

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  
(コメント回答)(補足説明資料)

---

平成27年10月23日  
東北電力株式会社

## 目次

---

1. 2011年東北地方太平洋沖地震の各種のすべり分布モデル	p2
2. 「東北地方太平洋沖型の地震」の地震規模	p10
3. 南海トラフの巨大地震モデル(津波断層モデル)の分析	p29
4. P波速度構造に関する文献情報	p33
5. 津波解析条件	p36
6. 広域の津波特性を考慮した特性化モデルの検討	p44
7. 2011年東北地方太平洋沖地震に伴う津波の再現モデル	p48
8. 津波水位の抽出位置	p58

# 1. 2011年東北地方太平洋沖地震の各種のすべり分布モデル

---

- 1. 1 地震調査研究推進本部(2012)の評価 ..... p3
- 1. 2 各種のすべり分布モデル ..... p4

## 1. 2011年東北地方太平洋沖地震の各種のすべり分布モデル

### 1.1 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、2011年東北地方太平洋沖地震の各種のすべり分布モデル等(詳細は次頁以降に示す)から得られた知見を、以下のとおり整理している。

○すべりの大きい領域は、三陸南部海溝寄り及び三陸沖北部から房総沖の海溝寄りの一部である。もっとも大きい場所では50mを超えるすべり量が推定され、非常に大きいことがこの地震の特徴である。

○三陸沖中部、宮城県沖、福島県沖、茨城県沖の領域も震源域に含まれる。

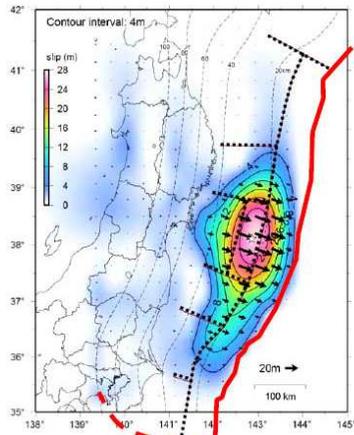
○強震動を発生させた領域(強震動生成域)が深さ30km~60kmの範囲に複数ある。これらの強震動生成域の地震モーメントの合計は、地震全体の地震モーメントの2割にも満たないことから、地震全体の地震モーメントは海溝寄りの部分の大きなすべりが寄与していると考えられる。この地震では、強震動を発生した場所とすべり量の大きな場所が異なっている。

○東北地方太平洋沖地震のすべり量と日本海溝沿いのすべり欠損は、双方とも三陸沖から茨城県沖に広く分布しており、概ね一致するといえる。

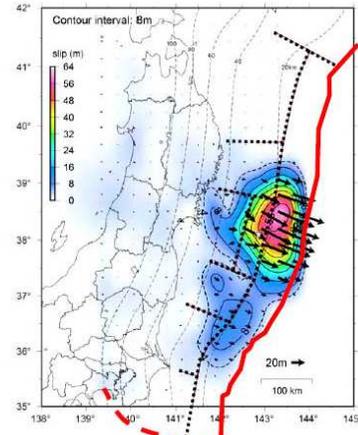
○余効変動は、本震の震源域の西側の三陸沖中部及び宮城県沖並びに、本震の震源域の南側の茨城県沖及び房総沖の広い範囲に分布している。その深さは、プレート境界における約20km~60kmの部分で特に顕著である。

# 1. 2011年東北地方太平洋沖地震の各種のすべり分布モデル 1.2 各種のすべり分布モデル①

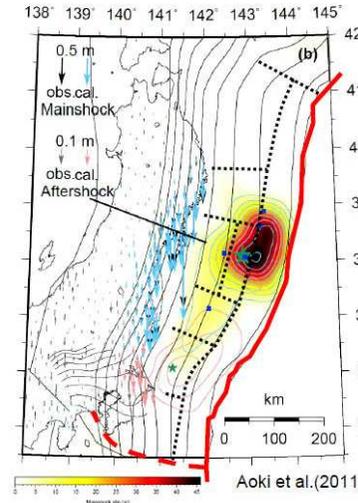
## ■GPSデータによる地震時のすべり分布モデル



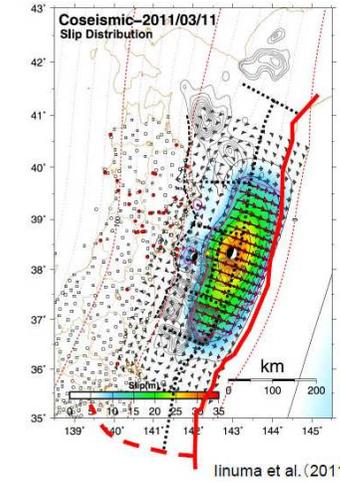
国土地理院作成



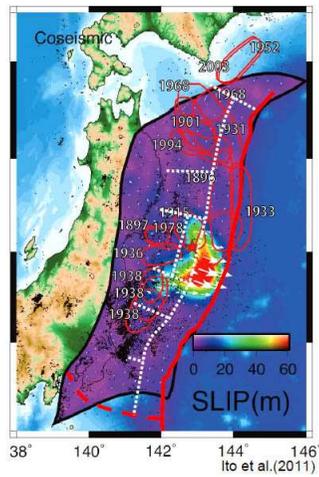
GPS+海底基準点 国土地理院・海上保安庁作成



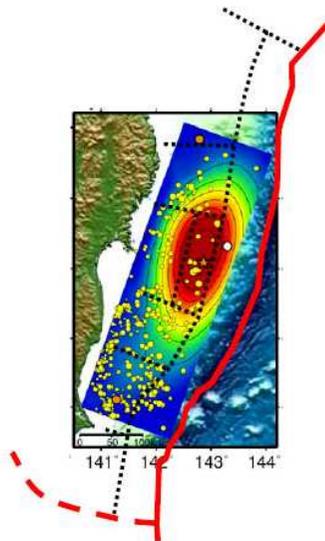
Aoki et al.(2011)



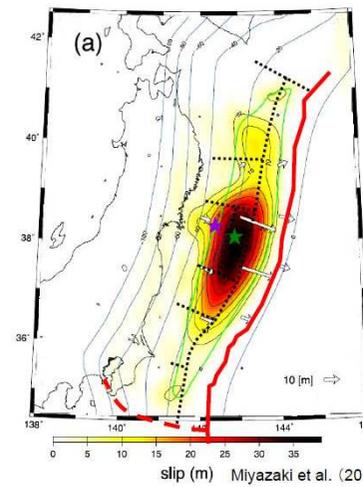
Iinuma et al.(2011)



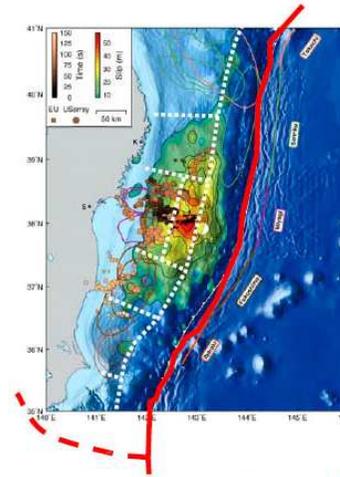
Ito et al.(2011)



Koketsu et al. (2011)



Miyazaki et al. (2011)



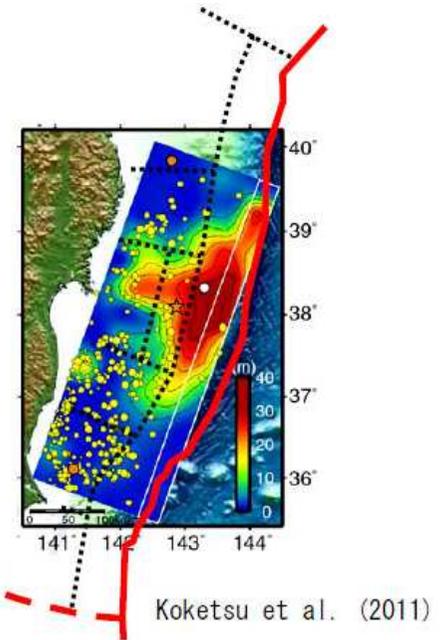
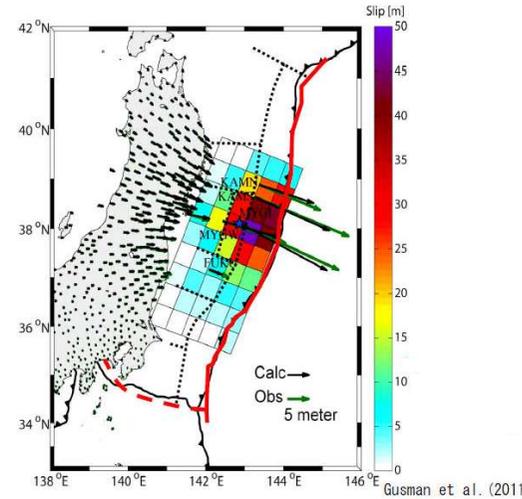
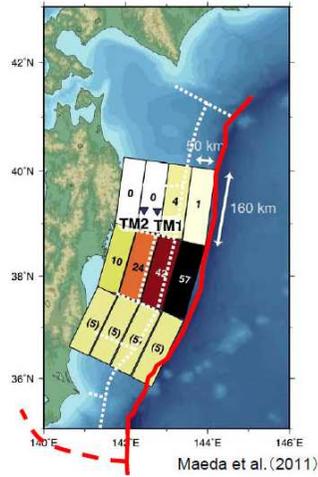
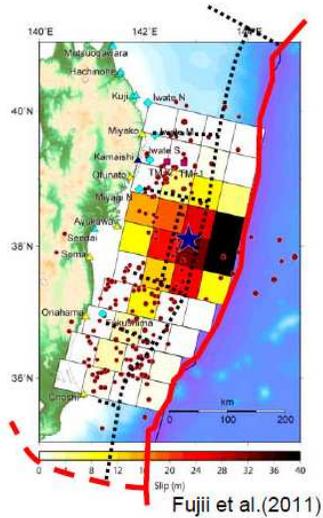
Simons, et al.(2011)

地震調査研究推進本部(2012)

# 1. 2011年東北地方太平洋沖地震の各種のすべり分布モデル

## 1.2 各種のすべり分布モデル②

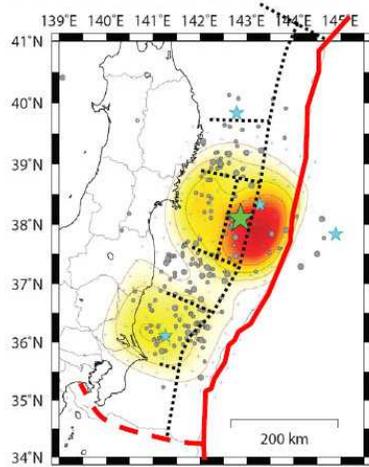
### ■津波波形解析によるすべり分布モデル



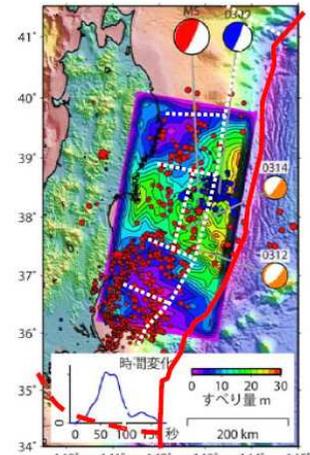
地震調査研究推進本部 (2012)

# 1. 2011年東北地方太平洋沖地震の各種のすべり分布モデル 1.2 各種のすべり分布モデル③

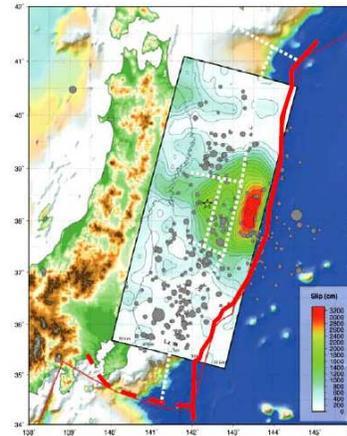
## ■遠地地震波形解析によるすべり分布モデル①



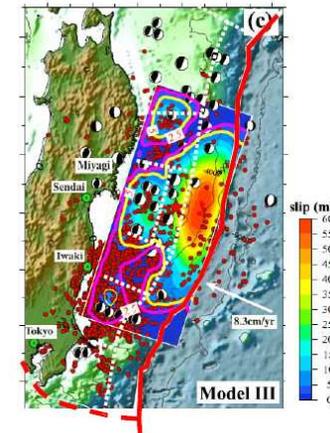
気象庁作成



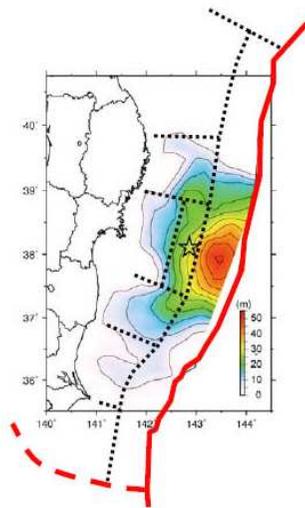
Ide et al. (2011)



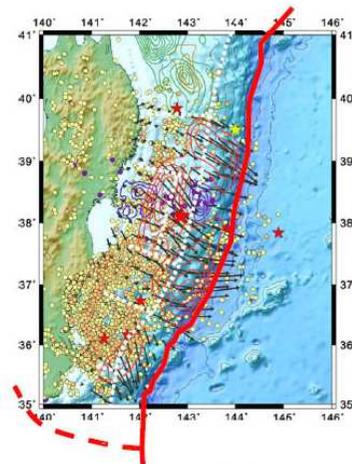
Hayes (2011)USGS



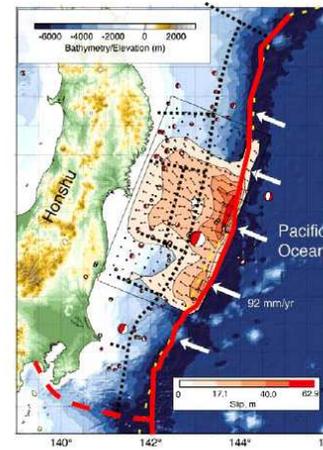
Shao et al. (2011)UCSB



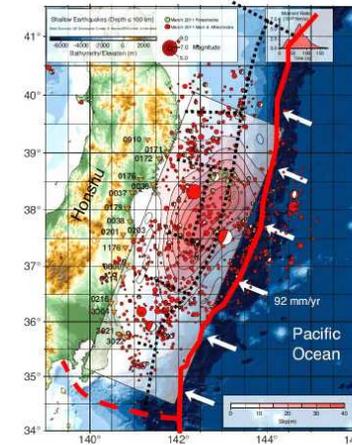
Yagi, Y. & Fukahata (2011)



山中(2011)



Lay et al. (2011)

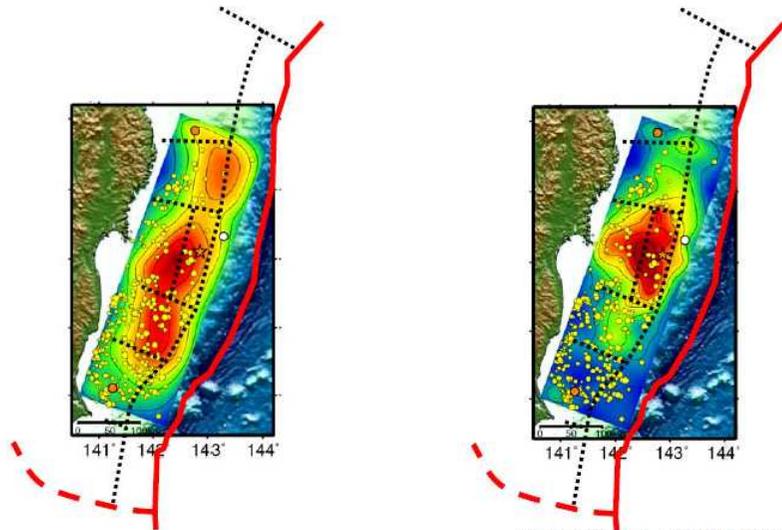


Ammon et al. (2011)  
P波+レーリー波+GPS

# 1. 2011年東北地方太平洋沖地震の各種のすべり分布モデル

## 1.2 各種のすべり分布モデル④

### ■遠地地震波形解析によるすべり分布モデル②

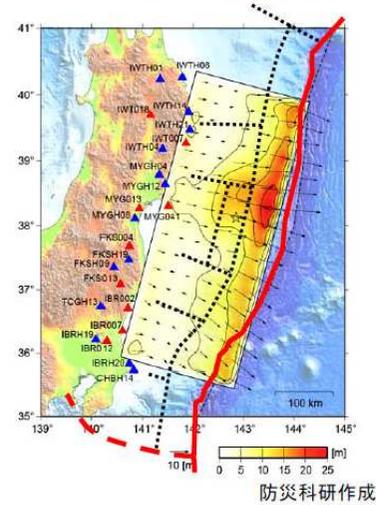


Koketsu et al. (2011)

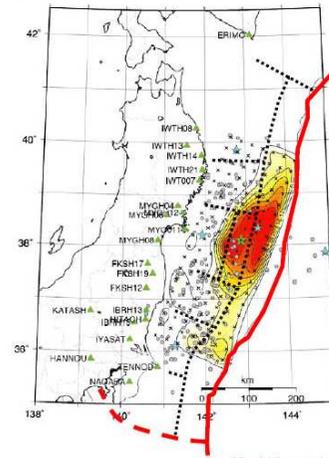
遠地地震波形+近地地震波形+GPS  
Koketsu et al. (2011)

地震調査研究推進本部(2012)

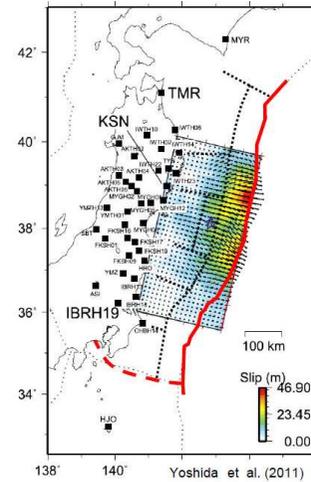
### ■強震動波形解析によるすべり分布モデル



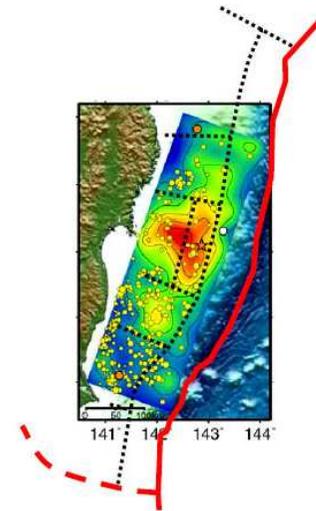
防災科研作成



Yoshida et al. (2011)



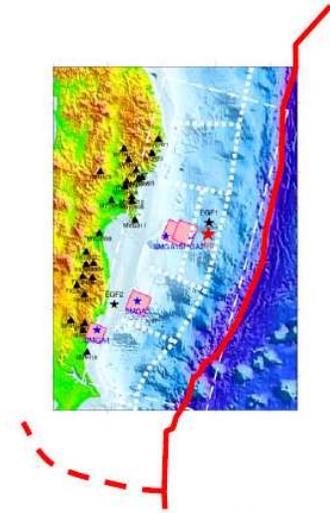
Yoshida et al. (2011)



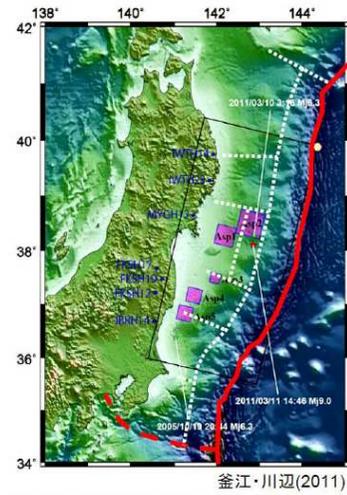
Koketsu et al. (2011)

# 1. 2011年東北地方太平洋沖地震の各種のすべり分布モデル 1.2 各種のすべり分布モデル⑤

## ■強震動波形解析による地震動生成域モデル



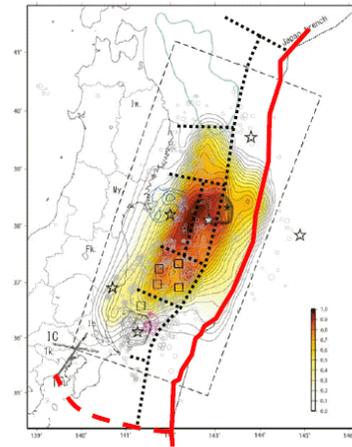
浅野・岩田(2011)



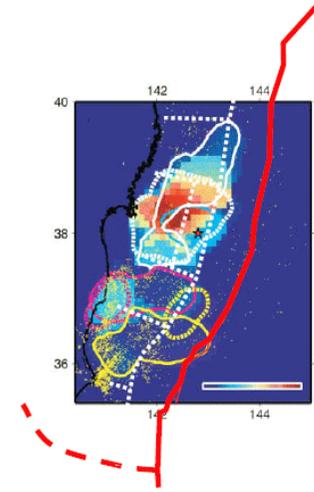
釜江・川辺(2011)

## ■アレイ波形によるすべり分布モデル※

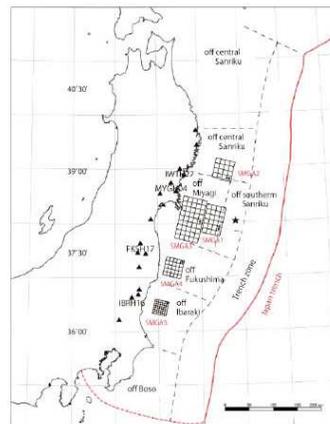
※:バックプロジェクション法により算定されたすべり分布モデル



Honda et al.(2011)



Ishii(2011) Harvard Univ.



Irikura and Kurahashi (2011)

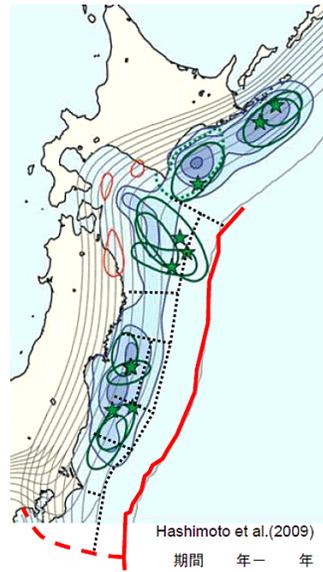
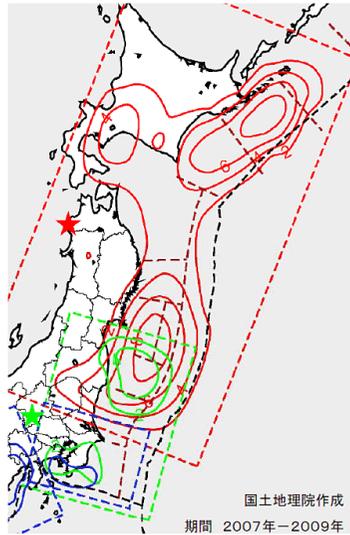
地震調査研究推進本部(2012)

地震調査研究推進本部(2012)

# 1. 2011年東北地方太平洋沖地震の各種のすべり分布モデル

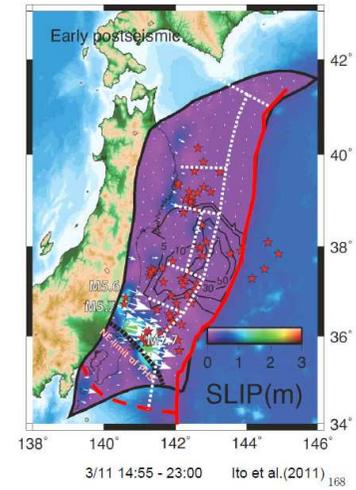
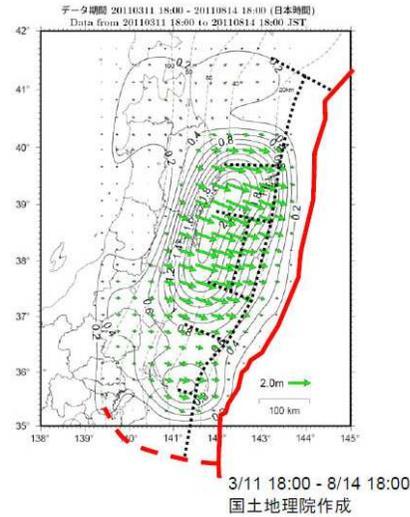
## 1.2 各種のすべり分布モデル⑥

### ■プレート境界面のすべり欠損分布



地震調査研究推進本部(2012)

### ■ GPSデータによる地震後のすべり分布(余効変動)モデル



地震調査研究推進本部(2012)

## 2. 「東北地方太平洋沖型の地震」の地震規模

---

2. 1 固着域に関する分析	.....	p11
2. 2 破壊伝播の検討	.....	p20
2. 3 まとめ	.....	p28

## 2. 「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

#### (1) 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。

#### (2) 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。

#### (3) 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

#### (1) 三陸沖北部、三陸沖中部、房総沖の固着度※2

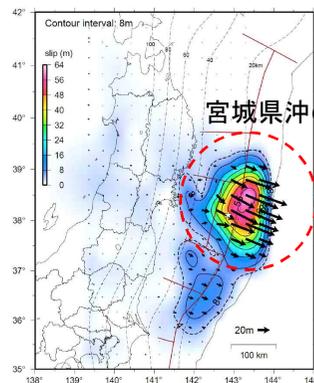
- 地震発生履歴及び2011年東北地方太平洋沖地震の震源域・余震分布等から、宮城県沖の固着度に対する各領域における固着度(大小)を分析。

#### (2) 破壊伝播の検討

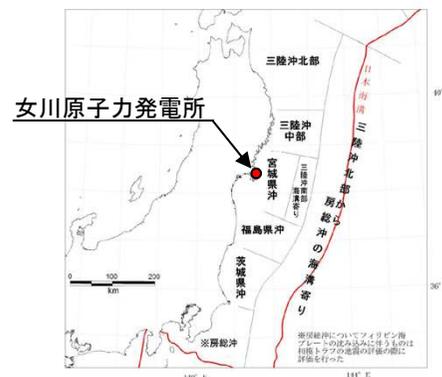
- 活断層の連動時における断層間相互作用に関する知見を参考として、宮城県沖の固着度に対する各領域における固着度(大小)及びテクトニクス背景から宮城県沖の固着域を起点(震源)とする破壊(地震)の伝播について検討。

※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。

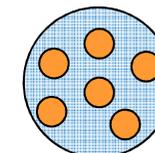


東北地方太平洋沖型地震の震源域  
(地震調査研究推進本部(2012)に一部加筆)

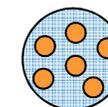


日本海溝沿いにおけるプレート間地震の地震発生領域区分  
(地震調査研究推進本部(2012))

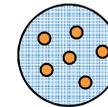
凡例  
● 固着域 ● 非固着域



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)

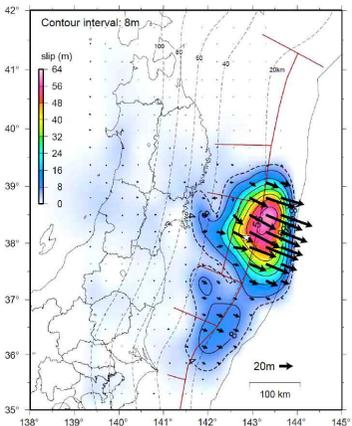
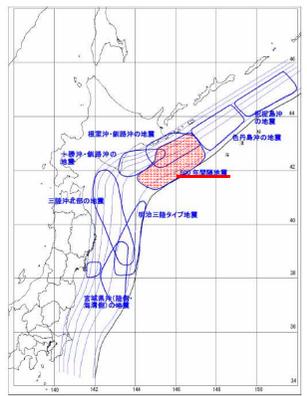
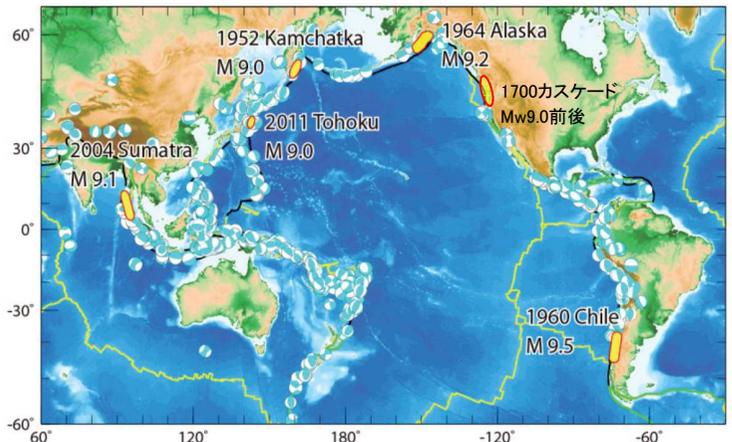
固着度のイメージ  
(Seno(2014)を参考に作成)

## 2. 1 固着域に関する分析

### 2. 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。

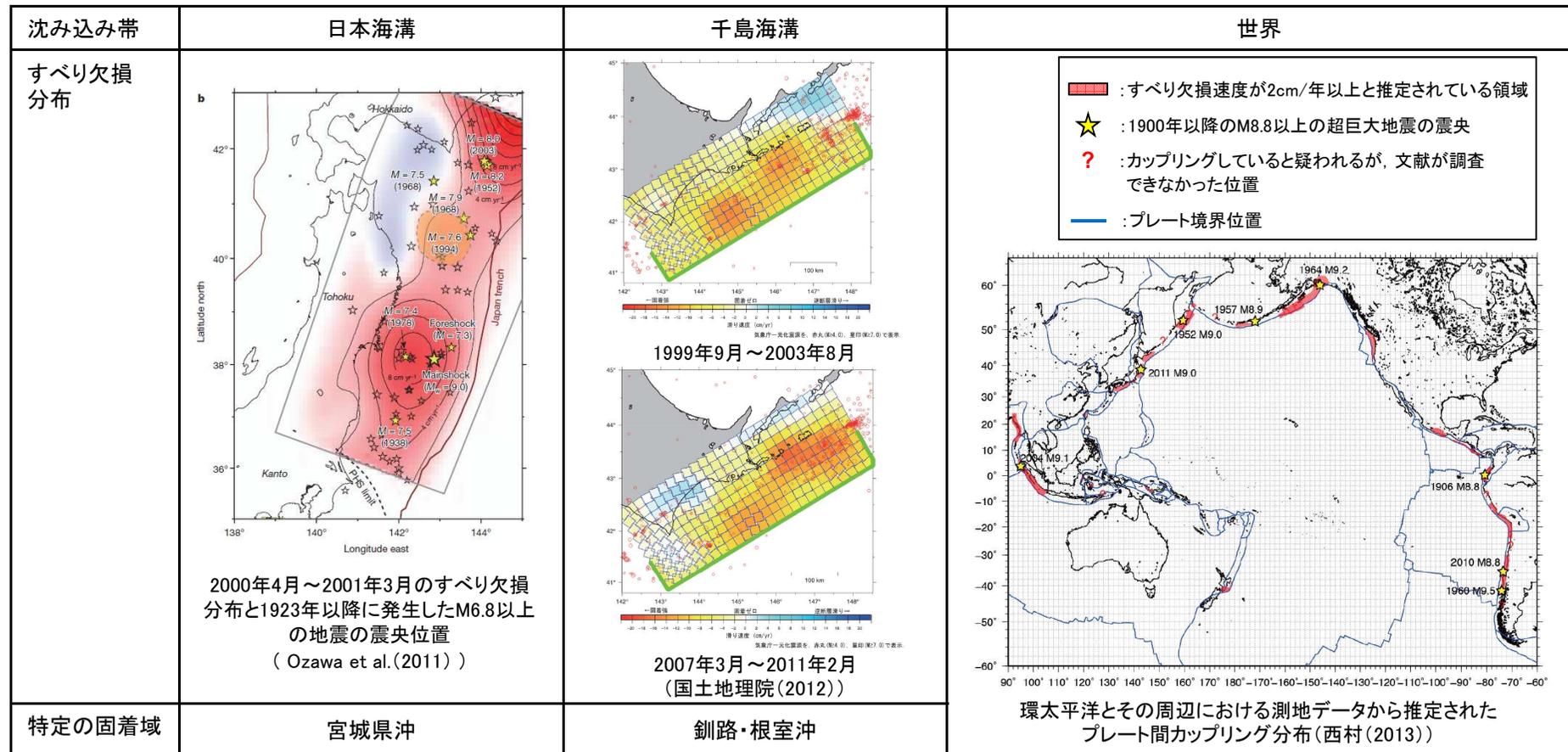
沈み込み帯	日本海溝	千島海溝	チリ	カムチャッカ	スマトラ	カスケード	アラスカ・アリューシャン
地震学的・地質学的見地	<ul style="list-style-type: none"> <li>過去にM9クラスの巨大地震が発生(=東北地方太平洋沖型地震)。</li> <li>三陸沖中部～茨城県沖の領域を震源として, 約600年間隔で繰り返し発生している。</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>過去にM8.6クラスの巨大地震が発生(=500年間隔地震)。</li> <li>根室沖～十勝沖の領域を震源として, 約500年間隔で繰り返し発生している。</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>過去にM9クラスの巨大地震が発生(=1960年)。</li> <li>約300年間隔で繰り返し発生している。</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>過去にM9クラスの巨大地震が発生(=1952年)。</li> <li>約100～400年間隔で繰り返し発生している。</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>過去にM9クラスの巨大地震が発生(=2004年)。</li> <li>約400～500年間隔で繰り返し発生している。</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>過去にM9クラスの巨大地震が発生(=1700年)。</li> <li>約500年間隔で繰り返し発生している。</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>過去にM9クラスの巨大地震が発生(=1964年)。</li> <li>600年～1000年間隔で繰り返し発生している。</li> </ul>
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(2013)に一部加筆)</p>				

## 2. 1 固着域に関する分析

### 2. 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。

## 2.1 固着域に関する分析

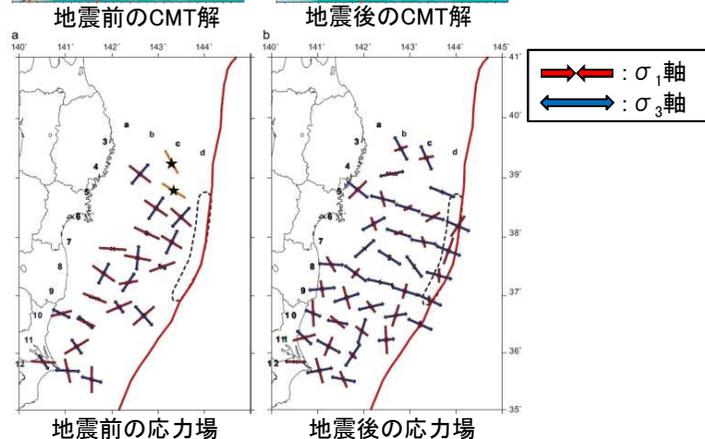
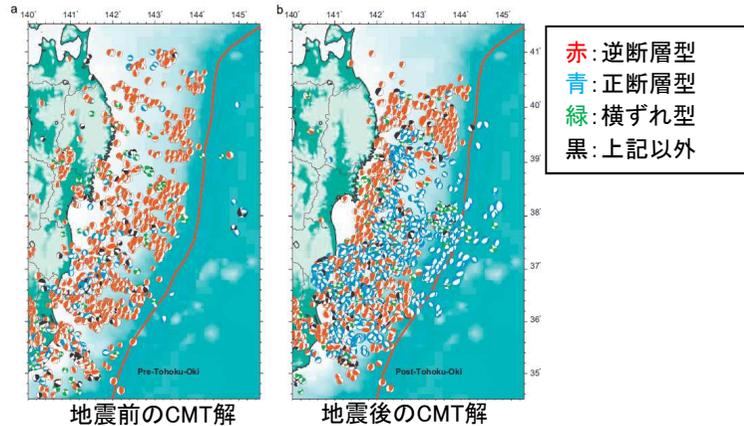
### 2.1.2 宮城県沖における固着域で蓄積する歪みの量に関する分析①

- 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

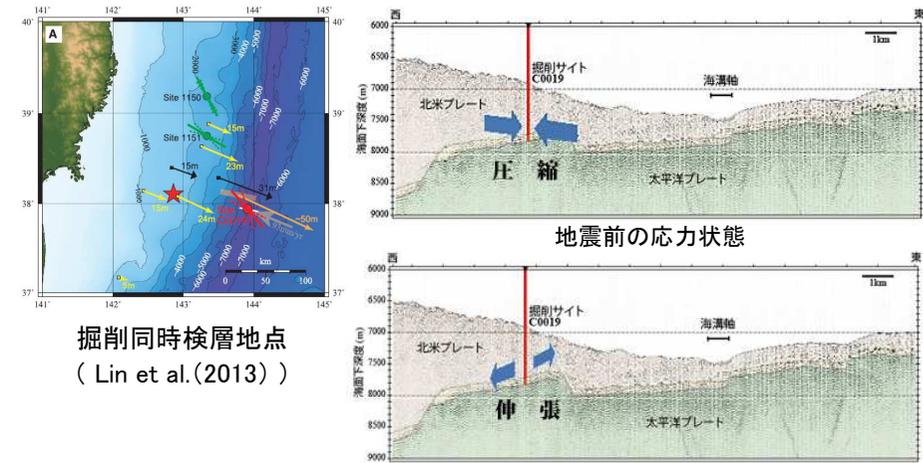
- 地震学的・地球物理学的見地から、2011年東北地方太平洋沖地震の発生により、それを引き起こした歪みはほぼ解放されたと考えられることから(Hasegawa et al.(2012), JAMSTEC(2013)他), 東北地方太平洋沖型の地震は、その繰り返し間隔から、地震発生の都度歪みを解放する(すべり量に上限をもった)地震と捉えることが可能と考えられる。

#### ■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



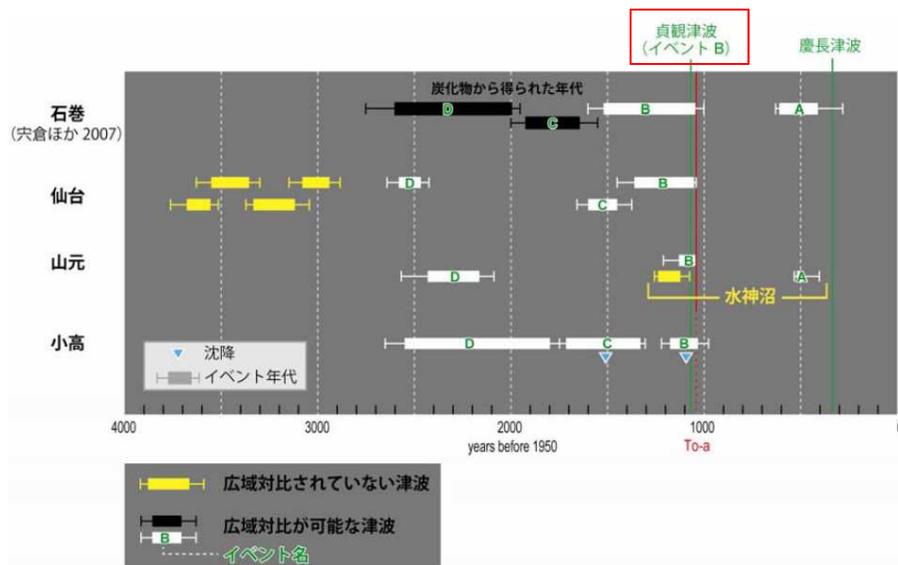
2011年東北地方太平洋沖地震震源域の  
応力状態の変化  
(JAMSTEC(2013))

## 2. 1 固着域に関する分析

### 2. 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

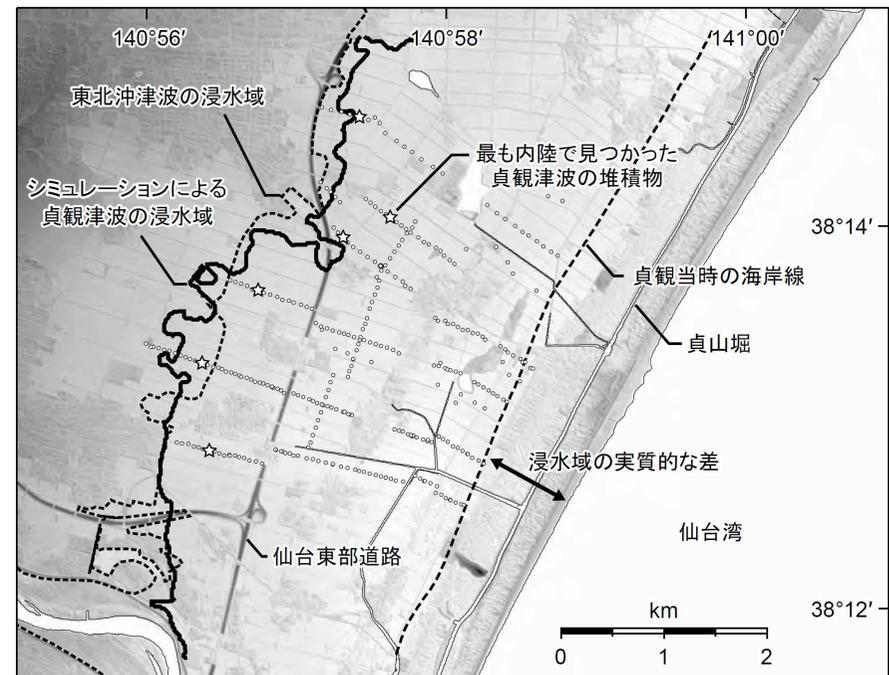
#### ② 過去の巨大地震の規模の比較

- 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。



- (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)



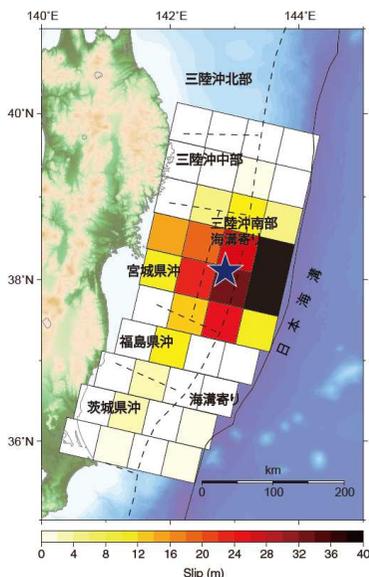
仙台平野における869年の津波と2011年東北地方太平洋沖地震に伴う津波の浸水域の比較(菅原ほか(2013))

## 2. 1 固着域に関する分析

## 2. 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

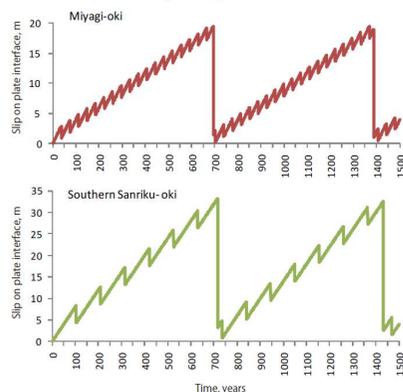
- 佐竹(2011a, b)は、2011年東北地方太平洋沖地震のすべり量分布と、地震調査研究推進本部(2002)が想定していた固有地震(宮城県沖、三陸沖南部海溝寄り)の平均発生間隔及びすべり量から、固有地震のすべり残しがプレート間の固着として蓄積され、より長い間隔で超巨大地震として解放されると考えると、宮城県沖や三陸沖では従来の地震サイクルの上に、より長い周期のサイクル(スーパーサイクル)があるとしている。



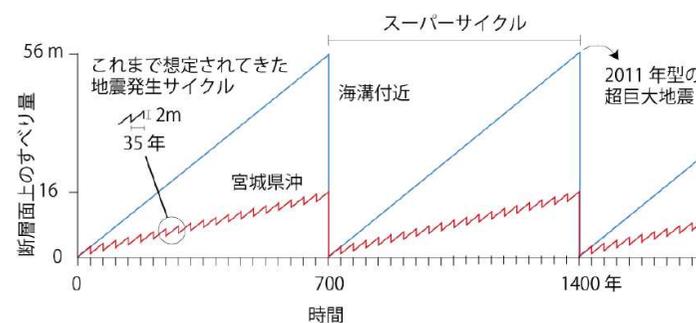
津波波形のインバージョンによる2011年東北地方太平洋沖地震のすべり量分布(佐竹(2011a))

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



宮城県沖及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。

## 2. 1 固着域に関する分析

### 2. 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

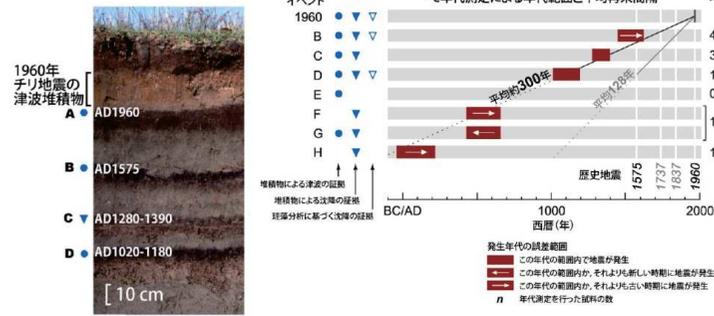
- 世界のM9クラスの巨大地震発生履歴から、宮城県沖の固着域で蓄積する歪みの量に関する評価の検証を行った。

#### 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

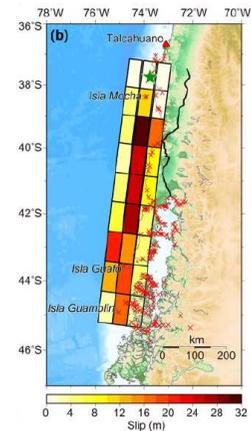
##### 【平均発生間隔(A)】



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)<sup>3)</sup>に基づく。  
Figure 2. Tsunami deposit observed in Maullin and its history. Based on Cisternas et al. (2005).

宍倉 (2013)

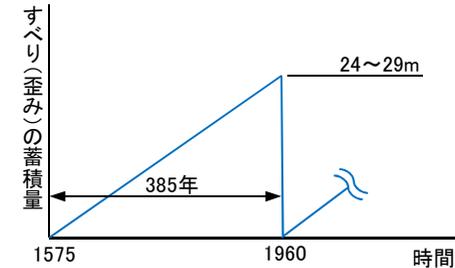
##### 【1960年のすべり量分布(B)】



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

2. 1 固着域に関する分析

2. 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

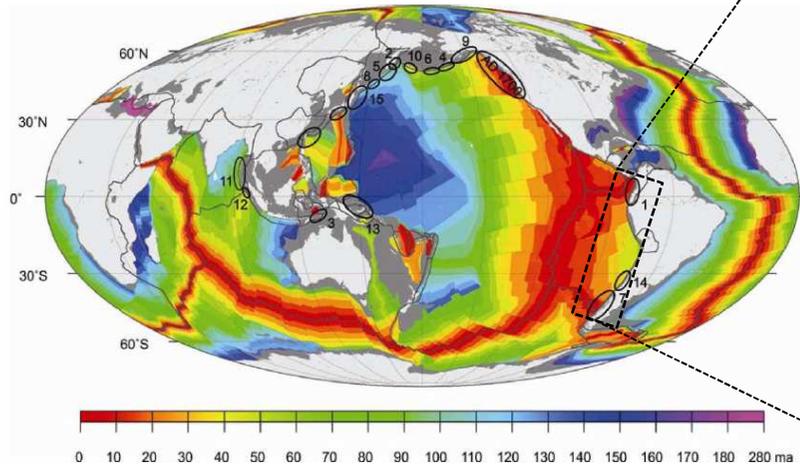


Figure 1. World map centred along the 180th meridian, marking the ruptures of interplate earthquakes ( $M \geq 8.5$ ) from 1906 to 2012, numbered chronologically and listed in Table 1 (data source for earthquake ruptures: NEIC, IRIS; ocean floor age data modified from Muller *et al.*<sup>85</sup>).

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)。

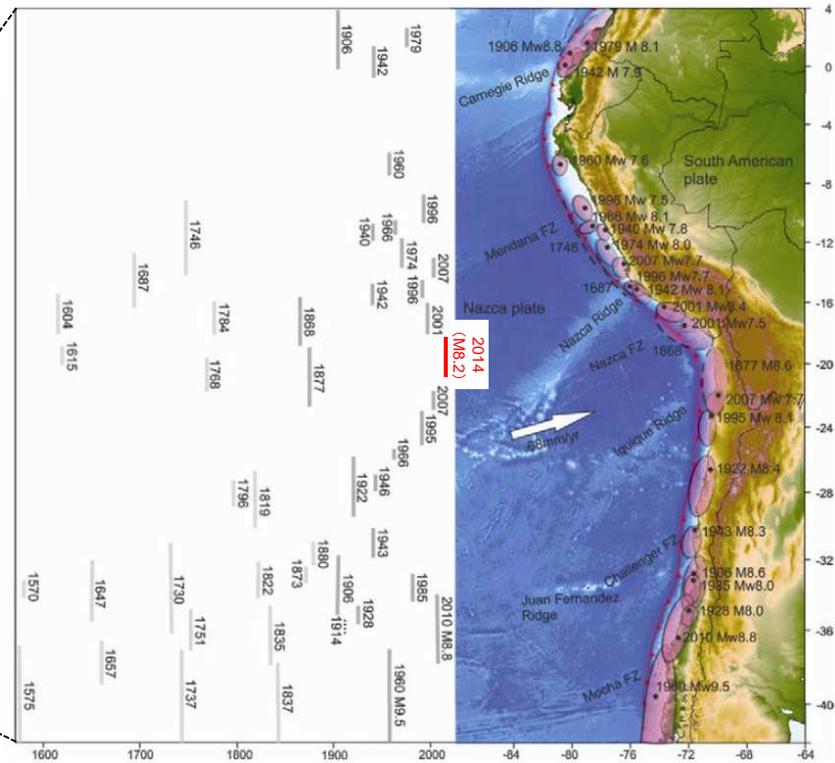


Figure 8. (Right) Seismotectonic setting of the South American subduction zone showing locations (filled black circles) and rupture areas (ellipses) of significant earthquakes. (Left) Their spatial and temporal rupture estimates (modified after refs 17 and 52).

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

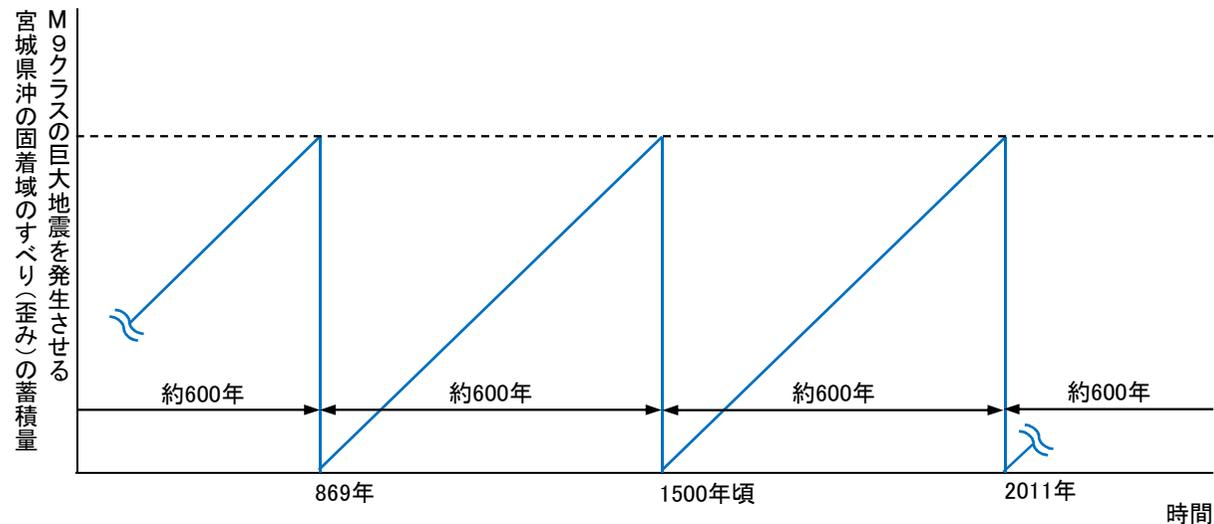


以上より、世界のM9クラスの巨大地震はそれぞれ限定的な領域で発生しており、各固着域で蓄積する歪みの量は、宮城県沖と同様に限度があると考えられる。

## 2.1 固着域に関する分析

### 2.1.4 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。

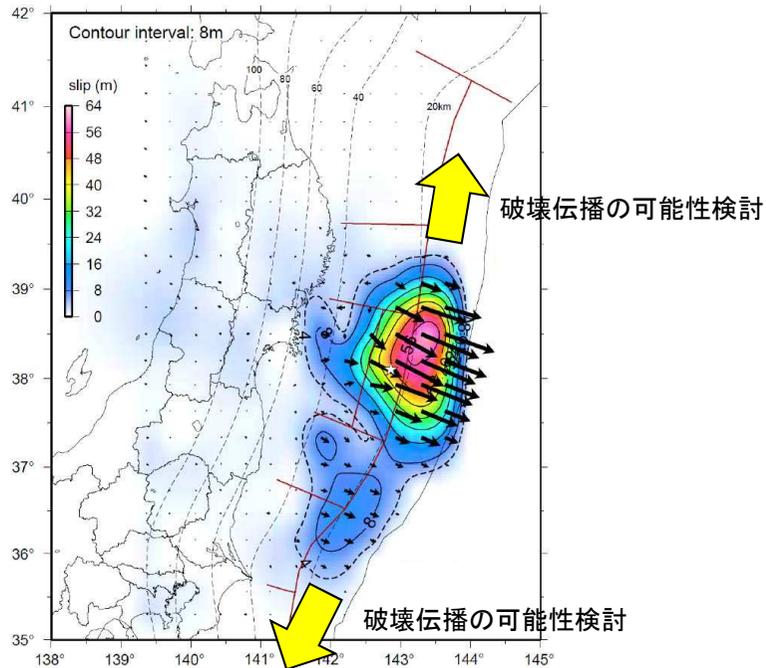


M9クラスの巨大地震を発生させる宮城県沖の固着域に関する分析結果

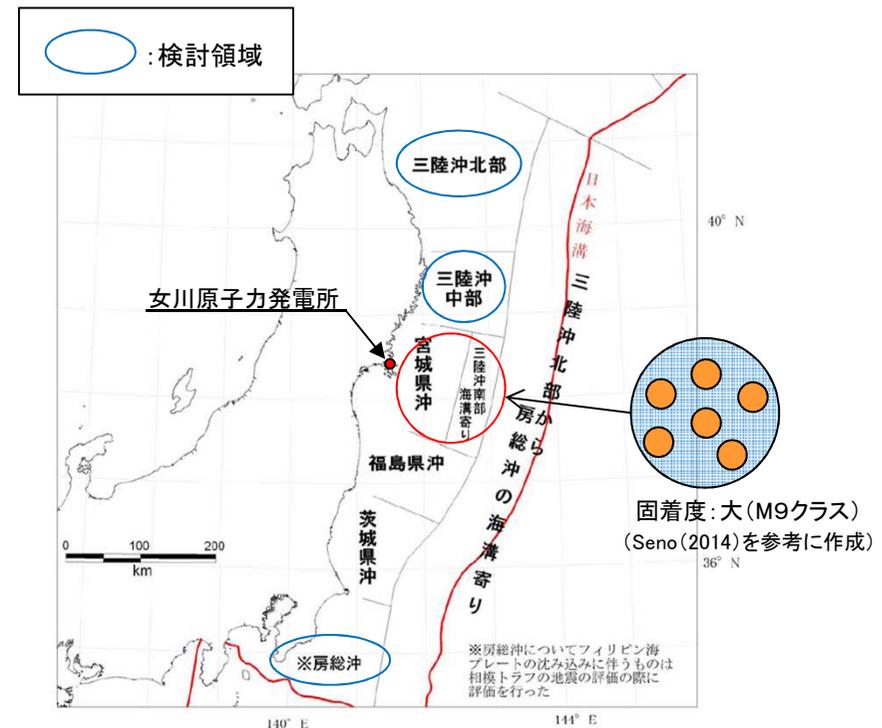
## 2.2 破壊伝播の検討

### 2.2.1 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)

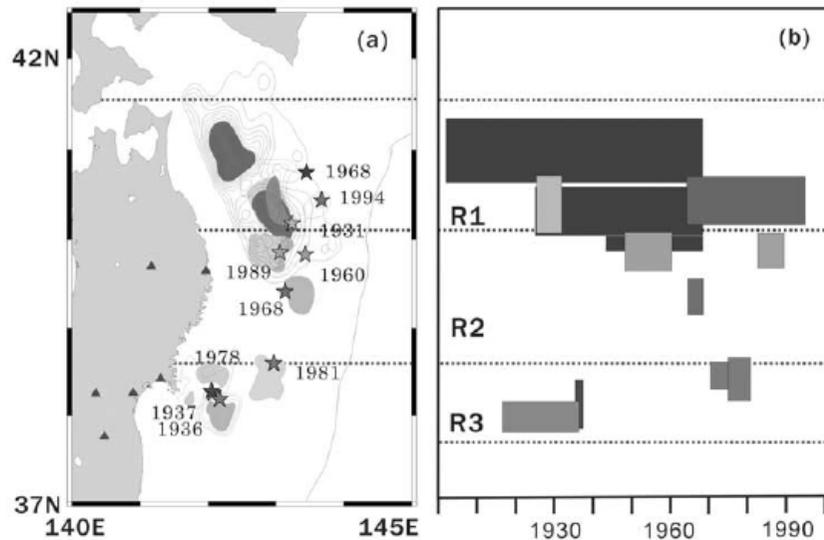


日本海溝沿いにおけるプレート間地震の地震発生領域区分  
(地震調査研究推進本部(2012)に一部加筆)

## 2.2 破壊伝播の検討

### 2.2.2 三陸沖北部の固着度に関する分析

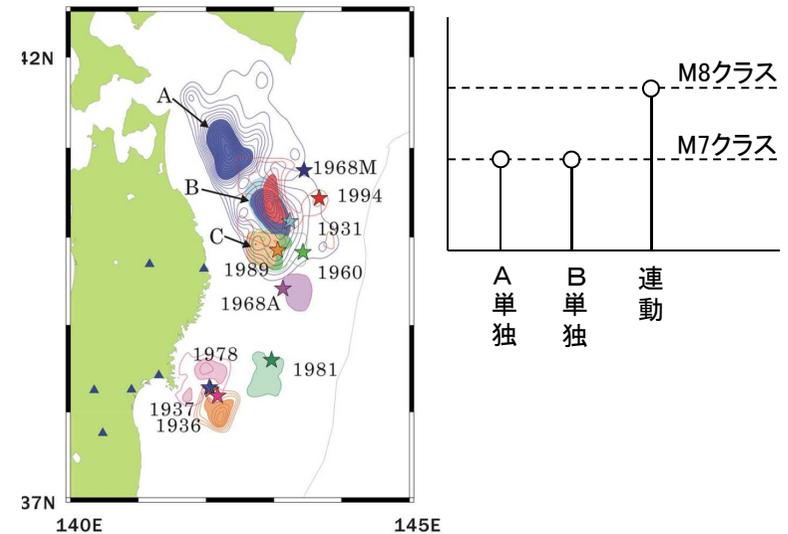
- Yamanaka et al.(2004), 永井ほか(2001)は, アスペリティ分布の解析から, 三陸沖北部のアスペリティ(右図:AとB)のうち, 1968年の地震と1994年の地震の共通アスペリティ(右図:B)のカップリング率はほぼ100%であるとしている。また, 個々のアスペリティが単独で動けばM7クラスの地震(=1994年)を, 連動するとM8クラスの地震(=1968年)を引き起こすとしている。
- 地震調査研究推進本部(2012)は, 上記知見を引用し, 2011年東北地方太平洋沖地震が, 三陸沖北部の手前で破壊が止まったのは, この領域では過去の大地震で歪みをほとんど解放してしまったためと考えれば説明可能としている。
- さらに, 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))

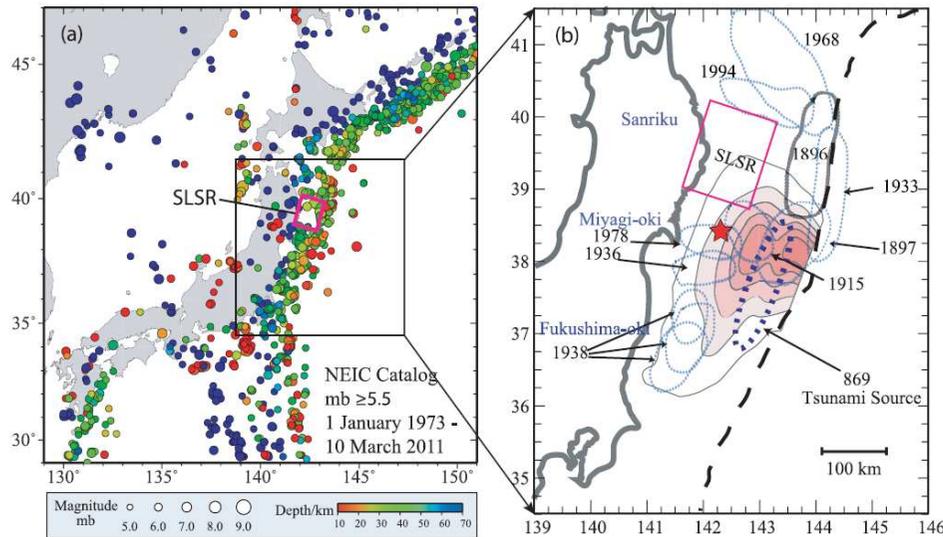


アスペリティの活動パターンと地震規模の関係  
(Yamanaka et al.(2004), 永井ほか(2001))

## 2.2 破壊伝播の検討

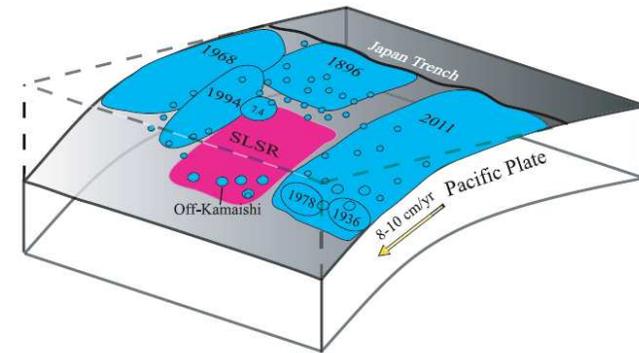
### 2.2.3 三陸沖中部の固着度に関する分析①

- 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、すべり欠損分布及び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  $39^\circ\text{N}$ , 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))

## 2.2 破壊伝播の検討

### 2.2.3 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及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、岩手県沖及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。

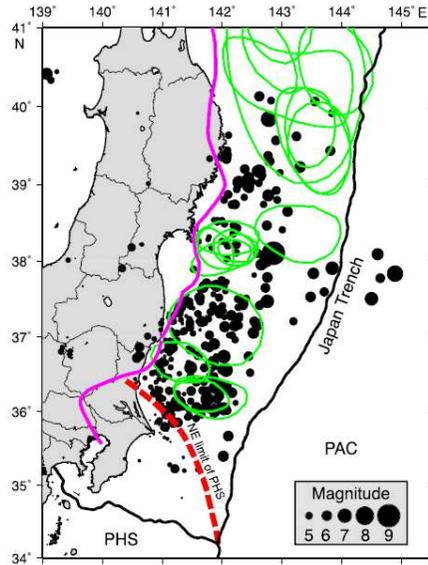


Fig. 1. Hypocenters of mainshock and aftershocks in a 24-hour period for the 2011 Tohoku earthquake (black circles) and aftershock areas for  $M \geq 7$  earthquakes since 1926 (green lines, Uchida *et al.*, 2009). Hypocenter data are from the Japan Meteorological Agency. Red dashed line shows down-dip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

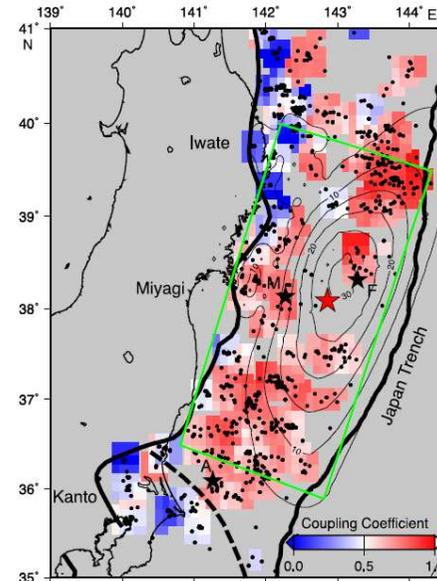


Fig. 2. Interplate coupling coefficient estimated from small repeating earthquakes for the period from 1993 to March 2007 (color). Distribution of small repeating earthquakes (black dots) and coseismic slip area (contours, Iinuma *et al.* (2011)) are also shown in this figure. Bold lines denote the down-dip 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  
(Uchida et al.(2011))

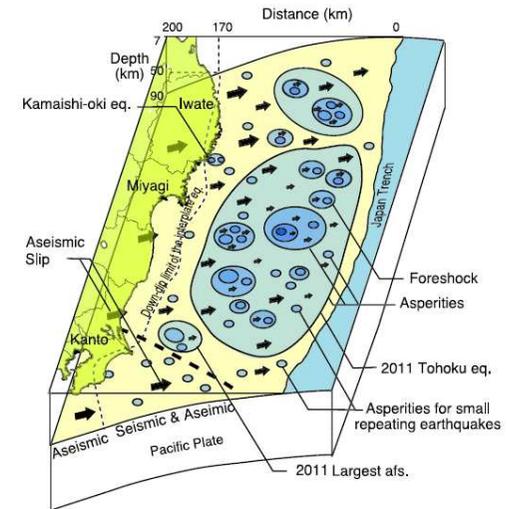


Fig. 4. Schematic figure showing the distribution of the hierarchical structured asperities at Tohoku. The circles show asperities that have internal structures. The arrows indicate aseismic slip. The dashed bold line shows the NE limit of the Philippine Sea plate and the dashed thin line shows the down-dip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

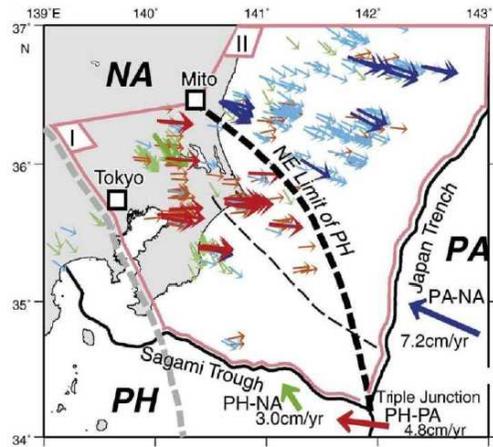
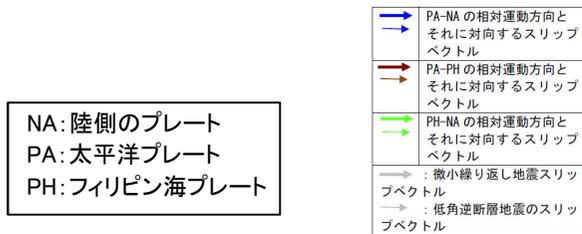
アスペリティの階層構造の模式図  
(Uchida et al.(2011))

- 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。

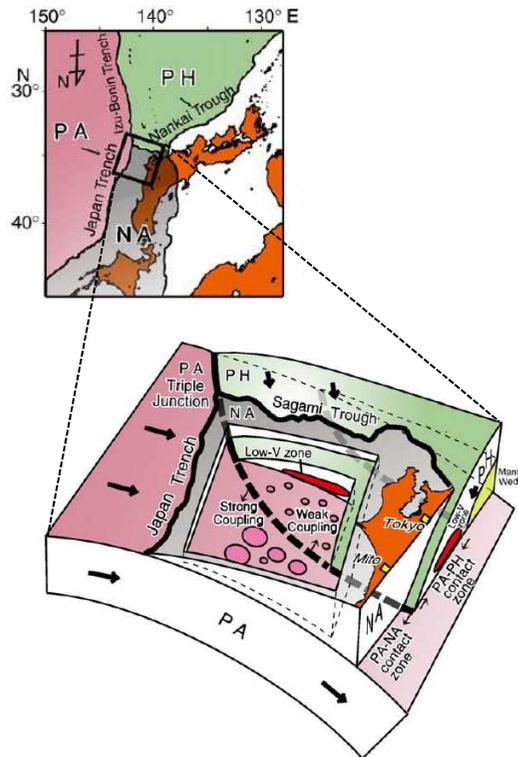
## 2. 2 破壊伝播の検討

### 2. 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

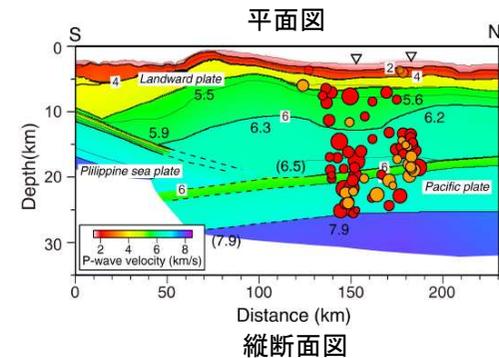
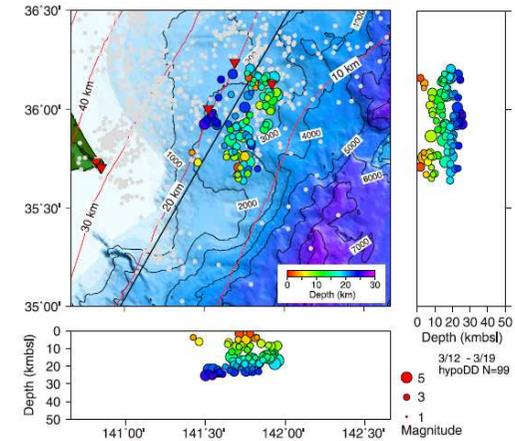
- 房総沖の相模トラフ周辺では、陸側のプレートの下にフィリピン海プレートが、さらに下方には太平洋プレートが沈み込み、茨城県から千葉県沿岸の南東方向に向かってフィリピン海プレートの北東端が太平洋プレートに接している(Uchida et al.(2009), Shinohara et al.(2011) ほか)。
- Uchida et al.(2009)は、地震学的見地から、太平洋プレートの上盤側をなすプレートの違いによってカップリング率が大きく異なるとし、茨城県沖よりも固着が弱いとしている。
- Shinohara et al.(2011)は、2011年東北地方太平洋沖地震の余震分布に関する分析から、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し地震・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及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))

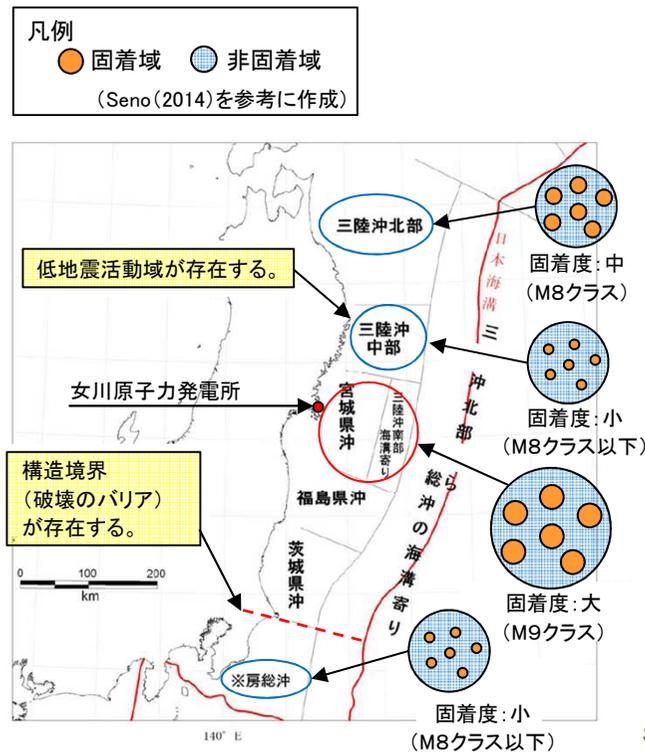
## 2. 2 破壊伝播の検討

### 2. 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

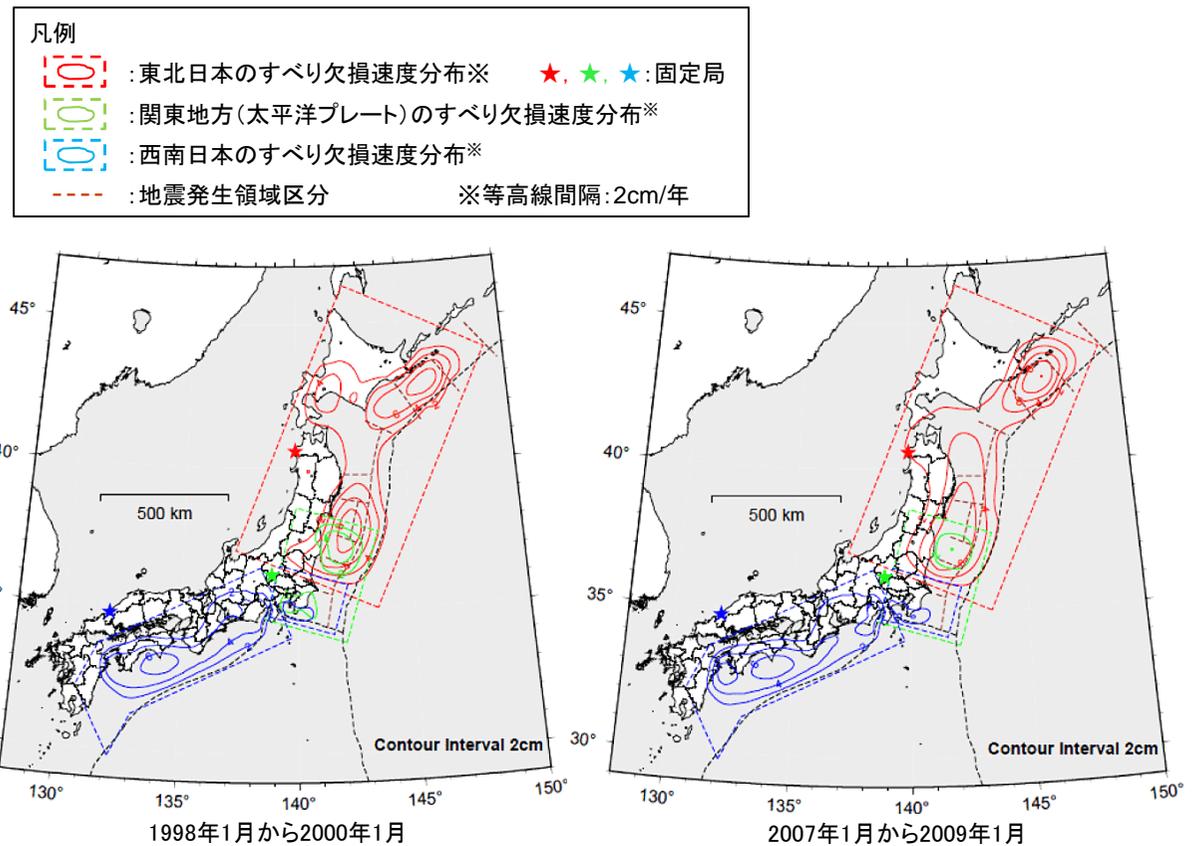
- 地震発生履歴, 2011年東北地方太平洋沖地震の震源域・余震分布等を踏まえた宮城県沖の固着度に対する三陸沖北部, 三陸沖中部, 房総沖の固着度に関する分析結果を下図(左図)に示す。
- 本分析結果は, すべり欠損速度分布<sup>※1</sup>から確認される各領域のすべり欠損速度<sup>※2</sup>の関係と調和的であることを確認した。

※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)



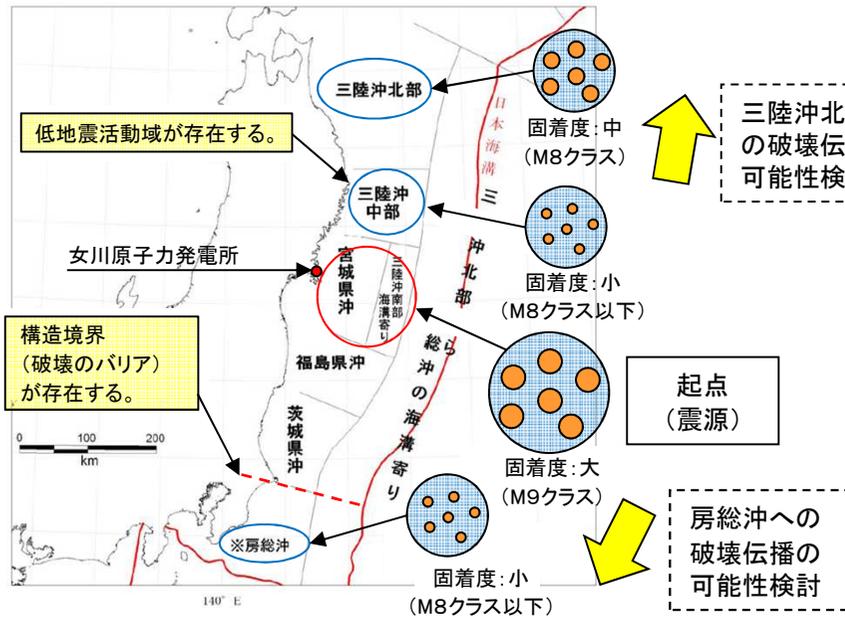
日本列島周辺のすべり欠損速度分布(バックスリップモデル)  
 (地震調査研究推進本部(2012))

## 2.2 破壊伝播の検討

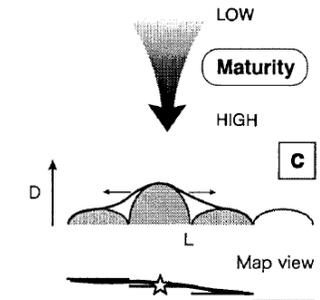
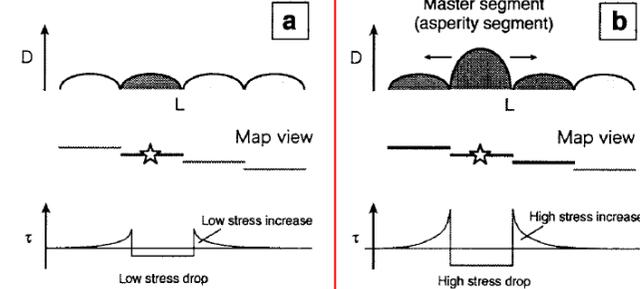
### 2.2.6 破壊伝播の検討のまとめ①

- 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。

凡例  
 ● 固着域 ● 非固着域  
 (Seno(2014)を参考に作成)



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)



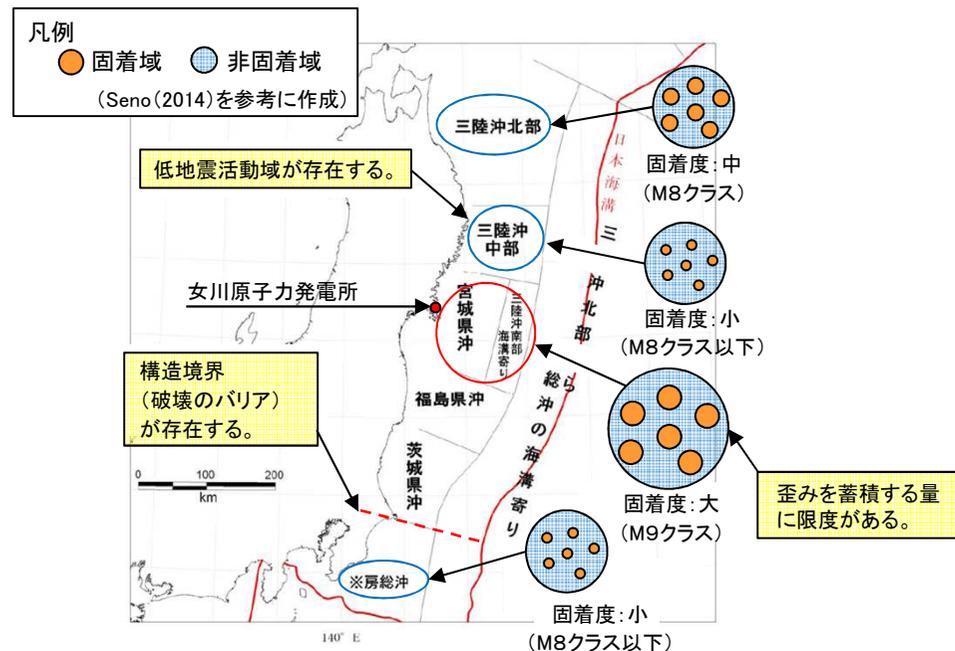
- a) 平均変位量の小さなセグメントによる単独破壊
- b) 変位量が大きな特異なセグメント(マスターセグメント)が存在する場合の連動破壊  
 →マスターセグメントの応力変化量が大きいため、近傍のセグメントの活動を巻き込む。
- c) b)が時間・変位累積とともに成熟し、3つのセグメントが1つになる。  
 これにより活動セグメント長が長くなるとともに応力降下量が低下する、変位量の頭打ちにもつながる。

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)

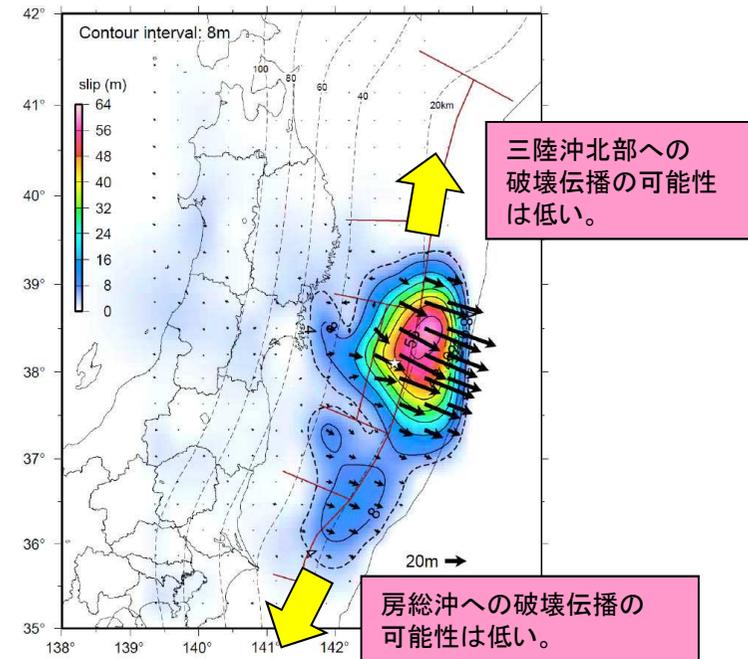
## 2. 2 破壊伝播の検討

### 2. 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さら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さらに応力を高め、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さらに応力を高め、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。



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  
(地震調査研究推進本部(2012)に一部加筆)

## 2.3 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さら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さらに応力を高め、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さらに応力を高め、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。

### 3. 南海トラフの巨大地震モデル(津波断層モデル)の分析

---

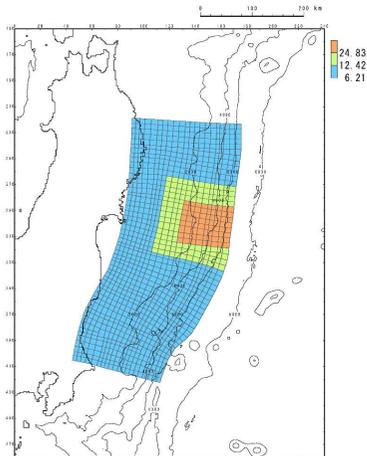
- 3. 1 説明の概要 ..... p30
- 3. 2 津波断層面の設定 ..... p31
- 3. 3 大すべり域・超大すべり域の面積比率 ..... p32

### 3. 南海トラフの巨大地震モデル(津波断層モデル)の分析

#### 3.1 説明の概要

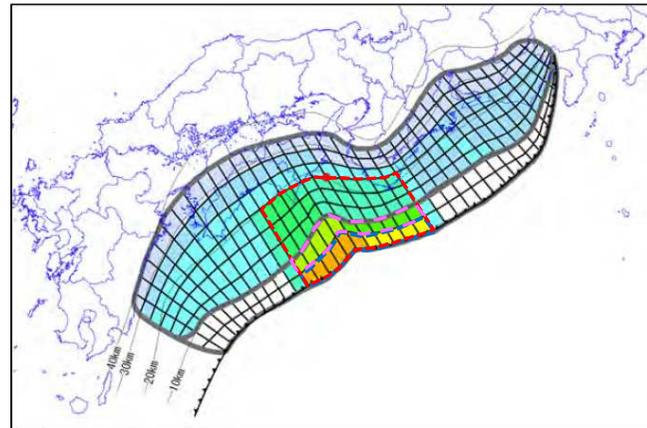
- 基準断層モデル(特性化モデル)の大すべり域・超大すべり域は、世界の巨大地震の解析事例調査結果等を踏まえた内閣府(2012a)の知見に基づき設定している。
  - 大すべり域:平均すべり量の2倍,全体面積(超大すべり域も含む)の20%程度
  - 超大すべり域:平均すべり量の4倍,全体面積の5%程度
- 内閣府(2012a)が検討した南海トラフの巨大地震モデル(津波断層モデル)の大すべり域,超大すべり域について,津波断層面に占める割合(面積比率)について分析を行った。なお,分析は,大すべり域,超大すべり域を1つ設定した基本的な検討ケースのうち南海トラフのほぼ中央に大すべり域・超大すべり域を配置したケース③:「紀伊半島沖～四国沖」を用いた。

:大すべり域  
 :超大すべり域



基準断層モデル(特性化モデル)

:大すべり域(平均すべり量の2倍)  
 :遷移領域(平均すべり量の3倍)  
 :超大すべり域(平均すべり量の4倍)

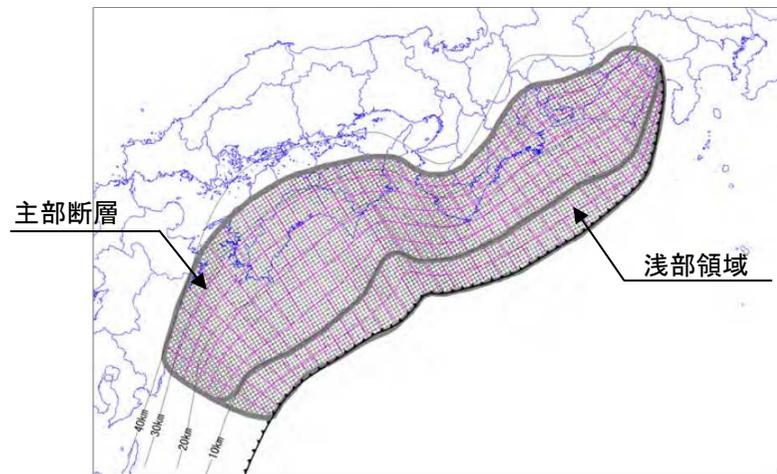


ケース③:紀伊半島沖～四国沖に「大すべり域+超大すべり域」を設定  
(内閣府(2012a)に一部加筆)

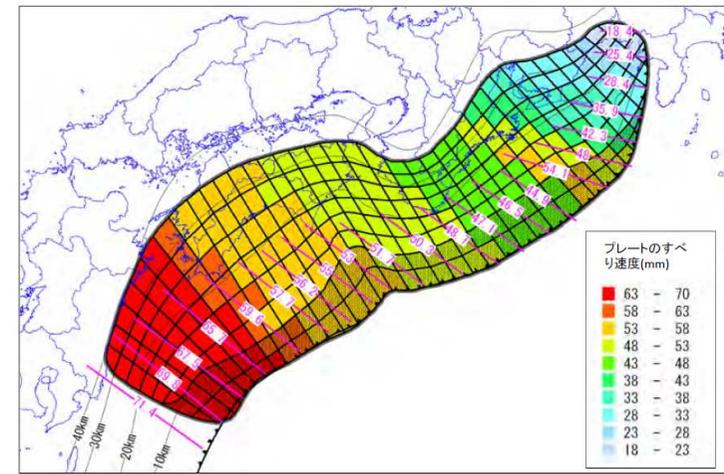
### 3. 南海トラフの巨大地震モデル(津波断層モデル)の分析

#### 3. 2 津波断層面の設定

- 津波断層面は、3次元的に複雑な曲面構造を持つ断層面を約5km四方の小断層(総数:5669(分岐断層を除く))で近似し、設定している。
- すべり分布は、小断層を約20km四方にグループ化(総数:298)し、各グループのすべり量を同一に与えている。なお、各小断層のすべり量は、フィリピン海プレートの沈み込み速度に対応するよう配分している。



津波断層面の設定  
(内閣府(2012a)に一部加筆)



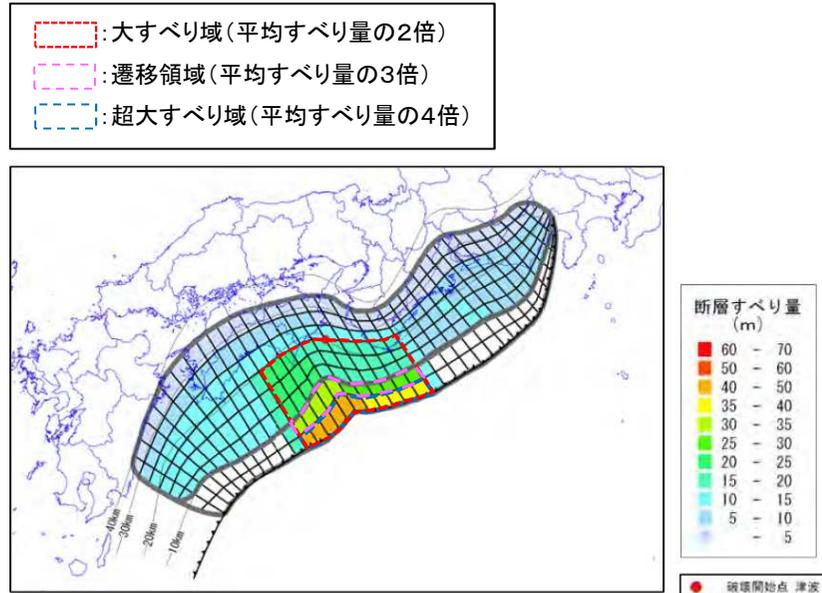
プレート速度に対応した津波断層面のすべり量の配分  
(内閣府(2012a))

領域	断層面積
主部断層	109,725 (km <sup>2</sup> )
浅部領域	34,655 (km <sup>2</sup> )
津波断層面(合計)	144,379 (km <sup>2</sup> )

### 3. 南海トラフの巨大地震モデル(津波断層モデル)の分析

#### 3.3 大すべり域・超大すべり域の面積比率

- ケース③:「紀伊半島沖～四国沖」の大すべり域, 超大すべり域の面積比率を以下に示す。



ケース③: 紀伊半島沖～四国沖に「大すべり域+超大すべり域」を設定  
(内閣府(2012a)に一部加筆)

各領域の面積比率

領域	各領域の断層面積 (A)	津波断層面の断層面積 (B)	面積比率 (A)/(B)
大すべり域	28,814 (km <sup>2</sup> ) ※	144,379 (km <sup>2</sup> )	20.0 (%)
超大すべり域	6,546 (km <sup>2</sup> )	144,379 (km <sup>2</sup> )	4.5 (%)

※: 遷移領域, 超大すべり域の断層面積を含む。

## 4. P波速度構造に関する文献情報

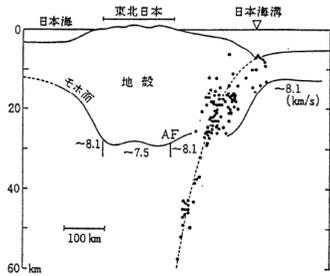
---

- 4. 1 土木学会(2002)における剛性率の設定 ..... p34
- 4. 2 東北日本周辺におけるP波速度構造の比較 ..... p35

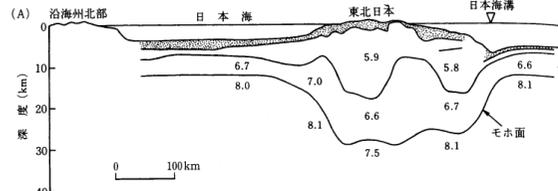
## 4. P波速度構造に関する文献情報

### 4.1 土木学会(2002)における剛性率の設定

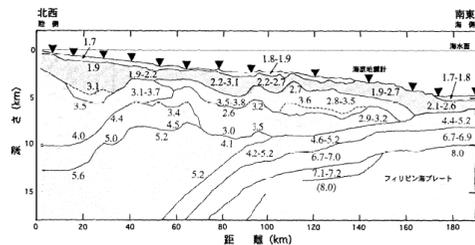
- 土木学会(2002)では、地震波速度や密度に関する既往研究に基づき、以下のように剛性率の標準値を設定している。



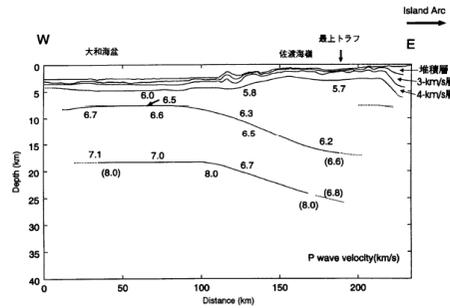
(a)東北日本周辺(吉井(1978))



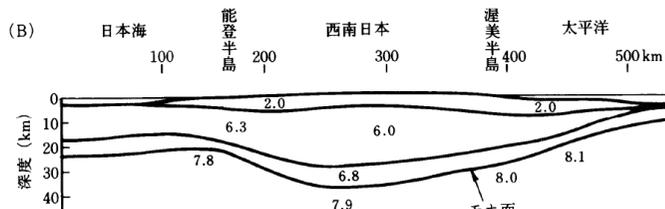
(b)東北日本周辺(周藤・牛来(1997))※



(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))に一部加筆

※:東北日本周辺について、周藤・牛来(1997)は、Yoshii(1979)によるP波速度構造を参照している。

#### V<sub>p</sub>/V<sub>s</sub>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V <sub>p</sub> , V <sub>s</sub> から求めた値
四国	(1.58-1.65)	1.75	1.73	岡野・木村(1983) ( )内は表層の値
飛騨周辺	1.67±0.01			
長野県	1.69±0.01			
北関東	1.71±0.01			橋田・鶴川(1995)
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)
長野県西部	1.700±0.053	1.686*		*は真のV <sub>p</sub> , V <sub>s</sub> から求めた値
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"> <li>西南日本陸側プレート内</li> <li>日本海東縁部</li> <li>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)</li> </ul>	$V_p=6.0$ km/s $V_p/V_s=1.6\sim 1.7$ $\rho=2.7\sim 2.8$ g/cm <sup>3</sup> とすれば、 $\mu=3.36\times 10^{10}$ $\sim 3.94\times 10^{10}$ N/m <sup>2</sup> となる。この中間的値とする。	$3.5\times 10^{10}$ N/m <sup>2</sup> ( $3.5\times 10^{11}$ dyne/cm <sup>2</sup> )
<ul style="list-style-type: none"> <li>海洋プレート内</li> <li>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)</li> </ul>	$V_p=8.0\sim 8.1$ km/s $V_p/V_s=1.75\sim 1.80$ $\rho=3.2\sim 3.5$ g/cm <sup>3</sup> とすれば、 $\mu=6.31\times 10^{10}$ $\sim 7.50\times 10^{10}$ N/m <sup>2</sup> となる。この中間的値とする。	$7.0\times 10^{10}$ N/m <sup>2</sup> ( $7.0\times 10^{11}$ dyne/cm <sup>2</sup> )
<ul style="list-style-type: none"> <li>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)</li> </ul>	浅部と深部の中間的値とする。	$5.0\times 10^{10}$ N/m <sup>2</sup> ( $5.0\times 10^{11}$ dyne/cm <sup>2</sup> )



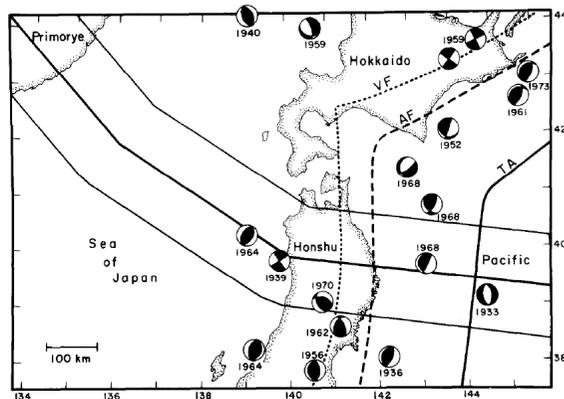
東北日本周辺におけるP波速度構造について、土木学会(2002)が引用したYoshii(1979)によるP波速度構造と、近年(1997年~1998年)の地震波探査で得られたP波速度構造に関する文献情報の比較を次頁に示す。

## 4. P波速度構造に関する文献情報

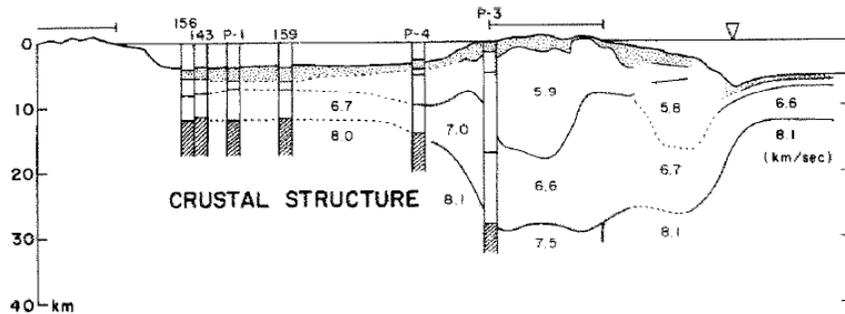
### 4.2 東北日本周辺におけるP波速度構造の比較

- Yoshii(1979)と、同じ岩手県沖における地震波探査で得られたP波速度構造(武藤・大園(2012))を比較した結果、上部地殻と下部地殻、下部地殻と上部マントルの各境界深さは整合的であることを確認した。

#### ■Yoshii(1979)

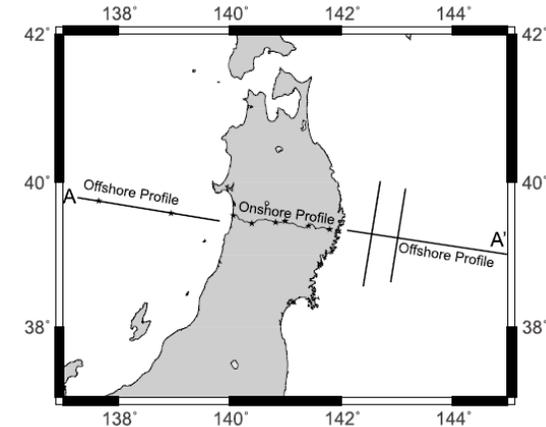


断面位置(中央部)(Yoshii(1979))

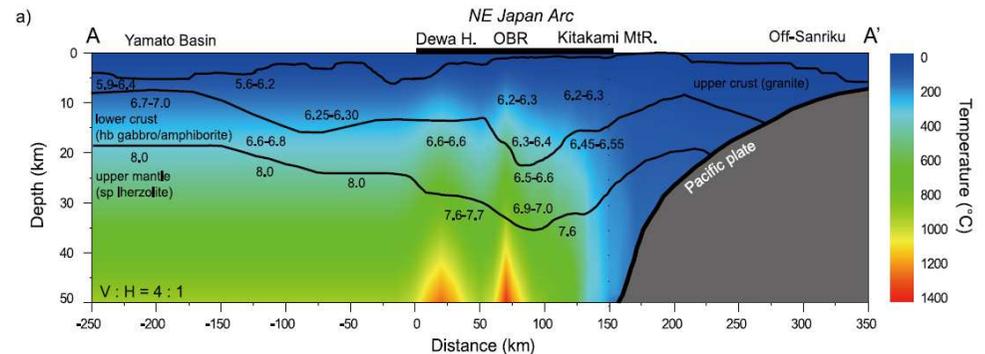


P波速度構造(Yoshii(1979))

#### ■岩手県沖のP波速度構造(武藤・大園(2012))※



断面位置(武藤・大園(2012))※



P波速度構造(武藤・大園(2012))※

※: 陸域の速度構造はIwasaki et al.(2001), 背弧側は西坂(2001), 三陸沖はTakahashi et al.(2004)によって公表された速度構造を統合したもの。

# 5. 津波解析条件

---

- 5. 1 津波予測解析 ..... p37
- 5. 2 2011年東北地方太平洋沖地震に伴う津波の再現解析 ..... p39
- 5. 3 津波水位の評価位置 ..... p41

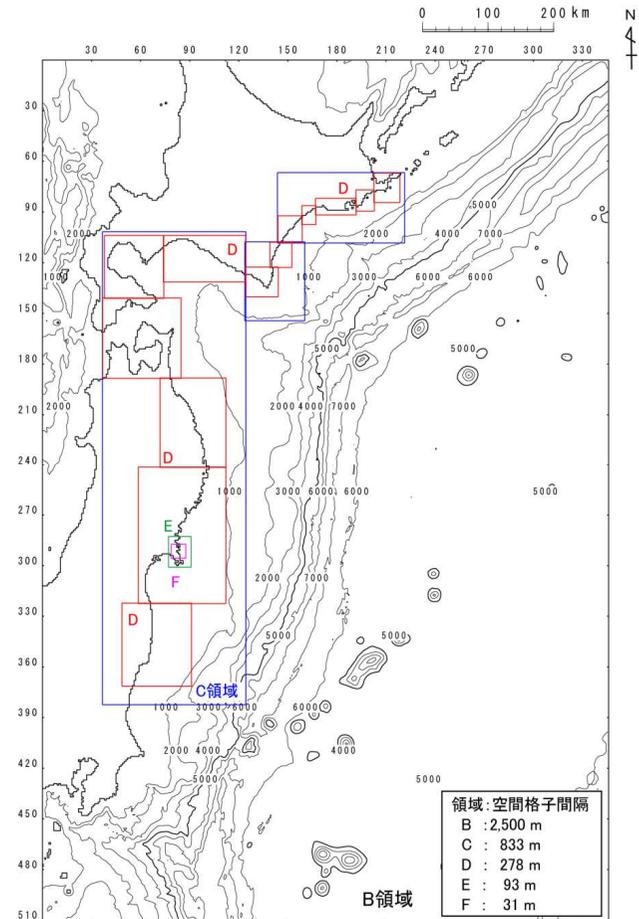
## 5. 津波解析条件

## 5.1 津波予測解析: 計算条件

- 下記の計算条件に基づき津波解析を実施した。

主な計算条件

	B領域	C領域	D領域	E領域	F領域	G領域	H領域
空間格子間隔 $\Delta s$	2.5 km	833 m (2500/3)	278 m (2500/9)	93 m (2500/27)	31 m (2500/81)	10m (2500/243)	5m (2500/486)
時間格子間隔 $\Delta t$	0.1秒						
基礎方程式	線形 長波式	非線形長波式(浅水理論) <sup>※1</sup>					
沖側境界条件	自由透過	外側の格子領域と水位・流量を接続					
陸側境界条件	完全反射	完全反射 (海底露出を考慮)	小谷ほか(1998)の遡上境界条件				
初期海面変動	波源モデルを用いてMansinha and Smylie(1971)の方法により計算される鉛直変位を海面上に与える						
海底摩擦	考慮 しない	マンングの粗度係数 $n = 0.03\text{m}^{-1/3}/\text{s}$ (土木学会(2002)より)					
水平渦動粘性 係数	考慮しない						
潮位条件	T.P. $\pm 0.0\text{m}$						
計算再現時間	地震発生後4時間 <sup>※2</sup>						

計算領域<sup>※3</sup>とその水深及び格子分割

※1:土木学会(2002)では、水深200m以浅の海域を目安に非線形長波式を適用するとしている。これを十分に満足するようC領域以下(水深1500m以浅)で非線形長波式(浅水理論)を適用した。

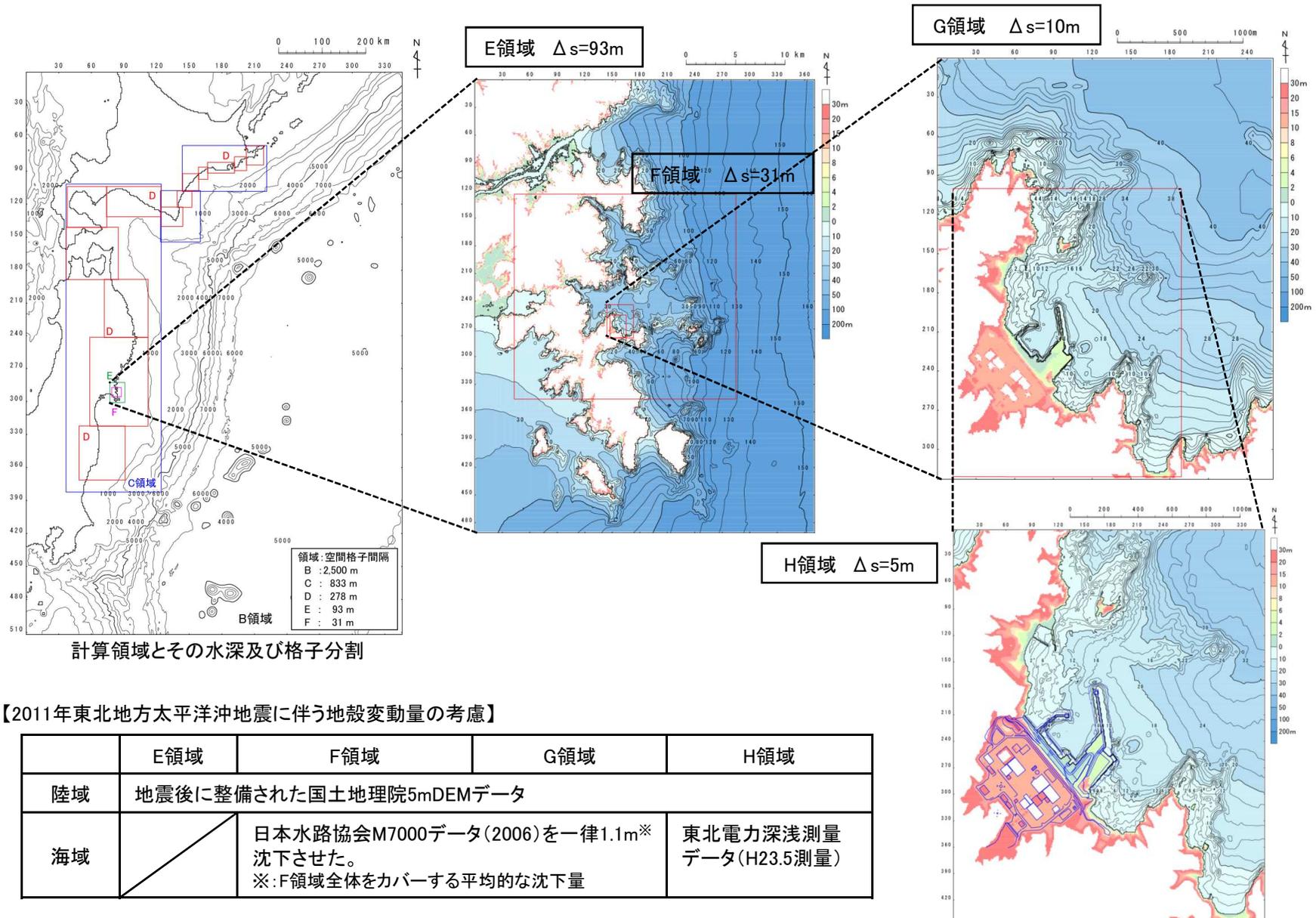
※2:日本海溝沿いで発生する近地津波を評価するにあたって、十分な計算時間となるよう設定した。

※3:計算領域範囲は、日本海溝沿い・千島海溝沿い南部の津波発生領域が含まれる範囲、及び北海道・東日本沿岸からの反射波が発電所に与える影響を考慮して設定した。

## 5. 津波解析条件

第185回審査会合 資料1-1(p13)の再掲

## 5.1 津波予測解析: 計算領域とその水深



## 5. 津波解析条件

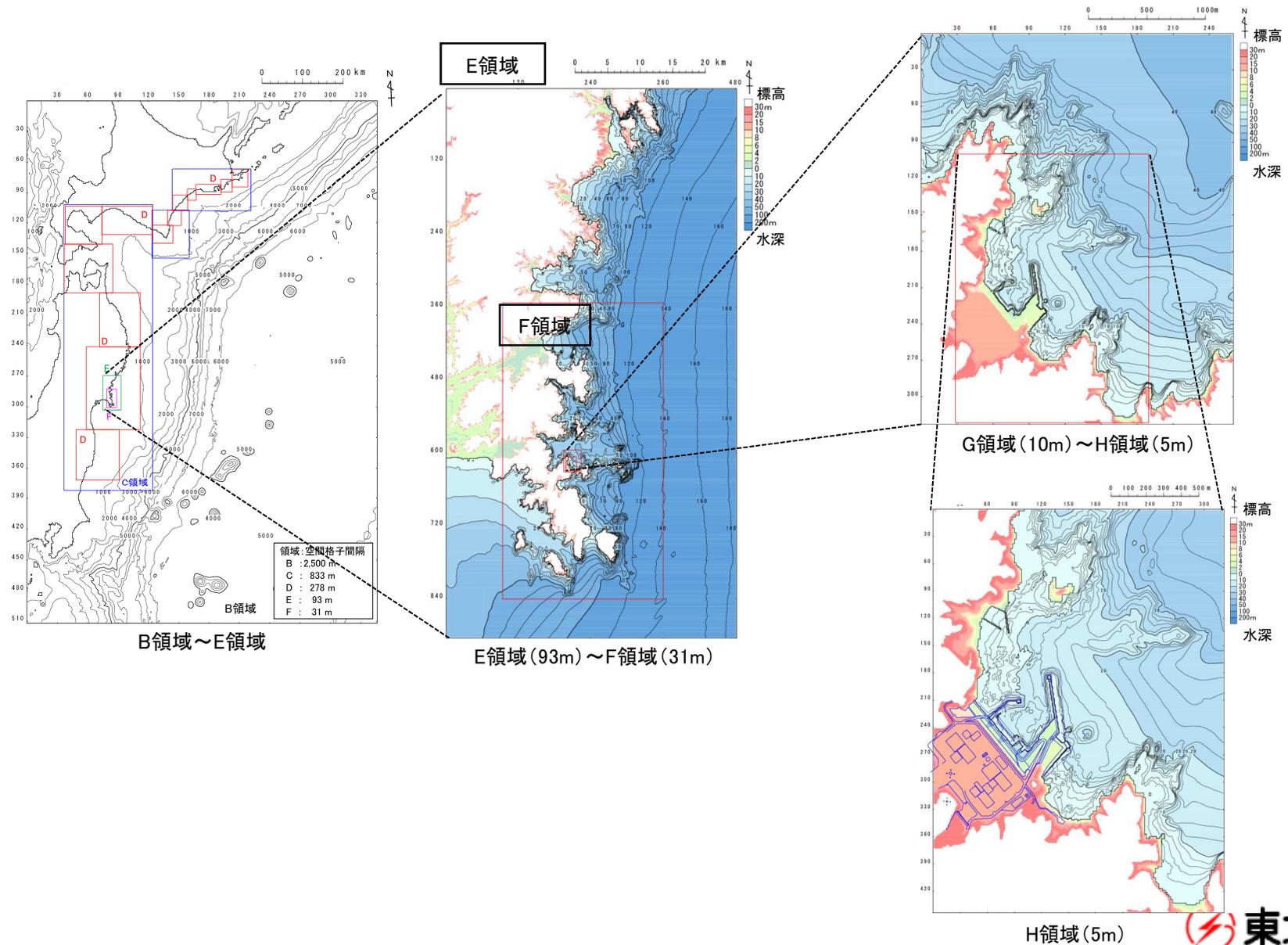
第185回審査会合 資料1-3(p37)の再掲

## 5.2 2011年東北地方太平洋沖地震に伴う津波の再現解析: 計算条件

項目 \ 領域	B領域	C領域	D領域	E領域	F領域	G領域	H領域
空間格子間隔 $\Delta s$	2.5 km	833 m (2500/3)	278 m (2500/9)	93 m (2500/27)	31 m (2500/81)	10m (2500/243)	5m (2500/486)
時間格子間隔 $\Delta t$	0.1秒						
基礎方程式	線形長波式	非線形長波式(浅水理論)					
沖側境界条件	自由透過	外側の格子領域と水位・流量を接続					
陸側境界条件	完全反射	完全反射 (海底露出を考慮)	小谷ほか(1998)の遡上境界条件				
初期海面変動	波源モデルを用いてMansinha and Smylie(1971)の方法により計算される鉛直変位を海面上に与える						
海底摩擦	考慮しない	マンニングの粗度係数 $n = 0.03\text{m}^{-1/3}/\text{s}$ (土木学会(2002)より)					
水平渦動粘性係数	考慮しない						
潮位条件	T.P.-0.4m(地震発生時の潮位)						
計算再現時間	地震発生後4時間						

### 5. 津波解析条件

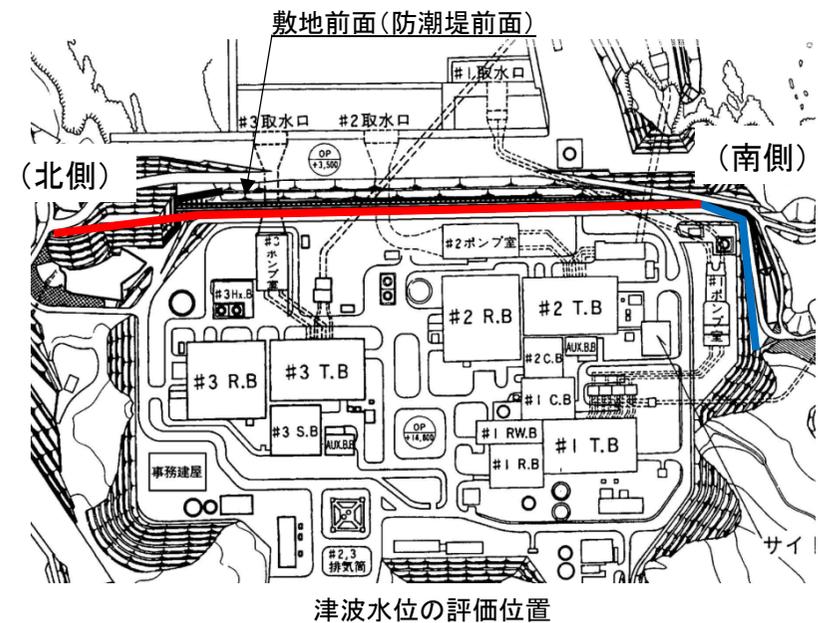
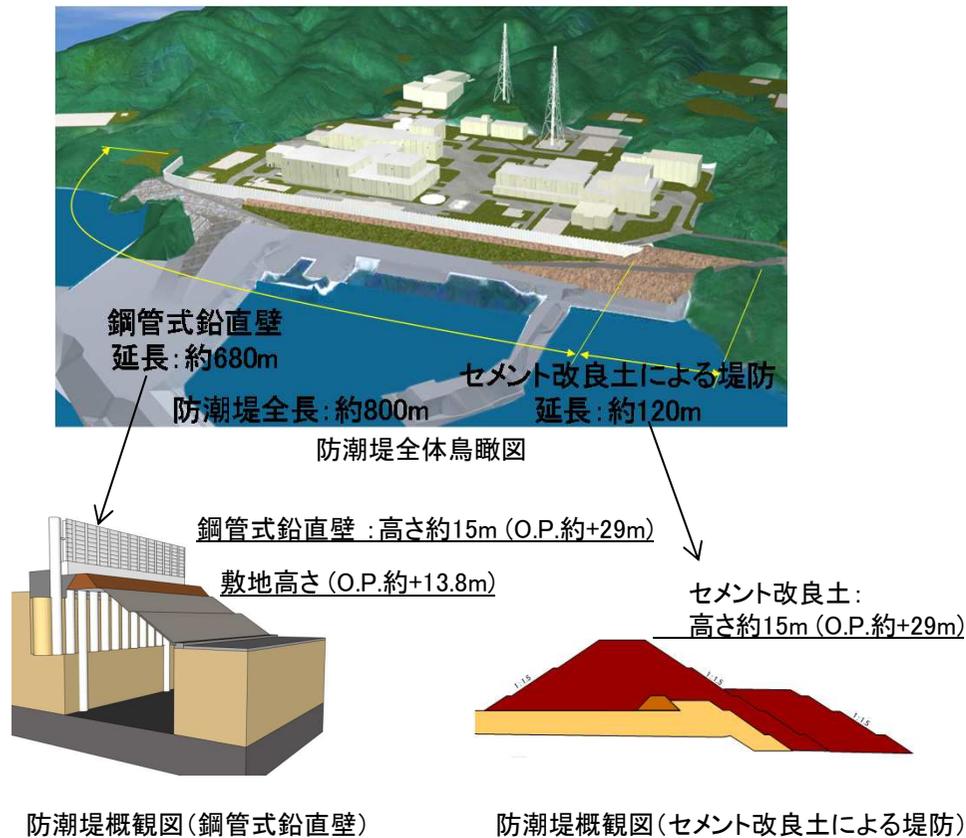
## 5.2 2011年東北地方太平洋沖地震に伴う津波の再現解析：計算領域とその水深



## 5. 津波解析条件

## 5.3 津波水位の評価位置:敷地前面

- 重要な安全機能を有する施設の設置された敷地(O.P.約+13.8m)に基準津波による遡上波を到達, 流入させないため, 津波防護施設として防潮堤(標高:O.P.約+29m, 総延長:約800m)を設置することから, 防潮堤の前面を津波水位の評価位置とする。
- 本評価では, 防潮堤の前面を「敷地前面」とする。



5. 津波解析条件

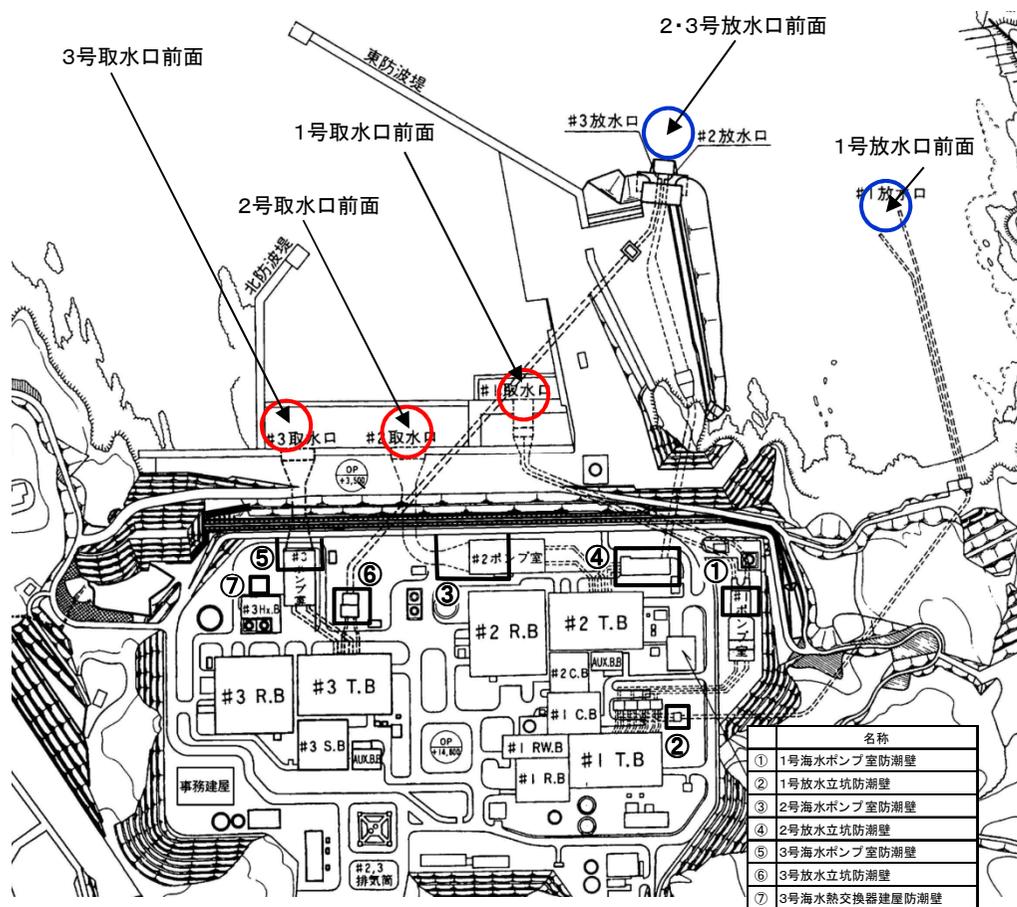
5.3 津波水位の評価位置:取水口前面及び放水口前面

■水位上昇側

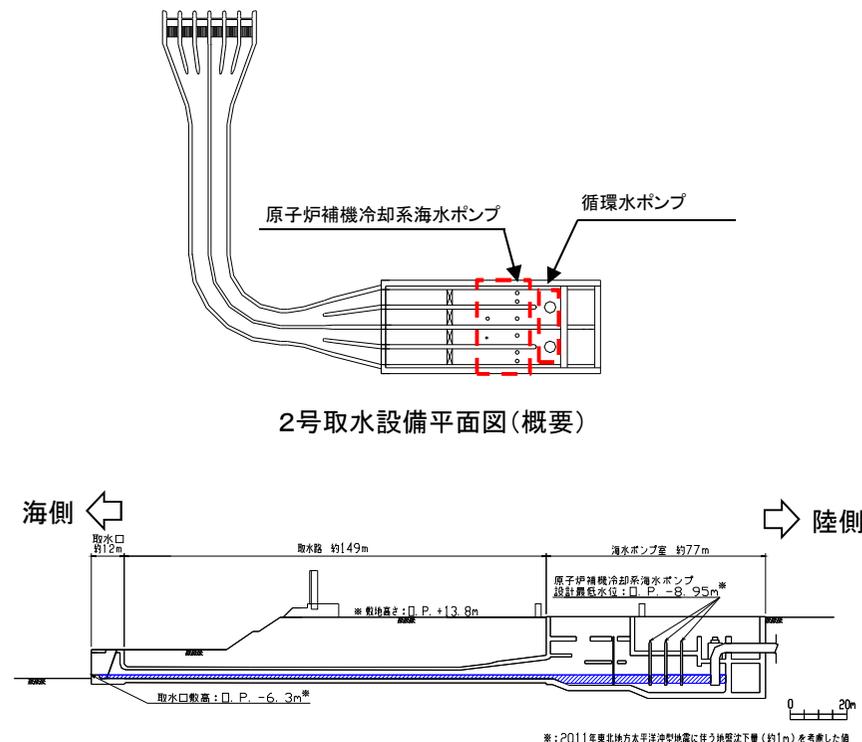
- 取水路、放水路の経路から、重要な安全機能を有する施設が設置された敷地(O.P.約+13.8m)への基準津波の流入を防止するため、津波防護施設として防潮壁を設置することから、1, 2, 3号取水口前面及び1号, 2・3号放水口前面を津波水位の評価位置とする。

■水位下降側

- 取水路内の水位変動に伴う原子炉補機冷却系海水ポンプの取水性を評価するため、1, 2, 3号取水口前面を津波水位の評価位置とする。



津波水位の評価位置



津波水位が取水口敷高を下回る場合に、原子炉補機冷却系海水ポンプに必要な海水が設備内に確保される範囲(約5,100m<sup>3</sup>)

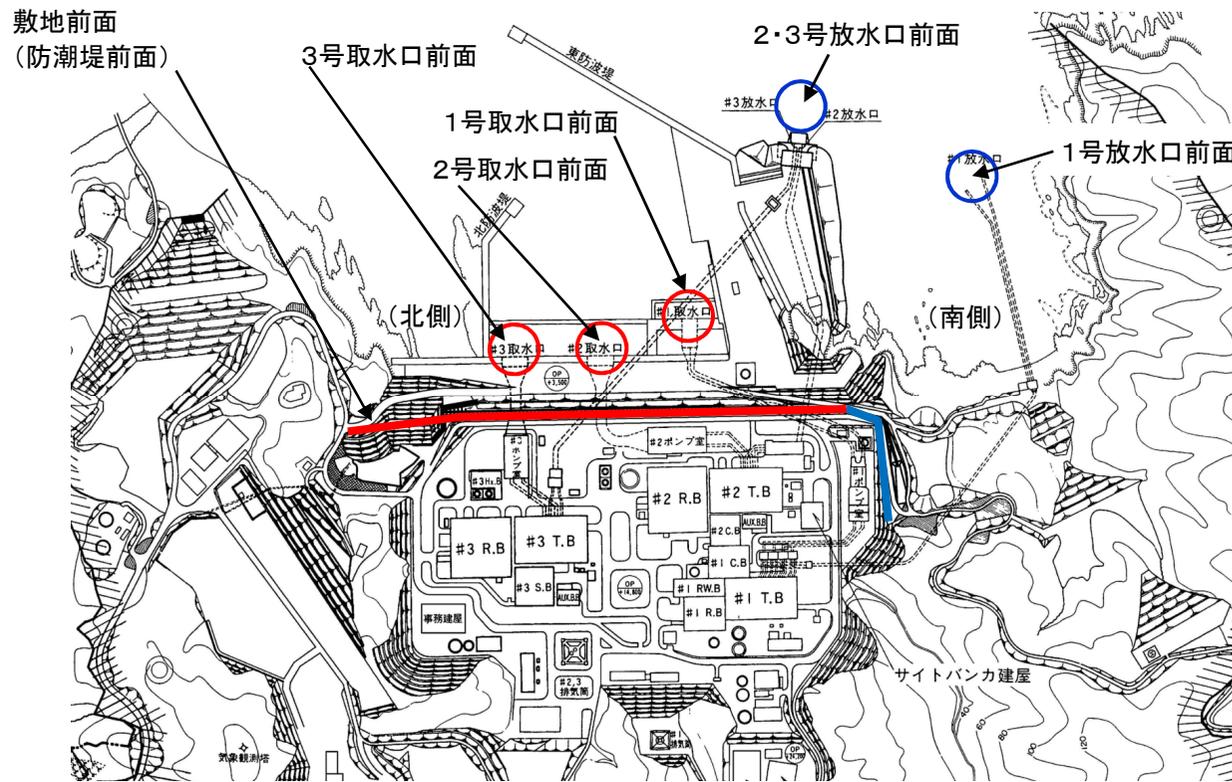
2号取水設備断面図(概要)

## 5. 津波解析条件

第210回審査会合 資料2-2(p19)の再掲

## 5.3 津波水位の評価位置:まとめ

評価項目	敷地前面	取水口前面			放水口前面	
		1号	2号	3号	1号	2・3号
水位上昇側	○ (北側 or 南側)	○	○	○	○	○
水位下降側	—	○	○	○	—	—



津波水位の評価位置

## 6. 広域の津波特性を考慮した特性化モデルの検討

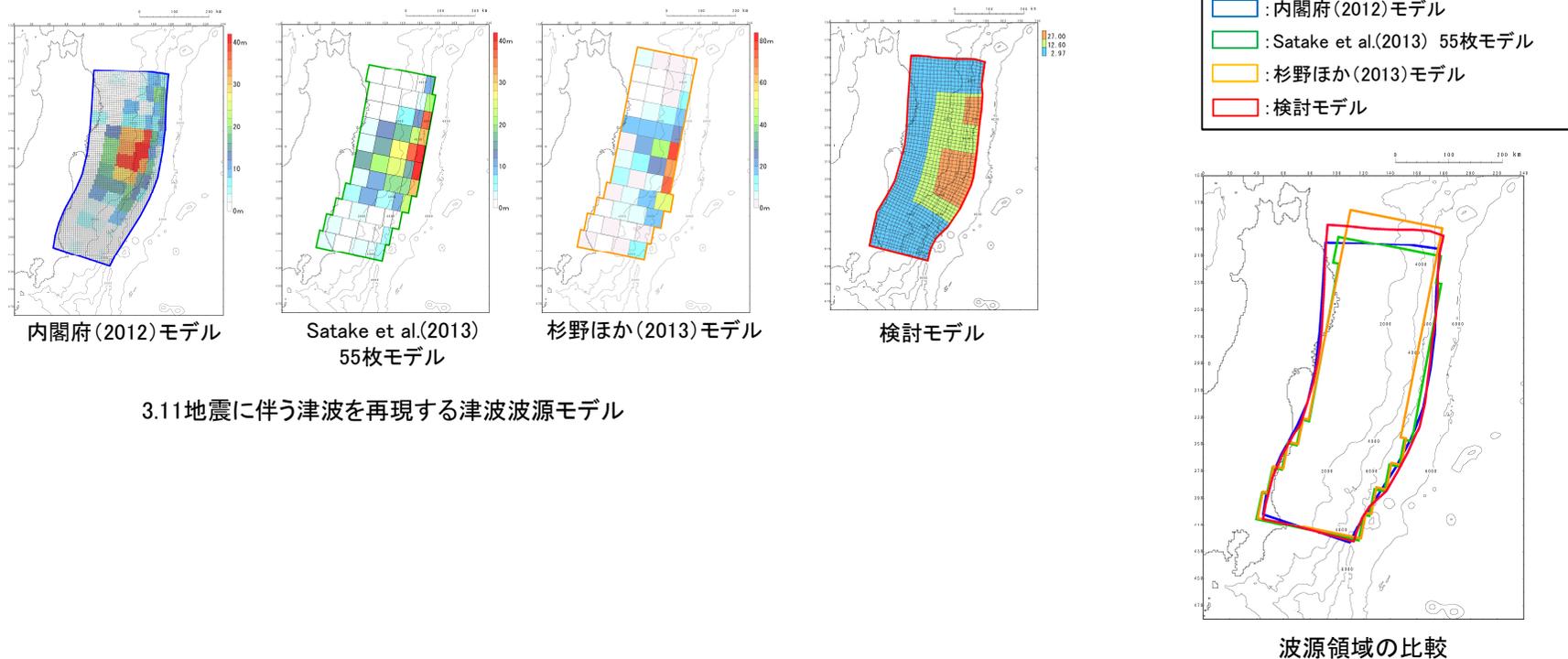
---

- 6. 1 検討の概要 ..... p45
- 6. 2 検討モデルの設定フロー ..... p46
- 6. 3 再現性の確認結果 ..... p47

## 6. 広域の津波特性を考慮した特性化モデルの検討

### 6.1 検討の概要

- 各機関等で提案されている3.11地震に伴う津波の再現モデルのうち、津波波形等をインバージョンした内閣府(2012)モデル, Satake et al.(2013) 55枚モデルの波源域を上回る特性化モデル(=検討モデル)を設定して、青森県北部～茨城県南部における3.11地震に伴う津波の痕跡高の再現性を確認した。

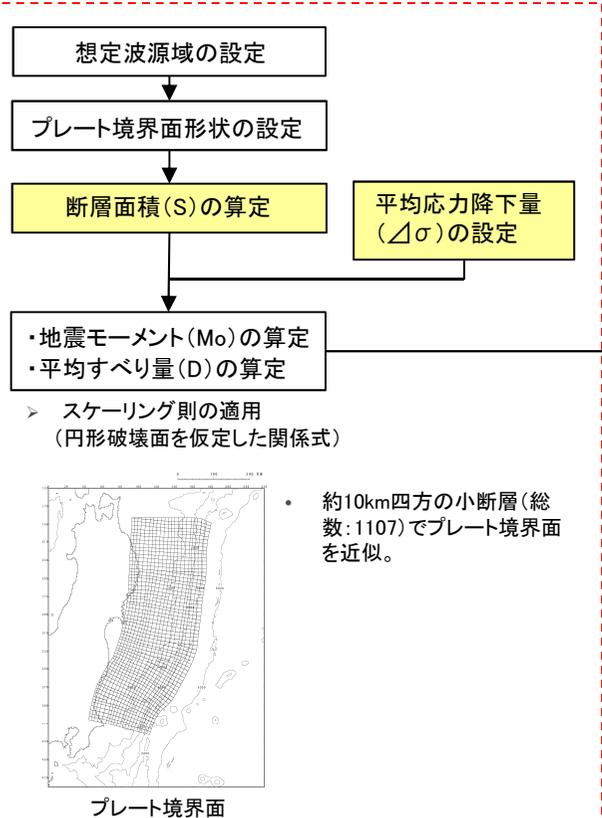


## 6. 広域の津波特性を考慮した特性化モデルの検討

### 6.2 検討モデルの設定フロー

: 与条件

#### 1. 巨視的波源特性の設定



各パラメーター一覧

パラメータ	設定方法	設定値
断層面積(S)	三陸沖北部～茨城県沖	125,067(km <sup>2</sup> )
地震発生深さ	地震調査研究推進本部(2012)	海溝軸～深さ60km
平均応力降下量(Δσ)	杉野ほか(2014)	3.1(MPa)
剛性率(μ)	土木学会(2002)	5.0 × 10 <sup>10</sup> (N/m <sup>2</sup> )
地震モーメント(Mo)	16/(7π <sup>3/2</sup> ) · Δσ · S <sup>3/2</sup>	5.63 × 10 <sup>22</sup> (Nm)
平均すべり量(D)	16/(7π <sup>3/2</sup> ) · Δσ · S <sup>1/2</sup> / μ	9.00(m)

#### 2. 微視的波源特性の設定

##### 大すべり域・超大すべり域・背景領域の設定

各領域のすべり量の算定

##### ■大すべり域

パラメータ	設定方法	設定値
すべり量(D <sub>1</sub> )	平均すべり量(D)の1.4倍 <sup>※1</sup> 杉野ほか(2014)	12.60(m)

##### ■超大すべり域

パラメータ	設定方法	設定値
すべり量(D <sub>2</sub> )	平均すべり量(D)の3倍 <sup>※2</sup> 杉野ほか(2014)	27.00(m)

##### ■背景領域

パラメータ	設定方法	設定値
すべり量(D <sub>0</sub> )	平均すべり量(D)の0.33倍 <sup>※3</sup> 杉野ほか(2014)	2.97(m)

※1: 全体面積の40%(超大すべり域を含む)に相当するすべり量

※2: 全体面積の15%に相当するすべり量

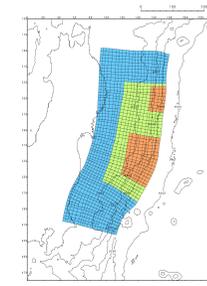
※3: 全体面積の60%に相当するすべり量

#### 3. 基準断層モデルの設定

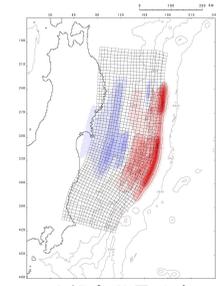
##### 断層モデルへの微視的波源特性の反映

設定したプレート境界面に微視的波源特性を反映。

##### モーメントマグニチュード(Mw)の算定



すべり量分布



地殻変動量分布

モーメントマグニチュード(Mw)	9.10
地震発生深さ	海溝軸～深さ60km
断層面積(S)	125,067(km <sup>2</sup> )
地震モーメントMo (=Mob+Mo1+Mo2)	5.61 × 10 <sup>22</sup> (Nm)
平均応力降下量(Δσ) (=7/16 · Mo · (S/π) <sup>-3/2</sup> )	3.09(MPa)
剛性率(μ)	5.0 × 10 <sup>10</sup> (N/m <sup>2</sup> )
平均すべり量(D) (=16/(7π <sup>3/2</sup> ) · Δσ · S <sup>1/2</sup> / μ)	8.97(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)

領域	すべり量	断層面積(面積比率)	地震モーメント
背景領域	2.97(m)	75,216(km <sup>2</sup> ) (60.1%)	1.12 × 10 <sup>22</sup> (Nm)
	12.60(m)	31,045(km <sup>2</sup> ) (24.9%)	1.96 × 10 <sup>22</sup> (Nm)
大すべり域	27.00(m)	18,806(km <sup>2</sup> ) (15.0%)	2.54 × 10 <sup>22</sup> (Nm)

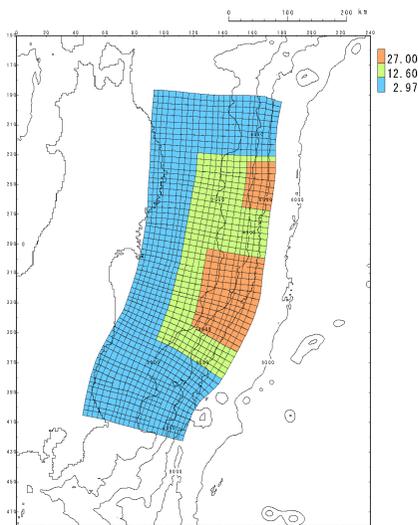
※: 超大すべり域を除いた面積比率

## 6. 広域の津波特性を考慮した特性化モデルの検討

### 6.3 再現性の確認結果

- 検討モデルは、広域の痕跡高に対して計算値が小さく、土木学会(2002)の再現性の目安を満足しないことを確認した。したがって、波源域(断層面積)の北端を、杉野ほか(2013)モデルの北端に合うように、さらに拡大して、本資料p65の断層モデルを設定した。
- なお、女川地点を含む宮城県周辺(北緯39°～北緯38°)については、痕跡高に対して計算値の方が大きく( $K=0.89$ ,  $\kappa=1.36$ ,  $n=836$ )、安全側のモデルになっていることを確認した。

【検討モデル】

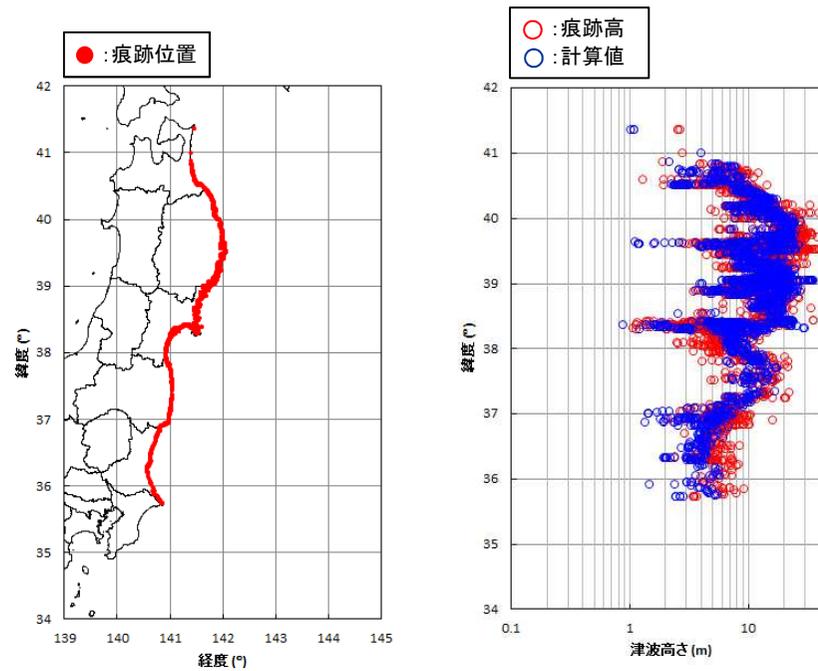


すべり量分布

【痕跡高の再現性の確認結果】

基準断層モデル	K	$\kappa$	n
広域の津波特性を考慮した特性化モデル	1.06	1.43	2,686

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



痕跡高と計算値の比較

## 7. 2011年東北地方太平洋沖地震に伴う津波の再現モデル

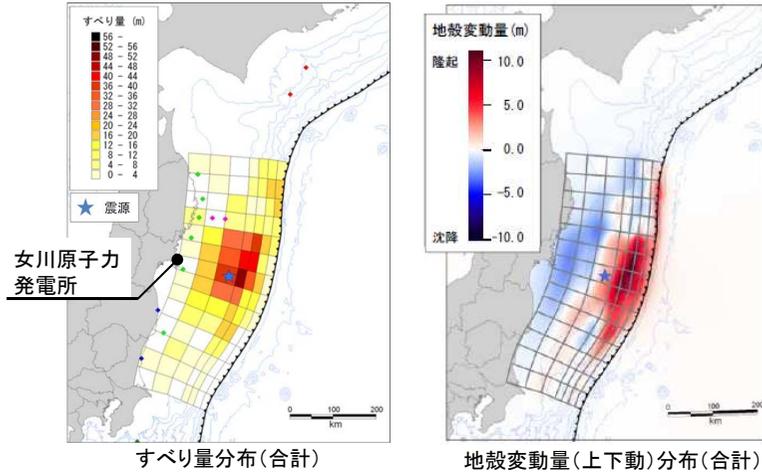
---

7. 1	内閣府(2012)モデル	.....	p49
7. 2	Satake et al.(2013)55枚モデル	.....	p50
7. 3	杉野ほか(2013)モデル	.....	p51
7. 4	女川再現モデル	.....	p52
7. 5	既往津波の組合せモデル	.....	p53

7.1 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(2012b))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

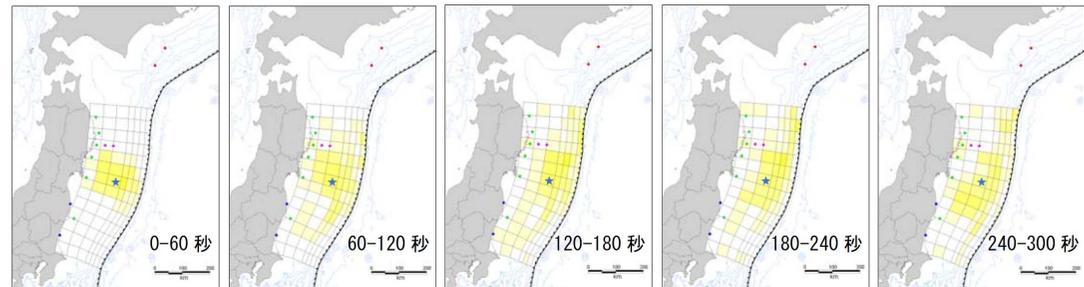
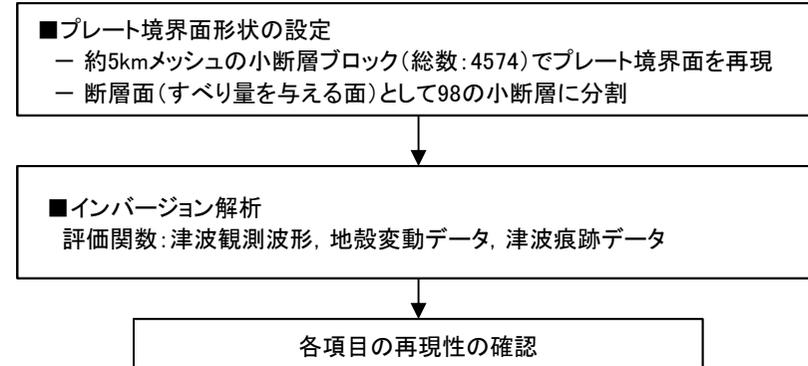


内閣府(2012)モデル

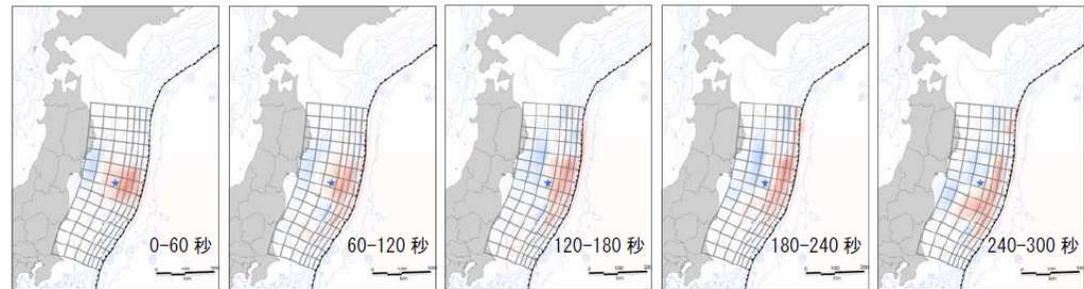
諸元

モーメントマグニチュード(Mw)	9.0
断層面積(S)	119,974(km <sup>2</sup> )
平均応力降下量(Δσ)	2.47(MPa)
剛性率(μ)	4.1 × 10 <sup>10</sup> (N/m <sup>2</sup> )
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 <sup>22</sup> (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)

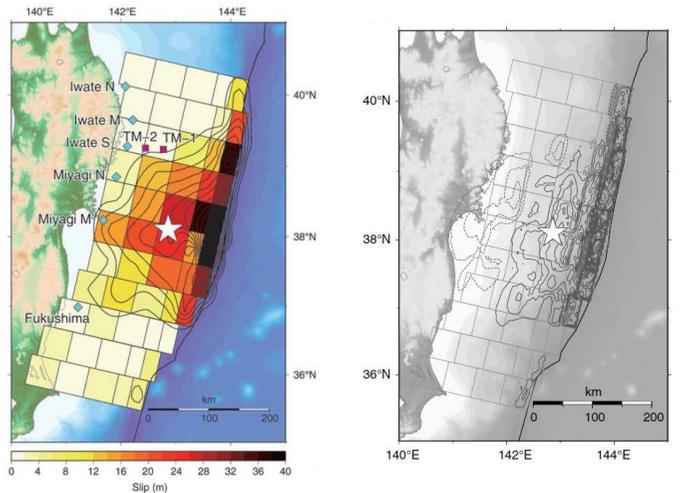


地殻変動量(上下動)分布(60秒間隔)

## 7. 2011年東北地方太平洋沖地震に伴う津波の再現モデル

### 7. 2 Satake et al.(2013)55枚モデル

- 沖合い等の津波観測記録(53記録)の再現性を考慮したインバージョンモデル(Satake et al.(2013))である。



すべり量分布(合計)

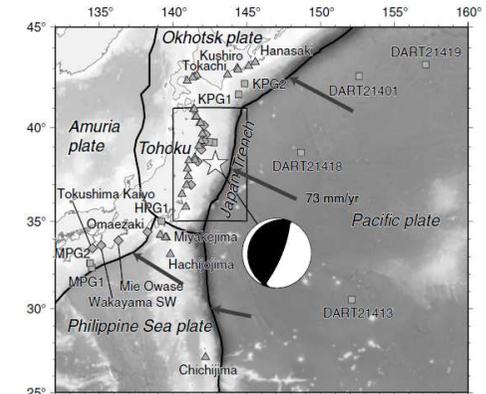
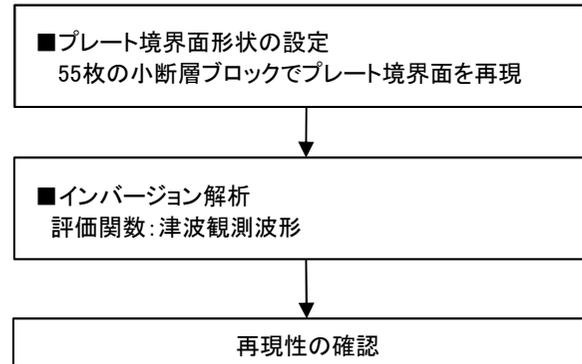
地殻変動量(上下動)分布(合計)

Satake et al.(2013)モデル

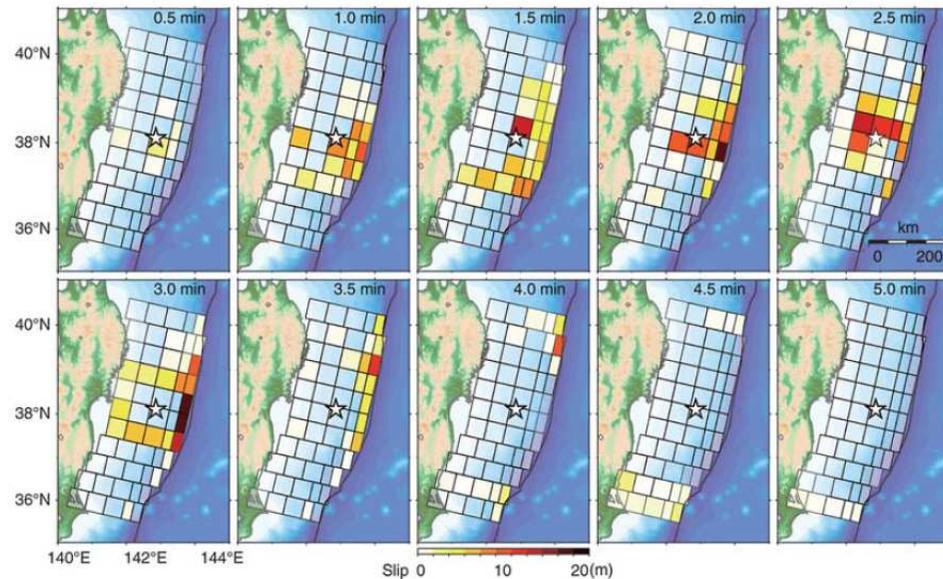
諸元

モーメントマグニチュード <sup>*</sup> (Mw)	9.0
断層面積(S)	110,000(km <sup>2</sup> )
平均応力降下量( $\Delta\sigma$ )	2.79(MPa)
剛性率( $\mu$ )	$4.0 \times 10^{10}$ (N/m <sup>2</sup> )
平均すべり量	9.49(m)
最大すべり量	69.14(m)
地震モーメント(Mo)	$4.2 \times 10^{22}$ (Nm)
すべり角( $\lambda$ )	81°
ライズタイム( $\tau$ )	断層すべり量分布のとおり

## 【設定フロー】



インバージョンに用いた津波観測波形

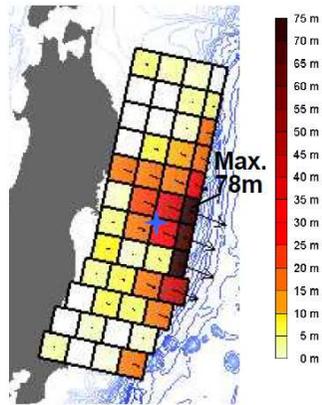


断層すべり量分布(60秒間隔)

## 7. 2011年東北地方太平洋沖地震に伴う津波の再現モデル

### 7.3 杉野ほか(2013)モデル

- 日本周辺各地の観測津波波形, 原子力4サイト(福島第一, 福島第二, 女川, 東海第二)の観測波形, 観測地殻変動量の再現性を考慮したインバージョンモデル(暫定波源モデル)を作成した後に, 広域の痕跡高を再現するため波源全体のすべり量を全体的に約1.2倍したモデル(杉野ほか(2013))である。
- なお, 同モデルは, 分岐断層の活動(長さ400km)を仮定しているが, 最新の調査によるとこの部分ではプレート境界が滑ったとする報告があり, 分岐断層によるものではない可能性があるとしている。

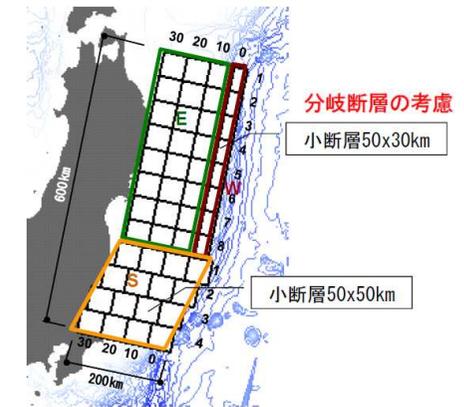
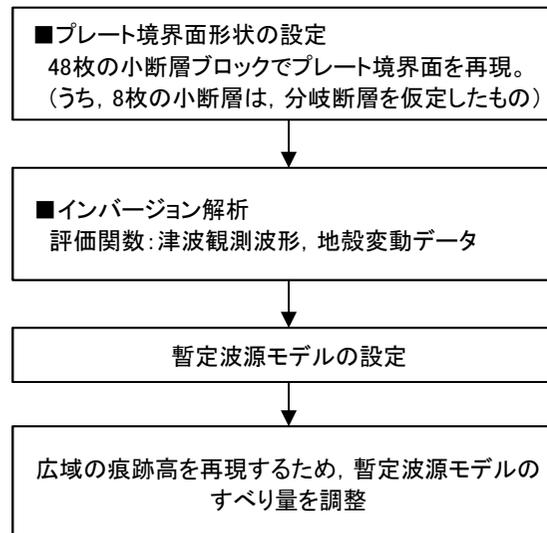


すべり量分布(合計)  
杉野ほか(2013)モデル

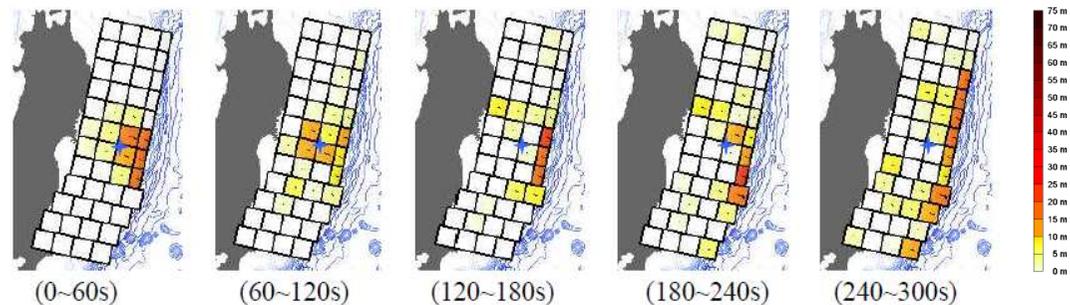
諸元

モーメントマグニチュード( $M_w$ )	9.1
断層面積(S)	112,000(km <sup>2</sup> )
平均応力降下量( $\Delta\sigma$ )	3.86(MPa)
剛性率( $\mu$ )	$4.63 \times 10^{10}$ (N/m <sup>2</sup> )
平均すべり量	11.45(m)
最大すべり量	77.90(m)
地震モーメント( $M_0$ )	$5.9 \times 10^{22}$ (Nm)
すべり角( $\lambda$ )	81°
ライズタイム( $\tau$ )	断層すべり量分布のとおり

【設定フロー】



津波波源モデルの小断層の配置



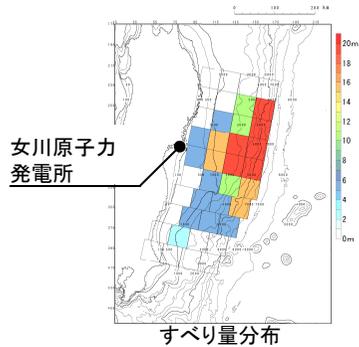
断層すべり量分布(60秒間隔)

7. 2011年東北地方太平洋沖地震に伴う津波の再現モデル

第185回審査会合 資料1-2(p33)  
を本資料の構成に合わせて一部修正

7.4 女川再現モデル

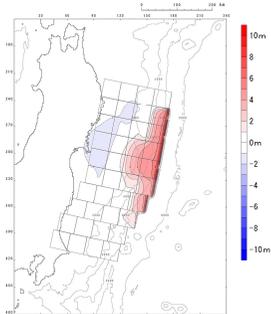
■基準断層モデル



小断層毎のすべり量

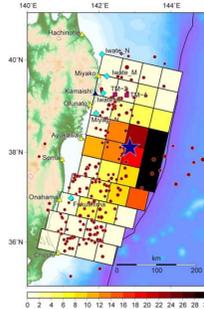
0	0	0	0
0	0	10	20
0	5	10	20
5	15	20	20
5	15	20	20
0	5	10	15
0	5	5	15
0	5	5	5
0	2	0	0
0	0	0	0

すべり量分布



地殻変動量分布

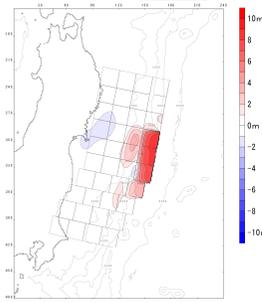
(参考)藤井・佐竹40枚断層モデル(ver.4.0)



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

すべり量分布



地殻変動量分布

【設定フロー】

■断層面の設定

- 藤井・佐竹40枚断層モデル(ver.4.0)を用いる。
- なお、断層上縁深さについては、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の再現を目的として、0kmから3kmに変更。

■すべり量の設定

- 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よう試行錯誤的にすべり量を調整。

各項目の再現性の確認

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 <sup>2</sup> )	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	$\mu$ (N/m <sup>2</sup> )	土木学会(2002)	$5.0 \times 10^{10}$
平均すべり量	D(m)	東北電力(2011)	6.43
地震モーメント	Mo(Nm)	$\mu$ SD	$3.2 \times 10^{22}$

諸元②

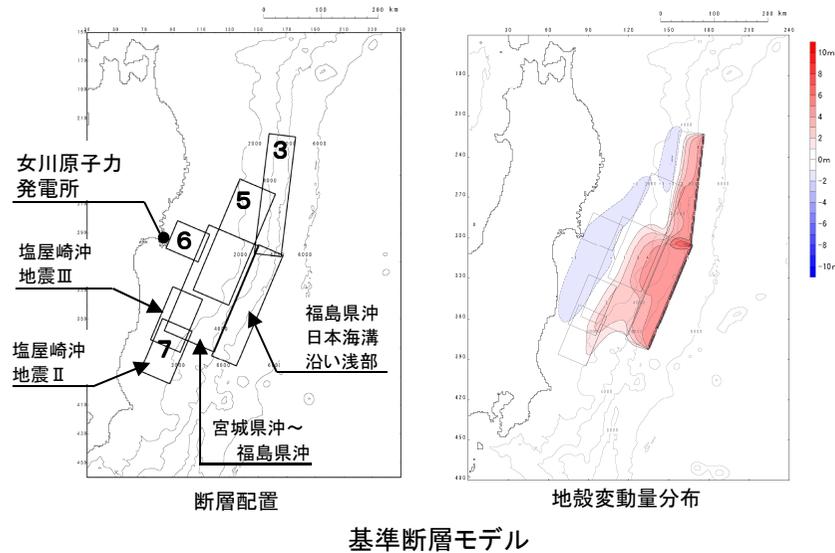
断層パラメータ		設定方法	設定値
走向	$\theta$ (°)	藤井・佐竹(ver.4.0)※	193
断層上縁深さ	d(km)	東北電力(2011)	3
傾斜角	$\delta$ (°)	藤井・佐竹(ver.4.0)※	14
すべり角	$\lambda$ (°)	藤井・佐竹(ver.4.0)※	81
最大すべり量	D <sub>max</sub> (m)	東北電力(2011)	20.00
ライズタイム	$\tau$ (s)	東北電力(2011)	60

※ 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。

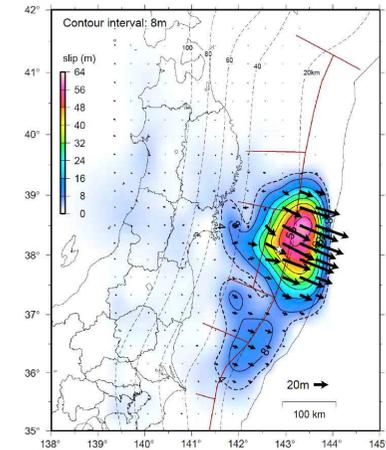
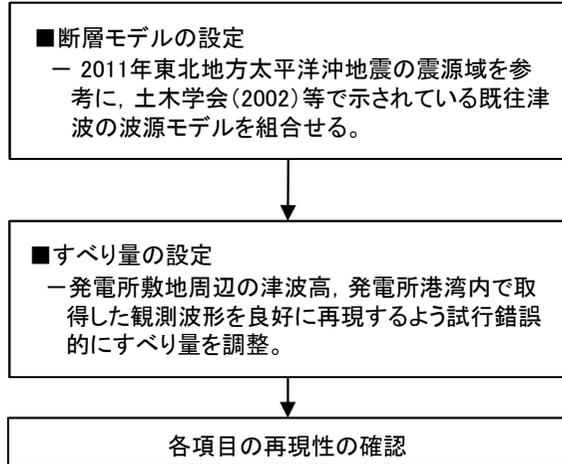
## 7. 2011年東北地方太平洋沖地震に伴う津波の再現モデル

第185回審査会合 資料1-2(p34)を再掲

## 7.5 既往津波の組合せモデル①



## 【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。

## 7. 2011年東北地方太平洋沖地震に伴う津波の再現モデル

第185回審査会合 資料1-2(p35)を再掲

## 7.5 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	$\mu$ (N/m <sup>2</sup> )	土木学会(2002)	$5.0 \times 10^{10}$ ※1
すべり量	D <sub>max</sub> (m)	菅野ほか(2012)	13.50
地震モーメント	Mo(Nm)	$\mu$ LWD	$7.09 \times 10^{21}$
走向	$\theta$ (°)	菅野ほか(2012)	190
断層上縁深さ	d(km)	土木学会(2002)	1
傾斜角	$\delta$ (°)	土木学会(2002)	20
すべり角	$\lambda$ (°)	土木学会(2002)	75
ライズタイム	$\tau$ (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	$\mu$ (N/m <sup>2</sup> )	土木学会(2002)	$5.0 \times 10^{10}$ ※2
すべり量	D <sub>max</sub> (m)	菅野ほか(2012)	6.00
地震モーメント	Mo(Nm)	$\mu$ LWD	$4.41 \times 10^{21}$
走向	$\theta$ (°)	菅野ほか(2012)	205
断層上縁深さ	d(km)	土木学会(2002)	17
傾斜角	$\delta$ (°)	土木学会(2002)	15
すべり角	$\lambda$ (°)	土木学会(2002)	90
ライズタイム	$\tau$ (s)	土木学会(2002)	60

※1: 単独で発生した場合の剛性率  $\mu$  は、 $3.5 \times 10^{10}$  (N/m<sup>2</sup>) であるが、連動型地震のため  $5.0 \times 10^{10}$  (N/m<sup>2</sup>) に設定(土木学会(2002))。

※2: 単独で発生した場合の剛性率  $\mu$  は、 $7.0 \times 10^{10}$  (N/m<sup>2</sup>) であるが、連動型地震のため  $5.0 \times 10^{10}$  (N/m<sup>2</sup>) に設定(土木学会(2002))。

## 7. 2011年東北地方太平洋沖地震に伴う津波の再現モデル

## 7.5 既往津波の組合せモデル③

第185回審査会合 資料1-2(p36)を再掲

## ■ 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	$\mu$ (N/m <sup>2</sup> )	土木学会(2002)	$5.0 \times 10^{10} ※1$
すべり量	D <sub>max</sub> (m)	菅野ほか(2012)	3.00
地震モーメント	Mo(Nm)	$\mu$ LWD	$5.07 \times 10^{20}$
走向	$\theta$ (°)	菅野ほか(2012)	205
断層上縁深さ	d(km)	土木学会(2002)	25
傾斜角	$\delta$ (°)	土木学会(2002)	20
すべり角	$\lambda$ (°)	土木学会(2002)	90
ライズタイム	$\tau$ (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	$\mu$ (N/m <sup>2</sup> )	土木学会(2002)	$5.0 \times 10^{10} ※1$
すべり量	D <sub>max</sub> (m)	菅野ほか(2012)	3.45
地震モーメント	Mo(Nm)	$\mu$ LWD	$1.04 \times 10^{21}$
走向	$\theta$ (°)	佐藤ほか(1989)	205
断層上縁深さ	d(km)	佐藤ほか(1989)	20
傾斜角	$\delta$ (°)	佐藤ほか(1989)	20
すべり角	$\lambda$ (°)	佐藤ほか(1989)	90
ライズタイム	$\tau$ (s)	土木学会(2002)	60

※1:単独で発生した場合の剛性率 $\mu$ は、 $7.0 \times 10^{10}$  (N/m<sup>2</sup>)であるが、連動型地震のため $5.0 \times 10^{10}$  (N/m<sup>2</sup>)に設定(土木学会(2002))。

## 7. 2011年東北地方太平洋沖地震に伴う津波の再現モデル

## 7.5 既往津波の組合せモデル④

第185回審査会合 資料1-2(p37)を再掲

## ■ 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	$\mu$ (N/m <sup>2</sup> )	土木学会(2002)	$5.0 \times 10^{10} ※1$
すべり量	D <sub>max</sub> (m)	菅野ほか(2012)	2.40
地震モーメント	Mo(Nm)	$\mu$ LWD	$7.20 \times 10^{20}$
走向	$\theta$ (°)	佐藤ほか(1989)	205
断層上縁深さ	d(km)	佐藤ほか(1989)	20
傾斜角	$\delta$ (°)	佐藤ほか(1989)	20
すべり角	$\lambda$ (°)	佐藤ほか(1989)	90
ライズタイム	$\tau$ (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	$\mu$ (N/m <sup>2</sup> )	土木学会(2002)	$5.0 \times 10^{10} ※1$
すべり量	D <sub>max</sub> (m)	菅野ほか(2012)	10.50
地震モーメント	Mo(Nm)	$\mu$ LWD	$1.05 \times 10^{22}$
走向	$\theta$ (°)	佐竹ほか(2008)	202
断層上縁深さ	d(km)	佐竹ほか(2008)	15
傾斜角	$\delta$ (°)	佐竹ほか(2008)	18
すべり角	$\lambda$ (°)	佐竹ほか(2008)	90
ライズタイム	$\tau$ (s)	土木学会(2002)	60

※1:単独で発生した場合の剛性率 $\mu$ は、 $7.0 \times 10^{10}$  (N/m<sup>2</sup>)であるが、連動型地震のため $5.0 \times 10^{10}$  (N/m<sup>2</sup>)に設定(土木学会(2002))。

## 7. 2011年東北地方太平洋沖地震に伴う津波の再現モデル

## 7.5 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	$\mu$ (N/m <sup>2</sup> )	土木学会(2002)	$5.0 \times 10^{10}$ ※1
すべり量	D <sub>max</sub> (m)	菅野ほか(2012)	13.50
地震モーメント	M <sub>0</sub> (Nm)	$\mu$ LWD	$7.09 \times 10^{21}$
走向	$\theta$ (°)	菅野ほか(2012)	190
断層上縁深さ	d(km)	土木学会(2002)	1
傾斜角	$\delta$ (°)	土木学会(2002)	20
すべり角	$\lambda$ (°)	土木学会(2002)	75
ライズタイム	$\tau$ (s)	土木学会(2002)	60

※1: 単独で発生した場合の剛性率 $\mu$ は、 $3.5 \times 10^{10}$  (N/m<sup>2</sup>)であるが、連動型地震のため $5.0 \times 10^{10}$  (N/m<sup>2</sup>)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)

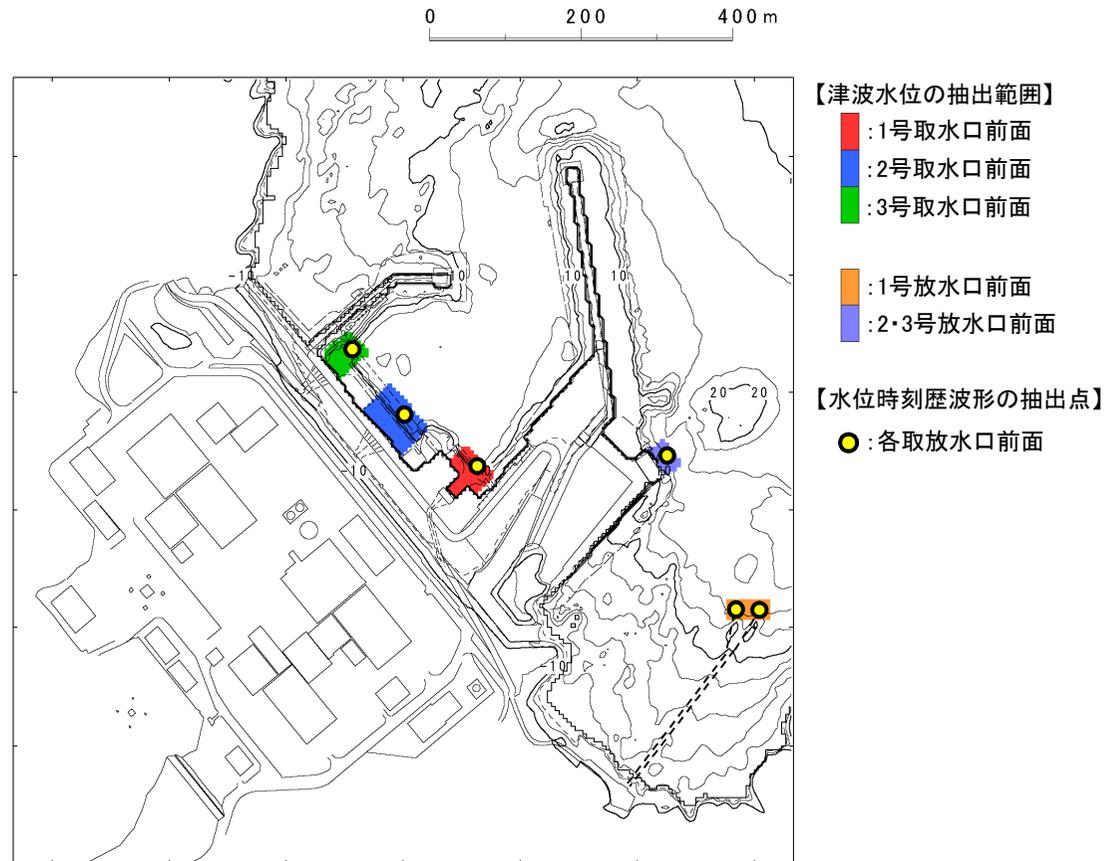
活動域	地震モーメント M <sub>0</sub> (Nm)	モーメントマグニチュード* Mw
領域3	$7.09 \times 10^{21}$	8.50
領域5	$4.41 \times 10^{21}$	8.36
領域6	$5.07 \times 10^{20}$	7.74
領域7(塩屋崎Ⅱ)	$1.04 \times 10^{21}$	7.94
領域7(塩屋崎Ⅲ)	$7.20 \times 10^{20}$	7.84
宮城県沖～福島県沖	$1.05 \times 10^{22}$	8.61
福島県沖日本海溝沿い浅部	$7.09 \times 10^{21}$	8.50
連動時(合計)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

## 8. 津波水位の抽出位置

---

## 8. 津波水位の抽出位置

- 津波解析は波源特性の不確かさを考慮した多数のパラメータスタディを実施するが、各ケースによって発電所港内における津波の流れ場が異なることから、取放水設備の耐津波設計に用いる入力津波を確実に抽出するため、津波水位(最大水位上昇量・最大水位下降量)の抽出位置を下図のとおり設定した。
- 取放水設備の水理特性を考慮した水位変動解析等に用いる水位時刻歴波形の抽出位置は、上記の代表点として、各取放水口前面の中央位置とした。



津波水位の抽出位置 (● : 水位時刻歴波形の抽出点)

## 参考文献

---

## 参考文献①

- (1)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
- (2) Tetsuzo Seno (2014) : Stress drop as a criterion to differentiate subduction zones where Mw 9 earthquakes can occur , Tectonophysics 621 , 198-210
- (3)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
- (4)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
- (5)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
- (6)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
- (7)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
- (8) 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
- (9)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.Ujiiie, 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
- (10)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
- (11)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
- (12)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
- (13)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
- (14)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
- (15)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
- (16)宍倉正展・澤井祐紀・岡村行信・小松原純子・Than Tin Aung・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

## 参考文献②

- (17) 宋倉正展・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
- (18) 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・独立行政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
- (19) 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
- (20) 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
- (21) 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2002): 三陸沖から房総沖にかけての地震活動の長期評価について
- (22) 宋倉正展(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
- (23) 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
- (24) R. McCaffrey(2008): Global Frequency of Magnitude 9 Earthquakes, Geology, DR2008063
- (25) 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
- (26) Kusala Rajendran(2013): On the recurrence of great subduction zone earthquakes, CURRENT SCIENCE, VOL.104, NO.7, pp.880-892
- (27) 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
- (28) 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
- (29) 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
- (30) 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
- (31) 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
- (32) 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

## 参考文献③

- (33)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
- (34)内閣府(2012a):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
- (35)社団法人土木学会原子力土木委員会津波評価部会(2002):原子力発電所の津波評価技術
- (36)Toshikatsu Yoshii(1979):A detailed cross-section of the deep seismic zone beneath northeastern honshu,Japan,Tectonophysics,55,349-360
- (37)武藤潤・大園真子(2012):東日本太平洋沖地震後の余効変動解析へ向けた東北日本弧レオロジー断面, 地質学雑誌, 第118巻, pp.323-333
- (38)Takaya Iawasaki, Wataru Kato, Takeo Moriya, Akiko Hasemi, Norihito Umino, Tomomi Okada, Kaoru Miyashita, Tomoko Mizogami, Tetsuya Takeda, Shutaro Sekine, Takeshi Matsushima, Katsuya Tashiro, and Hiroki Miyamachi(2001): Extensional structure in northern Honshu Arc as inferred from seismic refraction/wide-angle reflection profiling, GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS, VOL.28, NO.12,pp.2329-2332
- (39)西坂弘正・篠原雅尚・佐藤利典・日野亮太・望月公廣・笠原順三(2001):海底地震計と制御震源を用いた北部大和海盆, 秋田沖日本海東縁部海陸境界域の地震波速度構造, 地震2, 54, 365-379
- (40)Narumi Takahashi, Shuichi Kodaira, Tetsuro Tsuru, Jin-Oh Park, Yoshiyuki Kaneda, Kiyoshi Suyehiro, Hajimu Kinoshita, Shintaro Abe, Minoru Nishino and Ryota Hino(2004): Seismic structure and seismogenesis off Sanriku region, northeastern Japan, Geophys. J. Int. 159, 129-145, doi: 10.1111/j.1365-246X.2004.02350.x
- (41)小谷美佐・今村文彦・首藤伸夫(1998):GISを利用した津波遡上計算と被害推定法, 海岸工学論文集, 第45巻, pp.356-360
- (42)Mansinha, L. and D.E. Smylie(1971):The displacement fields of inclined faults, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.61, No.5,pp.1433-1440
- (43)財団法人日本水路協会(2006):海底地形デジタルデータM7000シリーズ
- (44)杉野英治・岩淵洋子・橋本紀彦・松末和之・蛭澤勝三・亀田弘行・今村文彦(2014):プレート間地震による津波の特性化波源モデルの提案, 日本地震工学会論文集, 第14巻, 第5号
- (45)内閣府(2012b):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
- (46)Kenji Satake, Yushiro Fujii, Tomoya Harada, and Yuichi Namegaya(2013):Time and Space Distribution of Coseismic Slip of the 2011 Tohoku Earthquake as Inferred from Tsunami Waveform Data, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 103, No. 2B, pp. 1473-1492, doi: 10.1785/0120120122
- (47)杉野英治・呉長江・是永真理子・根本信・岩淵洋子・蛭沢勝三(2013):原子力サイトにおける2011東北地震津波の検証, 日本地震工学会論文集, 第13巻, 第2号(特集号)
- (48)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
- (49)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
- (50)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
- (51)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