\circ}$	16.39	14.78	14.62	14.56	12.99	13.18
基準	基準 -10°	15.78	14.88	14.73	14.71	13.31	13.43
	基準	16.18	15.25	15.13	15.03	13.57	13.76
	基準 $+10^{\circ}$	16.41	15.26	15.10	14.98	13.37	13.67
基準 $+5^{\circ}$	基準 -10°	16.21	15.19	15.02	14.94	13.22	13.62
	基準	17.03	15.56	15.37	15.26	13.51	13.98
	基準 $+10^{\circ}$	17.32	15.51	15.34	15.23	13.31	13.89

決定ケース

【詳細パラメータスタディ】

項目	変動範囲
傾斜角	基準, 基準 $\pm 5^{\circ}$
すべり角	基準, 基準 $\pm 10^{\circ}$

(参考)断層パラメータ



決定ケース

決定ケース

■詳細パラメータスタディ②(走向:津波地震:基準 $+5^{\circ}$, プレート間地震:基準 $+10^{\circ}$)

(単位:m)

パラメータの変動範囲		敷地前面	1号取水口 前面	2号取水口 前面	3号取水口 前面	1号放水口 前面	2・3号放水口 前面
傾斜角	すべり角						
基準 -5°	基準 -10°	15.40	14.78	14.98	15.04	13.42	13.76
	基準	16.13	15.35	15.59	15.61	13.96	14.25
	基準 $+10^{\circ}$	16.99	15.58	15.81	15.84	14.16	14.77
基準	基準 -10°	14.77	14.28	14.37	14.39	13.44	13.49
	基準	15.26	14.79	14.90	14.94	13.96	13.98
	基準 $+10^{\circ}$	15.50	14.97	15.14	15.19	14.12	14.11
基準 $+5^{\circ}$	基準 -10°	13.68	13.35	13.44	13.43	12.72	12.72
	基準	14.25	13.86	13.94	13.90	13.24	13.21
	基準 $+10^{\circ}$	14.46	14.02	14.08	14.07	13.37	13.33

※: 詳細パラメータスタディの全ケースの計算結果は、「資料1-3 女川原子力発電所 基準津波の策定について(補足説明資料)(p43~44)」に再掲。

4.3 既往津波の組合せモデル

4.3.2 津波予測計算結果③

■水位下降側※

■詳細パラメータスタディ(走向:津波地震:基準+5°,プレート間地震:基準+10°)

(単位:m)

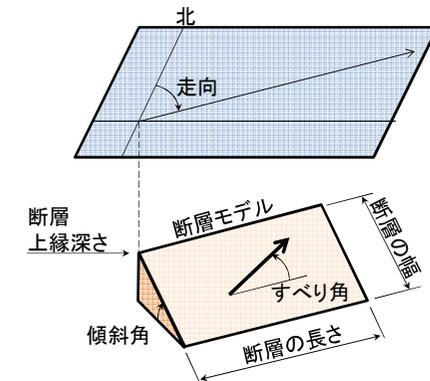
パラメータの変動範囲		1号取水口 前面	2号取水口 前面	3号取水口 前面	備考
傾斜角	すべり角				
基準-5°	基準-10°	-7.57	-7.43	-7.46	
	基準	-8.28	-8.11	-8.12	
	基準+10°	-8.67	-8.61	-8.64	
基準	基準-10°	-9.57	-9.63	-9.56	
	基準	-10.08	-10.07	-10.06	
	基準+10°	-10.38	-10.28	-10.22	
基準+5°	基準-10°	-10.79	-10.73	-10.72	
	基準	-10.88	-10.81	-10.79	1号取水口前面決定ケース
	基準+10°	-10.85	-10.82	-10.81	2・3号取水口前面決定ケース

※:詳細パラメータスタディの全ケースの計算結果は、「資料1-3 女川原子力発電所 基準津波の策定について (補足説明資料)(p45)」に再掲。

【詳細パラメータスタディ】

項目	変動範囲
傾斜角	基準, 基準±5°
すべり角	基準, 基準±10°

(参考)断層パラメータ

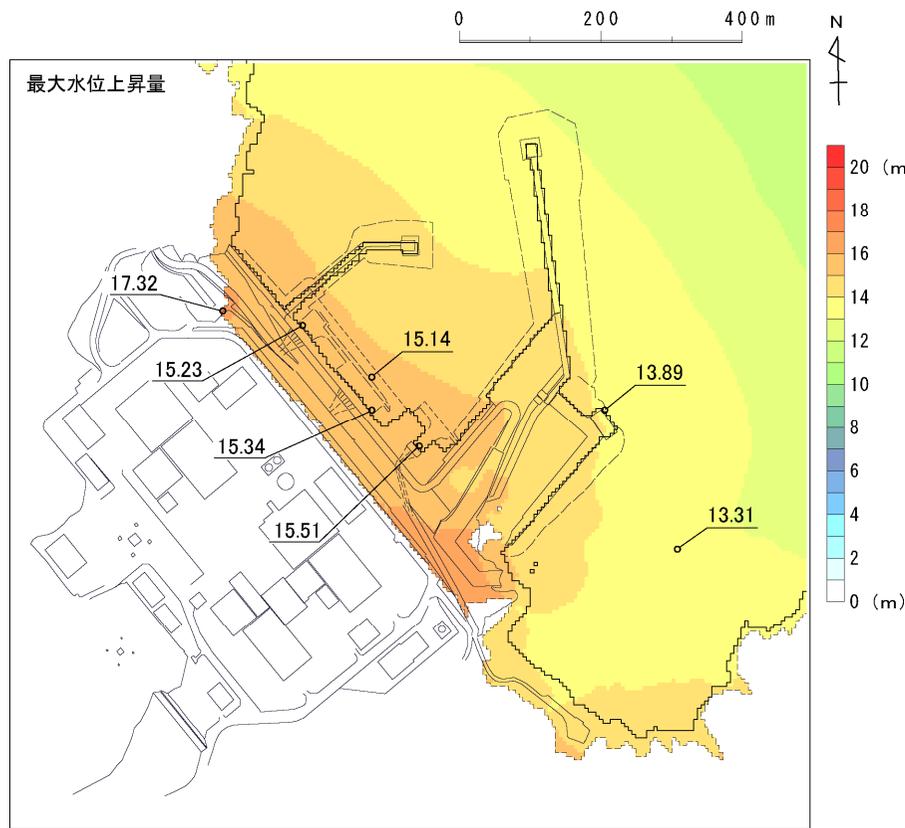


4.3 既往津波の組合せモデル

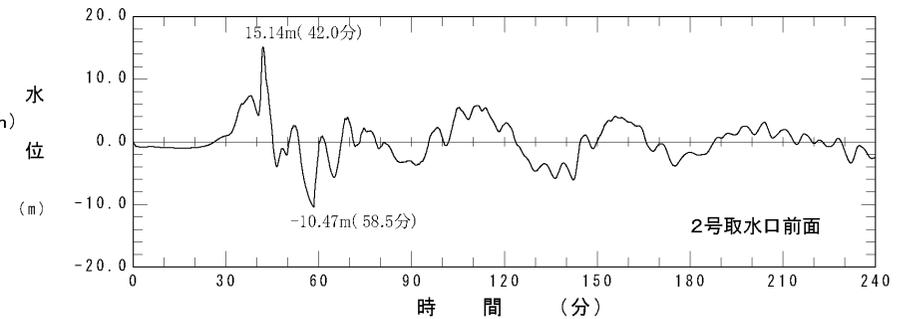
4.3.2 津波予測計算結果④

■水位分布及び水位時刻歴波形※1

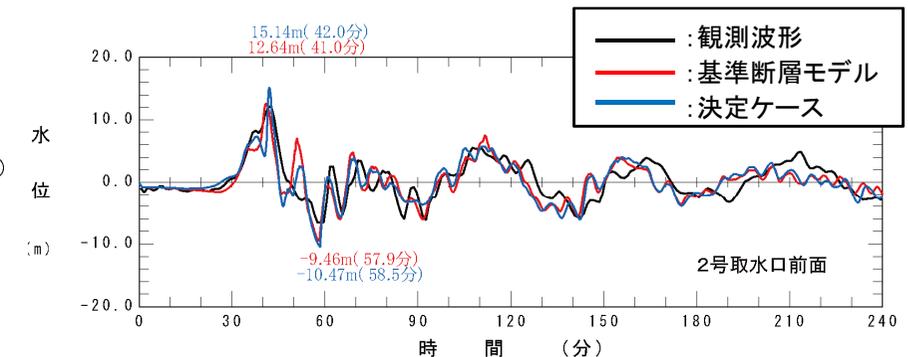
評価項目	評価位置	決定ケース
水位上昇側	敷地前面	走向:津波地震:基準 -5° , プレート間地震:基準 -10° , 傾斜角:基準 $+5^{\circ}$, すべり角:基準 $+10^{\circ}$



最大水位上昇量分布



2号取水口前面における水位時刻歴波形

(参考)2号取水口前面における水位時刻歴波形の比較※2
(観測波形, 基準断層モデル, 決定ケース)

※1: 水位時刻歴波形は、各取水口・放水口前面の中央位置に該当するメッシュで抽出(抽出位置は、「資料1-3 女川原子力発電所 基準津波の策定について(p51)」に記載。)

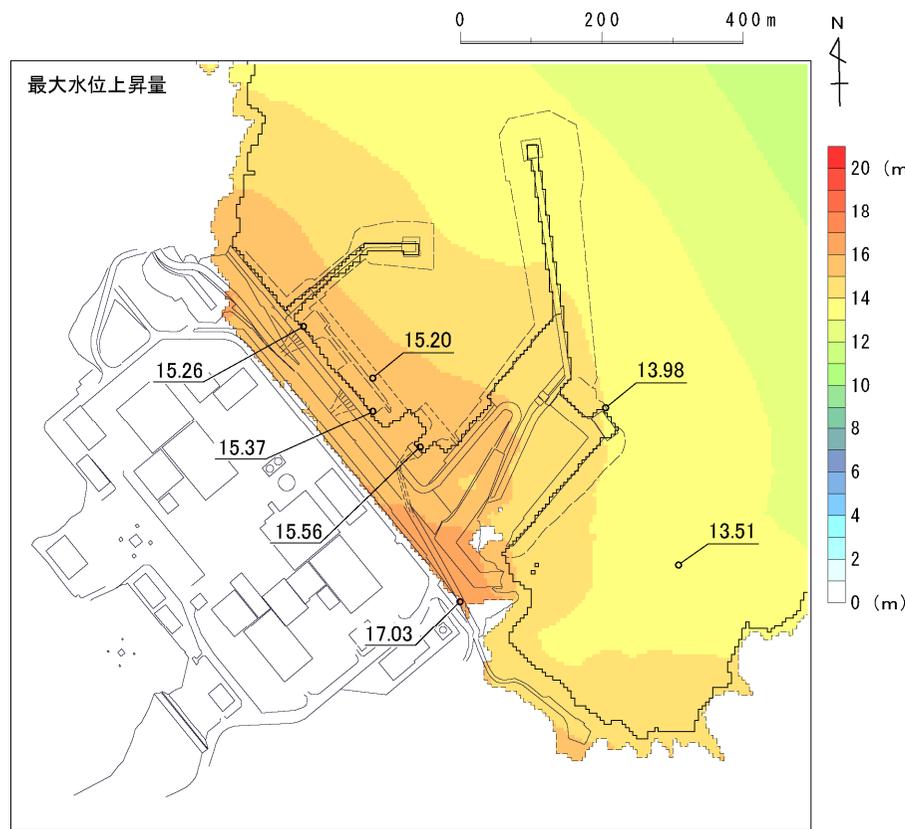
※2: 観測波形は潮位計設置位置での水位時刻歴波形を示す(潮位計設置位置は、p53に記載。)

4.3 既往津波の組合せモデル

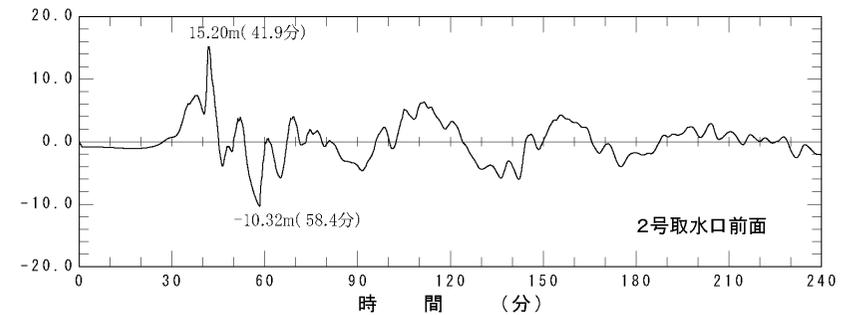
4.3.2 津波予測計算結果⑤

■水位分布及び水位時刻歴波形※1

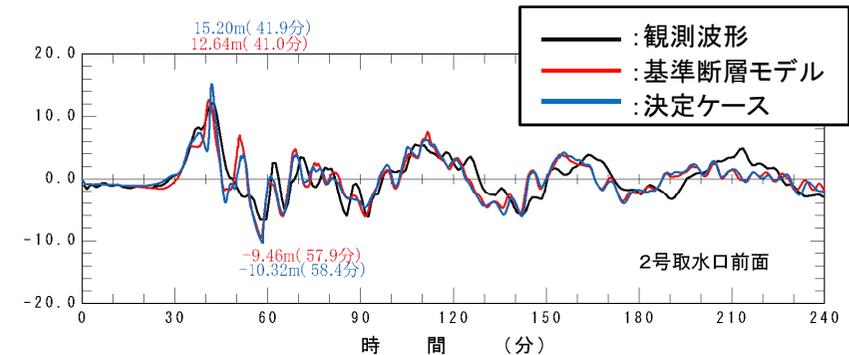
評価項目	評価位置	決定ケース
水位上昇側	2号取水口前面	走向:津波地震:基準-5°, プレート間地震:基準-10°, 傾斜角:基準+5°, すべり角:基準



最大水位上昇量分布



2号取水口前面における水位時刻歴波形

(参考)2号取水口前面における水位時刻歴波形の比較※2
(観測波形, 基準断層モデル, 決定ケース)

※1: 水位時刻歴波形は、各取水口・放水口前面の中央位置に該当するメッシュで抽出(抽出位置は、「資料1-3 女川原子力発電所 基準津波の策定について(p51)」に記載。)

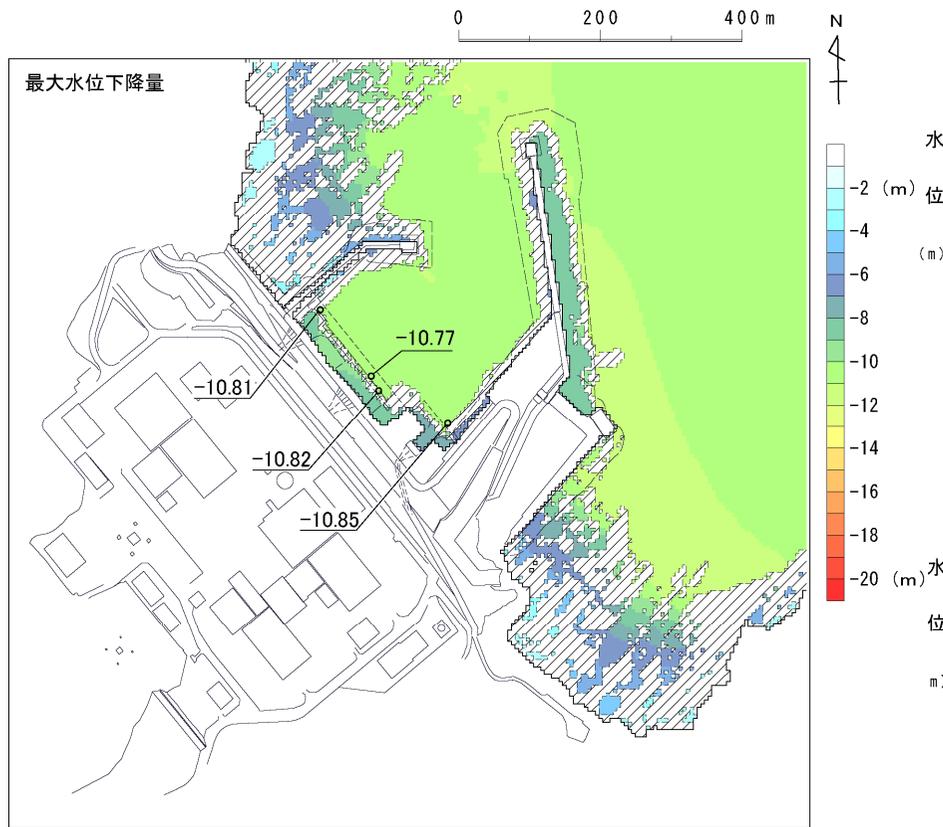
※2: 観測波形は潮位計設置位置での水位時刻歴波形を示す(潮位計設置位置は、p53に記載。)

4.3 既往津波の組合せモデル

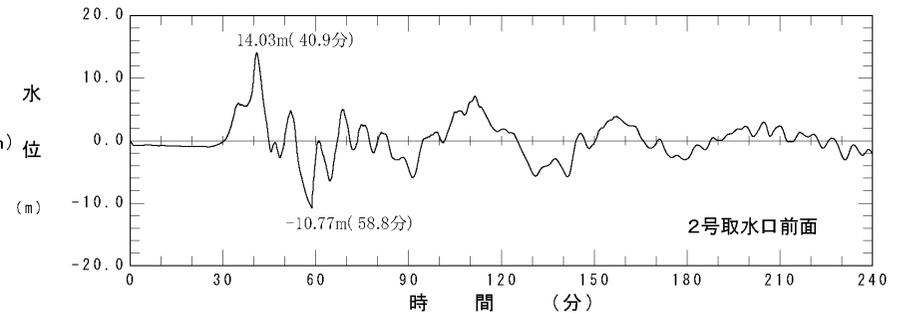
4.3.2 津波予測計算結果⑥

■水位分布及び水位時刻歴波形※1

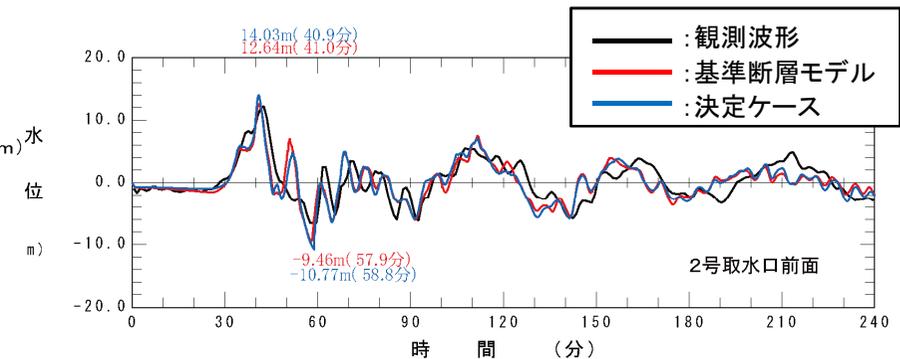
評価項目	評価位置	決定ケース
水位下降側	2号取水口前面	走向:津波地震:基準+5°, プレート間地震:基準+10°, 傾斜角:基準+5°, すべり角:基準+10°



最大水位下降量分布



2号取水口前面における水位時刻歴波形

(参考) 2号取水口前面における水位時刻歴波形の比較※2
(観測波形, 基準断層モデル, 決定ケース)

※1: 水位時刻歴波形は、各取水口・放水口前面の中央位置に該当するメッシュで抽出(抽出位置は、「資料1-3 女川原子力発電所 基準津波の策定について(p51)」に記載。)

※2: 観測波形は潮位計設置位置での水位時刻歴波形を示す(潮位計設置位置は、p53に記載。)

4. 波源特性の不確かさを考慮した津波予測計算

- 4. 1 内閣府(2012)モデル
- 4. 2 女川再現モデル
- 4. 3 既往津波の組合せモデル
- 4. 4 特性化モデル

4.4 特性化モデル

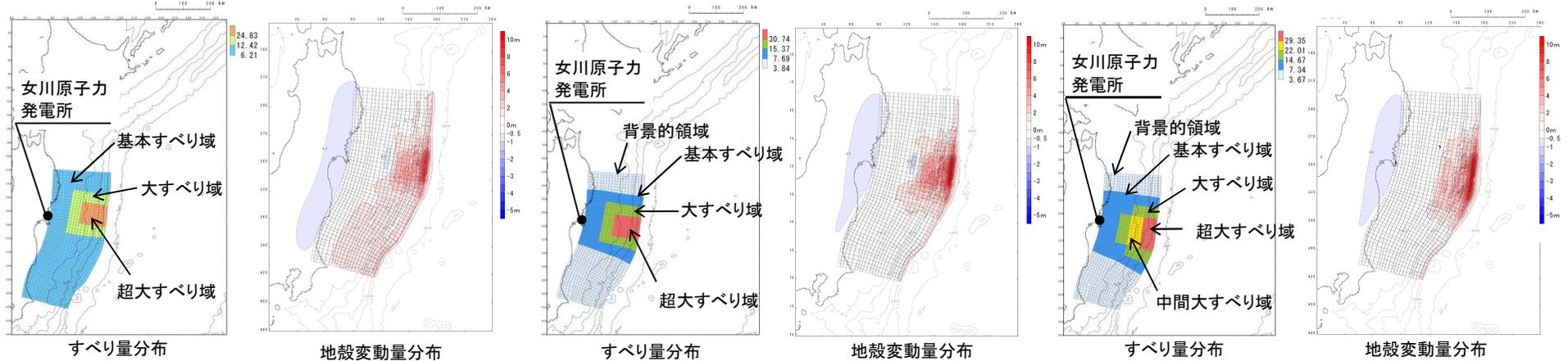
4.4.1 波源特性の不確かさの考慮: 考慮方法①

- 国内外の地震学的・地質学的・測地学的知見から、宮城県沖の固着域の歪みを蓄積する量には限度があり、2011年東北地方太平洋沖地震に伴うすべり量は最大規模と考えられるものの、更なる安全性確保の観点から、大すべり域のすべり量を約20%割増した「すべり量割増モデル」を設定した。
- また、未知なる海溝軸付近の海底地すべりや分岐断層等が存在する可能性を考慮して(科学的想像力を発揮して)、すべり分布を海溝側に集中させた「海溝側強調モデル」を設定した(分岐断層に関する詳細は、「資料1-3 女川原子力発電所 基準津波の策定について(補足説明資料)(p52~56)」に記載。)
- 更に、大すべり域の位置および破壊に時間差があることに伴う津波の増幅を考慮するため破壊開始点の不確かさについても考慮した。

■基準断層モデル

■すべり量割増モデル

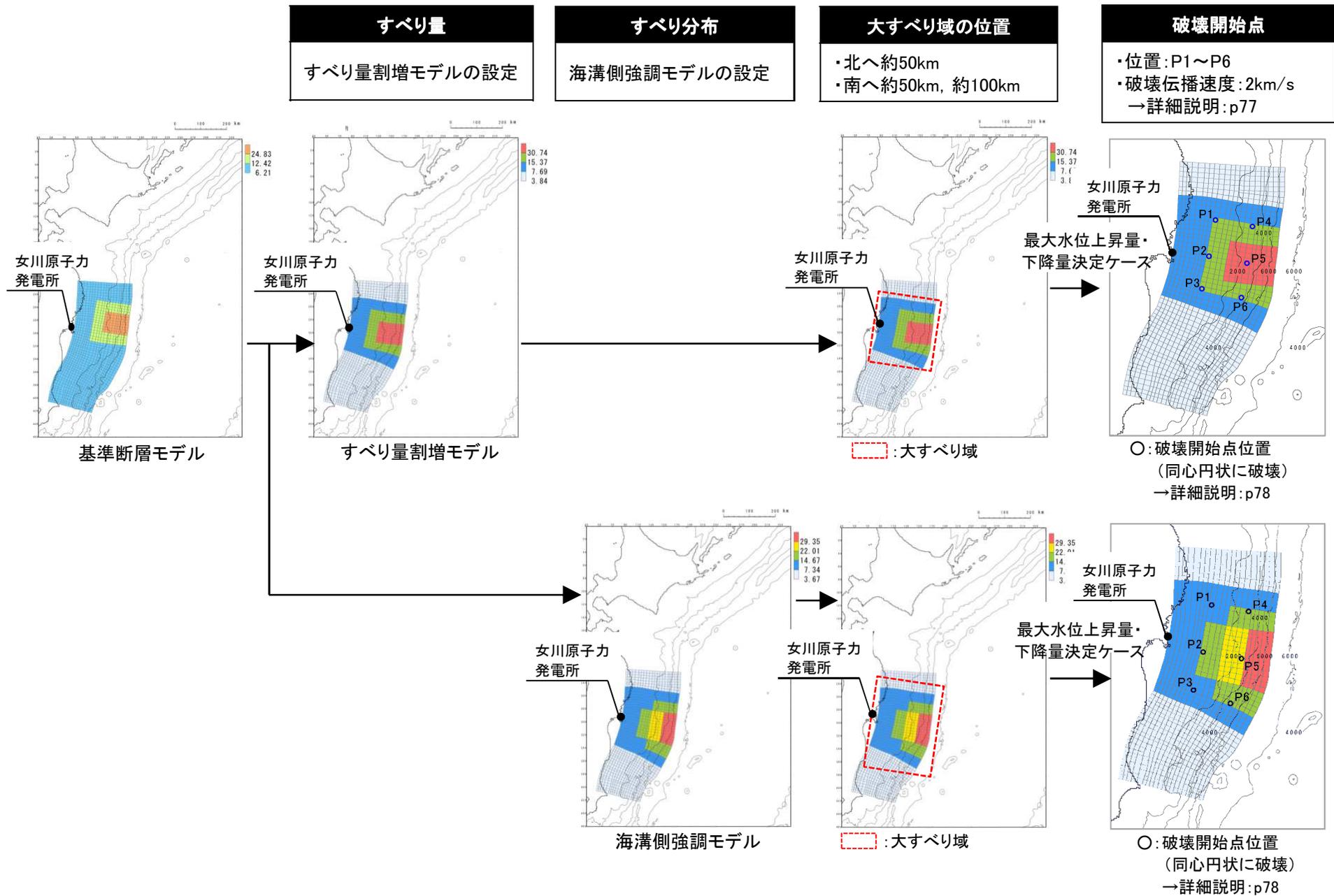
■海溝側強調モデル



諸元		基準断層モデル	すべり量割増モデル	海溝側強調モデル
モーメントマグニチュード(Mw)		9.04	9.04	9.04
断層面積(S)		107,357(km ²)	107,357(km ²)	107,357(km ²)
平均応力降下量(Δσ)		3.13(MPa)	3.11MPa	3.17MPa
地震モーメント(Mo)		4.52 × 10 ²² (Nm)	4.49 × 10 ²² (Nm)	4.58 × 10 ²² (Nm)
すべり量	基本すべり域	6.21(m)	7.69(m)	7.34(m)
	背景的領域 (基本すべり域のすべり量の0.5倍, 全体面積の50%程度)		3.84(m)	3.67(m)
	大すべり域 (基本すべり域のすべり量の2倍, 全体面積の20%程度)	12.42(m)	15.37(m)	14.67(m)
	中間大すべり域 (基本すべり域のすべり量の3倍, 全体面積の10%程度)			22.01(m)
	超大すべり域 (基本すべり域のすべり量の4倍, 全体面積の5%程度)	24.83(m)	30.74(m)	29.35(m)
ライズタイム(τ)		60(s)	60(s)	60(s)
(参考) 断層全体の平均すべり量		8.43(m)	8.37(m)	8.53(m)

4. 4 特性化モデル

4. 4. 1 波源特性の不確かさの考慮: 考慮方法②

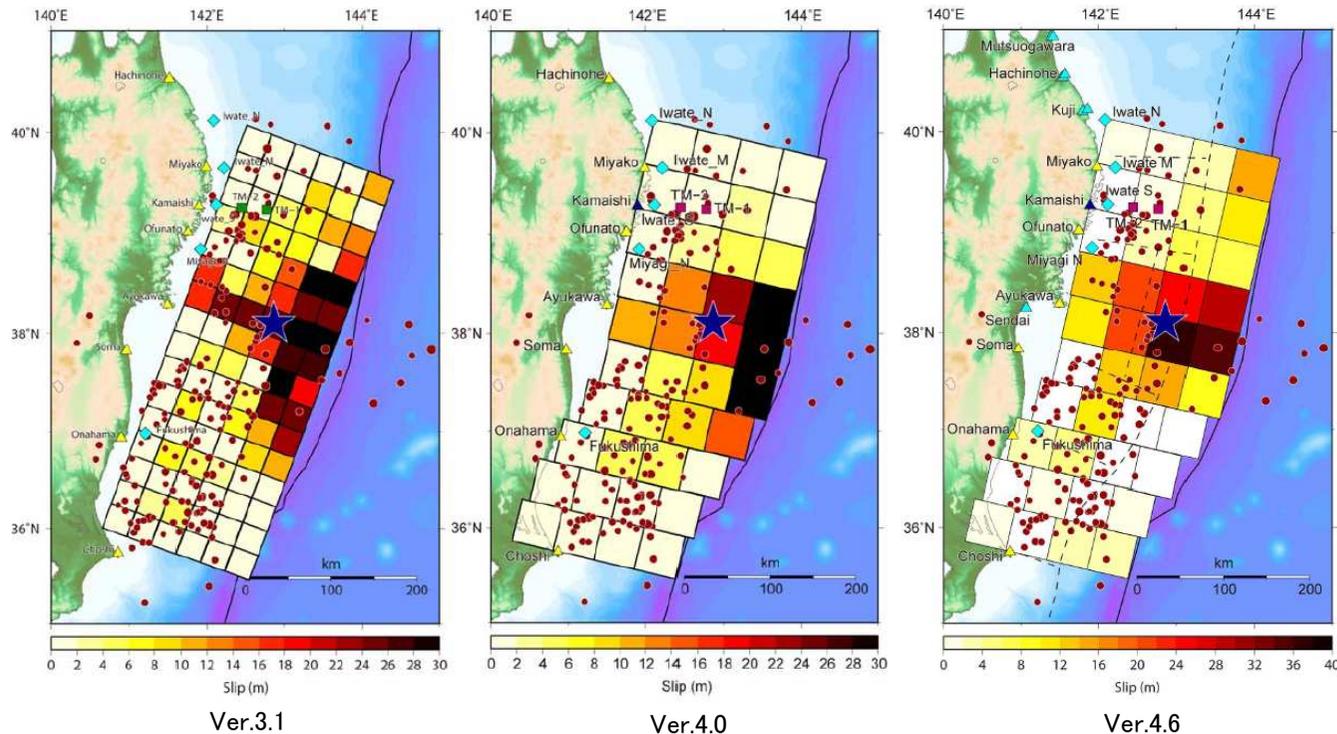


4. 4 特性化モデル

4. 4. 1 波源特性の不確かさの考慮:破壊伝播速度の設定

- 地震調査研究推進本部(2009)によれば, Somerville et al.(1999)が収集した15の内陸地震の震源モデルから, 破壊伝播速度の範囲として2.4km/s~3.0km/s, その平均値を2.7km/sとしている。
- M8クラスの断層の破壊継続時間は数10~120秒とされるが(土木学会(2002)), 2011年東北地方太平洋沖地震に伴う津波を再現する内閣府(2012)モデルの破壊継続時間は300秒※と長く, その平均破壊伝播速度は約2km/sである。また, 藤井・佐竹による2011年東北地方太平洋沖地震に伴う津波の再現モデル(ver.3.1,ver.4.0,ver.4.6)では破壊伝播速度を2.0km/sと設定している。

※:p32に記載。



藤井・佐竹による2011年東北地方太平洋沖地震の津波波源の再現モデル

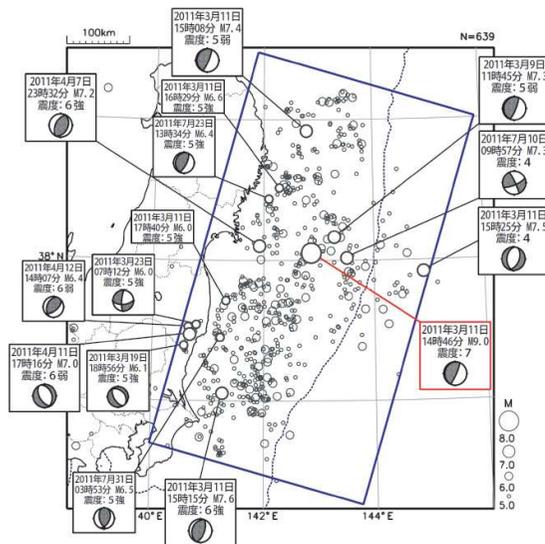


以上の知見を踏まえ, 破壊伝播速度を2.0km/sに設定した。

4. 4 特性化モデル

4. 4. 1 波源特性の不確かさの考慮:破壊開始点位置の設定

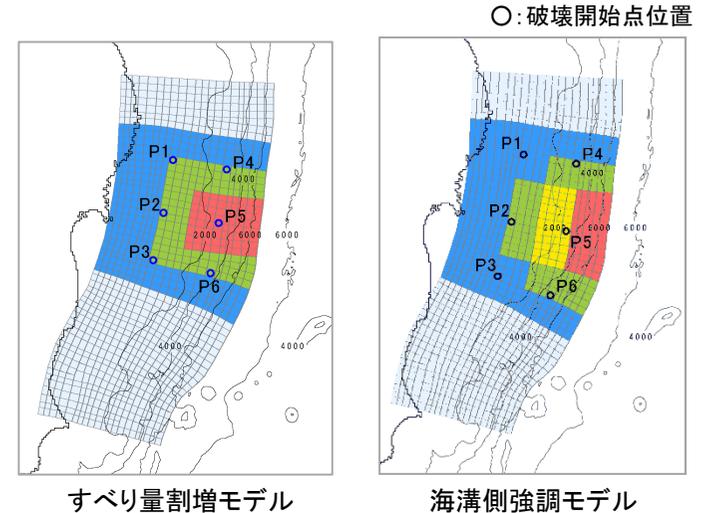
- 2011年東北地方太平洋沖地震の震源は、地震調査研究推進本部(2012)による評価対象領域の区分けのうち「三陸沖南部海溝寄り」の領域に位置している(気象庁(2012))。
(以下、プレート境界面のうち「三陸沖北部から房総沖の海溝寄り」を除く範囲を「典型的なプレート間地震発生領域」という。)
- 破壊開始点の位置について、地震調査研究推進本部(2009)では、破壊の進む方向には地域性があり、三陸沖では浅い方から深い方へ破壊が進む傾向にあるとしており、これは、2011年東北地方太平洋沖地震の破壊形態と一致している。
- 以上を踏まえ、破壊開始点は、地震調査研究推進本部(2009)を参考として、典型的なプレート間地震発生領域における大すべり域・超大すべり域を囲むように複数設定した。



2011年東北地方太平洋沖地震とその余震
(気象庁(2012))



三陸沖から房総沖にかけての評価対象領域
の区分け(地震調査研究推進本部(2012))



破壊開始点の設定位置

4.4 特性化モデル

4.4.2 津波予測計算結果①

■最大水位上昇量*

- 各評価位置における最大水位上昇量を以下に示す。

【最大水位上昇量】

■大すべり域の位置の不確かさ*

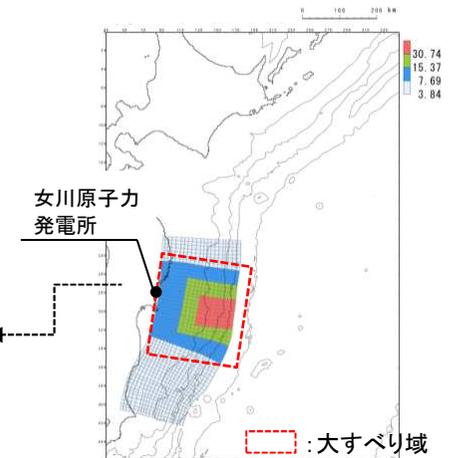
【すべり量割増モデル】

(単位:m)

パラメータの変動範囲	敷地前面	1号 取水口 前面	2号 取水口 前面	3号 取水口 前面	1号 放水口 前面	2・3号 放水口 前面	備考
位置							
北へ約50km移動	11.77	10.20	10.32	10.29	8.89	9.22	
基準	16.34	14.13	14.26	14.21	12.36	13.36	破壊開始点位置の不確かさ考慮ケース
南へ約50km移動	12.21	11.67	11.83	11.87	10.22	11.20	
南へ約100km移動	13.29	12.50	12.50	12.52	11.93	12.07	

大すべり域の位置

- ・北へ約50km
- ・南へ約50km, 約100km

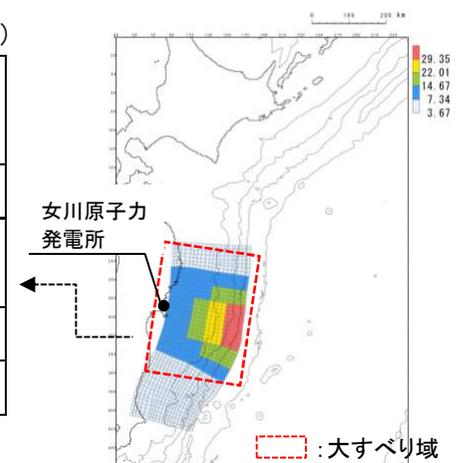


すべり量割増モデル

【海溝側強調モデル】

(単位:m)

パラメータの変動範囲	敷地前面	1号 取水口 前面	2号 取水口 前面	3号 取水口 前面	1号 放水口 前面	2・3号 放水口 前面	備考
位置							
北へ約50km移動	20.40	18.01	18.69	19.22	16.14	16.41	
基準	21.58	18.85	19.50	19.60	16.46	17.16	破壊開始点位置の不確かさ考慮ケース
南へ約50km移動	18.55	16.77	17.06	16.99	14.42	15.95	
南へ約100km移動	14.98	13.96	14.52	14.01	12.35	13.28	



海溝側強調モデル

※:パラメータスタディの全ケースの計算結果は、「資料1-3 女川原子力発電所 基準津波の策定について (補足説明資料)(p46)」に再掲。

4.4 特性化モデル

4.4.2 津波予測計算結果②

【最大水位上昇量】

■破壊開始点の不確かさ※

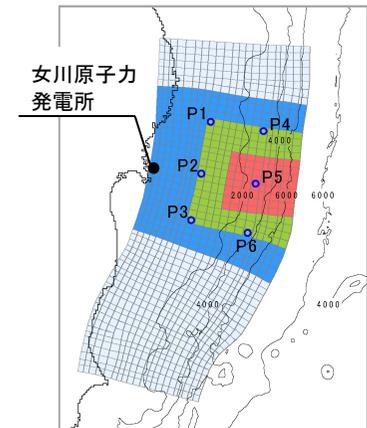
【すべり量割増モデル】

(単位:m)

パラメータの変動範囲	敷地前面	1号 取水口 前面	2号 取水口 前面	3号 取水口 前面	1号 放水口 前面	2・3号 放水口 前面	備考
破壊開始点位置							
基準(同時破壊)	16.34	14.13	14.26	14.21	12.36	13.36	
P1	14.74	13.06	13.09	13.11	11.25	12.67	
P2	14.88	13.16	13.19	13.20	11.34	12.77	
P3	15.19	13.50	13.45	13.48	11.63	13.01	
P4	16.58	14.43	14.64	14.76	12.79	13.52	
P5	17.26	15.52	15.87	15.88	14.05	13.97	
P6	16.99	15.22	15.43	15.37	13.58	13.55	

破壊開始点

- ・位置:P1~P6
- ・破壊伝播速度:2km/s



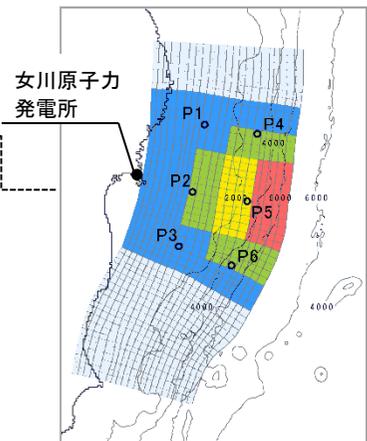
○:破壊開始点位置

すべり量割増モデル
(基準位置)

【海溝側強調モデル】

(単位:m)

パラメータの変動範囲	敷地前面	1号 取水口 前面	2号 取水口 前面	3号 取水口 前面	1号 放水口 前面	2・3号 放水口 前面	備考
破壊開始点位置							
基準(同時破壊)	21.58	18.85	19.50	19.60	16.46	17.16	決定ケース
P1	16.56	13.70	14.32	14.76	12.96	12.63	
P2	16.49	13.78	14.21	14.81	13.23	13.03	
P3	17.39	14.62	15.13	15.71	13.97	13.63	
P4	15.53	13.50	13.84	14.10	12.63	12.20	
P5	16.79	14.10	14.36	14.71	13.09	13.06	
P6	19.44	16.93	17.72	18.15	16.00	15.58	



○:破壊開始点位置

海溝側強調モデル
(基準位置)

※:パラメータスタディの全ケースの計算結果は、「資料1-3 女川原子力発電所 基準津波の策定について(補足説明資料)(p47)」に再掲。

4.4 特性化モデル

4.4.2 津波予測計算結果③

■最大水位下降量※

- 各評価位置における最大水位下降量を以下に示す。

【最大水位下降量】

■大すべり域の位置の不確かさ※

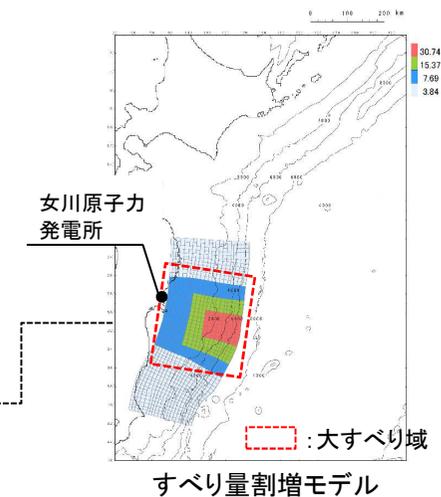
【すべり量割増モデル】

(単位:m)

パラメータの変動範囲	1号取水口 前面	2号取水口 前面	3号取水口 前面	備考
位置				
北へ約50km移動	-7.08	-6.87	-6.83	
基準	-7.82	-7.72	-7.75	
南へ約50km移動	-8.68	-8.92	-8.93	破壊開始点位置の不確かさ 考慮ケース
南へ約100km移動	-7.56	-7.62	-7.64	

大すべり域の位置

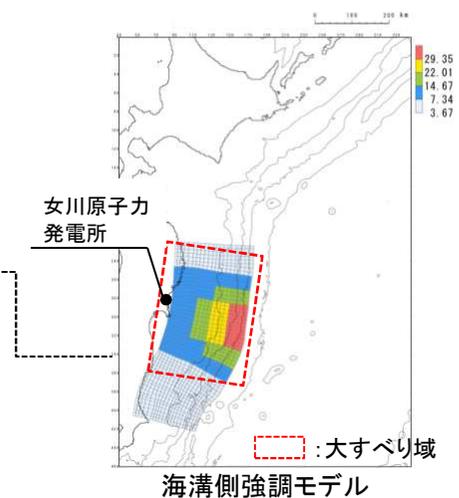
- 北へ約50km
- 南へ約50km, 約100km



【海溝側強調モデル】

(単位:m)

パラメータの変動範囲	1号取水口 前面	2号取水口 前面	3号取水口 前面	備考
位置				
北へ約50km移動	-8.74	-8.88	-8.92	
基準	-8.80	-8.98	-9.01	破壊開始点位置の不確かさ 考慮ケース
南へ約50km移動	-8.39	-8.52	-8.56	
南へ約100km移動	-7.22	-7.29	-7.25	



※: パラメータスタディの全ケースの計算結果は、「資料1-3 女川原子力発電所 基準津波の策定について (補足説明資料) (p48)」に再掲。

4. 4 特性化モデル

4. 4. 2 津波予測計算結果④

【最大水位下降量※】

【すべり量割増モデル 大すべり域の位置:南へ約50km】 (単位:m)

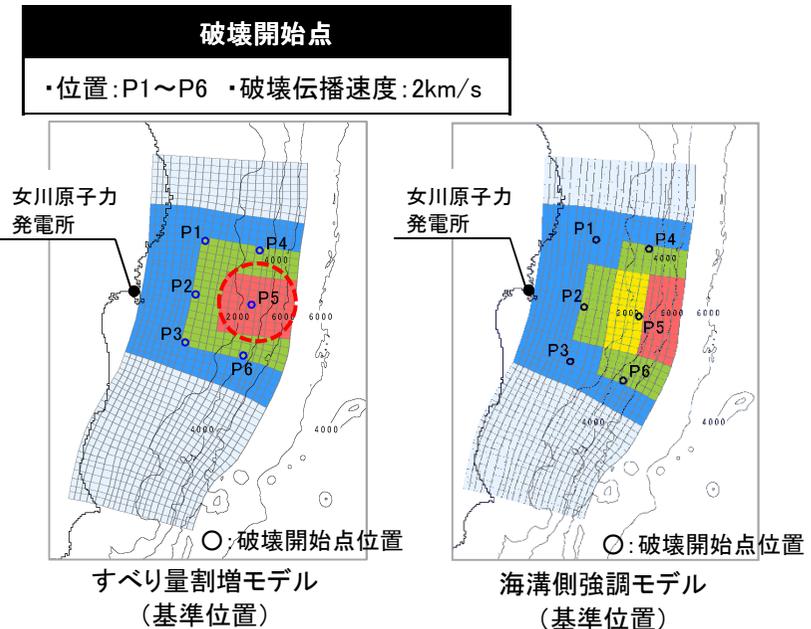
パラメータの変動範囲	1号取水口 前面	2号取水口 前面	3号取水口 前面
破壊開始点位置			
基準	-8.68	-8.92	-8.93
P1	-8.31	-8.45	-8.49
P2	-7.97	-8.08	-8.17
P3	-7.89	-7.96	-7.93
P4	-8.08	-8.23	-8.20
P5	-8.16	-8.17	-8.18
P6	-8.28	-8.39	-8.41

【すべり量割増モデル 大すべり域の位置:基準(水位上昇側決定ケース)】 (単位:m)

パラメータの変動範囲	1号取水口 前面	2号取水口 前面	3号取水口 前面	備考
破壊開始点位置				
基準	-7.82	-7.72	-7.75	
P1	-7.80	-7.73	-7.67	
P2	-8.26	-8.28	-8.28	
P3	-8.53	-8.61	-8.60	
P4	-8.33	-8.35	-8.32	
P5	-9.40	-9.42	-9.46	決定ケース
P6	-8.98	-9.07	-9.07	

【海溝側強調モデル】 (単位:m)

パラメータの変動範囲	1号取水口 前面	2号取水口 前面	3号取水口 前面
破壊開始点位置			
基準	-8.80	-8.98	-9.01
P1	-8.48	-8.70	-8.71
P2	-8.24	-8.46	-8.44
P3	-8.43	-8.46	-8.49
P4	-8.20	-8.39	-8.28
P5	-8.89	-8.94	-8.93
P6	-8.69	-8.79	-8.78



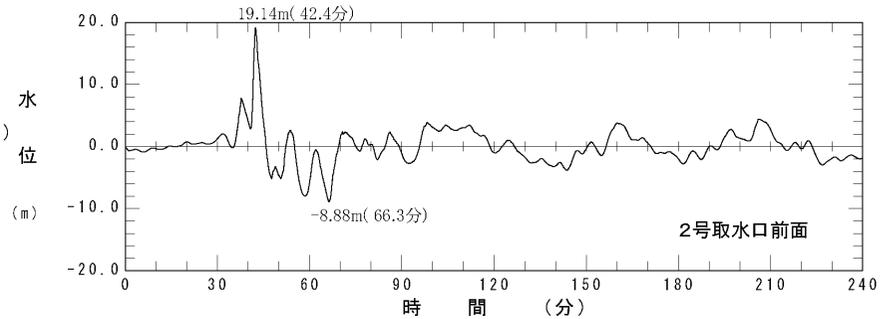
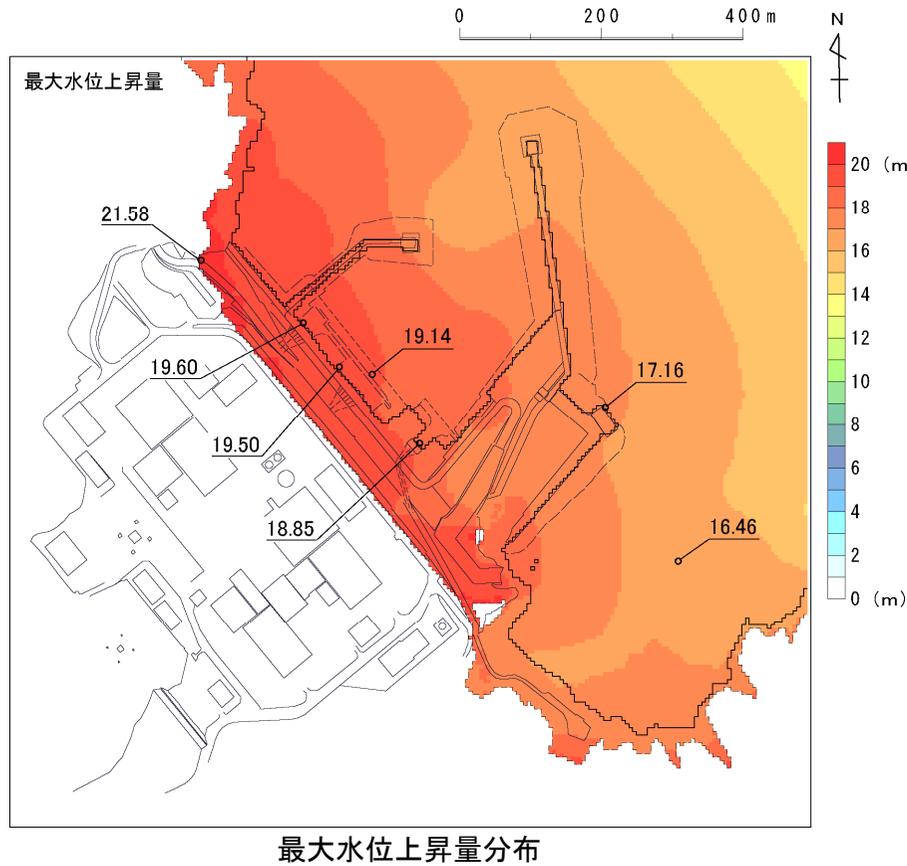
※:パラメータスタディの全ケースの計算結果は、「資料1-3 女川原子力発電所 基準津波の策定について(補足説明資料)(p61)」に再掲。

4.4 特性化モデル

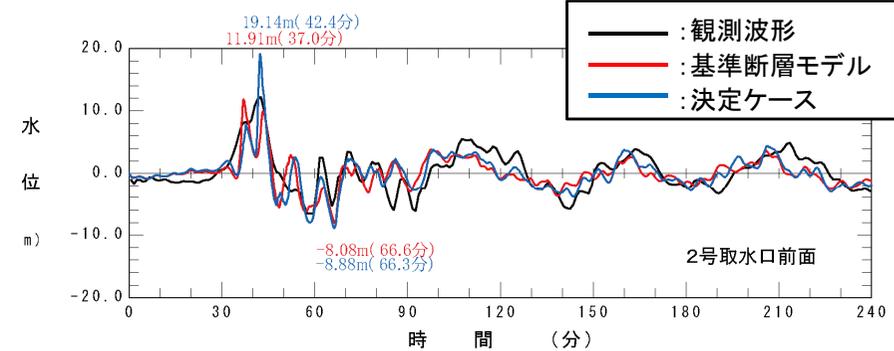
4.4.2 津波予測計算結果⑤

■水位分布及び水位時刻歴波形※1

評価項目	評価位置	決定ケース
水位上昇側	敷地前面	すべり分布:海溝側強調モデル, 大すべり域の位置:基準, 破壊開始点位置:基準(同時破壊)
	2号取水口前面	同上



2号取水口前面における水位時刻歴波形

(参考)2号取水口前面における水位時刻歴波形の比較※2
(観測波形, 基準断層モデル, 決定ケース)

※1: 水位時刻歴波形は, 各取水口・放水口前面の中央位置に該当するメッシュで抽出(抽出位置は, 「資料1-3 女川原子力発電所 基準津波の策定について(p51)」に記載。)

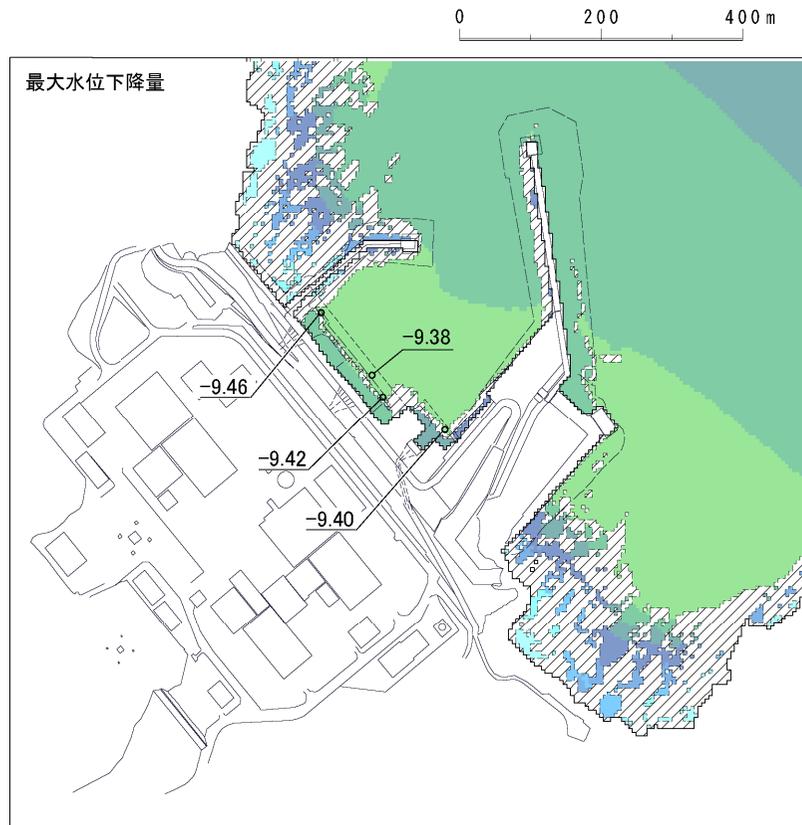
※2: 観測波形は潮位計設置位置での水位時刻歴波形を示す(潮位計設置位置は, p53に記載。)

4. 4 特性化モデル

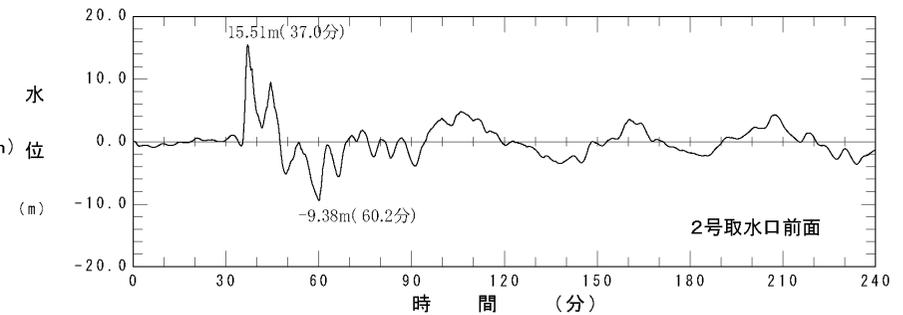
4. 4. 2 津波予測計算結果⑥

■水位分布及び水位時刻歴波形※1

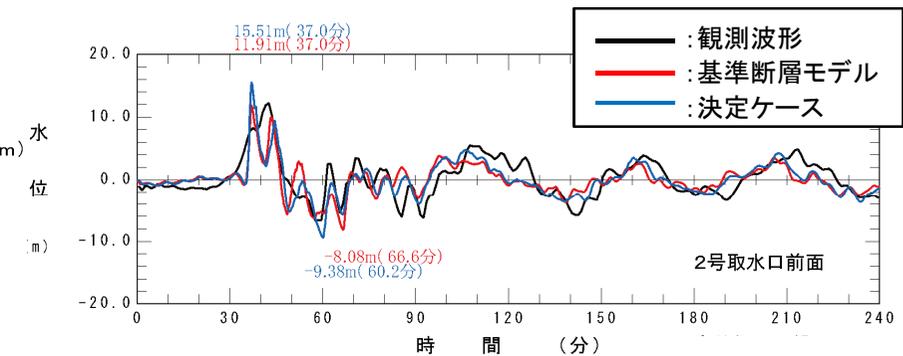
評価項目	評価位置	決定ケース
水位下降側	2号取水口前面	すべり量:すべり量割増モデル, 大すべり域の位置:基準, 破壊開始点位置:P5



最大水位下降量分布



2号取水口前面における水位時刻歴波形

(参考)2号取水口前面における水位時刻歴波形の比較※2
(観測波形, 基準断層モデル, 決定ケース)

※1: 水位時刻歴波形は、各取水口・放水口前面の中央位置に該当するメッシュで抽出(抽出位置は、「資料1-3 女川原子力発電所 基準津波の策定について(p51)」に記載。)

※2: 観測波形は潮位計設置位置での水位時刻歴波形を示す(潮位計設置位置は、p53に記載。)

5. 津波水位評価のまとめ

5. 津波水位評価のまとめ①

■最大水位上昇量・下降量

【水位上昇側】

地震種別	波源モデル		最大水位上昇量(m)					
			敷地前面	1号取水口前面	2号取水口前面	3号取水口前面	1号放水口前面	2・3号放水口前面
プレート間地震	東北地方太平洋沖型の地震	内閣府(2012)モデル	17.32	15.97	16.20	16.29	14.76	14.73
		女川再現モデル	15.89	15.00	15.22	15.24	15.22	14.78
		既往津波の組合せモデル	17.32	15.56	15.37	15.26	14.16	14.77
		特性化モデル	21.58	18.85	19.50	19.60	16.46	17.16

■敷地前面決定ケース

- ・内閣府(2012)モデル=位置:南へ50km
- ・女川再現モデル=位置:南へ50km
- ・既往津波の組合せモデル=走向:津波地震 基準-5° , プレート間地震 基準-10° , 傾斜角:基準+5° , すべり角:基準+10°
- ・特性化モデル=海溝側強調モデル, 大すべり域の位置:基準, 破壊開始点:基準(同時破壊)

【水位下降側】

地震種別	波源モデル		最大水位下降量(m)		
			1号取水口前面	2号取水口前面	3号取水口前面
プレート間地震	東北地方太平洋沖型の地震	内閣府(2012)モデル	9.03	9.15	9.16
		女川再現モデル	8.02	8.02	8.02
		既往津波の組合せモデル	10.88	10.82	10.81
		特性化モデル	9.40	9.42	9.46

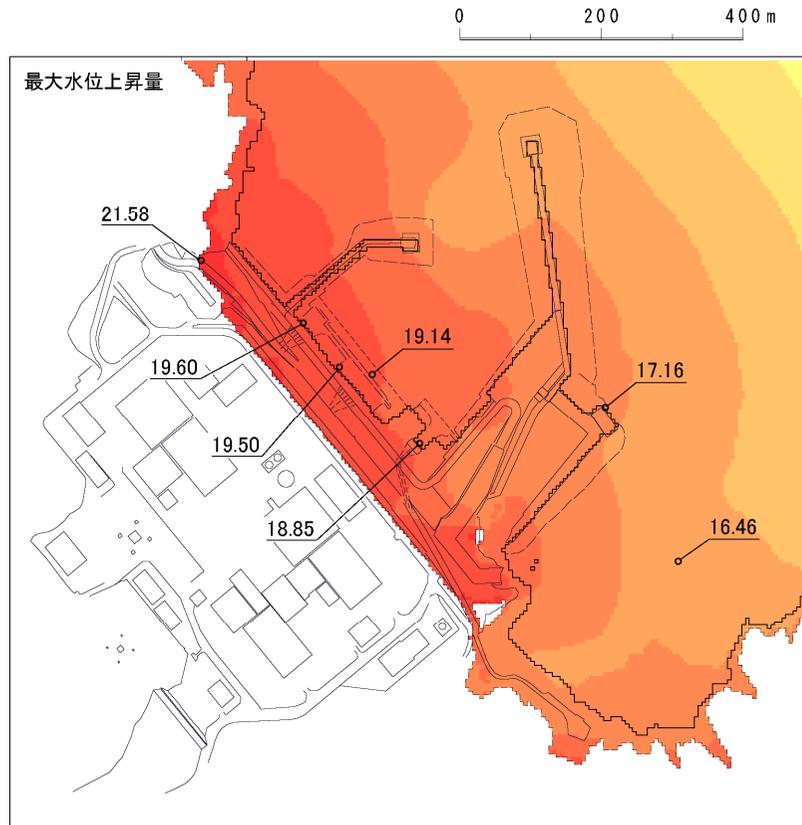
■2号取水口前面決定ケース

- ・内閣府(2012)モデル=位置:基準
- ・女川再現モデル=位置:基準
- ・既往津波の組合せモデル=走向:津波地震 基準+5° , プレート間地震 基準+10° , 傾斜角:基準+5° , すべり角:基準+10°
- ・特性化モデル=すべり量割増モデル, 大すべり域の位置:基準, 破壊開始点:P5

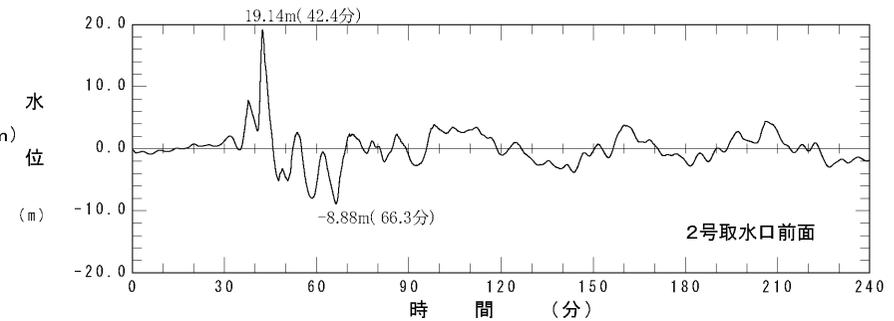
5. 津波水位評価のまとめ②

■水位分布及び水位時刻歴波形※1

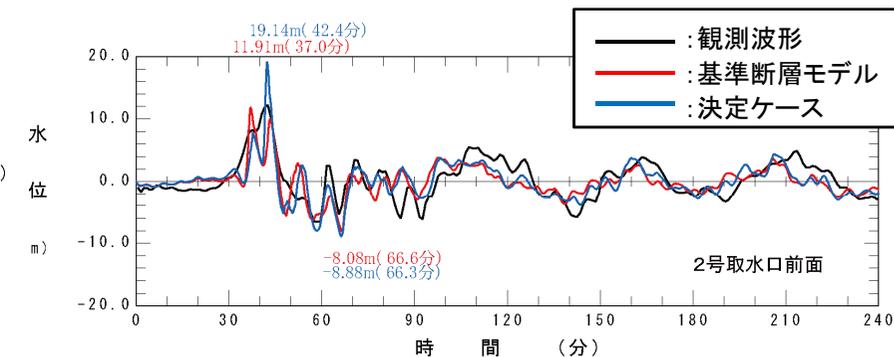
評価項目	評価位置	波源モデル	決定ケース
水位上昇側	敷地前面	特性化モデル	すべり分布:海溝側強調モデル, 固着域の位置:基準, 破壊開始点位置:基準(同時破壊)
	2号取水口前面	同上	同上



最大水位上昇量分布



2号取水口前面における水位時刻歴波形



(参考)2号取水口前面における水位時刻歴波形の比較※2
(観測波形, 基準断層モデル, 決定ケース)

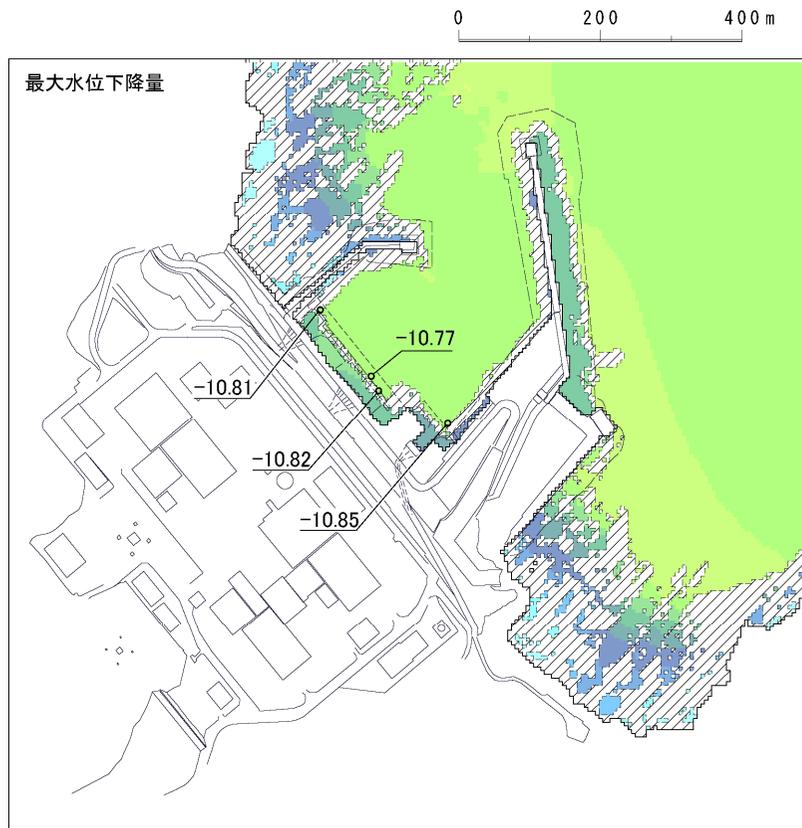
※1: 水位時刻歴波形は, 各取水口・放水口前面の中央位置に該当するメッシュで抽出(抽出位置は, 「資料1-3 女川原子力発電所 基準津波の策定について(p51)」に記載。)

※2: 観測波形は潮位計設置位置での水位時刻歴波形を示す(潮位計設置位置は, p53に記載。)

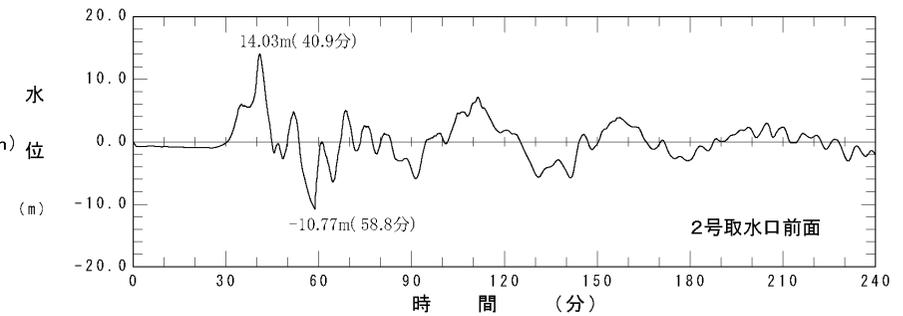
5. 津波水位評価のまとめ③

■水位分布及び水位時刻歴波形※1

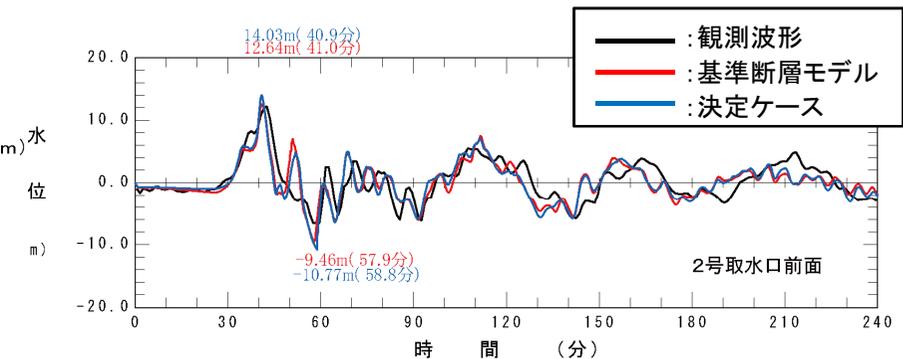
評価項目	評価位置	波源モデル	決定ケース
水位下降側	2号取水口前面	既往津波の組合せモデル	走向:津波地震:基準+5°, プレート間地震:基準+10°, 傾斜角:基準+5°, すべり角:基準+10°



最大水位下降量分布



2号取水口前面における水位時刻歴波形



(参考) 2号取水口前面における水位時刻歴波形の比較※2
(観測波形, 基準断層モデル, 決定ケース)

※1: 水位時刻歴波形は, 各取水口・放水口前面の中央位置に該当するメッシュで抽出(抽出位置は, 「資料1-3 女川原子力発電所 基準津波の策定について(p51)」に記載。)

※2: 観測波形は潮位計設置位置での水位時刻歴波形を示す(潮位計設置位置は, p53に記載。)

参考文献

参考文献①

- (1)東北電力株式会社(2011):女川原子力発電所における平成23年東北地方太平洋沖地震により発生した津波の調査結果に係る報告書, 2011年7月
- (2)澤井祐紀・宍倉正展・岡村行信・高田圭太・松浦旅人・Than Tin Aung・小松原純子・藤井雄士郎・藤原治・佐竹健治・鎌滝孝信・佐藤伸枝(2007):ハンディジオスライサーを用いた宮城県仙台平野(仙台市・名取市・岩沼市・亘理町・山元町)における古津波痕跡調査, 活断層・古地震研究報告, No.7, pp.47-80
- (3)澤井祐紀・宍倉正展・小松原純子(2008):ハンドコアラーを用いた宮城県仙台平野(仙台市・名取市・岩沼市・亘理町・山元町)における古津波痕跡調査, 活断層・古地震研究報告, No.8, pp.17-70
- (4)宍倉正展・澤井祐紀・岡村行信・小松原純子・Than TinAung・石山達也・藤原治・藤野滋弘(2007):石巻平野における津波堆積物の分布と年代, 活断層・古地震研究報告, No.7, pp.31-46
- (5)宍倉正展・藤原治・澤井祐紀・行谷佑一・谷川晃一郎(2012):2011年東北地方太平洋沖地震による津波堆積物の仙台・石巻平野における分布限界, 活断層・古地震研究報告, No.12, pp.45-61
- (6)佐竹健治・行谷佑一・山木滋(2008):石巻・仙台平野における869年貞観津波の数値シミュレーション, 活断層・古地震研究報告, No.8, pp.71-89
- (7)行谷佑一・佐竹健治・山木滋(2010):宮城県石巻・仙台平野および福島県請戸川河口低地における869年貞観地震津波の数値シミュレーション, 活断層・古地震研究報告, No.10, pp.1-21
- (8)菅原大助・今村文彦・松本秀明・後藤和久・箕浦幸治(2013):貞観津波と東日本大震災の津波, 東日本大震災を分析する2 震災と人間・まち・記録, 明石書店, pp.179-188
- (9)菅原大助・今村文彦・松本秀明・後藤和久・箕浦幸治(2011):地質学的データを用いた西暦869年貞観地震津波の復元について, 自然災害科学, 29-4, pp.501-516
- (10)地震調査研究推進本部地震調査委員会(2012):三陸沖から房総沖にかけての地震活動の長期評価(第二版)について
- (11) Kenji Satake, Kelin Wang, Brian F. Atwater(2003): Fault slip and seismic moment of the 1700 Cascadia earthquake inferred from Japanese tsunami descriptions, JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, VOL. 108, NO. B11, 2535
- (12) Robert C. Witter, Yinglong Zhang, Kelin Wang, Chris Goldfinger, George R. Priest and Jonathan C. Allan (2012): Coseismic slip on the southern Cascadia megathrust implied by tsunami deposits in an Oregon lake and earthquake-triggered marine turbidites, JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, VOL. 117, B10303
- (13) Tetsuzo Seno (2014): Stress drop as a criterion to differentiate subduction zones where Mw 9 earthquakes can occur, Tectonophysics 621, 198-210
- (14)内閣府中央防災会議日本海溝・千島海溝周辺海溝型地震に関する専門調査会(2006):日本海溝・千島海溝周辺海溝型地震に関する専門調査会報告
- (15)佐竹健治(2013):第197回地震予知連絡会 重点検討課題「世界の巨大地震・津波」概要, 地震予知連絡会 会報, 第89巻, 12-6
- (16) Shinzaburo Ozawa, Takuya Nishimura, Hisashi Suito, Tomokazu Kobayashi, Mikio Tobita & Tetsuro Imakiire(2011): Coseismic and postseismic slip of the 2011 magnitude-9 Tohoku-Oki earthquake, nature LETTER

参考文献②

- (17) 国土地理院(2012): 千島海溝沿いの滑り欠損速度分布について, 地震予知連絡会 会報, 第88巻, 12-2
- (18) 西村卓也(2013): 測地データから推定された環太平洋地域のプレート間カップリング, 地震予知連絡会 会報, 第89巻, 12-15
- (19) Akira Hasegawa, Keisuke Yoshida, Youichi Asano, Tomomi Okada, Takeshi Iinuma, Yoshihiro Ito(2012): Change in stress field after the 2011 great Tohoku-Oki earthquake, Earth and Planetary Science Letters 355-356, pp231-243
- (20) JAMSTEC(2013): 東北地方太平洋沖地震における巨大地震・津波発生メカニズムの解明～地球深部探査船「ちきゅう」の科学的成果が「SCIENCE」誌に3編同時掲載～, プレリリース
- (21) Lin W., M. Conin, J.C. Moore, F.M. Chester, Y. Nakamura, J.J. Mori, L. Anderson, E.E. Brodsky, N. Eguchi, B. Cook, T. Jeppson, M. Wolfson-Schwehr, Y. Sanada, S. Saito, Y. Kido, T. Hirose, J.H. Behrmann, M. Ikari, K. Ujiie, C. Rowe, J. Kirkpatrick, S. Bose, C. Regalla, F. Remitti, V. Toy, P. Fulton, T. Mishima, T. Yang, T. Sun, T. Ishikawa, J. Sample, K. Takai, J. Kameda, S. Toczko, L. Maeda, S. Kodaira, R. Hino, D. Saffer(2013): Stress state in the largest displacement area of the 2011 Tohoku-oki Earthquake, Science 339, 687-690
- (22) 文部科学省研究開発局・国立大学法人東北大学大学院理学研究科・国立大学法人東京大学地震研究所・独立法人産業技術総合研究所(2010): 宮城県沖地震における重点的調査観測総括成果報告書, 390pp
- (23) 佐竹健治(2011a): 日本海溝の巨大地震のスーパーサイクル, 地震予知連絡会 会報, 第86巻, 3-15
- (24) 佐竹健治(2011b): 東北地方太平洋沖地震の断層モデルと巨大地震発生のスーパーサイクル, 科学, Vol.81, No.10
- (25) 宍倉正展(2013): 1960年チリ地震(Mw 9.5)の履歴と余効変動, 地震予知連絡会 会報, 第89巻, 12-7
- (26) YUSHIRO FUJII and KENJI SATAKE(2012): Slip Distribution and Seismic Moment of the 2010 and 1960 Chilean Earthquakes Inferred from Tsunami Waveforms and Coastal Geodetic Data, Pure and Applied Geophysics, DOI 10.1007/s00024-012-0524-2
- (27) R. McCaffrey(2008): Global Frequency of Magnitude 9 Earthquakes, Geology, DR2008063
- (28) Christopher H. Scholz and Jaime Campos(2012): The seismic coupling of subduction zones revisited, JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, VOL. 117, B05310, doi:10.1029/2011JB009003
- (29) Kusala Rajendran(2013): On the recurrence of great subduction zone earthquakes, SPECIAL SECTION: EARTH SCIENCES
- (30) 遠田晋次(2004): 断層セグメントの多重破壊とスケーリング則, 月刊地球号外, 46, 168-174
- (31) Yamanaka, Y. and M. Kikuchi(2004): Asperity map along the subduction zone in northeastern Japan inferred from regional seismic data, J. Geophys. Res., 109, B07307, doi:10.1029/2003JB002683
- (32) 永井理子・菊地正幸・山中佳子(2001): 三陸沖における再来大地震の震源過程の比較研究－1968年十勝沖地震と1994年三陸はるか沖地震の比較－, 地震2, 54, 267-280

参考文献③

- (33) Lingling Ye, Thorne Lay, and Hiroo Kanamori (2012) : The Sanriku-Oki low-seismicity region on the northern margin of the great 2011 Tohoku-Oki earthquake rupture, JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, VOL. 117, B02305, doi:10.1029/2011JB008847
- (34) Naoki Uchida and Toru Matsuzawa (2011) : Coupling coefficient, hierarchical structure, and earthquake cycle for the source area of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku earthquake inferred from small repeating earthquake data, Earth Planets Space, 63, 675-679
- (35) Naoki Uchida, Junichi Nakajima, Akira Hasegawa, Toru Matsuzawa (2009) : What controls interplate coupling?: Evidence for abrupt change in coupling across a border between two overlying plates in the NE Japan subduction zone, Earth and Planetary Science Letters 283,111-121
- (36) Masanao Shinohara, Tomoaki Yamada, Kazuo Nakahigashi, Shin'ichi Sakai, Kimihiro Mochizuki, Kenji Uehira, Yoshihiro Ito, Ryusuke Azuma, Yuka Kaiho, Tetsuo No, Hajime Shiobara, Ryota Hino, Yoshio Murai, Hiroshi Yakiwara, Toshinori Sato, Yuya Machida, Takashi Shinbo, Takehi Isse, Hiroki Miyamachi, Koichiro Obana, Narumi Takahashi, Shuichi Kodaira, Yoshiyuki Kaneda, Kenji Hirata, Sumio Yoshikawa, Kazushige Obara, Takaya Iwasaki, and Naoshi Hirata (2011) : Aftershock observation of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake by using ocean bottom seismometer network, Earth Planets Space, 63, 835-840
- (37)内閣府(2012a):南海トラフの巨大地震モデル検討会(第12回), 参考資料1 平成23年(2011年)東北地方太平洋沖地震の津波断層モデルについて
- (38)菅野剛・大内一男・平田一穂(2012):女川原子力発電所における津波の評価および対策, 電力土木, No.362
- (39)佐藤良輔・阿部勝征・岡田義光・島崎邦彦・鈴木保典(1989):日本の地震断層パラメーター・ハンドブック, 鹿島出版会
- (40)内閣府(2012b):南海トラフの巨大地震による震度分布・津波高について(第一次報告) 巻末資料, 南海トラフの巨大地震モデル検討会
- (41) Satoko Murotani, Kenji Satake, Yushiro Fujii (2013) : Scaling relations of seismic moment, rupture area, average slip, and asperity size for $M \sim 9$ subduction zone earthquakes, Geophysical Research Letters, Vol.40, pp.5070-5074
- (42)地震調査研究推進本部(2009):付録3 震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レシピ」)
- (43)気象庁(2012):気象庁技術報告 第133号 平成23年(2011年)東北地方太平洋沖地震調査報告