

女川原子力発電所2号炉 津波評価について (補足説明資料)

令和元年9月27日
東北電力株式会社

余白

目次

I. 地震に起因する津波の評価	p3
1. 文献調査	p4
2. 千島海溝沿いで発生する津波の影響	p15
3. 遠地津波の数値シミュレーション	p20
4. 東北地方太平洋沖型の地震	p30
5. 津波地震	p215
6. 海洋プレート内地震	p255
II. 地震以外に起因する津波の評価	p287
1. 海底地すべりに関する文献調査	p288
2. 福島県沖の海底地すべり	p292
3. 日本海溝付近の海底地すべり	p297
4. 日本海溝付近における海山付近の海底地すべり	p306
5. ハワイ付近の海底地すべり	p312
III. 計算条件等	p321
1. 潮位条件	p322
2. 津波解析条件	p324
3. 発電所周辺地形及び津波の周期特性	p329
4. 津波の伝播特性の検討	p347
IV. 年超過確率の参照	p352
1. 検討対象領域の設定に係る概略検討	p353
2. 土木学会(2011)のロジックツリー	p362
3. 海洋プレート内の正断層型地震の地震規模に関する検討	p365
4. 地震本部(2017)の知見が津波ハザード曲線に与える影響	p371
5. 津波高さ推定に関するロジックツリー設定に関する検討	p376
6. 敷地前面, 2号取水口前面における津波ハザード評価結果	p393
V. 砂移動評価	p397
1. 高橋ほか(1999)の手法に関する補足資料	p398
2. 3.11地震津波に伴う砂移動の再現解析	p401
3. 高橋ほか(1999)による水位及び浮遊砂体積濃度のスナップショット	p404
4. 高橋ほか(1999)の手法における浮遊砂濃度の影響評価	p409

I . 地震に起因する津波の評価

1. 文献調査
2. 千島海溝沿いで発生する津波の影響
3. 遠地津波の数値シミュレーション
4. 東北地方太平洋沖型の地震
5. 津波地震
6. 海洋プレート内地震

I. 地震に起因する津波の評価

1. 文献調査
 1. 1 近地津波に関する文献調査
 1. 2 遠地津波に関する文献調査
 1. 3 津波堆積物に関する文献調査
2. 千島海溝沿いで発生する津波の影響
3. 遠地津波の数値シミュレーション
4. 東北地方太平洋沖型の地震
5. 津波地震
6. 海洋プレート内地震

I. 第1章 1.1 近地津波に関する文献調査

1.1.1 調査に用いた文献一覧(1/2)

- (1)宇佐美龍夫・石井寿・今村隆正・武村雅之・松浦律子(2013):日本被害地震総覧 599—2012, 東京大学出版会
- (2)渡辺偉夫(1998):日本被害津波総覧[第2版], 東京大学出版会
- (3)気象庁(1951～2017):地震月報ほか
- (4)国立天文台(2019):理科年表2019, 平成31年, 第92冊, 丸善出版
- (5)阿部壽・菅野喜貞・千釜章(1990):仙台平野における貞観11年(869年)三陸津波の痕跡高の推定, 地震第2輯, 第43巻, pp.513-525
- (6)羽鳥徳太郎(2000):三陸沖歴史津波の規模の再検討, 津波工学研究報告17, pp.39-48
- (7)中央气象台(1933):昭和八年三月三日三陸沖強震及津波報告, 験震時報, Vol.7, No.2別刷
- (8)伊木常誠(1897):三陸地方津浪実況取調報告, 震災予防調査会報告, 第11号, pp.5-34
- (9)松尾春雄(1933):三陸津浪調査報告, 内務省土木試験所報告, 第24号, pp.83-112
- (10)地震研究所(1934):昭和8年3月3日三陸地方津浪に関する論文及報告, 東京帝国大学地震研究所彙報, 別冊第1号
- (11)岸力(1969):1968年十勝沖地震調査報告, 津波—北海道東北沿岸—, 1968年十勝沖地震調査委員会編『1968年十勝沖地震調査報告』, pp.207-256
- (12)今村明恒(1899):三陸津浪取調報告, 震災予防調査会報告, vol.29, pp.17-32
- (13)東北大学工学部災害制御研究センター(1995):1995年北海道東方沖地震津波の痕跡高, 津波工学研究報告, 第12号, 第2編
- (14)宍倉正展・澤井祐紀・行谷佑一・藤原治・谷川晃一郎・楮原京子・木村治夫・岡村行信・宮下由香里・小松原純子・藤井雄士郎・奥田泰雄(2011):産総研による日本海溝沿いの津波痕跡調査, 東北地方太平洋沖地震津波に関する合同調査報告会, 2011年7月
- (15)東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループによるデータ(<http://www.coastal.jp/tjt/>), 2012/12/29
- (16)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
- (17)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
- (18)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
- (19)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
- (20)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

I. 第1章 1.1 近地津波に関する文献調査

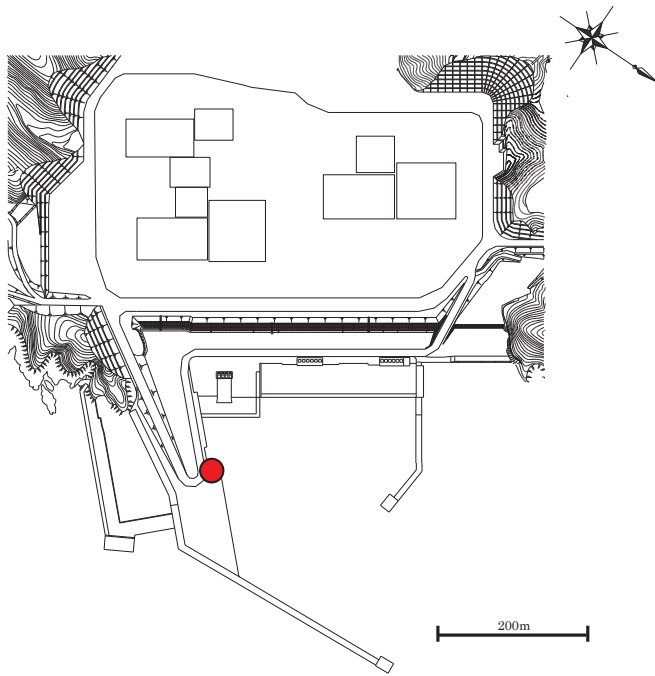
1.1.1 調査に用いた文献一覧(2/2)

- (21)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
- (22)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
- (23)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
- (24)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

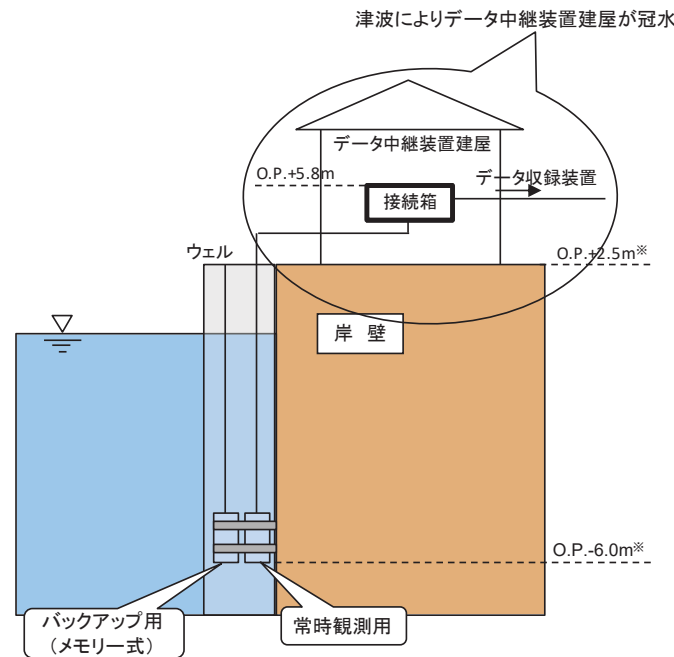
I. 第1章 1.1 近地津波に関する文献調査

1.1.2 3.11地震に伴う津波の発電所における観測記録: 潮位計の概要

- 女川原子力発電所では、港内静穏域に常時観測用の潮位計と、常時観測用の潮位計が欠測となった場合のバックアップ用の潮位計(メモリー式)(以下、「潮位計」という。)を同一個所に設置している。
- 3.11地震に伴う津波来襲時、常時観測用の潮位計は同津波の影響により測定不能となったものの、バックアップ用の潮位計により記録を取得した(データサンプリング間隔:60秒)。



潮位計設置位置



潮位計設置概要図

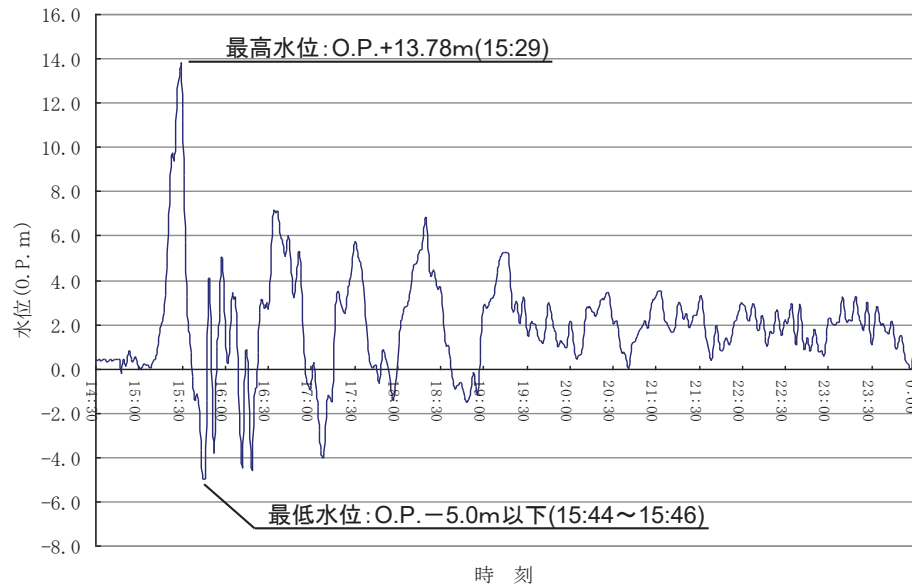


状況写真

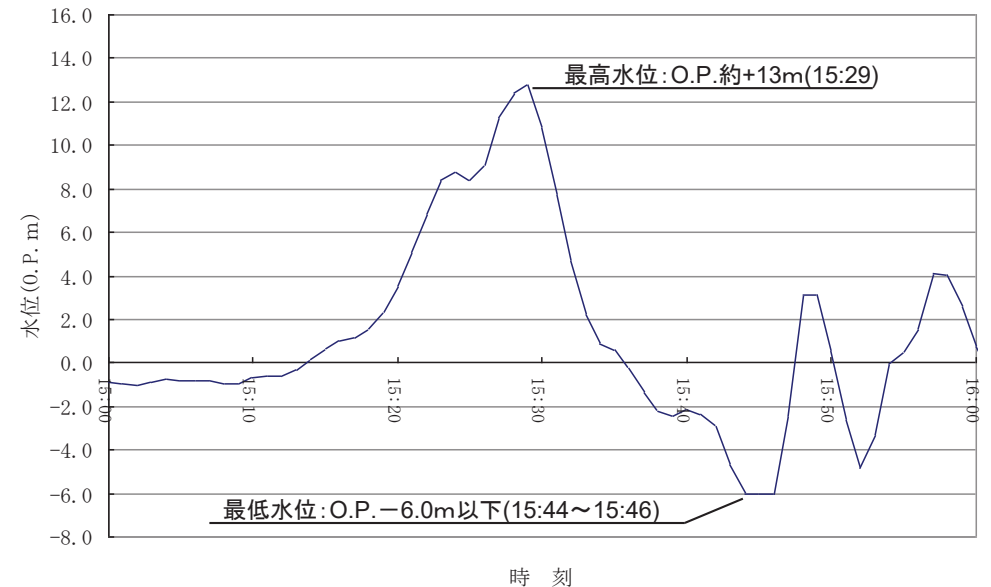
I. 第1章 1.1 近地津波に関する文献調査

1.1.2 3.11地震に伴う津波の発電所における観測記録: 観測記録

- 潮位計による3月11日14時30分～24時00分の観測記録を左図に示す。最高水位は、O.P.+13.78m(15時29分)であり、最低水位はO.P.-5.0m(15時44分～15時46分)である。最低水位については、潮位計の観測レンジがO.P.-5.0m以上であることから、O.P.-5.0m以下であったものと推定される。なお、本記録は、地震に伴う地盤沈下量約1mを考慮する前の記録である。
- 地震に伴う地盤沈下量約1mを考慮し、最高水位を記録した時刻の前後約30分の観測記録を右図に示す。同記録から、発電所に来襲した最高水位はO.P.約+13mである。また、最低水位はO.P.-6.0m以下であったものと推定される。



観測記録: 3月11日14:30～24:00(地盤変動量考慮前)
(東北電力(2011)より)



観測記録: 3月11日15:00～16:00(地盤変動量約1mを考慮して補正)
(東北電力(2011)より)

I. 第1章 1.2 遠地津波に関する文献調査

1.2.1 調査に用いた文献一覧

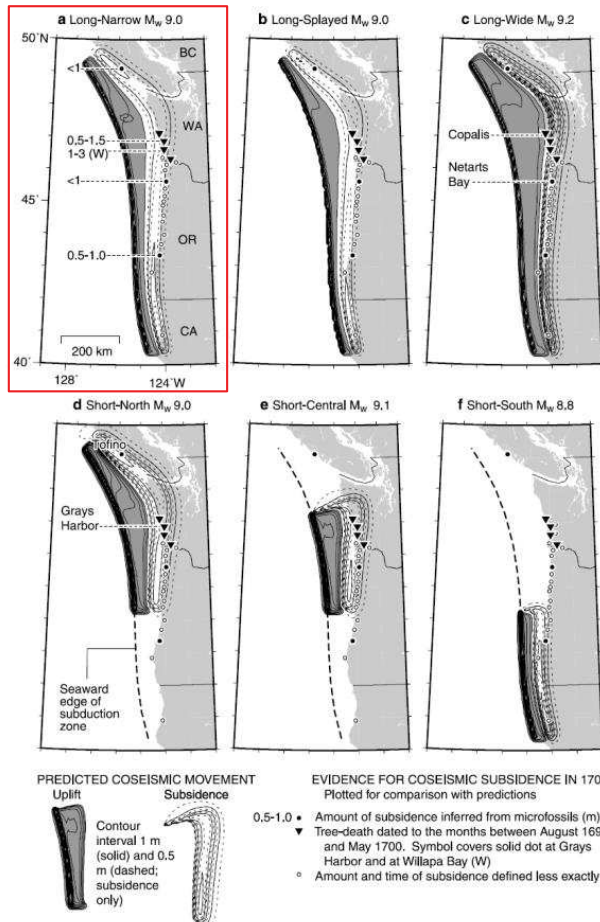
- (1)宇佐美龍夫・石井寿・今村隆正・武村雅之・松浦律子(2013):日本被害地震総覧 599—2012, 東京大学出版会
- (2)渡辺偉夫(1998):日本被害津波総覧[第2版], 東京大学出版会
- (3)国立天文台(2019):理科年表2019, 平成31年, 第92冊, 丸善出版
- (4)今村文彦・高橋重雄・藤間功司・富田孝史・有川太郎(2010):2010年チリ地震津波の被害調査報告, 土木学会震災報告デジタルアーカイブ,
(http://www.jsce.or.jp/library/eq_repo/Vol3/13/Chile.html)
- (5)都司嘉宣・大年邦雄・中野晋・西村裕一・藤間功司・今村文彦・柿沼太郎・中村有吾・今井健太郎・後藤和久・行谷佑一・鈴木進吾・城下英行・松崎義孝(2010):
2010年チリ中部地震による日本での津波被害に関する広域現地調査, 土木学会論文集B2(海岸工学), Vol.66, No.1, 2010, 1346—1350
- (6)羽鳥徳太郎(1991):チリ・ペルー津波による日本の被災頻度, 津波工学研究報告, 第10号, pp.133-144
- (7)チリ津波合同調査班(1961):1960年5月24日チリ地震津波に関する論文及び報告, 丸善
- (8)Kenji Satake, Kunihiko Shimazaki, Yoshinobu Tsuji, Kazue Ueda(1996):Time and size of a giant earthquake in Cascadia inferred from Japanese tsunami records
of January 1700,nature,Vol.379,No.6562,pp.246-249
- (9)都司嘉宣・上田和枝・佐竹健治(1998):日本で記録された1700年1月(元禄十二年十二月)北米巨大地震による津波, 地震第2輯, 第51巻, pp.1-17
- (10) 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
- (11)佐竹健治・都司嘉宣・原田智也・石辺岳男・西山昭仁・楠本聡(2014):2011年東北地方太平洋沖地震と過去の津波高さの定量的比較, 日本地球惑星科学
連合大会2014年大会, HDS27-03
- (12) YOSHINOBU TSUJI, KENJI SATAKE, TAKEO ISHIBE, TOMOYA HARADA, AKIHITO NISHIYAMA, and SATOSHI KUSUMOTO(2014):Tsunami Heights along
the Pacific Coast of Northern Honshu Recorded from the 2011 Tohoku and Previous Great Earthquakes, Pure and Applied Geophysics
- (13)柳澤英明・藤井直樹・金戸俊道(2012):我が国における遠地津波の襲来特性に関する検討—1700年カスケード地震津波を対象として—, 土木学会論文集B2
(海岸工学), No.2, 2012, I_151— I_155
- (14) 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

I. 第1章 1.2 遠地津波に関する文献調査

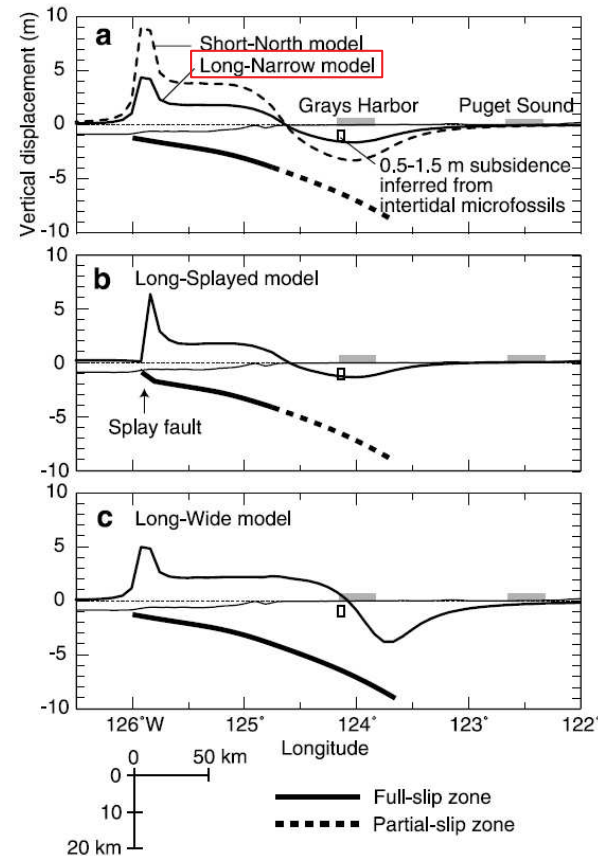
1.2.2 1700年カスケード地震に関する文献調査(1/2)

①日本沿岸における津波高さを再現する地震規模

- Satake et al.(2003)は、1700年カスケード地震について、北米カスケードの沈み込み帯のプレート形状を考慮した複数の断層モデル(Mw8.7-9.2)を用いて、古文書から推定される日本沿岸の津波高さと計算値の比較等を実施し、最も適切なモデルはMw9.0(Long-Narrow model)であるとしている。



評価に用いた断層モデル
(Satake et al.(2003)に一部加筆)



地殻変動量
(Satake et al.(2003)に一部加筆)

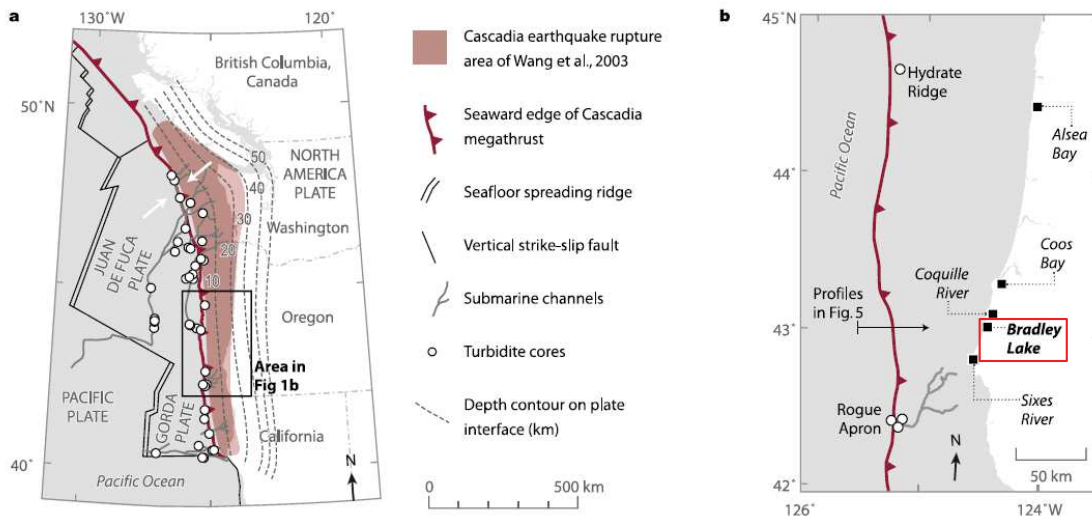
- なお、柳澤ほか(2012)は、上記モデル(Long-Narrow model)を用いて、日本近海を非線形長波理論により数値計算を実施し、古文書から推定される痕跡高のうち水位が高い方の評価値を再現するためには、断層モデルによる地殻変動量を2倍程度に修正する必要があることを示している。ただし、現地の地質学的な知見(=古代の微化石の位置)と一致なくなり、議論の余地があるとしている。

I. 第1章 1.2 遠地津波に関する文献調査

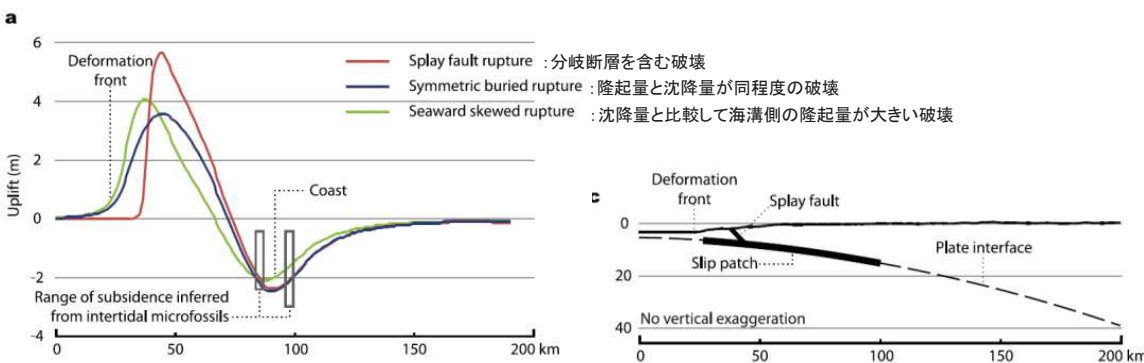
1.2.2 1700年カスケード地震に関する文献調査(2/2)

②オレゴン州の湖における津波堆積物等を再現する地震規模

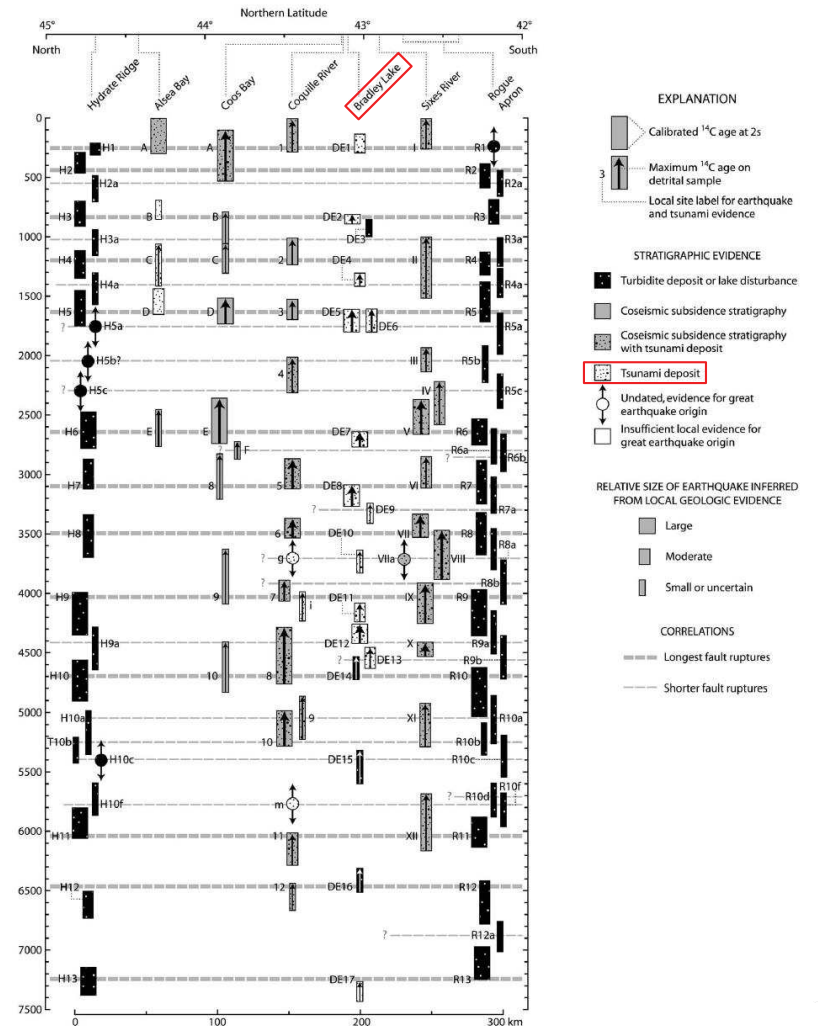
- Witter et al.(2012)は、オレゴン州の湖(Bradley Lake)で認められる1700年カスケード地震に伴う津波を含む津波堆積物を対象に、3つの破壊パターンを想定して、地殻変動や浸水域を再現するために必要なすべり量の最小値を推定している。
- 1700年の地震に伴う津波堆積物を再現するためには、Mw8.9~9.0に相当するすべりが必要としている。また、1700年の地震以外に伴う津波堆積物を再現するための地震規模としては、Mw8.4~9.1に相当するすべりが必要としている。



検討対象位置: Bradley Lake (Witter et al.(2012)に一部加筆)



仮定した破壊パターン (Witter et al.(2012)に一部加筆)



津波堆積物の概要 (Witter et al.(2012)に一部加筆)

I. 地震に起因する津波の評価 1. 文献調査
1.3 津波堆積物に関する文献調査(1/3)

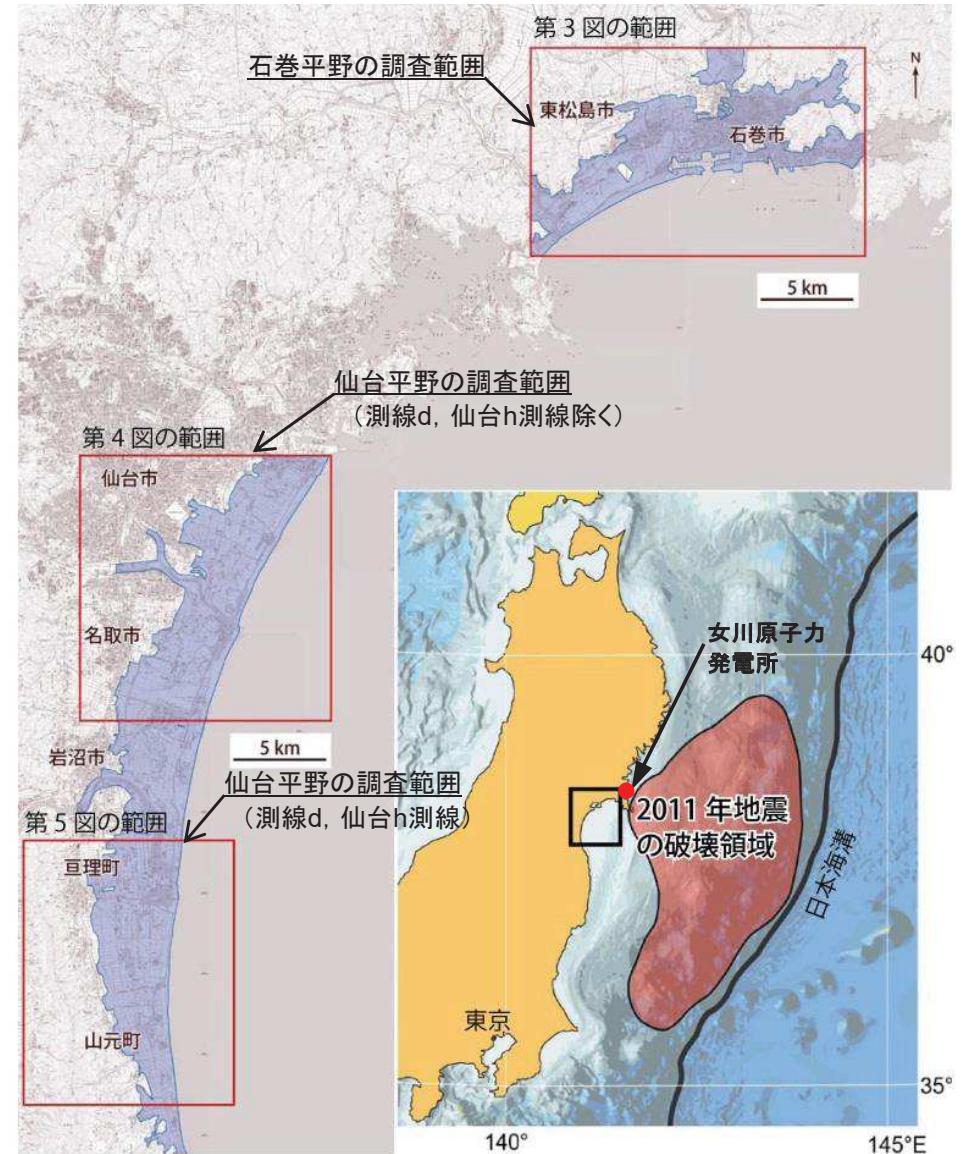
- 津波堆積物調査及び数値シミュレーションを踏まえた仙台平野及び石巻平野における浸水域の比較から、869年の津波と3.11地震に伴う津波の規模を比較した。

津波堆積物の到達限界

位置	869年の津波※1		3.11地震に伴う津波※2	
	測線	当時の海岸線からの距離 (km)	測線	海岸線からの距離 (km)
石巻平野	WA	1.5	-	-
	A1	3.3	-	-
	Y	2.9	石巻e	1.87
仙台平野	a	2.8	仙台a	3.40
	-	-	仙台b	3.02
	b	2.1	仙台c	3.11
	-	-	仙台d	3.40
	-	-	仙台e	2.71
	c	4.0	仙台g	3.14
	d	2.9	仙台h	2.89

※1: 澤井ほか(2007), 澤井ほか(2008), 宍倉ほか(2007), 行谷ほか(2010)

※2: 宍倉ほか(2012)



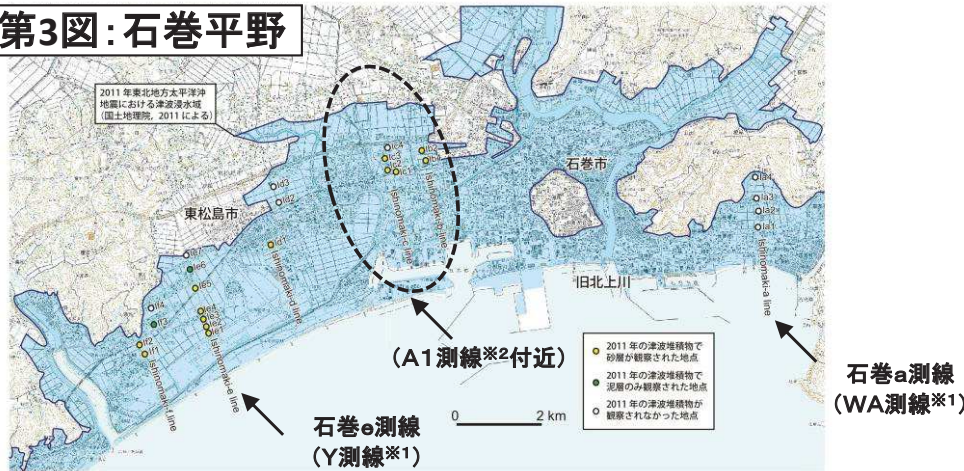
調査範囲
(宍倉ほか(2012)に加筆)

I. 地震に起因する津波の評価 1. 文献調査

1.3 津波堆積物に関する文献調査(2/3)

- 仙台平野及び石巻平野における869年の津波と3.11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))。

第3図: 石巻平野



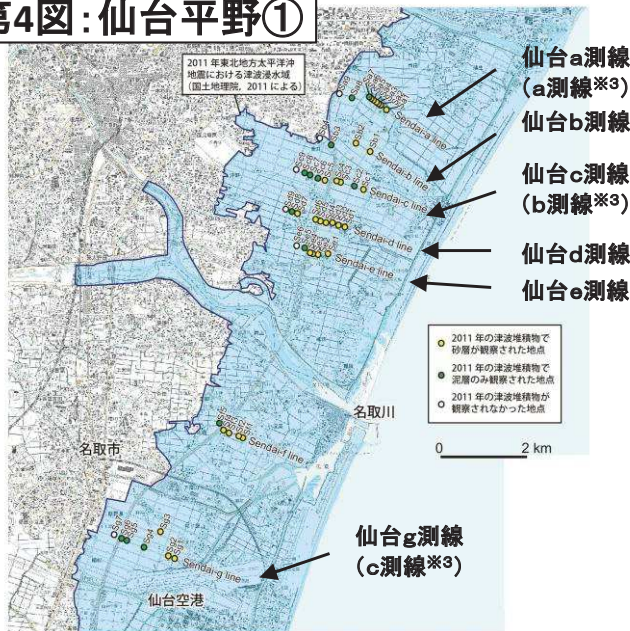
第3図 石巻平野における調査地点と津波浸水域。津波浸水域は国土地理院(2011)による。基図は国土地理院発行1/50,000地形図「石巻」使用。
Fig. 3. Survey sites and inundation area in the Ishinomaki Plain. Tsunami inundation area is after GSI (2011). Base maps are 1/50,000 topographic map of Ishinomaki.

第5図: 仙台平野②



第5図 仙台平野南部における調査地点と津波浸水域。津波浸水域は国土地理院(2011)による。基図は国土地理院発行1/50,000地形図「角田」使用。
Fig. 5. Survey sites and inundation area in the southern part of the Sendai Plain. Tsunami inundation area is after GSI (2011). Base maps are 1/50,000 topographic map of Kakuda.

第4図: 仙台平野①



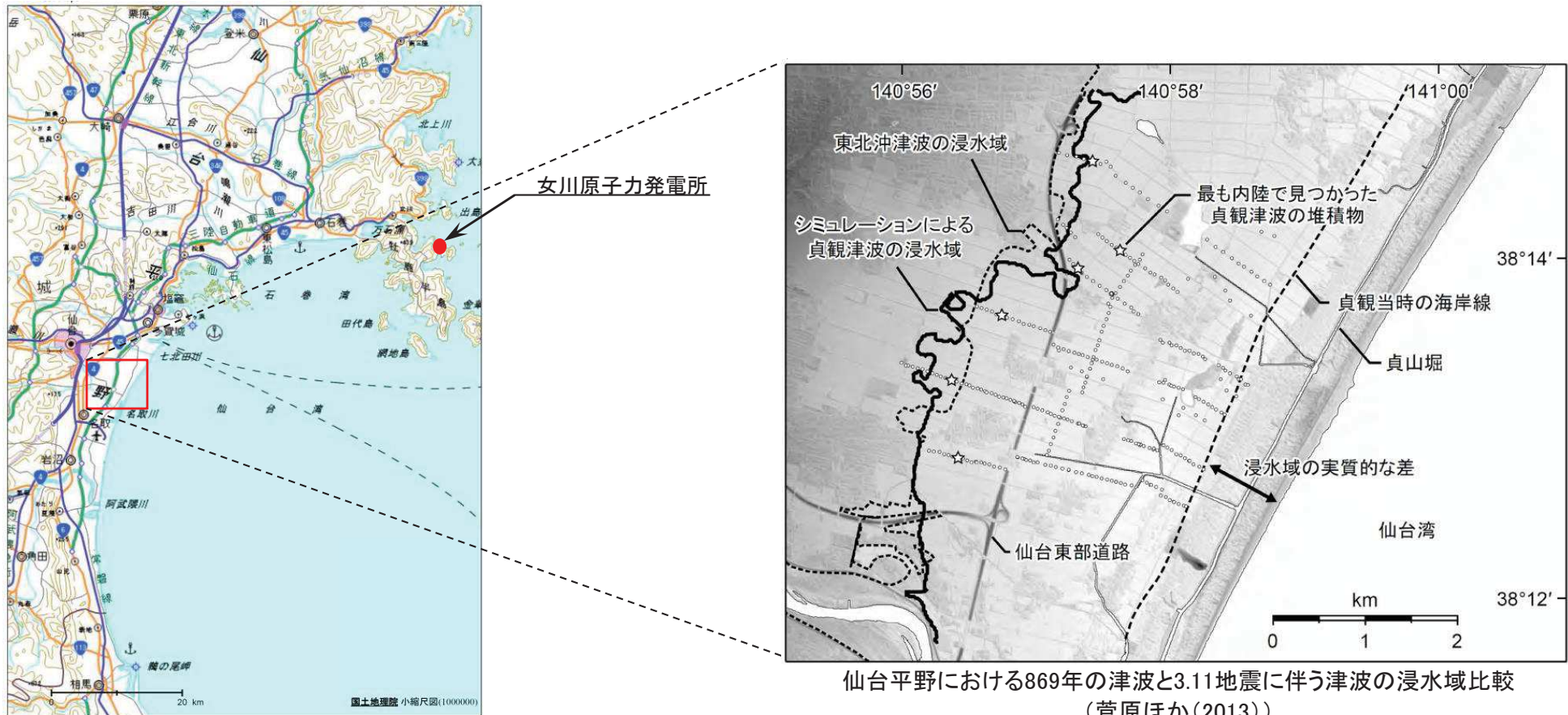
第4図 仙台平野中北部における調査地点と津波浸水域。津波浸水域は国土地理院(2011)による。基図は国土地理院発行1/50,000地形図「仙台」「岩沼」使用。
Fig. 4. Survey sites and inundation area in the northern-middle part of the Sendai Plain. Tsunami inundation area is after GSI (2011). Base maps are 1/50,000 topographic map of Sendai and Iwanuma.

- ※1: 石巻aと石巻e測線は、宍倉ほか(2007)によるWA測線およびY測線とほぼ一致。
- ※2: 行谷ほか(2010)によるA1測線付近を加筆。
- ※3: 仙台a, 仙台c, 仙台g, 仙台hの各測線は、澤井ほか(2007, 2008)で報告されているa~d測線と同じ。

I. 地震に起因する津波の評価 1. 文献調査

1.3 津波堆積物に関する文献調査(3/3)

- 菅原ほか(2011, 2013)は、仙台平野における869年の津波の津波堆積物と浸食痕の分布状況の調査結果から、津波堆積物の到達距離と浸水距離の乖離を考慮した数値シミュレーションにより浸水域を推定し、3.11地震に伴う津波の浸水域と比較して両者が殆ど重なることを示した。また、869年の津波の当時の海岸線は現在より約1km内陸に位置していたことを示した。
- 以上より、仙台平野及び石巻平野において、3.11地震に伴う津波は869年の津波とほぼ同等、もしくは上回っていたと考えられる。



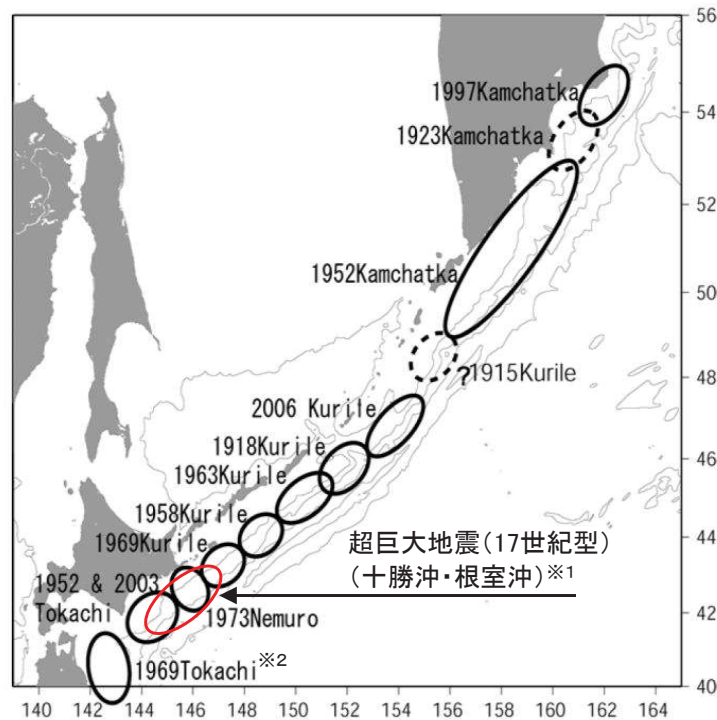
I . 地震に起因する津波の評価

1. 文献調査
2. 千島海溝沿いで発生する津波の影響
 2. 1 検討用波源域の設定
 2. 2 検討用波源モデルの設定
 2. 3 数値計算結果
3. 遠地津波の数値シミュレーション
4. 東北地方太平洋沖型の地震
5. 津波地震
6. 海洋プレート内地震

I. 地震に起因する津波の評価 2. 千島海溝沿いで発生する津波の影響

2. 1 検討用波源域の設定

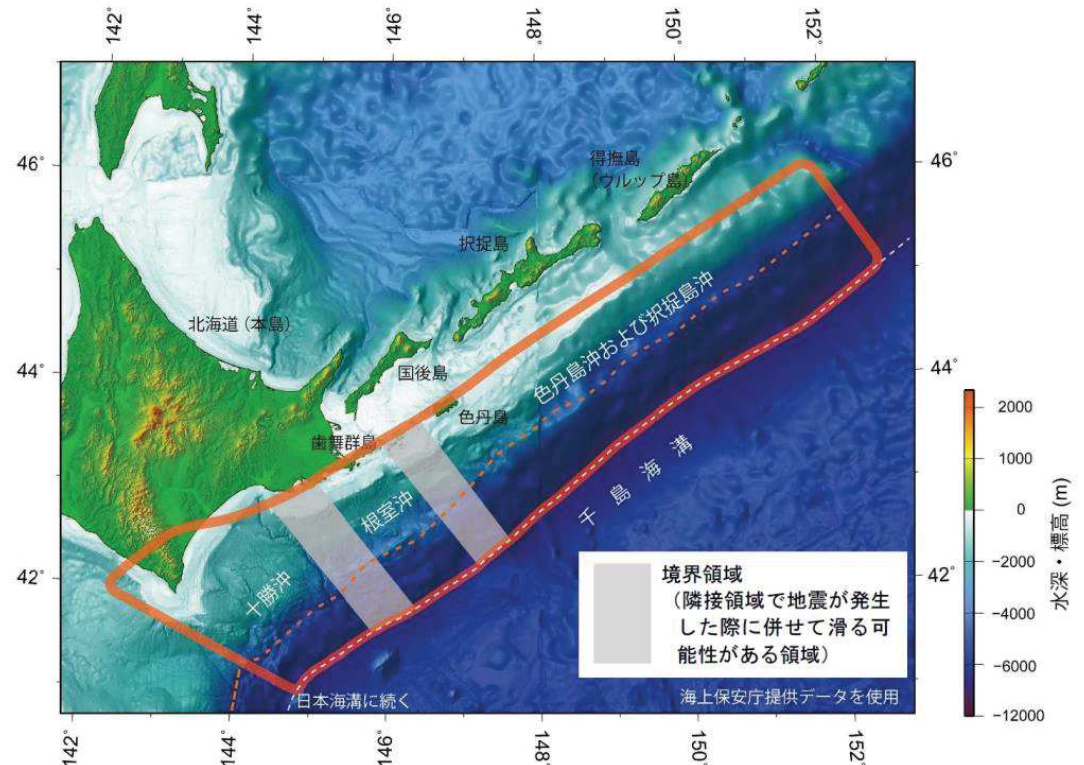
- 千島海溝沿いでは、ほぼ空白域無く既往地震が発生し、各セグメントにアスペリティが分布している。
- 地震調査研究推進本部(2017)では、津波堆積物調査等から、北海道東部に巨大な津波をもたらすような地震を「超巨大地震(17世紀型)」と評価し、地震規模については、現時点で解明されている知見の中で最大の地震は17世紀の地震(Mw8.8)であるが、北方領土における津波堆積物の分布が不明瞭であり、規模がより大きくなる可能性があることを踏まえ、Mw8.8程度以上と評価している。
- 以上を踏まえ、保守的な評価の観点から、十勝沖から択捉島沖を波源とする津波が発電所に与える影響を検討した。



千島海溝沿いで発生した既往地震の震源域
(文部科学省(2007)に一部加筆)

※1: 地震調査研究推進本部(2017)で示されている17世紀の地震の震源域を基に記載。

※2: 1968年Tokachi(=1968年十勝沖地震)の誤記と考えられる。

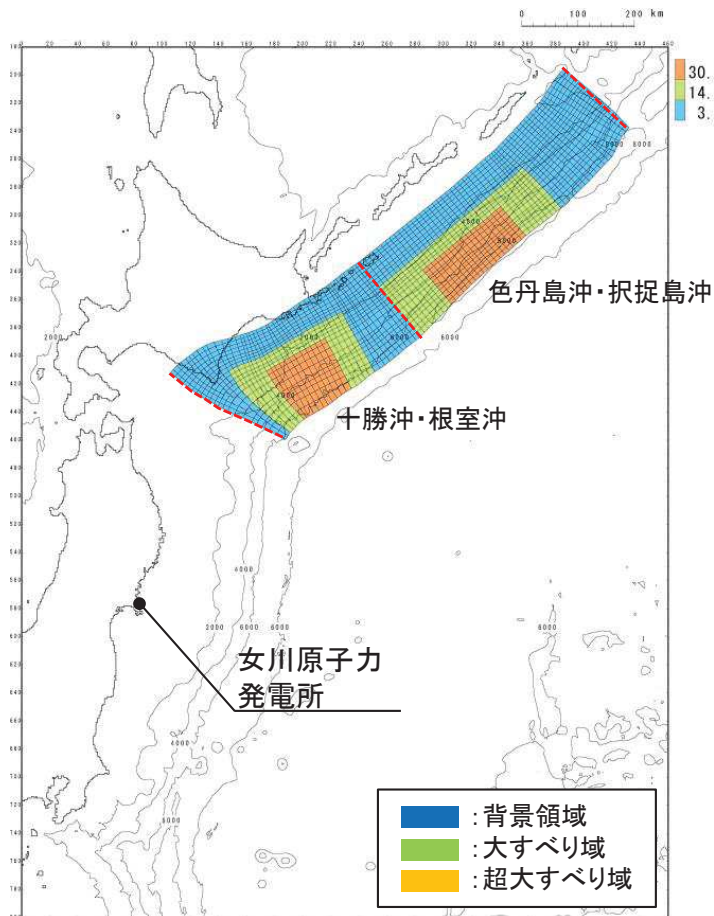


千島海溝沿い(十勝沖～択捉島沖)の地震発生領域
(地震調査研究推進本部(2017))

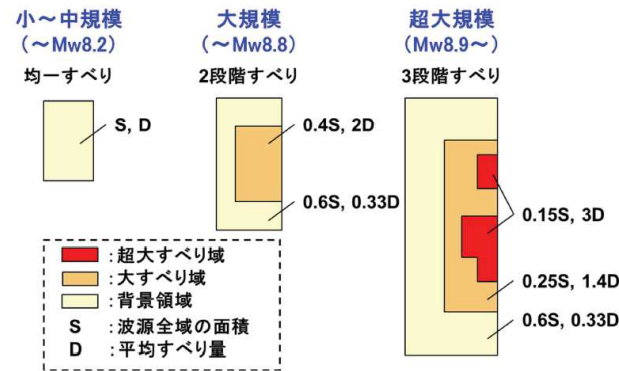
I. 地震に起因する津波の評価 2. 千島海溝沿いで発生する津波の影響

2.2 検討用波源モデルの設定

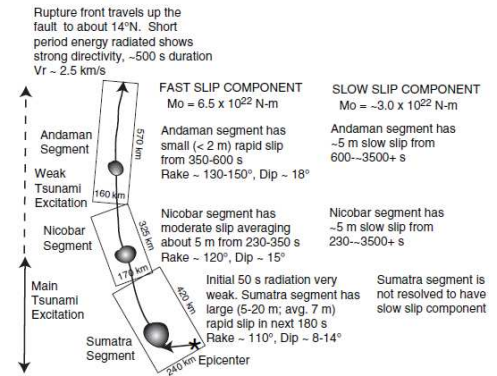
- 大すべり域・超大すべり域の面積, すべり量は, 広域の津波特性を考慮するため, 杉野ほか(2014)の知見を踏まえて設定した。
- 大すべり域・超大すべり域の位置は, 複数セグメントの連動破壊が見られた2004年スマトラ～アンダマン地震のすべり分布ならびに地震調査研究推進本部(2017)による境界領域を考慮して, 十勝沖・根室沖と色丹島沖・択捉島沖のセグメント毎に以下のとおり設定した。
 - 十勝沖・根室沖: アスペリティ分布, 17世紀の地震のすべり量分布及びすべり欠損分布を参考に設定。
 - 色丹島沖・択捉島沖: 発電所に与える影響が大きくなるように, 根室沖側に移動させて設定。



検討用波源モデル
(十勝沖から択捉島沖の連動型地震)



大すべり域・超大すべり域の設定方法
(杉野ほか(2014))



2004年スマトラ～アンダマン地震の破壊過程
(Lay et al.(2005))

断層パラメータ

モーメントマグニチュード (Mw)	9.21	
断層面積 (S)	157,100 (km ²)	
平均応力低下量 (Δσ)	3.19 (MPa)	
地震モーメント (Mo)	8.15 × 10 ²² (Nm)	
平均すべり量 (D)	10.38 (m)	
すべり量	背景的領域 (0.33D) (面積及び面積比率)	3.33 (m) (92,651 (km ²), 59.0%)
	大すべり域 (1.4D) (面積及び面積比率)※	14.12 (m) (38,911 (km ²), 24.8%)
	超大すべり域 (3D) (面積及び面積比率)	30.26 (m) (25,538 (km ²), 16.2%)

※: 超大すべり域を含まない面積及び面積比率

I. 地震に起因する津波の評価 2. 千島海溝沿いで発生する津波の影響

2.3 数値計算結果:津波水位

- 保守的な評価の観点から設定した十勝沖から択捉島沖を波源とする津波の数値シミュレーションを実施した結果、最大水位上昇量・下降量は3m程度であり、日本海溝沿いの津波と比較して発電所に与える影響は小さいことを確認した。

■水位上昇側

	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
十勝沖から択捉島沖の 連動型地震	2.50	2.29	2.30	2.28	2.02	2.00

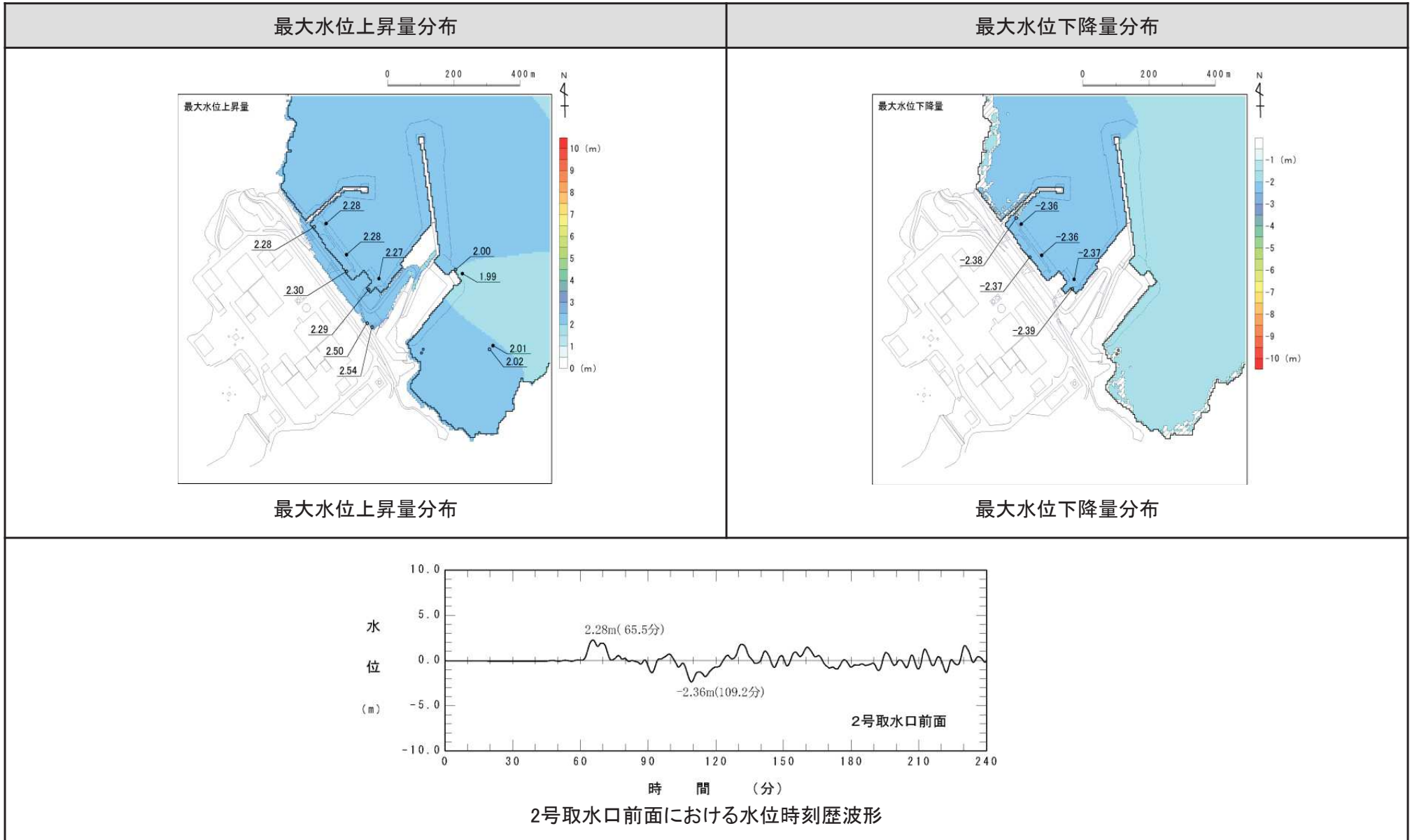
■水位下降側

	最大水位下降量(m)
	2号取水口前面
十勝沖から択捉島沖の 連動型地震	-2.37

I. 地震に起因する津波の評価 2. 千島海溝沿いで発生する津波の影響

2.3 数値計算結果:水位分布・水位時刻歴波形

【水位分布及び水位時刻歴波形】



I . 地震に起因する津波の評価

1. 文献調査
2. 千島海溝沿いで発生する津波の影響
3. 遠地津波の数値シミュレーション
 3. 1 断層モデルの設定
 3. 2 計算条件
 3. 3 再現性確認
 3. 4 数値計算結果
4. 東北地方太平洋沖型の地震
5. 津波地震
6. 海洋プレート内地震

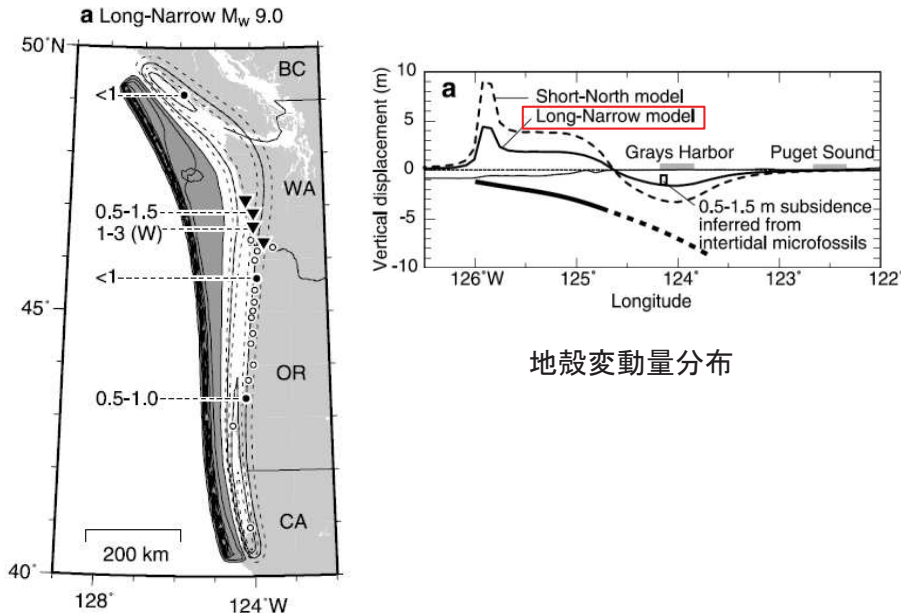
I. 地震に起因する津波の評価 3. 遠地津波の数値シミュレーション

3.1 断層モデルの設定

- 文献調査結果, 地震規模, 敷地と波源の位置関係を踏まえ, 1700年カスケード地震及び1960年チリ地震を対象とした。
- 断層モデルは, プレート形状等が考慮されている以下の再現モデルを基本として, 日本沿岸における痕跡高の再現性を確認した。

■ 1700年カスケード地震 再現モデル

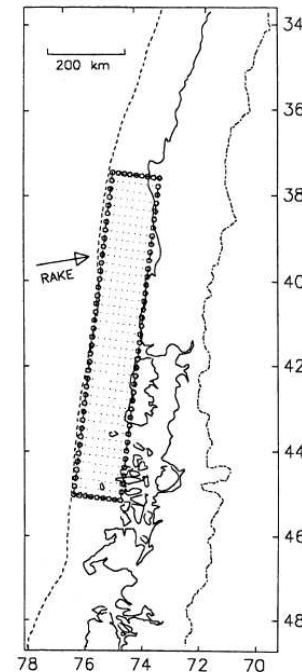
- プレート形状を考慮した断層モデルで, 古文書から推定される日本沿岸の津波高さの再現性が確認されたモデル



断層モデル (Long-Narrowモデル (Mw9.0))
(Satake et al.(2003)に一部加筆)

■ 1960年チリ地震 再現モデル

- プレートの相対運動の方向や沈み込み角度等を考慮した断層モデルで, 津波による海水準変動, 地殻変動量 (鉛直・水平) の再現性が確認されたモデル



断層モデル
(Barrientos and Ward(1990))

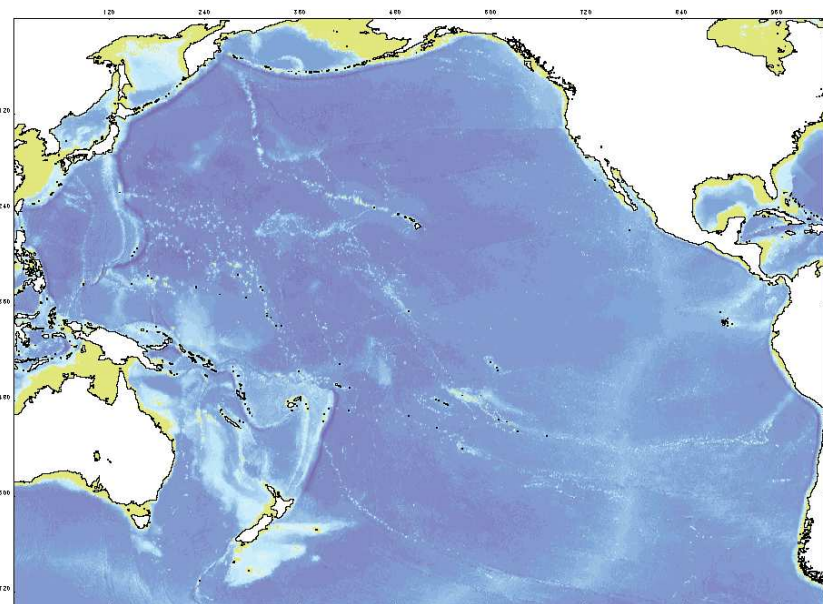
パラメータ	設定値
Mw	9.25
長さL(km)	850
幅W(km)	130
走向 θ (°)	N7° E
上縁深さd(km)	4
傾斜角 δ (°)	20
すべり角 λ (°)	105
Mo (N·m)	9.4×10^{22}

3.2 計算条件

- 下記の計算条件に基づき津波解析を実施した。

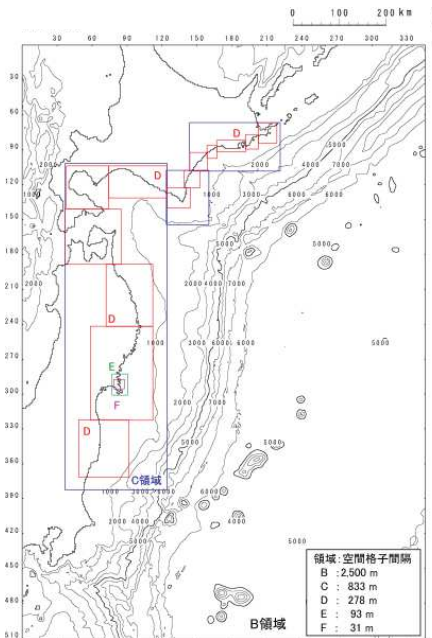
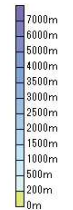
主な計算条件

太平洋伝播解析	
空間格子間隔	緯度, 経度方向共に2分 (赤道付近で約3.7km)
時間格子間隔	4秒
基礎方程式	コリオリ力の影響を考慮した線形長波式(地球座標系)(柳澤ほか(2012)より)
境界条件	・沖側境界条件: 自由透過 ・陸側境界条件: 完全反射
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。
計算時間	地震発生後32時間
海底摩擦	考慮しない
日本近海域解析	
日本近海域解析における沖側境界位置で太平洋伝播解析による計算波形を抽出し, 後藤・佐藤(1993)と同様の特性曲線法により, 入射波と反射波の分離を行う。この分離した入射波成分を近地津波解析の沖側境界に入力した。その他の計算条件は日本近海域解析と同様である。	



計算領域(太平洋伝播解析)※
※:10分メッシュで作成

水深

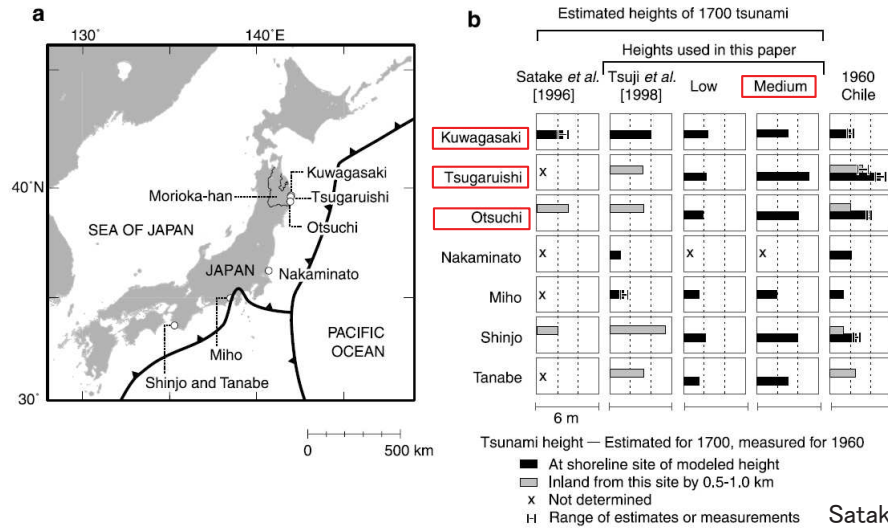


計算領域(日本近海域解析)

3.3 再現性確認: 1700年カスケード地震

■再現性の確認に用いた津波高

- Satake et al.(2003)に示されている津波高のうち岩手県宮古市(鍬ヶ崎, 津軽石), 岩手県大槌町の津波高を用いた。



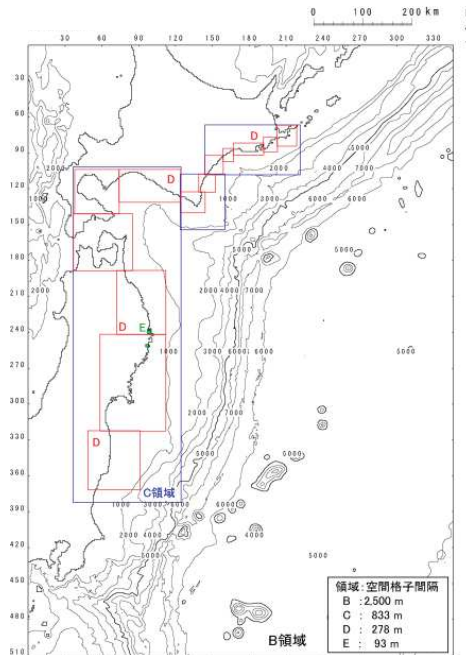
地名	津波高
岩手県宮古市(鍬ヶ崎)	3m
岩手県宮古市(津軽石)	5m
岩手県大槌町	4m

Satake et al.(2003)に一部加筆

■再現計算に用いた計算領域と再現性の確認結果

【計算領域(日本近海域解析)】

- 津波高の記録のある領域については, 陸上への遡上を考慮した93mメッシュとした。



計算領域(日本近海域解析)

【再現性の確認結果】

- Satake et al.(2003)の断層モデル(Mw9.0)による計算値は津波高と比較して小さいことから(K=1.79, $\kappa=1.04$), 柳澤ほか(2012)を参考に地殻変動量を2倍(Mw9.2相当)にして計算を実施すると, 津波高を良好に再現することを確認した(K=1.03, $\kappa=1.04$)。

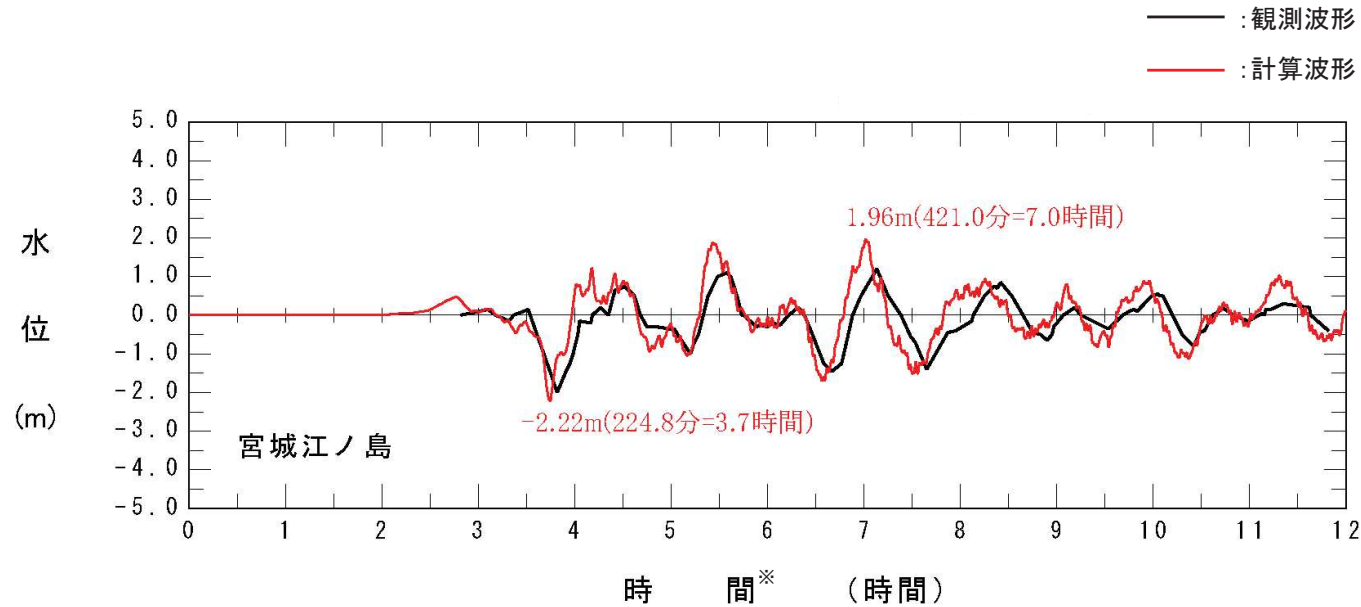
地名	津波高	計算値	
		Satake et al. (2003)	Satake et al. (2003)の地盤変位量を2倍
岩手県宮古市(鍬ヶ崎)	3m	1.63m	3.06m
岩手県宮古市(津軽石)	5m	2.73m	4.81m
岩手県大槌町	4m	2.35m	3.71m
		K=1.79 $\kappa=1.04$	K=1.03 $\kappa=1.04$

I. 地震に起因する津波の評価 3. 遠地津波の数値シミュレーション

3.3 再現性確認:1960年チリ地震(2/2)

■ 検潮記録の再現性確認結果

- ・ 観測された検潮記録のうち、沖側に位置し、陸地等による影響が少ないと考えられる宮城江ノ島地点における検潮記録と計算波形の比較した。
- ・ 比較の結果、水位・周期ともに良好に再現していることを確認した。



※:太平洋伝播解析開始時間から20時間後を0として表示している。

I. 地震に起因する津波の評価 3. 遠地津波の数値シミュレーション

3. 4 数値計算結果:最大水位上昇量・下降量

- 再現性を確認した断層モデルを用いて数値シミュレーションを実施した結果、基準津波と比較して最大水位上昇量・下降量ともに十分小さいことを確認した。

地震種別	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
1700年カスケード 地震	Satake et al.(2003)	2.53	2.29	2.34	2.31	2.09	2.03
	【参考】 Satake et al.(2003) の地盤変位量を2倍	4.84	4.11	3.95	3.85	3.46	3.32
1960年チリ地震	Barrientos and Ward(1990)	4.24	4.11	4.16	4.14	3.73	3.67
基準津波	東北地方太平洋沖 型の地震	21.58	18.85	19.50	19.60	16.46	17.16

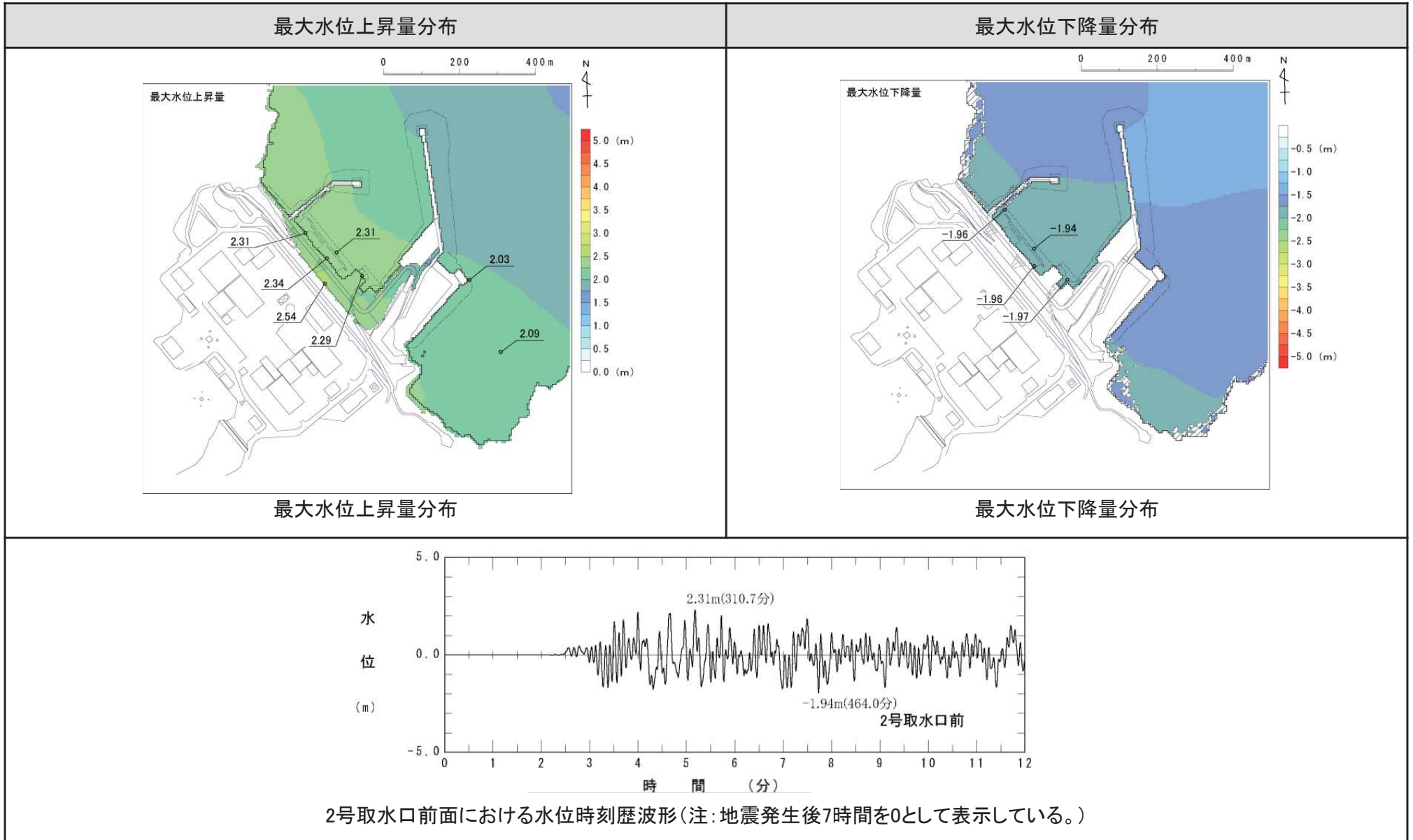
地震種別	断層モデル	最大水位下降量(m)
		2号取水口前面
1700年カスケード 地震	Satake et al.(2003)	-1.96
	【参考】 Satake et al.(2003) の地盤変位量を2倍	-3.36
1960年チリ地震	Barrientos and Ward(1990)	-3.41
基準津波	東北地方太平洋沖 型の地震	-10.38

最大水位下降量(m)	
(参考) 1号取水口前面	(参考) 3号取水口前面
-1.97	-1.96
-3.39	-3.35
-3.42	-3.41
-10.35	-10.23

I. 地震に起因する津波の評価 3. 遠地津波の数値シミュレーション

3. 4 数値計算結果:水位分布及び水位時刻歴波形(1700年カスケード地震, Satake et al.(2003))

【水位分布及び水位時刻歴波形】

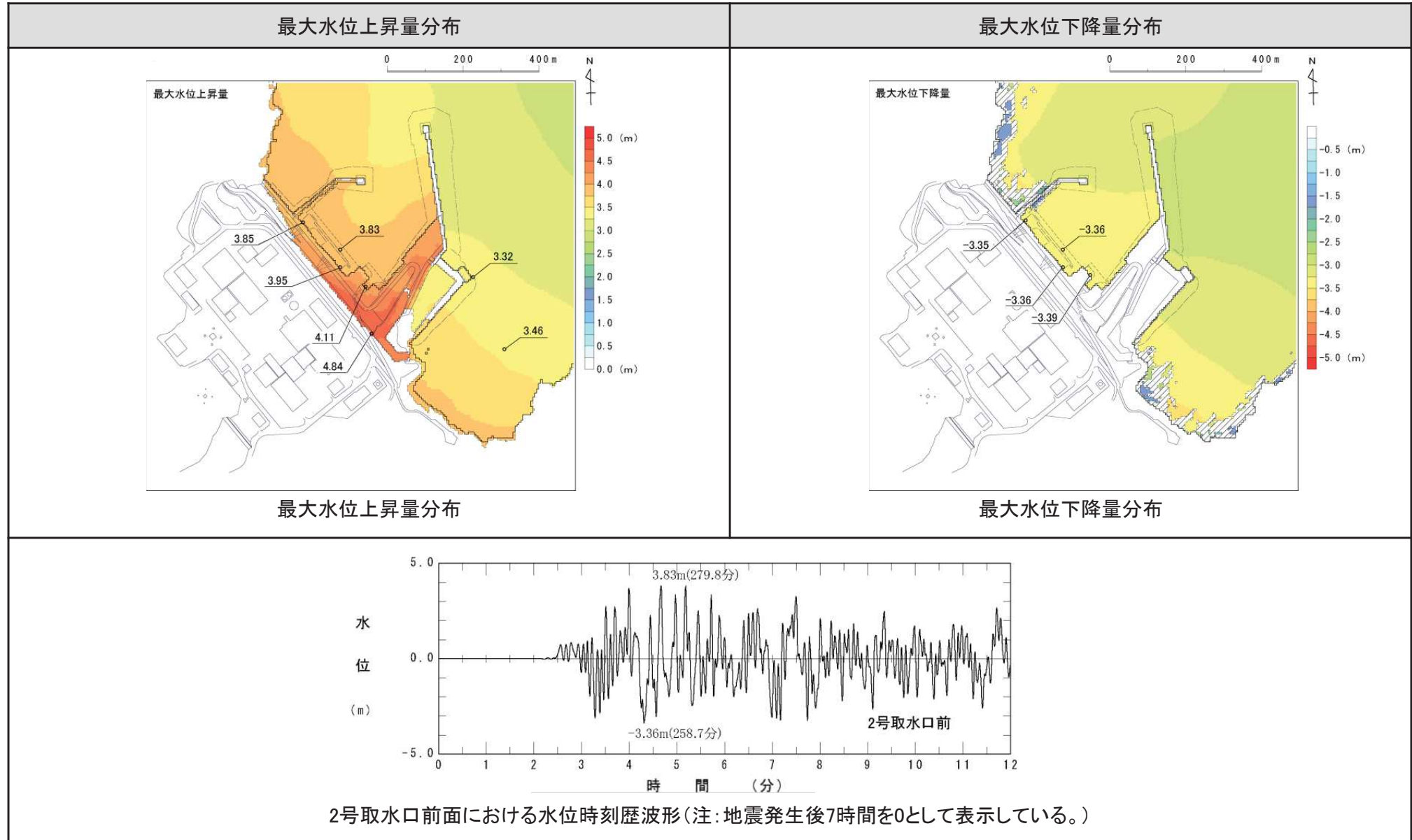


2号取水口前面における水位時刻歴波形(注:地震発生後7時間を0として表示している。)

3. 4 数値計算結果:水位分布及び水位時刻歴波形

(参考:1700年カスケード地震, *Satake et al.(2003)* の地盤変位量を2倍)

【水位分布及び水位時刻歴波形】

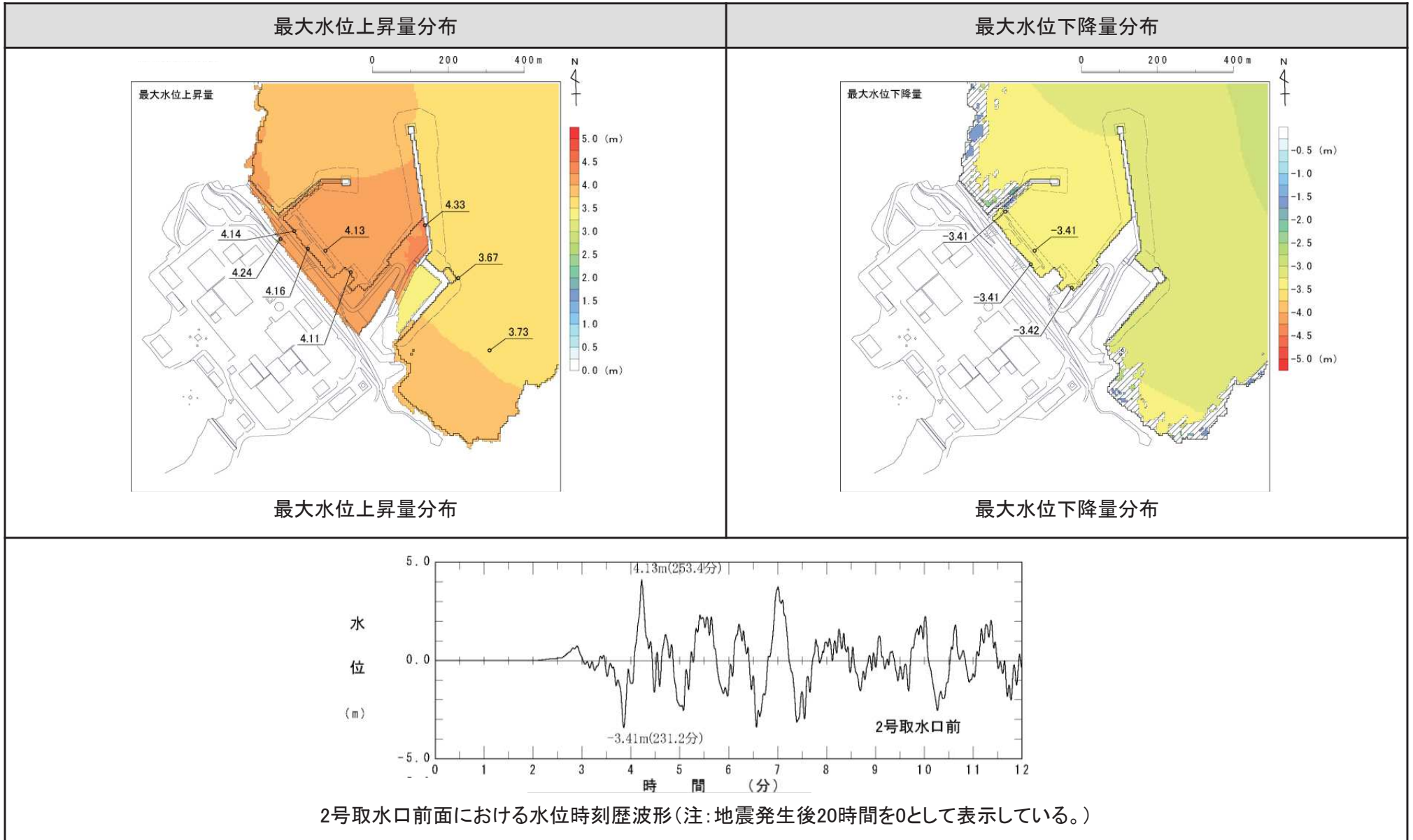


2号取水口前面における水位時刻歴波形(注:地震発生後7時間を0として表示している。)

I. 地震に起因する津波の評価 3. 遠地津波の数値シミュレーション

3.4 数値計算結果:水位分布及び水位時刻歴波形(1960年チリ地震)

【水位分布及び水位時刻歴波形】



2号取水口前面における水位時刻歴波形(注:地震発生後20時間を0として表示している。)

I . 地震に起因する津波の評価

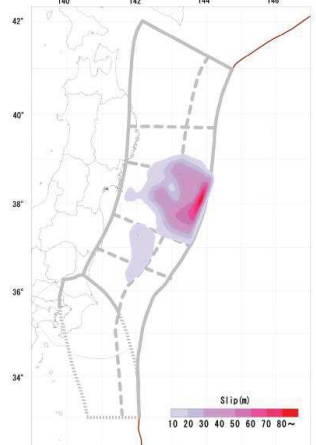
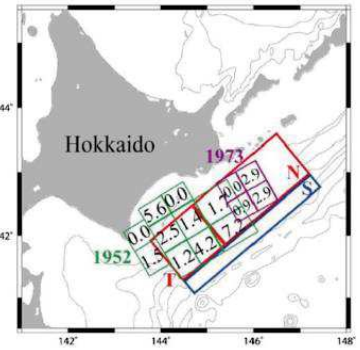
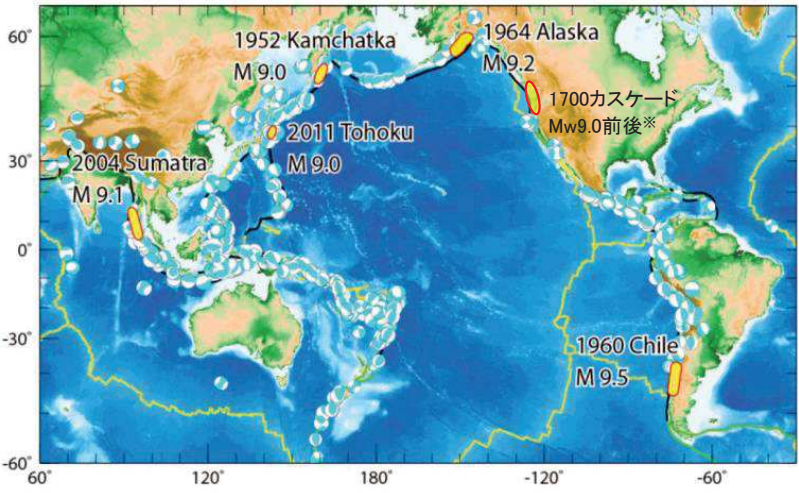
1. 文献調査
2. 千島海溝沿いで発生する津波の影響
3. 遠地津波の数値シミュレーション
4. 東北地方太平洋沖型の地震
 4. 1 固着域に関する分析
 4. 2 破壊伝播の検討
 4. 3 基準断層モデルの設定
 4. 4 波源特性の不確かさの考慮方法
 4. 5 津波予測計算
 4. 6 基礎検討用モデル・影響検討用モデルを用いた検討
 4. 7 各津波発生要因に関する評価とその知見の反映
5. 津波地震
6. 海洋プレート内地震

I. 第4章 4.1 固着域に関する分析

4.1.1 M9クラスの巨大地震を発生させる固着域に関する分析(1/2)

■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"> 過去にM9クラスの巨大地震が発生(=東北地方太平洋沖型の地震)。 岩手県沖南部~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。 	<ul style="list-style-type: none"> 過去にM8.8クラスの巨大地震が発生(=超巨大地震(17世紀型))。 根室沖~十勝沖の領域を震源として, 約340~380年間隔で繰り返し発生している。 	<ul style="list-style-type: none"> 過去にM9クラスの巨大地震が発生(=1960年)。 約300年間隔で繰り返し発生している。 	<ul style="list-style-type: none"> 過去にM9クラスの巨大地震が発生(=1952年)。 約100~400年間隔で繰り返し発生している。 	<ul style="list-style-type: none"> 過去にM9クラスの巨大地震が発生(=2004年)。 約400~500年間隔で繰り返し発生している。 	<ul style="list-style-type: none"> 過去にM9クラスの巨大地震が発生(=1700年)。 約500年間隔で繰り返し発生している。 	<ul style="list-style-type: none"> 過去にM9クラスの巨大地震が発生(=1964年)。 600年~1000年間隔で繰り返し発生している。
震源域	 <p>(地震調査研究推進本部(2019))</p>	 <p>(地震調査研究推進本部(2017))</p>	 <p>(佐竹(2013)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。</p>				

I. 第4章 4.1 固着域に関する分析

4.1.1 M9クラスの巨大地震を発生させる固着域に関する分析(2/2)

■ 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、十勝沖・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, 2019), 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。

沈み込み帯	日本海溝	千島海溝	世界
すべり欠損分布	<p>2000年4月～2001年3月のすべり欠損分布と1923年以降に発生したM6.8以上の地震の震央位置 (Ozawa et al.(2011))</p>	<p>1999年9月～2003年8月 2007年3月～2011年2月 (国土地理院(2012))</p>	<p>■ :すべり欠損速度が2cm/年以上と推定されている領域 ★ :1900年以降のM8.8以上の超巨大地震の震央 ? :カップリングしていると疑われるが、文献が調査できなかった位置 — :プレート境界位置</p> <p>環太平洋とその周辺における測地データから推定されたプレート間カップリング分布(西村(2013))</p>
特定の固着域	宮城県沖	十勝沖・根室沖	



以上から、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、千島海溝沿いでは十勝沖・根室沖に存在する。

I. 第4章 4.1 固着域に関する分析

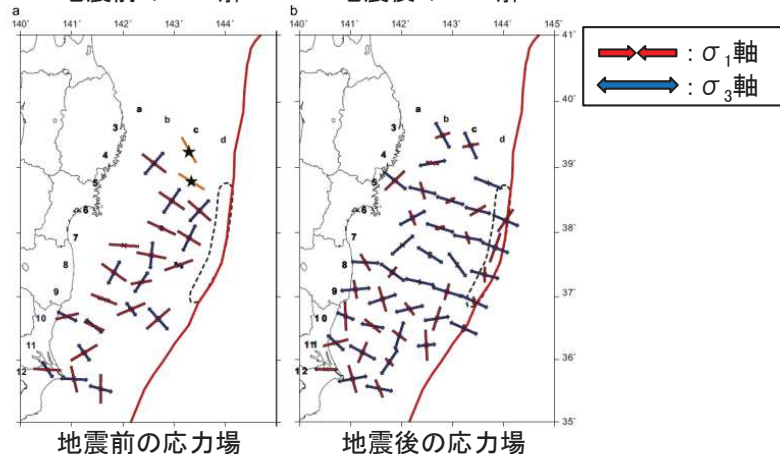
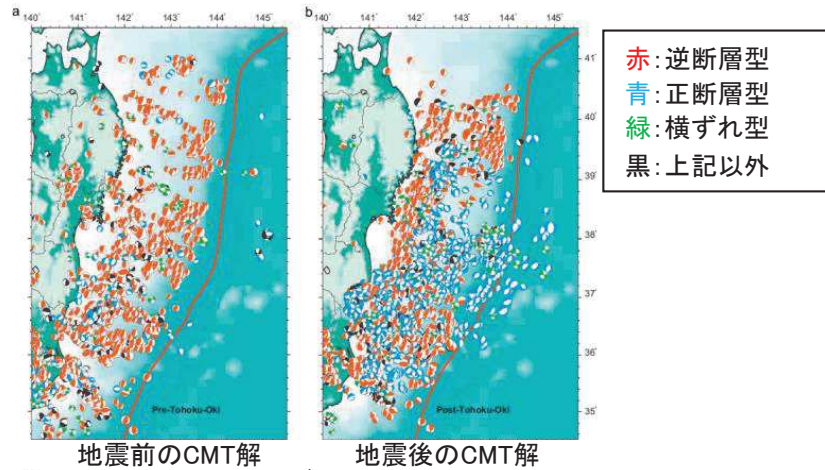
4.1.2 宮城県沖の固着域で蓄積する歪みの量に関する分析(1/3)

- 太平洋プレート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, 2019))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、3.11地震で得られた知見等を踏まえて、以下の分析を実施した。

① 3.11地震後の応力状態

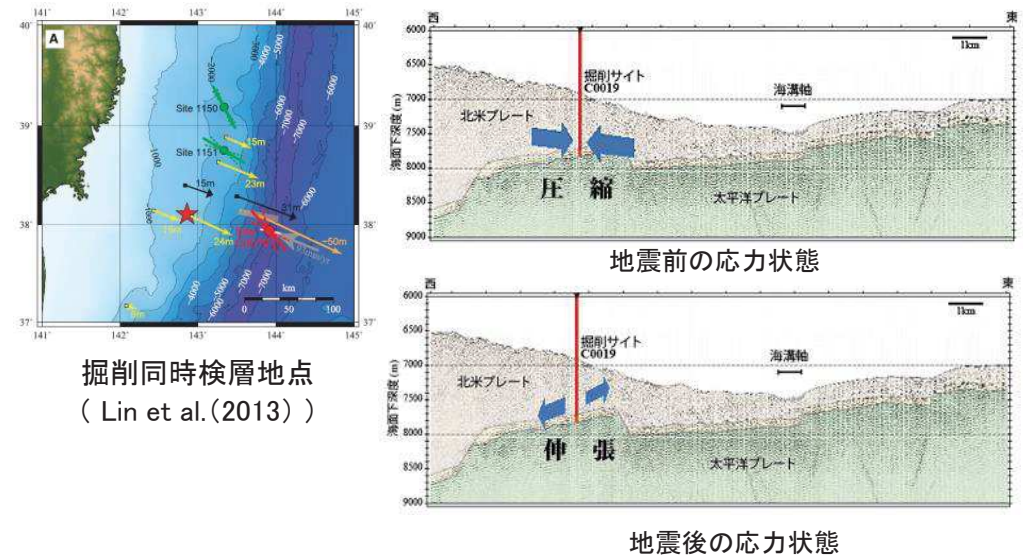
- 地震学的・地球物理学的見地から、3.11地震の発生により、それを引き起こした歪みはほぼ解放されたと考えられることから(Hasegawa et al. (2012), JAMSTEC(2013)他)、東北地方太平洋沖型の地震は、その繰り返し間隔から、地震発生の都度歪みを解放する(すべり量に上限をもった)地震と捉えることが可能と考えられる。

■ 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



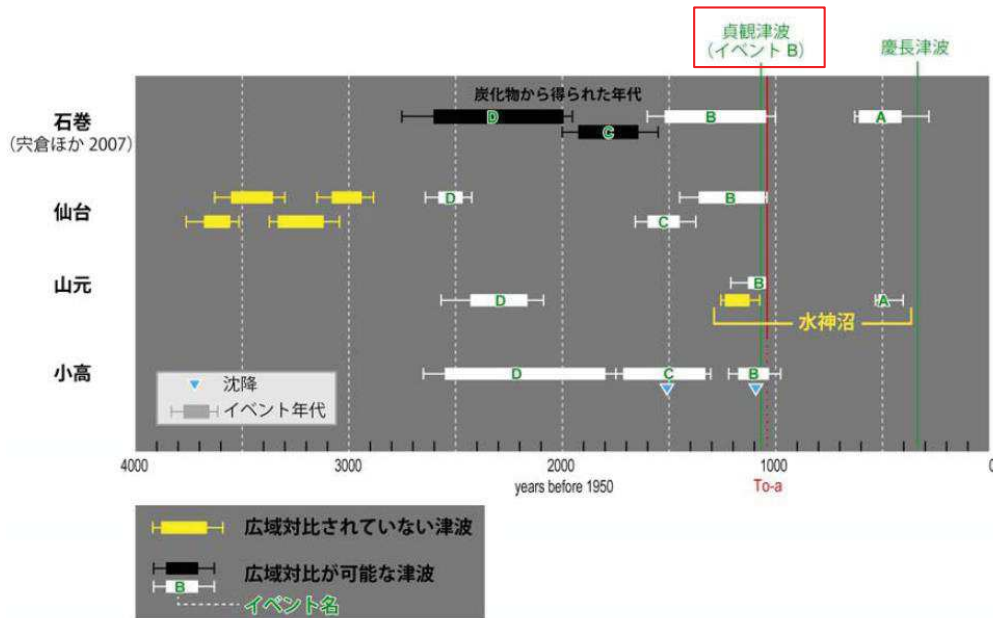
3.11地震震源域の応力状態の変化 (JAMSTEC(2013))

I. 第4章 4.1 固着域に関する分析

4.1.2 宮城県沖の固着域で蓄積する歪みの量に関する分析(2/3)

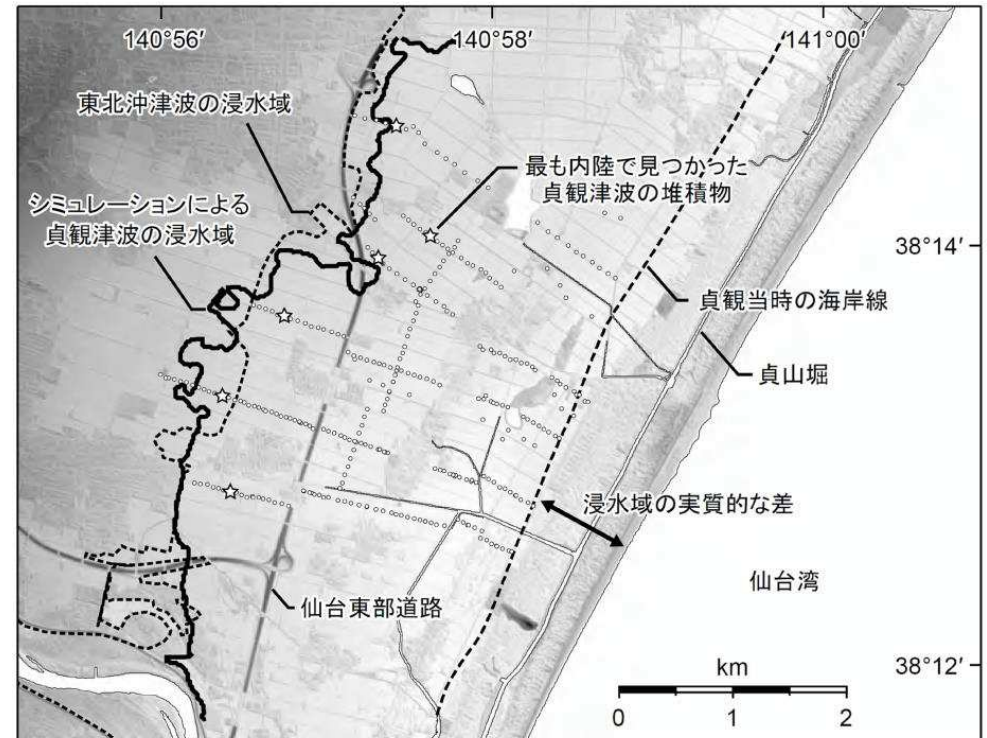
② 過去の巨大地震の規模の比較

- 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3.11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3.11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3.11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)



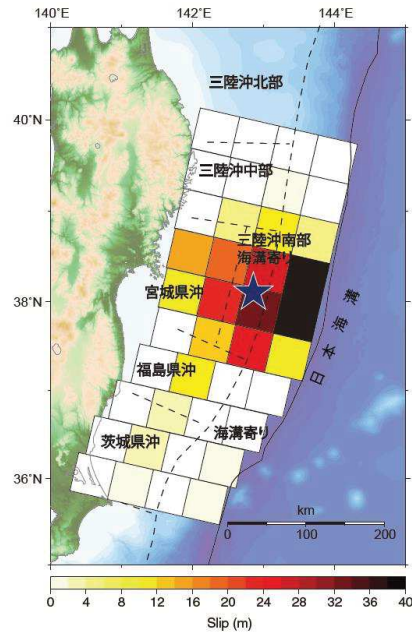
仙台平野における869年の津波と3.11地震に伴う津波の浸水域の比較
(菅原ほか(2013))

I. 第4章 4.1 固着域に関する分析

4.1.2 宮城県沖の固着域で蓄積する歪みの量に関する分析(3/3)

③ スーパーサイクル

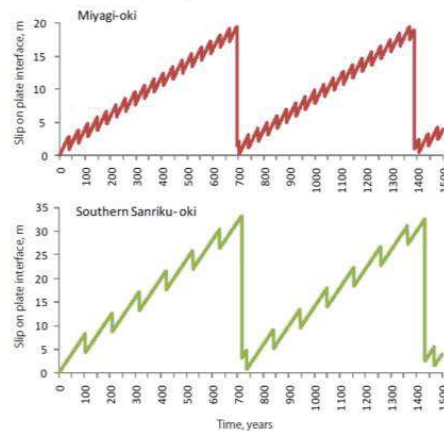
- 佐竹(2011a, b)は, 3.11地震のすべり量分布と, 地震調査研究推進本部(2002)が想定していた固有地震(宮城県沖, 三陸沖南部海溝寄り)の平均発生間隔及びすべり量から, 固有地震のすべり残しがプレート間の固着として蓄積され, より長い間隔で超巨大地震として解放されると考えると, 宮城県沖や三陸沖では従来の地震サイクルの上に, より長い周期のサイクル(スーパーサイクル)があるとしている。



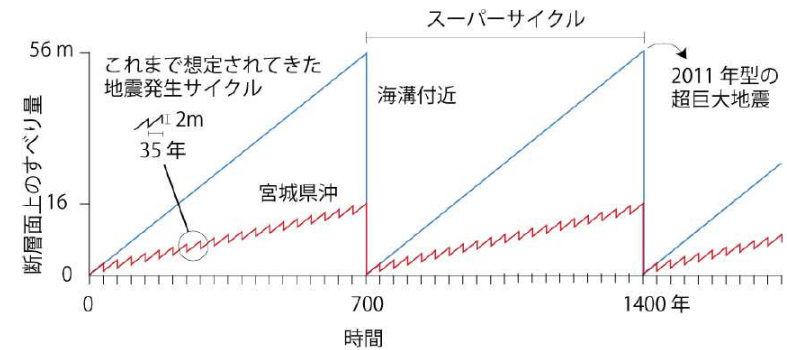
津波波形のインバージョンによる
3.11地震のすべり量分布
(佐竹(2011a))

日本海溝沿いの各領域における固有地震と3.11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))

以上から, 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, 3.11地震に伴う大きなすべり量は最大規模と評価する。

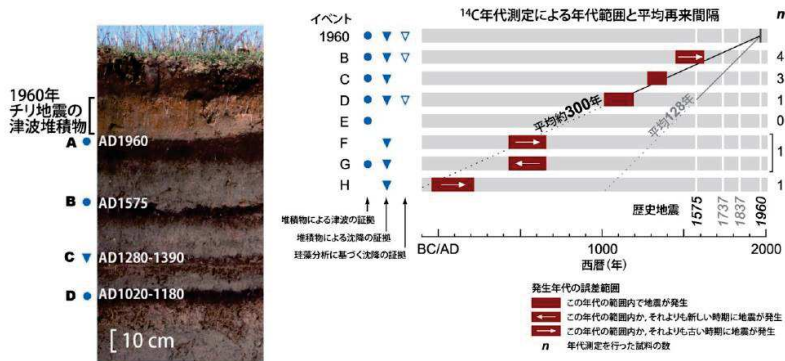
世界のM9クラスの巨大地震発生履歴から、宮城県沖の固着域で蓄積する歪みの量に関する評価の妥当性を確認した。

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

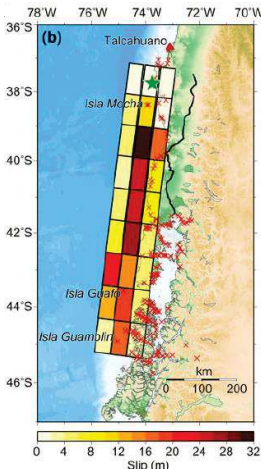
プレート境界毎にM9クラスの巨大地震の平均発生間隔(A)・既往地震のすべり量(B)の関係と各プレートの沈み込み速度・カップリング係数から算定されるすべり(歪み)の蓄積量(C)を比較した結果、両者には調和的な関係があり、M9クラスの巨大地震を発生させるすべり(歪み)の蓄積量には限度があると考えられる。

■チリにおける分析結果

【平均発生間隔(A)】

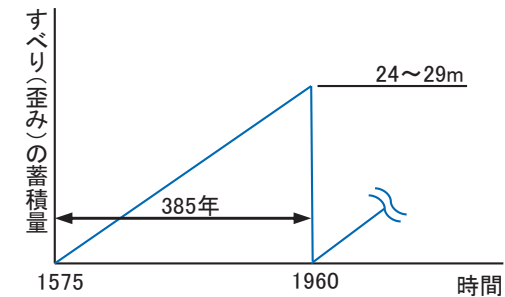


【1960年のすべり量分布(B)】



【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



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)

Fujii and Satake (2012)

	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
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・測地学的知見から得られるすべり(歪み)の蓄積量

調和的な関係がある。

※:チリ以外の巨大地震に関する分析結果の詳細は、p39~43に記載。

4.1.3 世界の巨大地震との比較(2/2)

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。

■ 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)。

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

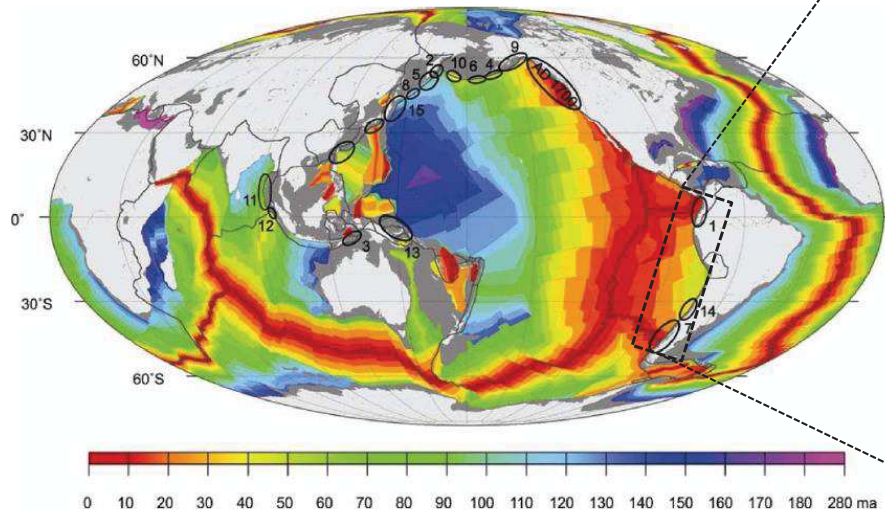


Figure 1. World map centred along the 180th meridian, marking the ruptures of interplate earthquakes ($M \geq 8.5$) from 1906 to 2012, numbered chronologically and listed in Table 1 (data source for earthquake ruptures: NEIC, IRIS; ocean floor age data modified from Muller *et al.*,⁶⁵).

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)

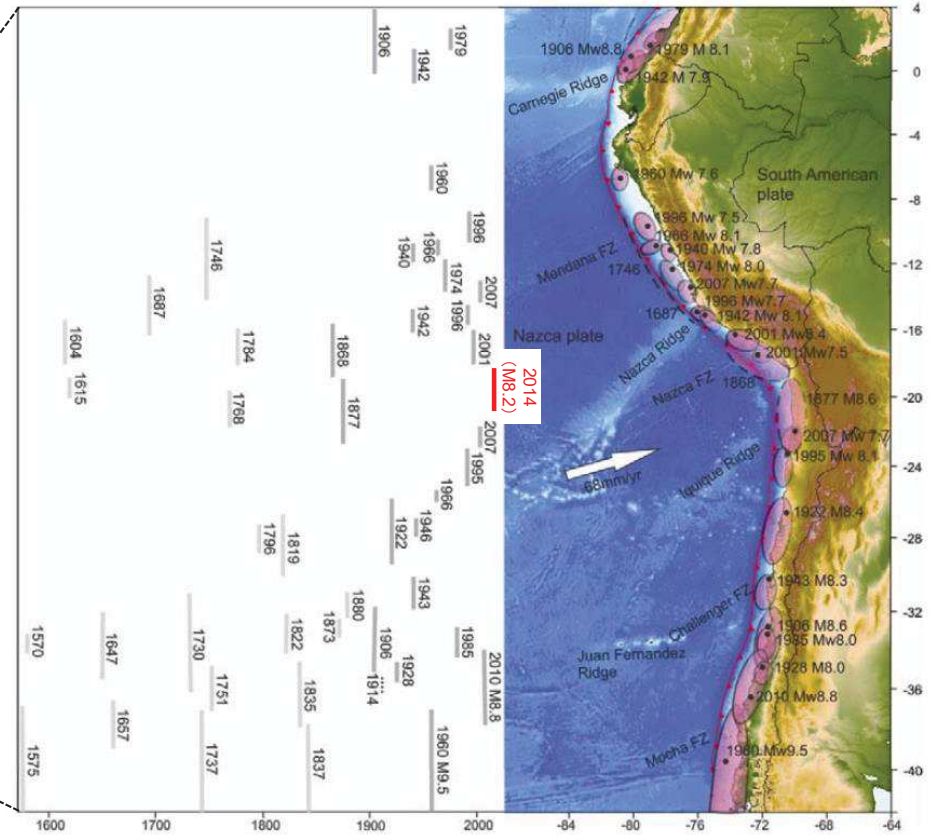
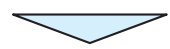


Figure 8. (Right) Seismotectonic setting of the South American subduction zone showing locations (filled black circles) and rupture areas (ellipses) of significant earthquakes. (Left) Their spatial and temporal rupture estimates (modified after refs 17 and 52).

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

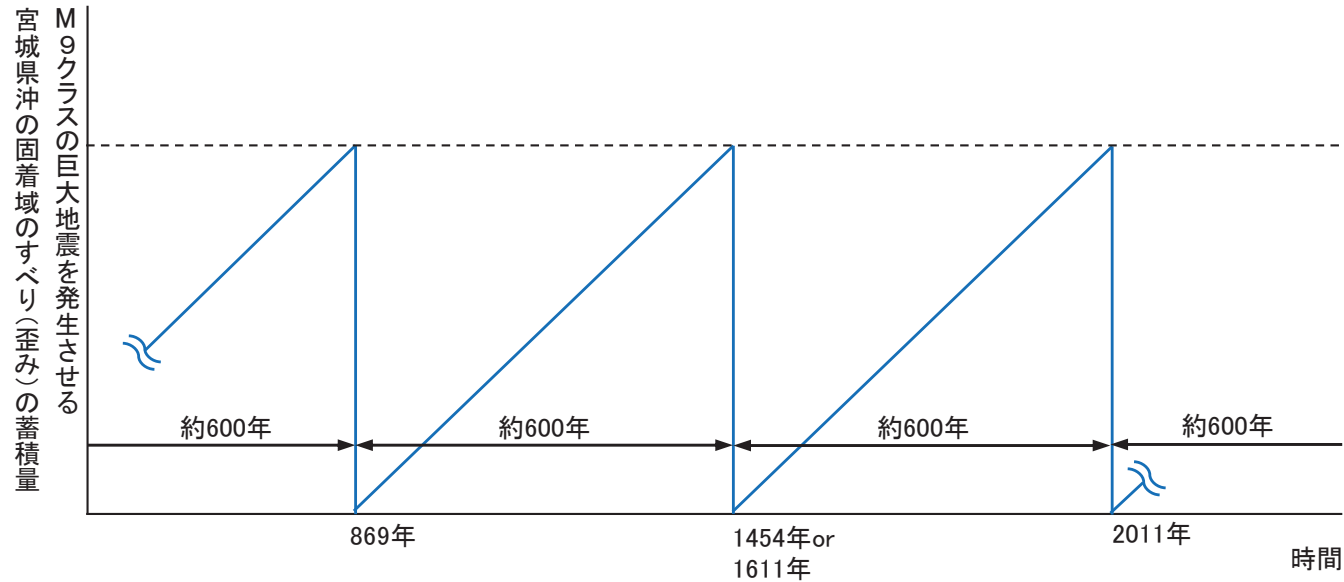


以上から、世界のM9クラスの巨大地震はそれぞれ限定的な領域で発生しており、各固着域で蓄積する歪みの量は、宮城県沖と同様に限度があると考えられる。

I. 第4章 4.1 固着域に関する分析

4.1.4 まとめ

- 3.11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, 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存在する。
- また, 同領域で蓄積する歪みの量には限度があると考えられ, 3.11地震に伴う大きなすべり量は最大規模と評価する。
- 上記は, 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 すべり(歪み)の蓄積量

- 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・既往地震の最大すべり量から算定されるすべり(歪み)の蓄積量(C)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。

【平均発生間隔(A)】

- 津波堆積物調査の結果から, 調査地点で大きなばらつきがあるものの100年~400年に1回は5mを超える津波が発生している(谷岡(2013))。

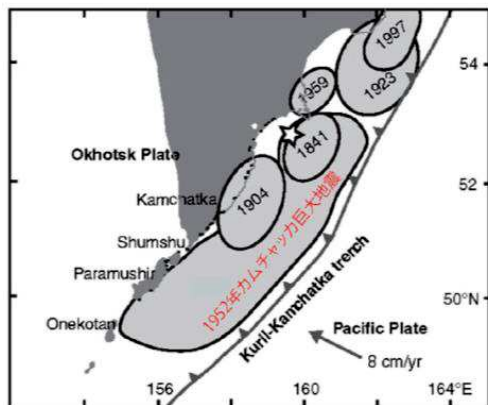
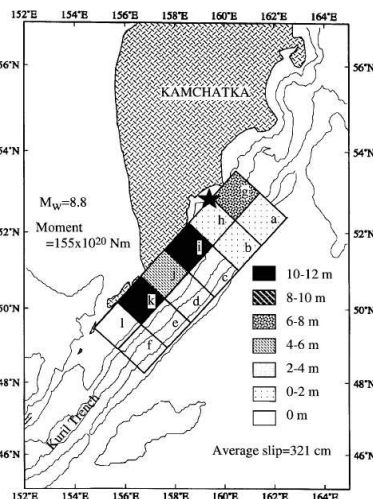


図2 カムチャッカ沖で発生した最近の巨大地震の震源域 (Fedotov et al., 1982) ☆は1952年カムチャッカ巨大地震の震源を示す。 MacInnes et al.(2010)の図に追記した。

谷岡(2013)

【1952年のすべり量分布(B)】

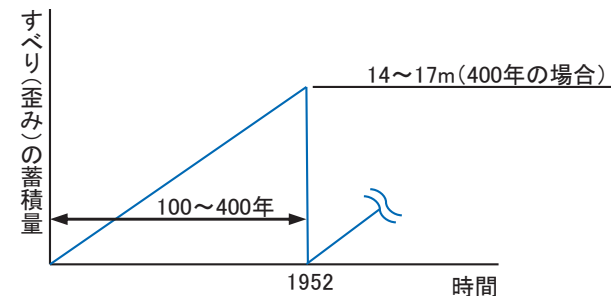
- 最大すべり量11.4m
- 平均すべり量3.2m



Johnson and Satake (1999)

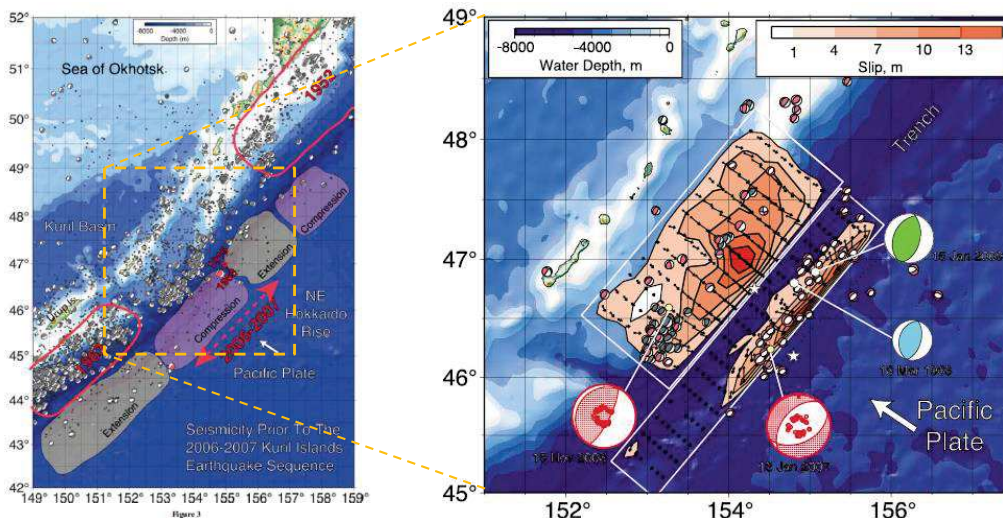
【すべり(歪み)の蓄積量(C)】

- ①プレートの沈み込み速度: 6.9-8.4cm/年 (McCaffrey(2008))
- ②カップリング係数: 0.51(地震学的) 0.48~0.67(測地学的) (Scholz and Campos(2012))
- ③すべり(歪み)の蓄積量: ①(6.9-8.4cm/年) × 400年 × ②(=0.5とする) = 14~17m



② 空間分布

- 1952年(Mw9.0)の地震発生領域と1963年(Mw8.5)の地震発生領域の間の空白域で, 2006年にプレート間地震(Mw8.3)が発生し, 2007年に正断層型地震(アウターライズ地震)(Mw8.1)が発生している。



Lay et al. (2009)に一部加筆

I. 第4章 4.1 固着域に関する分析

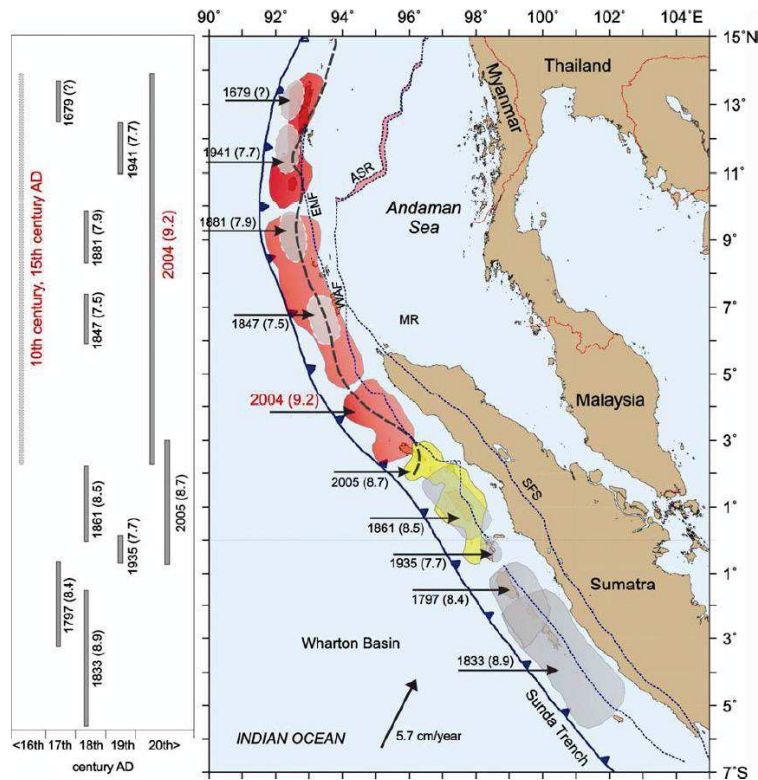
4.1.5 世界の巨大地震に関する事例調査:スマトラ～アンダマン(1/2)

① すべり(歪み)の蓄積量及びM9クラスの巨大地震の空間分布

- 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・既往地震の最大すべり量から算定されるすべり(歪み)の蓄積量(C)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。

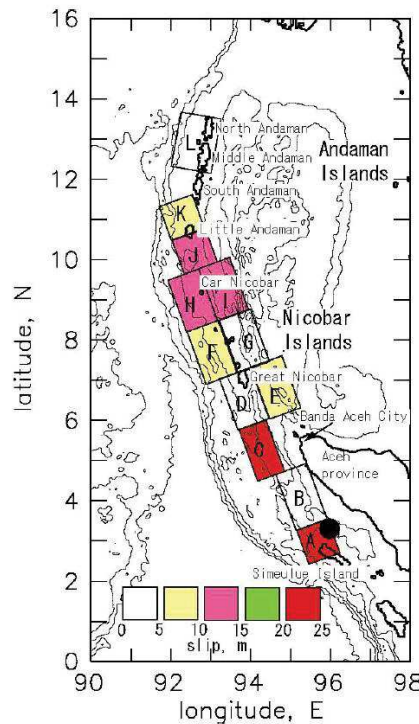
【平均発生間隔(A)】

- 津波堆積物調査の結果から, 2004年の地震発生領域では, 約500年間隔で巨大地震が発生している。



【2004年のすべり量分布(B)】

- 最大すべり量23m
- 平均すべり量8.6m



Tanioka et al. (2006)

【すべり(歪み)の蓄積量(C)】

- ①プレートの沈み込み速度: 1.6-4.4cm/年 (McCaffrey(2008))
- ②カップリング係数: 0.5~8.3 (地震学的)
1.0(測地学的) (Scholz and Campos(2012))
- ③すべり(歪み)の蓄積量: ①(1.6-4.4cm/年) × 500年
× ②(=0.5~1.0とする) = 4~22m

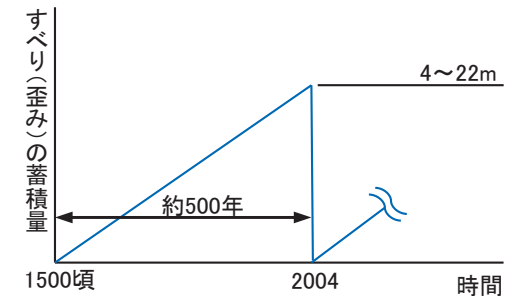


Figure 9. (Right) Seismotectonic setting of the Sumatra-Andaman subduction zone showing rupture areas (shaded) of significant earthquakes. (Left) Their spatial and temporal rupture estimates. Faults marked on the overriding plate are EMF, WAF, SFS and ASR (from Natawidjaja³). Historical earthquake ruptures are shaded in grey (from refs 18, 53 and 55); the 2004 and 2005 ruptures are in red and yellow respectively (from Chlieh et al.⁶). EMF, Eastern Margin Fault; WAF, West Andaman Fault; ASR, Andaman Spreading Ridge; SFS, Sumatra Fault System.

Rajendran (2013)



- 1833年(Mw8.9), 2005年(Mw8.7), 2004年(Mw9.2)の巨大地震発生領域は重複していない。

I. 第4章 4.1 固着域に関する分析

4.1.5 世界の巨大地震に関する事例調査:スマトラ~アンダマン(2/2)

② スーパーサイクル

- Sieh et al.(2008)は、スマトラ西部の島のサンゴに残された海水準変動の記録から、少なくとも、過去700年間に、700kmにわたる海域で約200年周期(スーパーサイクル)の巨大地震が発生しているとしている。

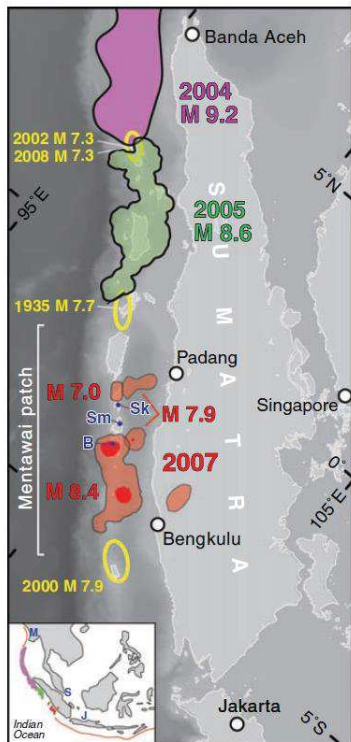


Fig. 1. Recent seismic ruptures of the Sunda megathrust, offshore of Sumatra, delineate highly coupled large (pink, green, and orange) and weakly coupled small (yellow) patches. The September 2007 sequence involved partial rupture of the Mentawai patch, which last broke in 1797 and 1833. B (Bulasat), Sm (Simanganya), and Sk (Sikici) indicate principal paleoseismic sites. Adapted from (1, 3, 5, 12, 15). (Inset) M, S, and J are Myanmar, Singapore, and Java. The red line is the Sunda megathrust.

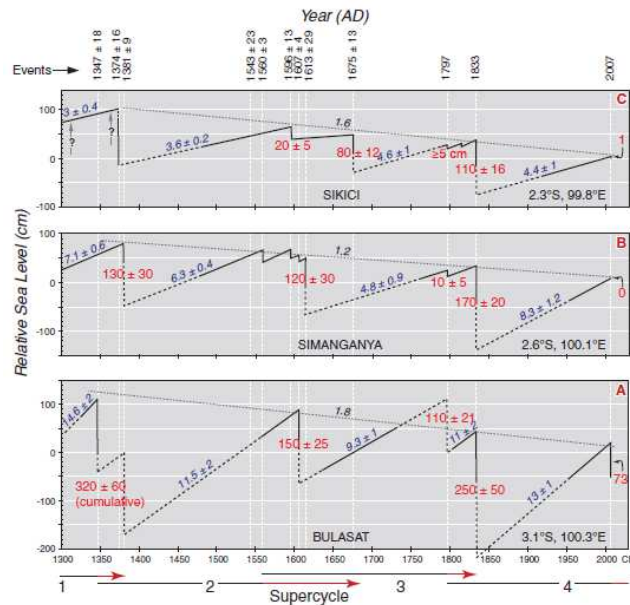


Fig. 2. Histories of interseismic submergence and coseismic emergence through seven centuries at sites (A) Bulasat, (B) Simanganya, and (C) Sikici. Data constrain solid parts of the curves well (fig. S4); dotted portions are inferred. Emergence values (in centimeters $\pm 2\sigma$) are red. Interseismic submergence rates (in millimeters per year, $\pm 2\sigma$) are blue. Millennial emergence rates are black. Vertical dashed white lines mark dates of emergences. Red arrows at bottom highlight the timing of the failure sequence for each supercycle.

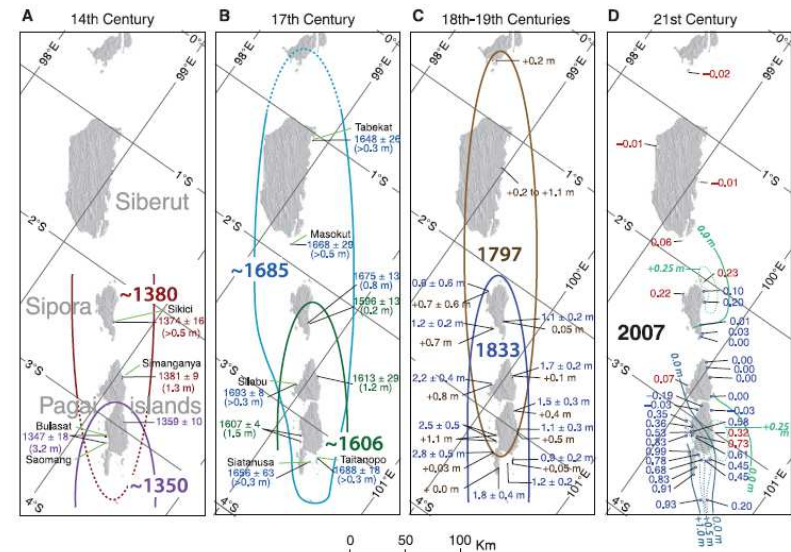


Fig. 3. Four emergence episodes of the past seven centuries. Each episode consists of more than one major event. (A and B) Emergence amounts are below the year of emergence ($\pm 2\sigma$); colors indicate proposed event correlations. (C) Emergences attributed to the 1797 and 1833 earthquakes are brown and blue, respectively. (D) Uplift values for the 12 to 13 September 2007 sequence are red (GPS) and blue (coral). Contours of uplift in blue and green show the amounts attributable to the M_w 8.4 and M_w 7.9 events, respectively (SOM, including table S1). The 2007 events probably herald the beginning of the next failure sequence.

I. 第4章 4.1 固着域に関する分析

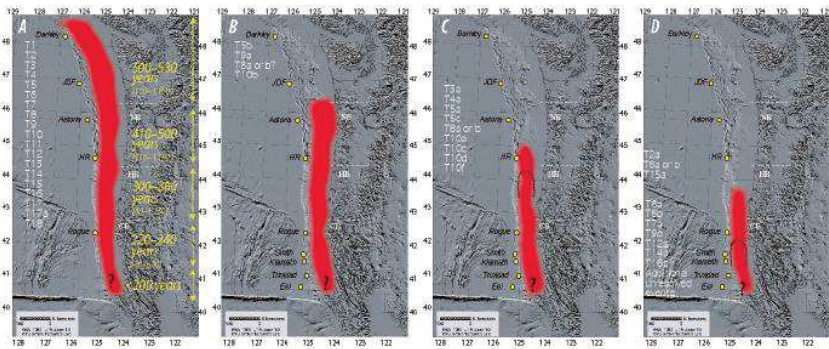
4.1.5 世界の巨大地震に関する事例調査:カスケード

すべり(歪み)の蓄積量

- 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・既往地震の最大すべり量から算定されるすべり(歪み)の蓄積量(C)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。

【平均発生間隔(A)】

- 最新のタービダイトと沿岸地質データの対比から, 過去約1万年間に発生した41回の地震の平均発生間隔は約240年であり, このうちM9クラスの地震は約半分である(約500年間隔)。

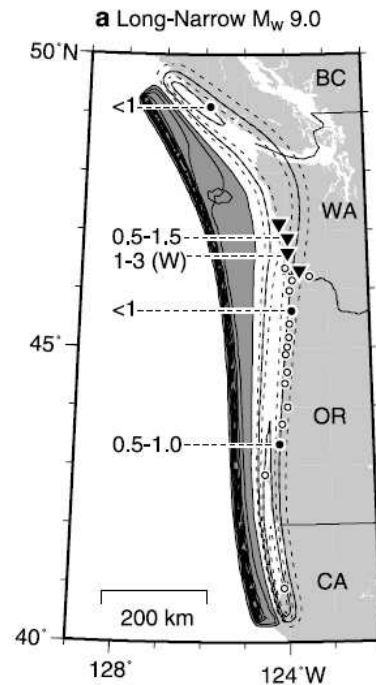


第4図 沿岸と深海で得られた古地震痕跡から推定される大地震の震源域。Aはカスケード沈み込み帯全域が破壊するもので, 19回記録されている。Bは4回, Cは10-12回, Dは7-8回以上記録されている。Goldfinger et al. (2012)¹⁹⁾による。

佐竹(2013)

【1700年のすべり量分布(B)】

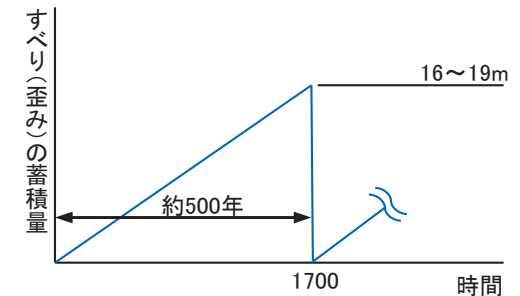
- 最大すべり量19m
- 平均すべり量14m



Satake et al.(2003)

【すべり(歪み)の蓄積量(C)】

- ①プレートの沈み込み速度: 3.2-3.8cm/年 (McCaffrey(2008))
- ②カップリング係数: 1.0(地震学的)
1.0(測地的) (Scholz and Campos(2012))
- ③すべり(歪み)の蓄積量: ①(3.2-3.8cm/年) × 500年
× ②(=1.0とする) = 16~19m



4.1.5 世界の巨大地震に関する事例調査: アラスカ・アリューシャン

すべり(歪み)の蓄積量

- 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・既往地震の最大すべり量から算定されるすべり(歪み)の蓄積量(C)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。

【平均発生間隔(A)】

- 泥炭とシルトの組(peat-silt couplets)による地震時の地殻変動量の推定から, 1964年の地震を除けば, 約600年間隔(推定誤差を考慮すると最小で180年間隔)で巨大地震が発生。
- 最大は1964年とその前の間隔で約1000年となる。

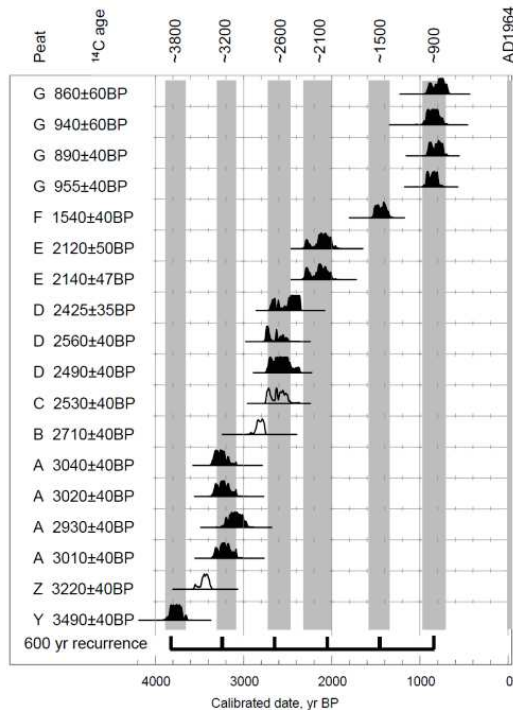
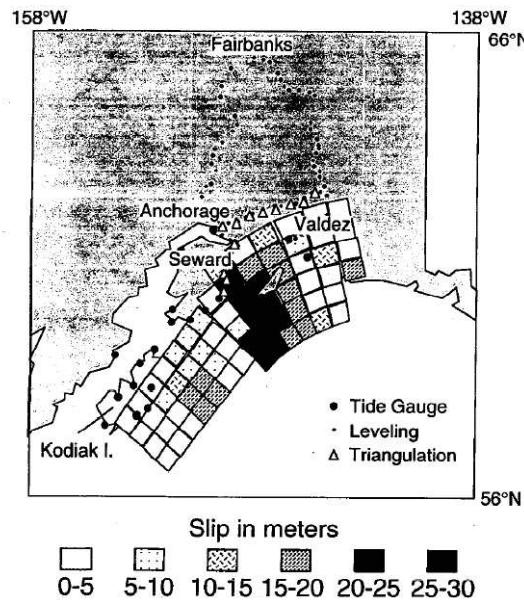


Figure 15 - Calibration of radiocarbon samples taken from the top of the peat layers submerged following co-seismic subsidence. Diatom analysis shows peat Z, peat B and Peat C (open histograms) do not record co-seismic submergence. All dates from in situ plant macrofossils or tree stumps rooted in a peat layer. Calibrations based on OxCal v3.10 (Reimer et al., 2004) (Ramsey, 2001). Shaded areas indicate 95% probability age range of great earthquakes -900, -1500, -2100, -2500, -3200 and -3800 cal yr BP.

Shennan et al.(2007)

【1964年のすべり量分布(B)】

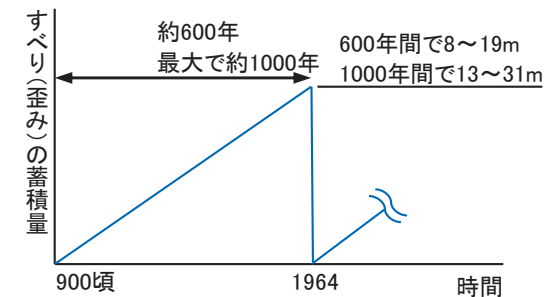
- 最大すべり量22m
- 平均すべり量8.6m



Johnson and Satake (1996)

【すべり(歪み)の蓄積量(C)】

- ①プレートの沈み込み速度: 2.2~5.2cm/年 (McCaffrey(2008))
- ②カップリング係数: 0.5~0.72(地震学的)
0.62(測地的) (Scholz and Campos(2012))
- ③すべり(歪み)の蓄積量: ①(2.2~5.2cm/年) × 600年 or 1000年
× ②(=0.6とする) = 8~19m(600年)
13~31m(1000年)



I. 第4章 4.2 破壊伝播の検討

4.2.1 3.11地震の破壊過程(1/3)

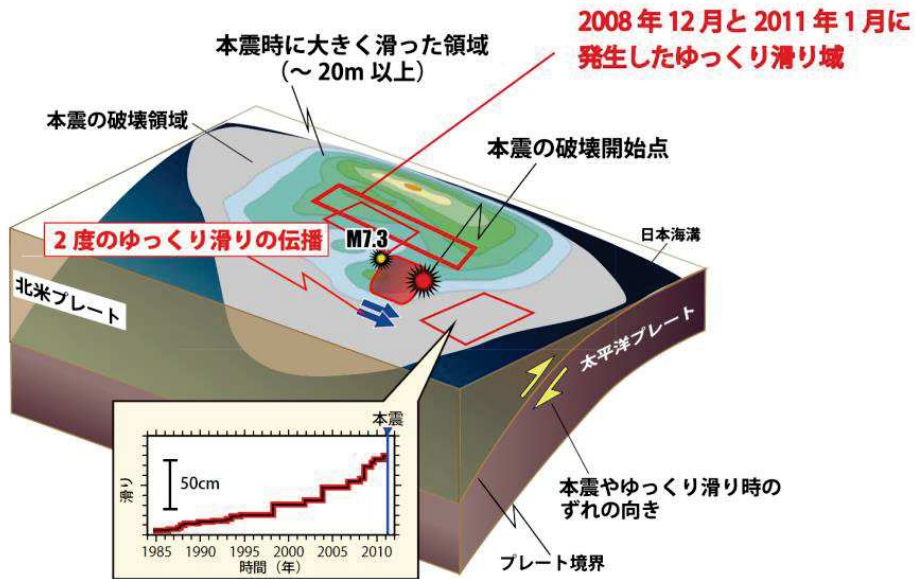
- 文部科学省(2013a, 2014)は、3.11地震発生時(本震)に大きくすべった宮城県沖の周辺において、本震前に様々な非地震性すべりが見られたとともに、3月9日の地震(Mw7.2, 3.11地震の最大前震)の地震時すべり、それに引き続く余効すべりが発生していたとしている。

■大すべり域(宮城県沖)の周辺

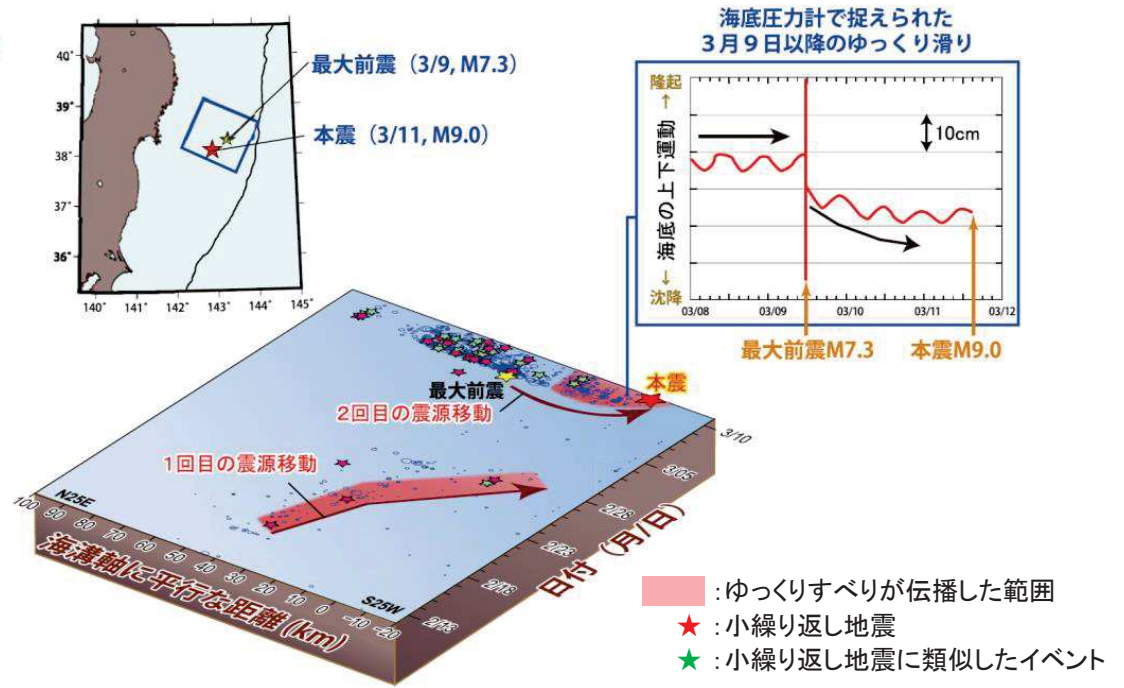
- 約30年間にわたる小繰り返し地震データから、数年~10年にわたるM6~M7クラスの地震の余効すべりが見られた。

■大すべり域(宮城県沖)

- 自己浮上式海底圧力計(OBP)による繰り返し観測から、2008年と2011年に、おおよそ同じ領域でゆっくりすべりが発生した。2011年のゆっくりすべりは本震発生約1ヶ月前から直前まで継続し、3月9日の地震を誘発した可能性が高い(次頁に詳細を記載)。



3.11地震の発生前に見られたゆっくりすべりの概念図
(文部科学省(2014))



下左図: 海溝軸方向に投影した本震直前の地震活動の時間的推移
右図: 海底圧力計で捉えられた海底面の上下変動の時系列

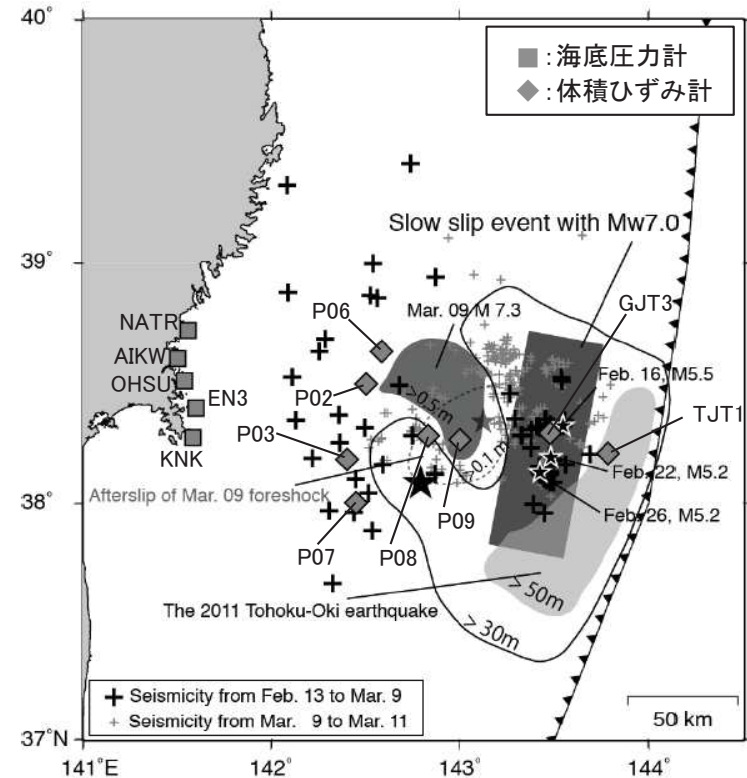
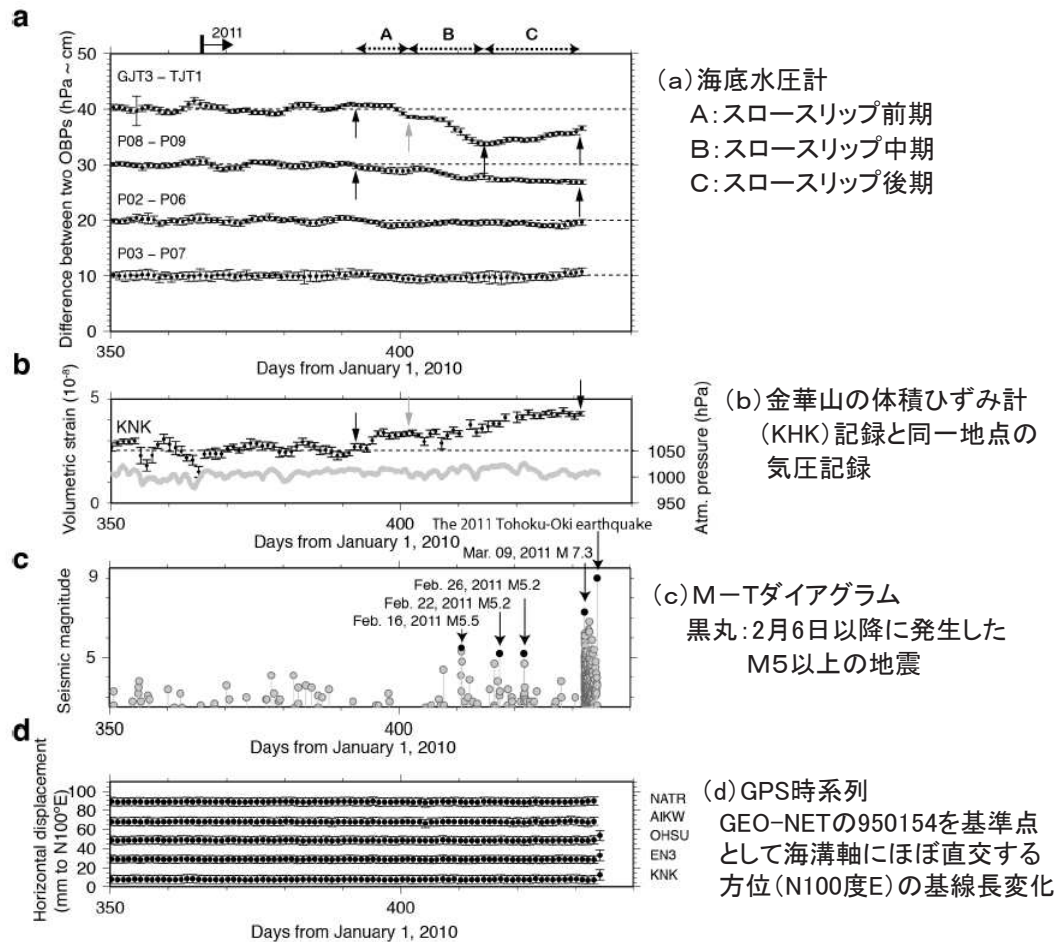
(文部科学省(2014))

I. 第4章 4.2 破壊伝播の検討

4.2.1 3.11地震の破壊過程(2/3)

■2011年のゆっくりすべり(文部科学省(2013a, 2013b))

- 震源域直上に設置された海底水圧計及び陸上沿岸部の体積ひずみ計による観測記録から、本震発生前の1月下旬から、非地震性の地殻変動(ゆっくりすべり)が観測された。
 - ゆっくりすべりの規模は、100km×35kmの広がりを持ち、40cmのすべり量を示す逆断層すべり($M_0=3.6 \times 10^{19}$ (Nm), $M_w=7.0$)※で、少なくとも3月9日の最大前震直前まで継続していた可能性が高い。また、ゆっくりすべりの断層上端部は、2月下旬から3月9日の発生直前にかけて、海溝軸の方向に拡大していた可能性が高い。
 - 3月9日の地震時すべり域とその余効すべり域は相補的であり、同領域は、本震のすべり域のうち、周辺と比較してすべり量が少ない領域に位置する。
- ※:プレート境界でのすべりを仮定して、観測された地殻変動記録から解析を実施。



3.11地震の地震時すべり域、3月9日の地震時すべり域及び余効すべり域の比較

(文部科学省(2013b))に一部加筆

I. 第4章 4.2 破壊伝播の検討

4.2.1 3.11地震の破壊過程(3/3)

■破壊伝播範囲

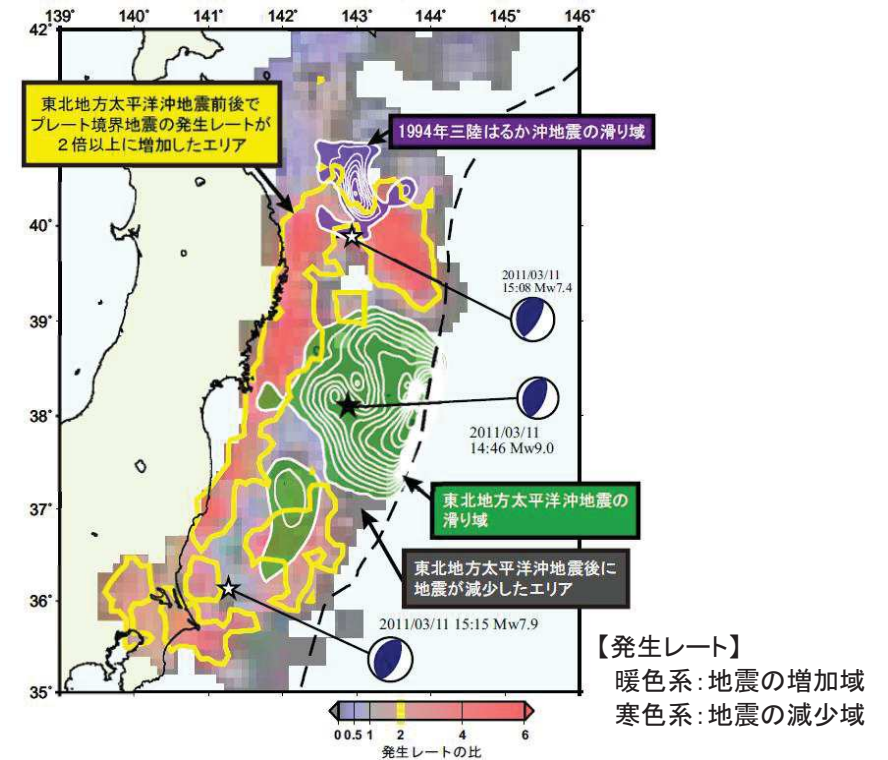
- 文部科学省(2014)は、本震前後のプレート境界地震の発生レートから、本震時のすべり領域はプレート境界地震の減少域とよく一致し余震活動が低調であり、その周囲は地震の増加域にあたり余効滑りの到達域を示すとし、3.11地震の破壊の伝播範囲を以下のとおり推定している。

【破壊の北端】

- 地震の増加域は、1994年三陸沖はるか沖地震のすべり域の中心に及んでいない。

【破壊の南端】

- 福島県沖から千葉県房総半島沖では余震が少なく、本震時の破壊は、太平洋プレートにフィリピン海プレートが接触している付近で停止したと推定される。



3.11地震前後に発生したプレート境界地震の発生レートの変化
(文部科学省(2014))

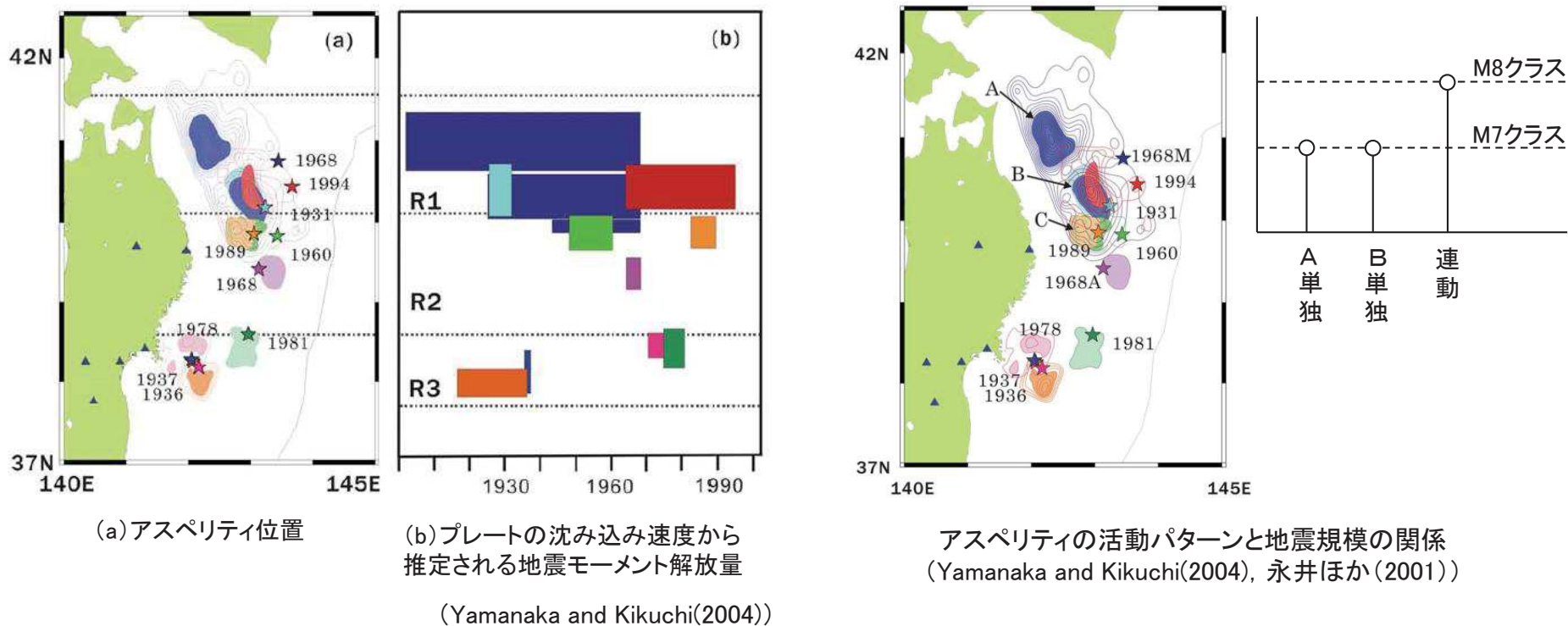


- 以上から、3.11地震は、地震発生前に宮城県沖の固着域の周辺において、様々な非地震性すべり、前震に伴う地震すべり・余効すべりが発生した後、に破壊に至った。また、その破壊の北端は岩手県沖南部、南端は茨城県沖と推定される。
- 上記知見を踏まえ、M9クラスの巨大地震を発生させる宮城県沖以外の領域の固着等に関する分析を実施して、宮城県沖の固着域を起点(震源)とする破壊の伝播範囲(北端・南端)を検討する。

I. 第4章 4.2 破壊伝播の検討

4.2.2 青森県東方沖及び岩手県沖北部の固着等に関する分析

- Yamanaka and Kikuchi(2004), 永井ほか(2001)は, アスペリティ分布の解析から, 青森県東方沖及び岩手県沖北部のアスペリティ(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, 3.11地震が, 青森県東方沖及び岩手県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, 青森県東方沖及び岩手県沖北部は, 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(2019))。



以上から, 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, 青森県東方沖及び岩手県沖北部の固着度は小さいと考えられる。

I. 第4章 4.2 破壊伝播の検討

4.2.3 岩手県沖南部の固着等に関する分析(1/2)

- Ye et al.(2012)は、過去の地震発生履歴、すべり欠損分布及び3.11地震後の余震分布等の分析から、岩手県沖南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3.11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。

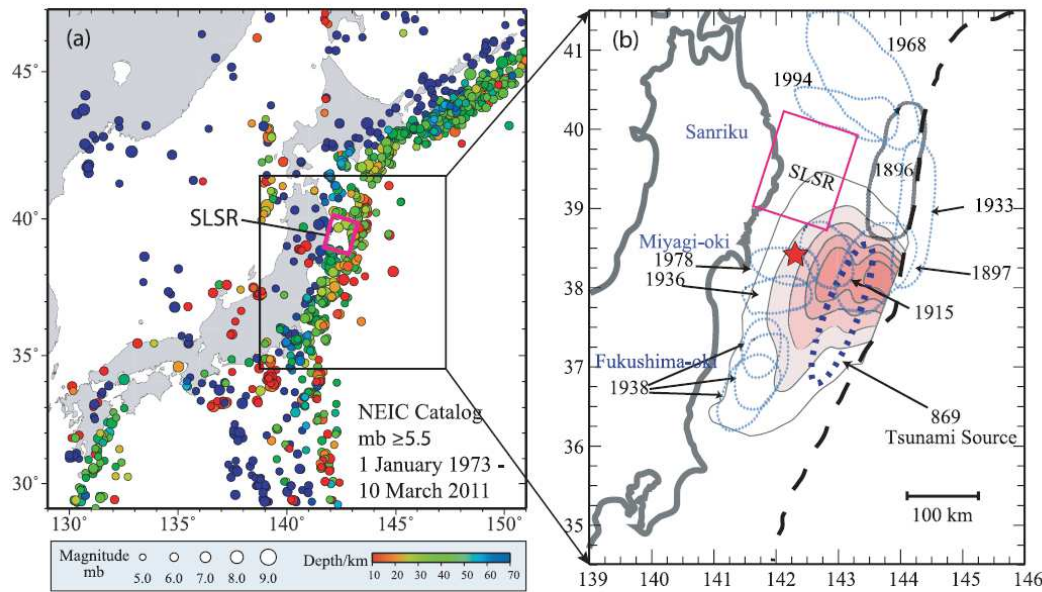


Figure 1. (a) Seismicity from the NEIC catalog around Japan from 1973 to 2011 prior to the 11 March 2011 Tohoku-Oki earthquake with $m_b \geq 5.5$. Hypocentral depths are indicated by the color scale, and symbol size increases with seismic magnitude. The magenta rectangular region indicates the SLSR. 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))

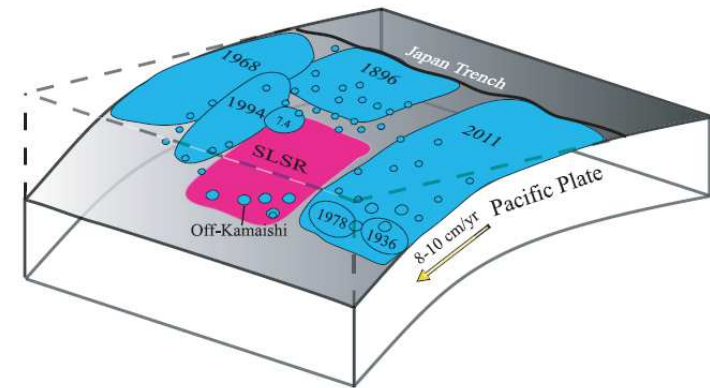


Figure 12. Schematic map of the Japan megathrust fault showing the distribution of rupture zone of historic large events and the 2011 Tohoku earthquake (large blue regions), and aftershocks (small blue regions) along the megathrust from Japan Trench. We plot the southern end of the 1896 rupture zone as extending to about 39°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))

4.2.3 岩手県沖南部の固着等に関する分析(2/2)

- Uchida and Matsuzawa (2011)では、小繰り返し地震データ等を用いて、3.11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、岩手県沖南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、岩手県沖及び房総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。

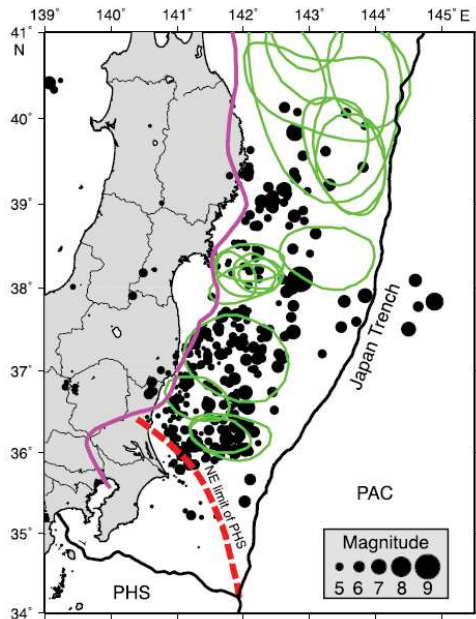


Fig. 1. Hypocenters of mainshock and aftershocks in a 24-hour period for the 2011 Tohoku earthquake (black circles) and aftershock areas for $M \geq 7$ earthquakes since 1926 (green lines, Uchida *et al.*, 2009). Hypocenter data are from the Japan Meteorological Agency. Red dashed line shows down-dip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

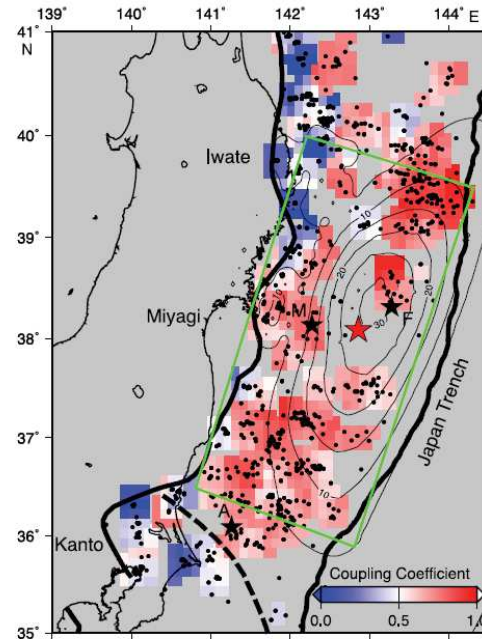


Fig. 2. Interplate coupling coefficient estimated from small repeating earthquakes for the period from 1993 to March 2007 (color). Distribution of small repeating earthquakes (black dots) and coseismic slip area (contours, Inuma *et al.* (2011)) are also shown in this figure. Bold lines denote the down-dip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

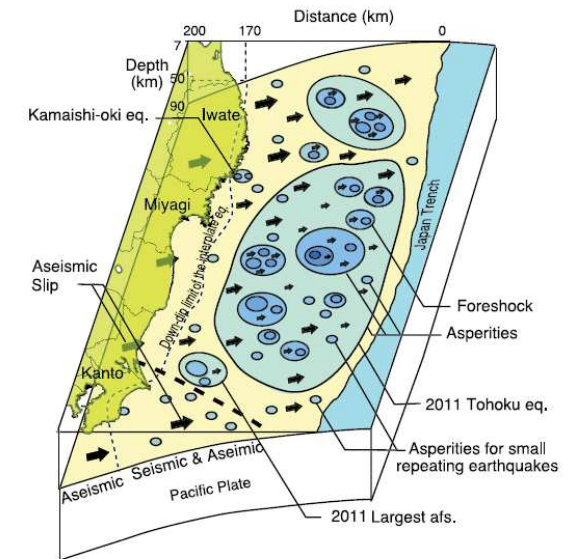


Fig. 4. Schematic figure showing the distribution of the hierarchical structured asperities at Tohoku. The circles show asperities that have internal structures. The arrows indicate aseismic slip. The dashed bold line shows the NE limit of the Philippine Sea plate and the dashed thin line shows the down-dip 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 and Matsuzawa (2011))

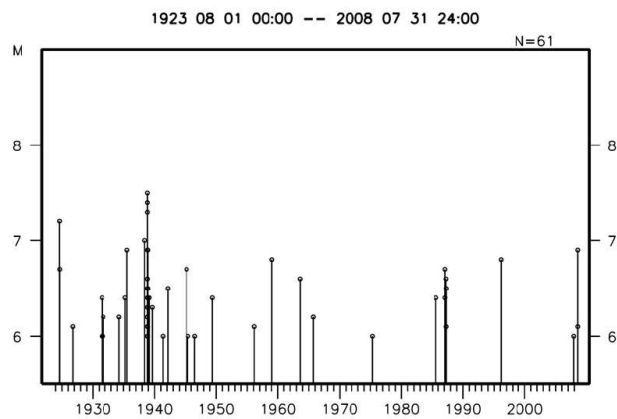
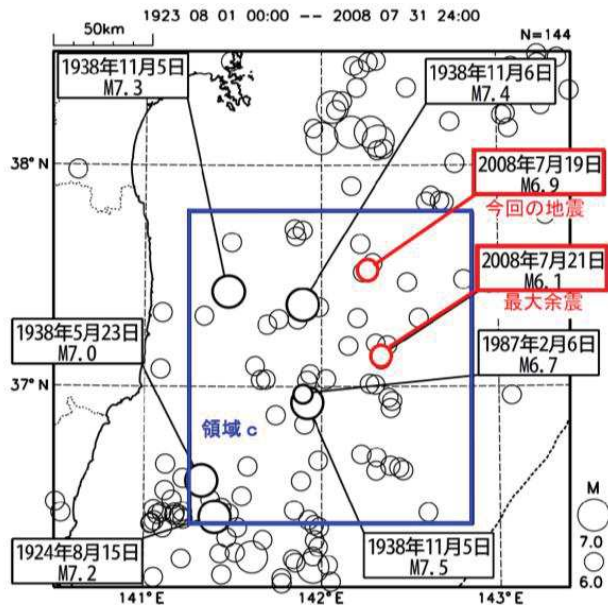
以上から、岩手県沖南部の固着度は、宮城県沖、青森県東方沖及び岩手県沖北部、福島県沖・茨城県沖※の固着度より小さいと考えられる。

※:福島県沖・茨城県沖の固着等に関する分析の詳細は、次頁以降で説明。

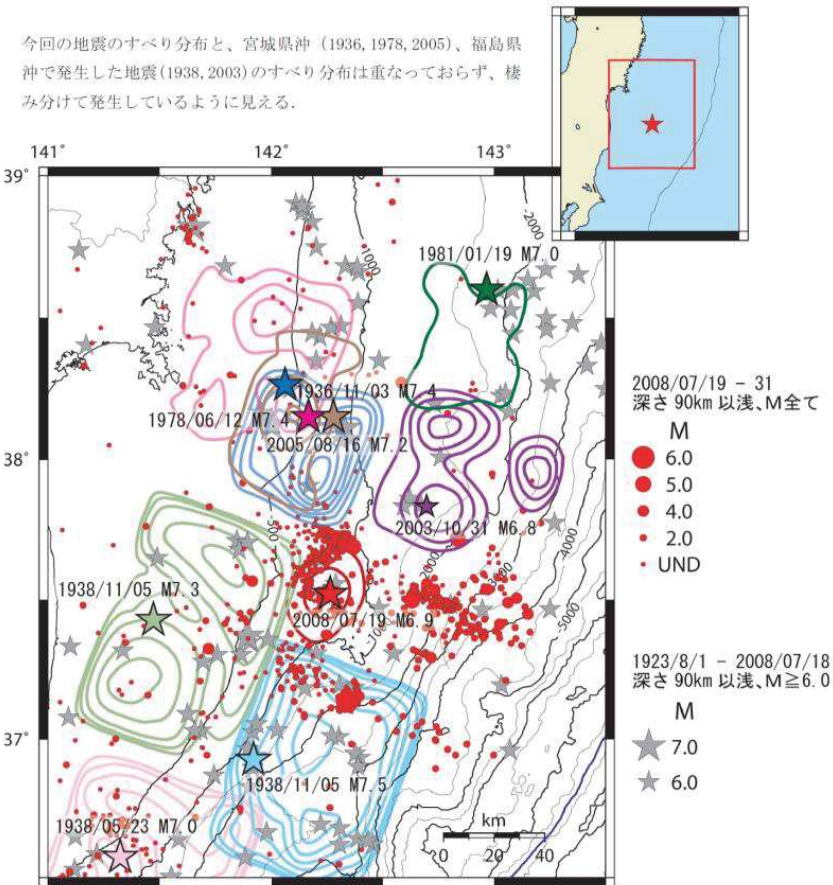
I. 第4章 4.2 破壊伝播の検討

4.2.4 福島県沖・茨城県沖の固着等に関する分析:地震学的知見(地震発生履歴)(1/2)

- 福島県沖・茨城県沖の領域では、1938年、1987年にM6～7クラスの地震が群発地震として発生しているが(気象庁(2009))、過去400年間で青森県東方沖及び岩手県沖北部で見られるようなM8クラスの地震が発生した記録は無い(地震調査研究推進本部(2019))。



上図:震央分布図(1923年~2008年, M \geq 6.0)
下図:領域c内の地震活動経過図及び回数積算図
(1923年~2008年, M \geq 6.0)
(気象庁(2009))



宮城県沖の地震(1936年、1978年、2005年)と2003年10月31日の地震のすべり分布は、山中(2003,2005)による。
1938年5月23日、11月5日の地震のすべり分布は、室谷ほか(2004)による。室谷ほか(2004)と今回の地震のすべり分布のコンターは、0.5m、1m、2m、4m、6m、8m、10m、12mである。
海底地形データは日本海洋データセンターのJ-EGG500を使用。

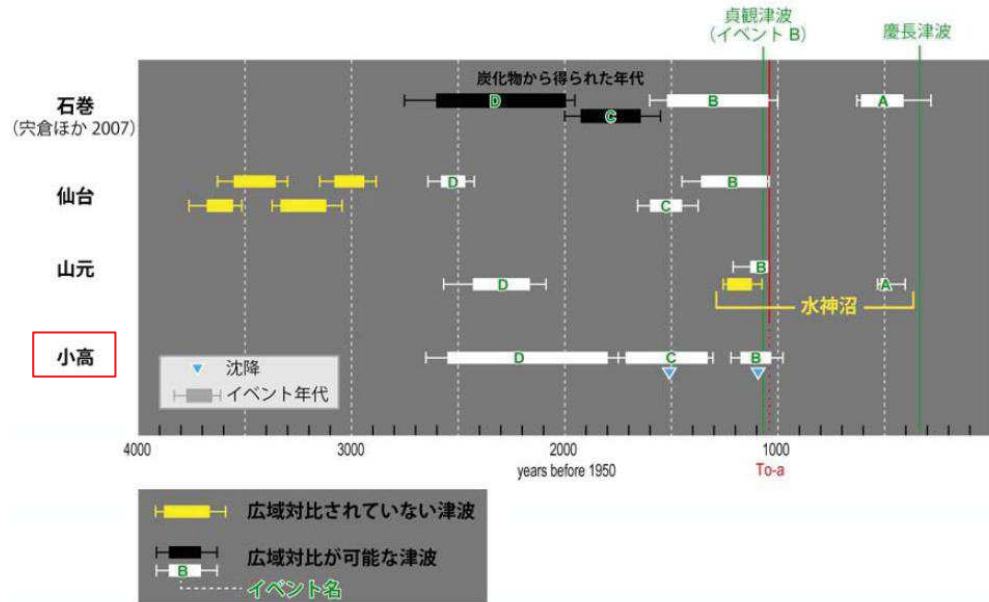
引用文献:
室谷智子・菊池正幸・山中佳子・島崎邦彦(2004):1938年に起きた複数の福島県東方沖地震の破壊過程(2),日本地震学会2004年秋季大会
山中佳子(2003):EIC地震学ノート, No. 141.
山中佳子(2005):EIC地震学ノート, No. 168.

過去の地震のすべり量分布(気象庁(2009))

I. 第4章 4.2 破壊伝播の検討

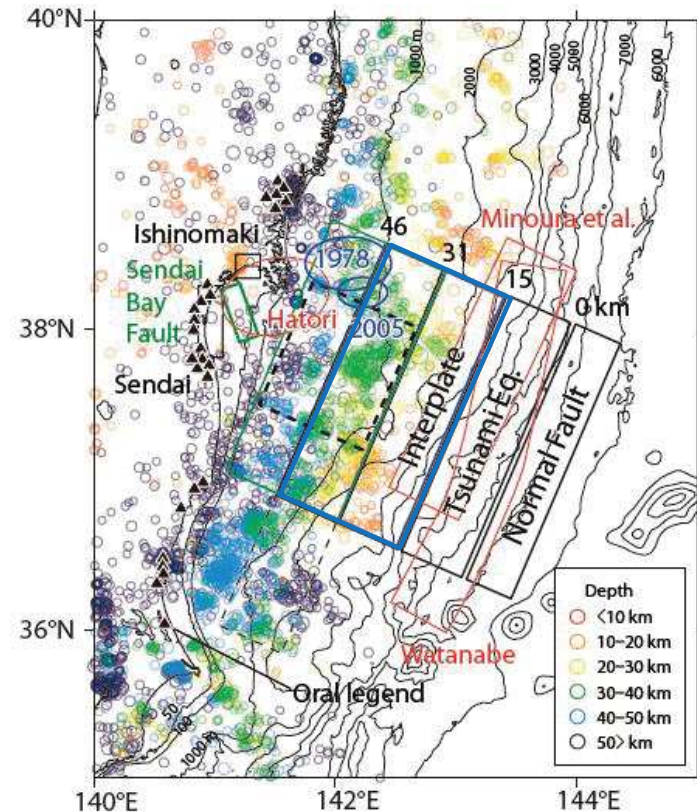
4.2.4 福島県沖・茨城県沖の固着等に関する分析:地震学的知見(地震発生履歴)(2/2)

- 福島県沖沿岸では、「東北地方太平洋沖型の地震」のうち、869年の津波、4-5世紀の津波、紀元前3-4世紀の津波による津波堆積物が存在しており(文部科学省研究開発局ほか(2010))、福島県沖は869年の津波の波源域(佐竹ほか(2008))に含まれる。
- 上記を踏まえ、地震調査研究推進本部(2019)では、「東北地方太平洋沖型の地震」の次の地震の震源域は「宮城県沖を必ず含み、隣接する領域(岩手県沖南部または福島県沖)の少なくとも一方にまたがり、場合によっては茨城県沖まで破壊が及ぶ。」と評価している。



(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)



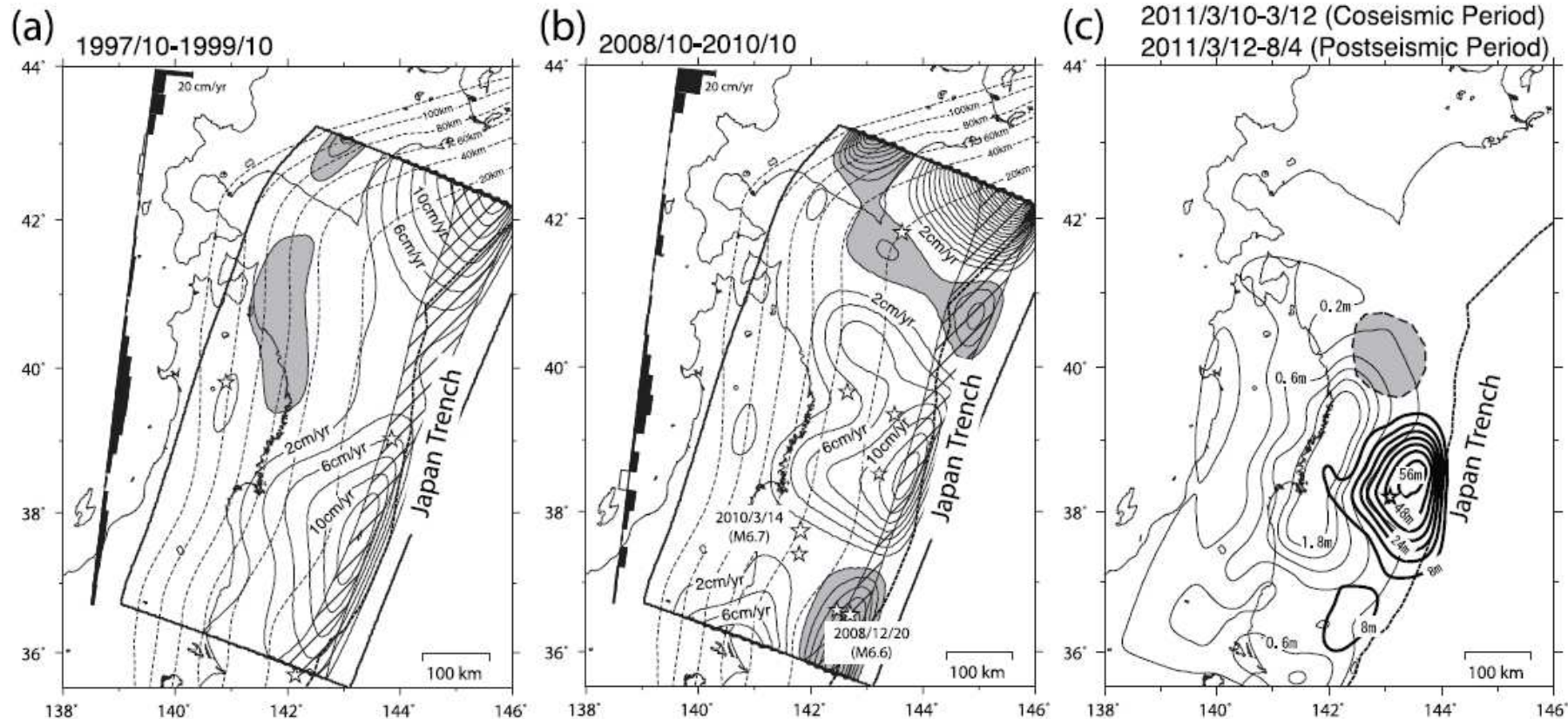
869年の津波の断層モデル(图中:青の実線)
(佐竹ほか(2008)に一部加筆)

以上の地震学的知見から、福島県沖・茨城県沖はM7クラスの地震を発生させる領域であり、福島県沖は、「東北地方太平洋沖型の地震」の震源域に含まれる領域である。

4.2.4 福島県沖・茨城県沖の固着等に関する分析:

測地学的知見(プレート境界深部で発生する長期的な非地震性すべり)(1/3)

- 西村(2012)は、GPSによって観測された地殻変動から推定されるすべり欠損分布から、福島県沖のプレート境界の固着状況について分析し、1990年代後半(下図(a))は固着が強い傾向にあり、かつ固着域の一部は陸域までかかっていたが、2000年代後半(下図(b))はほとんど0であったとしている。
- また、上記固着の状況と3.11地震の地震すべり域(下図(c))との比較から、2000年代後半に見られた固着の剥がれは、3.11地震に至る一連のプロセスとして発生していたと捉えることができるとしている。



1997/10 - 1999/10における
すべり欠損分布
(西村(2012))

2008/10 - 2010/10における
すべり欠損分布
(西村(2012))

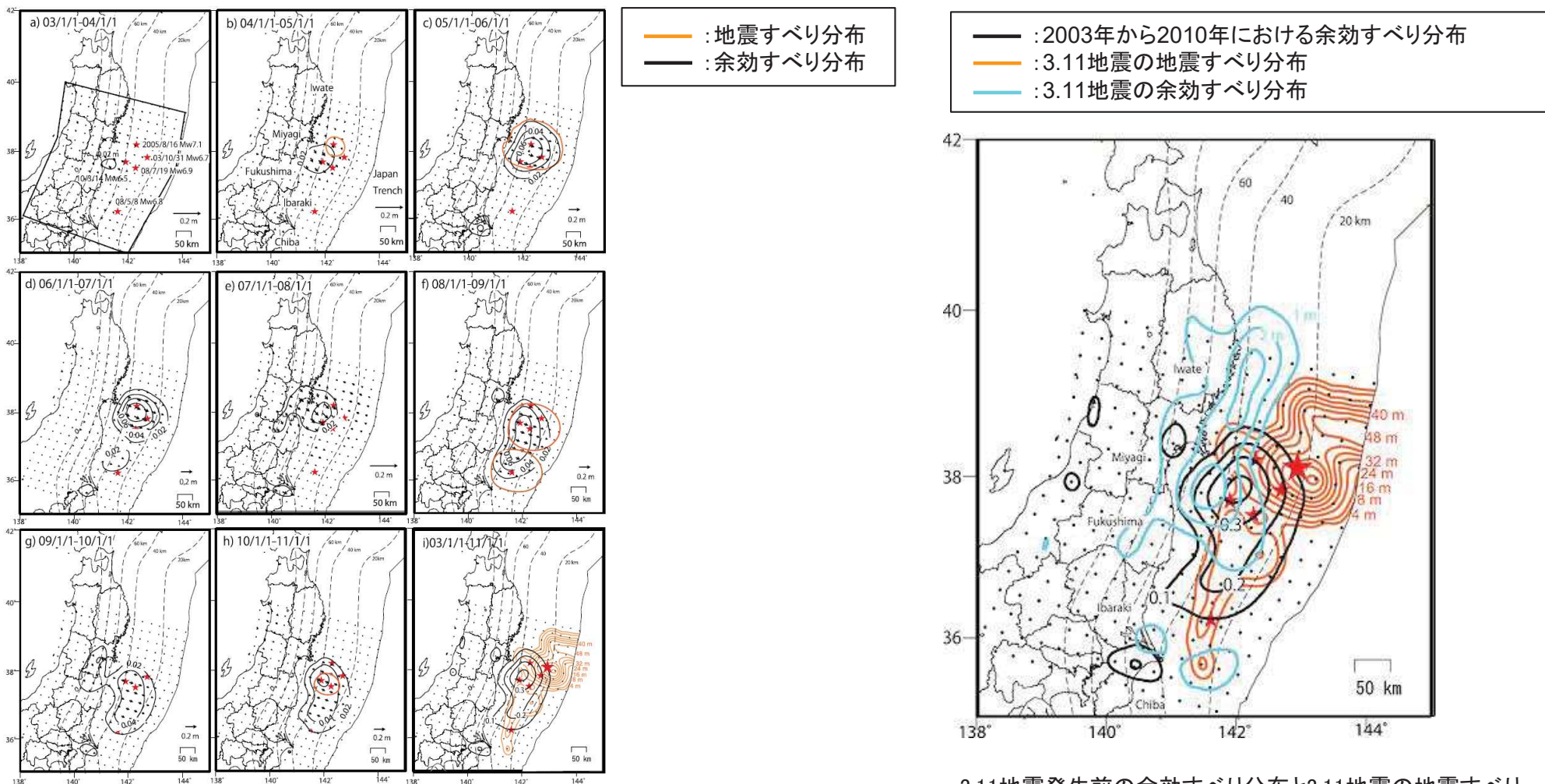
3.11地震の地震すべり域(太線)
(西村(2012))

4.2.4 福島県沖・茨城県沖の固着等に関する分析:

測地学的知見(プレート境界深部で発生する長期的な非地震性すべり)(2/3)

- Ozawa et al.(2012)は、2003年以降のGPSデータの測地インバージョンから、3.11地震の震源域において、2003年以降に発生した地震の余効すべりを推定し、2003年から2010年における余効すべりの全体モーメントは、2003年以降に発生した5つのM7クラスの地震すべり※の全体モーメントの約2.5倍に達するとしている。また、同期間の余効すべりの領域は3.11地震の震源域でかつその深部に対応するとしている。
- さらに、上記余効すべりと2003年以降に発生した5つのM7クラスの地震すべりが、3.11地震の震源域での固着の剥がれを生じさせた可能性があるとしている。

※:2003/10/31(Mw6.7), 2005/8/16(Mw7.1), 2008/5/8(Mw6.8), 2005/7/19(Mw6.9), 2010/3/14(Mw6.5)



2003年以降で発生したM7クラスの地震の
地震すべり分布と余効すべり分布(Ozawa et al.(2012))

3.11地震発生前の余効すべり分布と3.11地震の地震すべり
分布及びその余効すべり分布の比較(Ozawa et al.(2012))

4.2.4 福島県沖・茨城県沖の固着等に関する分析:

測地学的知見(プレート境界深部で発生する長期的な非地震性すべり)(3/3)

- Yokota and Koketsu (2015) は、1996年3月21日～2011年3月8日におけるGPSによる地殻変動データの分析から、3.11地震の震源域のうち、福島県沖から宮城県沖にかけての深部領域で2002年から3.11地震発生前までの約9年間、長期的なスロースリップが発生していたとしている。
- また、上記の長期的なスロースリップが、3.11地震の発生に至る1つのイベントであった可能性があるとしている。

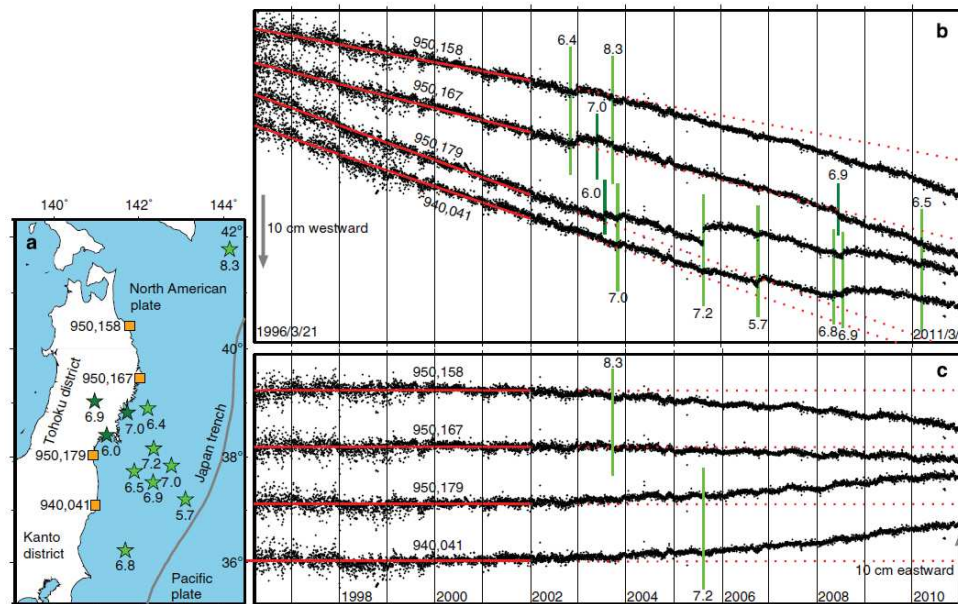


Figure 1 | Time series of east-west deformation at GPS stations in the Tohoku district. (a) Selected GPS stations (orange squares) and M_w 6-8 earthquakes (green stars) in the index map. (b) Original time series of east-west deformation obtained from the GEONET F3 solutions³⁴ at the stations and the effects of the M_w 6-8 earthquakes (green lines). (c) Detrended time series obtained by removing the regular trends in 1996-2001 (solid red lines), annual variations and earthquake effects. These time series deviated from the zero lines around 2002 and accelerated at the time of the 2003 or 2005 earthquake (green lines).

GPS観測点における東西方向の変位の時系列
(Yokota and Koketsu (2015))

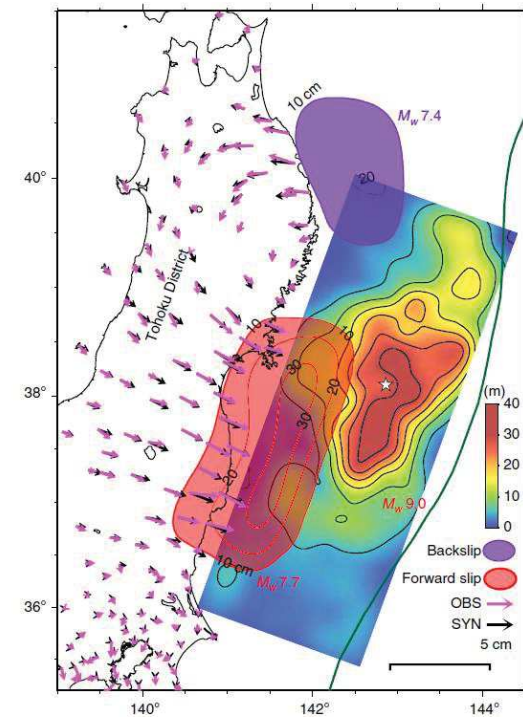


Figure 2 | Distribution of total deviations and the result of a two-source inversion. The red and purple contours represent the distributions of the forward slip by the very long-term transient event and the backslip by the northern source, which were obtained through the two-source inversion of the total deviations (pink arrows). The black arrows denote synthetic deviations computed for the inversion result. The co-seismic slip distribution of the 2011 Tohoku earthquake⁵ is also displayed with the epicentre (white star) and Japan Trench (dark green line). The black bar at the bottom right denotes 100 km.

長期的なスロースリップの発生領域
(Yokota and Koketsu (2015))

以上の測地学的知見から、福島県沖・茨城県沖のプレート境界深部で発生する長期的な非地震性すべりは、「東北地方太平洋沖型の地震」の発生に至る一連のプロセスと考えられる。

I. 第4章 4.2 破壊伝播の検討

4.2.4 福島県沖・茨城県沖の固着等に関する分析: 岩手県沖南部との比較

- 岩手県沖南部のプレート境界深部には、福島県沖と同様に、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 (Ye et al. (2012))。
- Uchida and Matsuzawa (2011) によれば、小繰り返し地震データ等を用いた3.11地震の震源域におけるカップリング率に関する分析から、福島県沖・茨城県沖のプレート境界深部のカップリングと比較して、岩手県沖南部のプレート境界深部のカップリングは弱いことを示している。

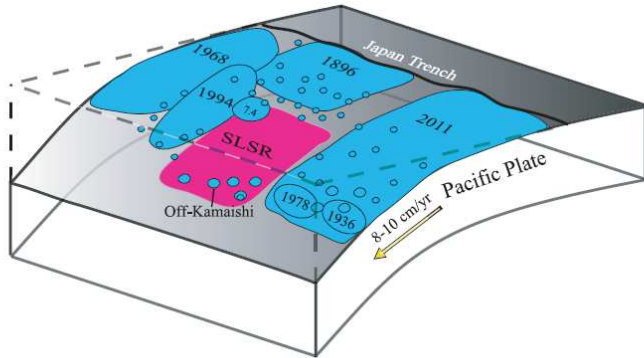


Figure 12. Schematic map of the Japan megathrust fault showing the distribution of rupture zone of historic large events and the 2011 Tohoku earthquake (large blue regions), and aftershocks (small blue regions) along the megathrust from Japan Trench. We plot the southern end of the 1896 rupture zone 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.

岩手県沖南部における低地震活動域
(Ye et al.(2012))

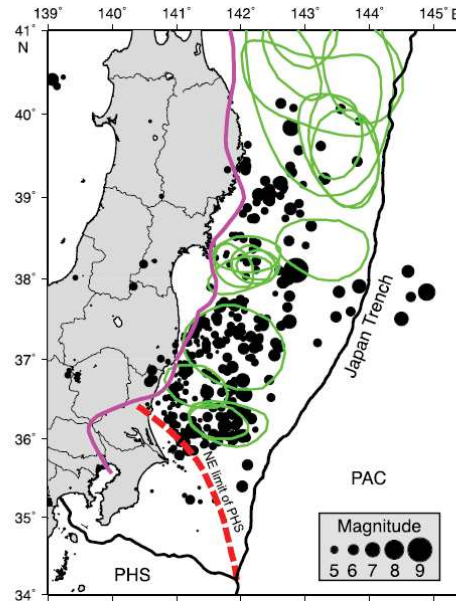


Fig. 1. Hypocenters of mainshock and aftershocks in a 24-hour period for the 2011 Tohoku earthquake (black circles) and aftershock areas for $M \geq 7$ earthquakes since 1926 (green lines, Uchida et al., 2009). Hypocenter data are from the Japan Meteorological Agency. Red dashed line shows down-dip limit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

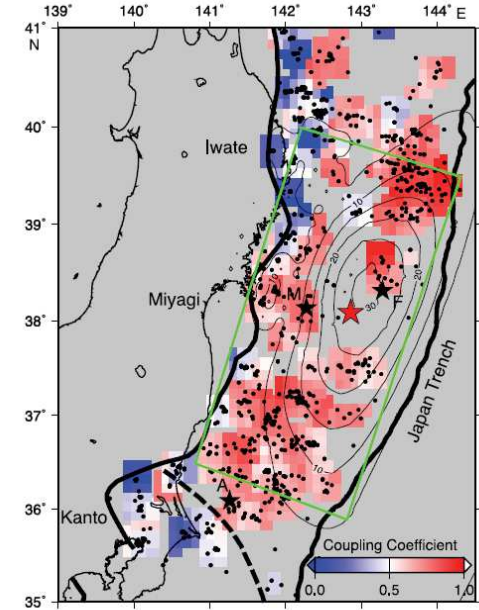


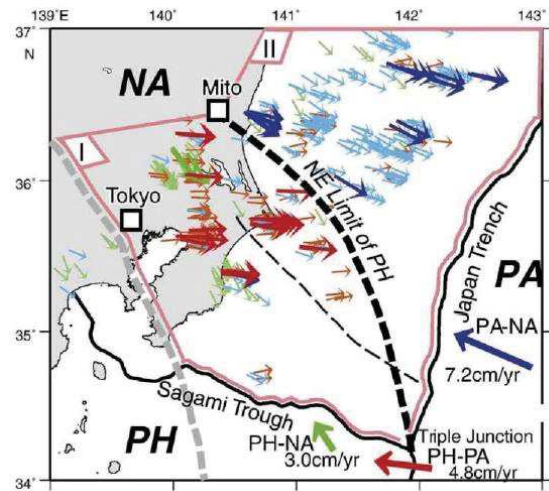
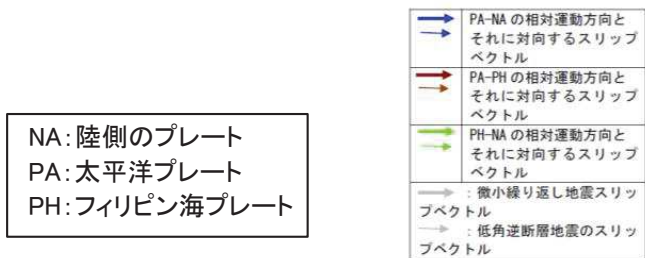
Fig. 2. Interplate coupling coefficient estimated from small repeating earthquakes for the period from 1993 to March 2007 (color). Distribution of small repeating earthquakes (black dots) and coseismic slip area (contours, Iinuma et al. (2011)) are also shown in this figure. Bold lines denote the down-dip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

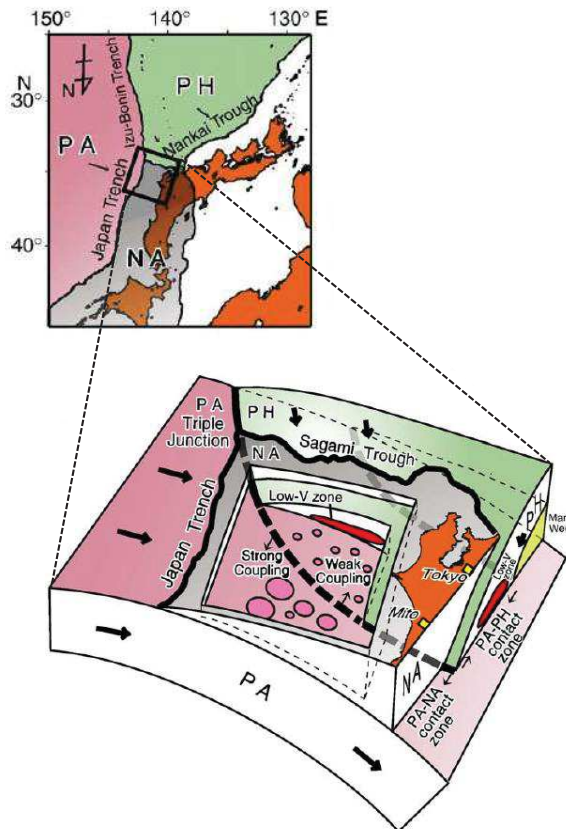
上記知見から、福島県沖・茨城県沖におけるプレート境界深部の固着度は岩手県沖南部よりも大きいと考えられる。

4.2.5 房総沖の固着等及びテクトニクス的背景に関する分析

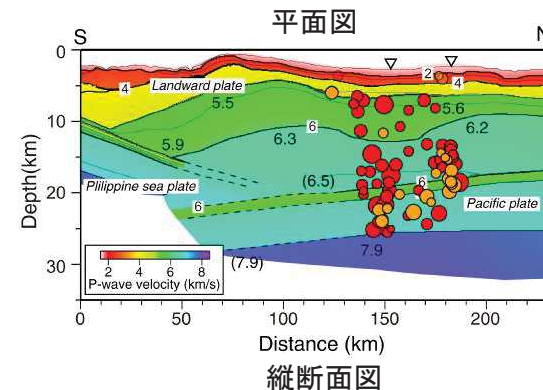
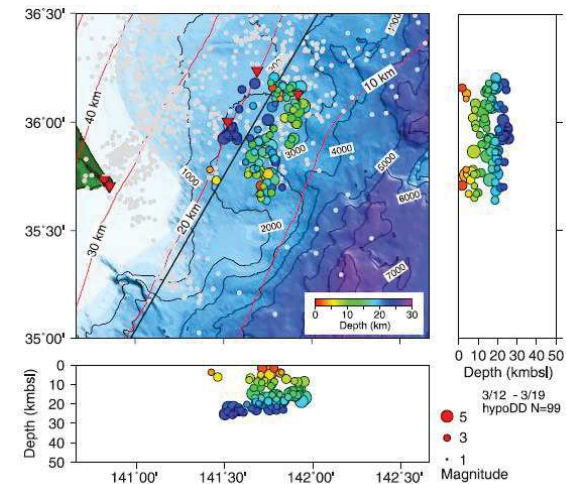
- 房総沖の相模トラフ周辺では、陸側のプレートの下にフィリピン海プレートが、さらに下方には太平洋プレートが沈み込み、茨城県から千葉県沿岸の南東方向に向かってフィリピン海プレートの北東端が太平洋プレートに接している(Uchida et al.(2009), Shinohara et al.(2011) ほか)。
- Uchida et al.(2009)は、地震学的見地から、太平洋プレートの上盤側をなすプレートの違いによってカップリング率が大きく異なるとし、茨城県沖よりも固着が弱いとしている。
- Shinohara et al.(2011)は、3.11地震の余震分布に関する分析から、フィリピン海プレート北東端の位置と3.11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。



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))

以上から、房総沖の固着度は宮城県沖、青森県東方沖及び岩手県沖北部、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。

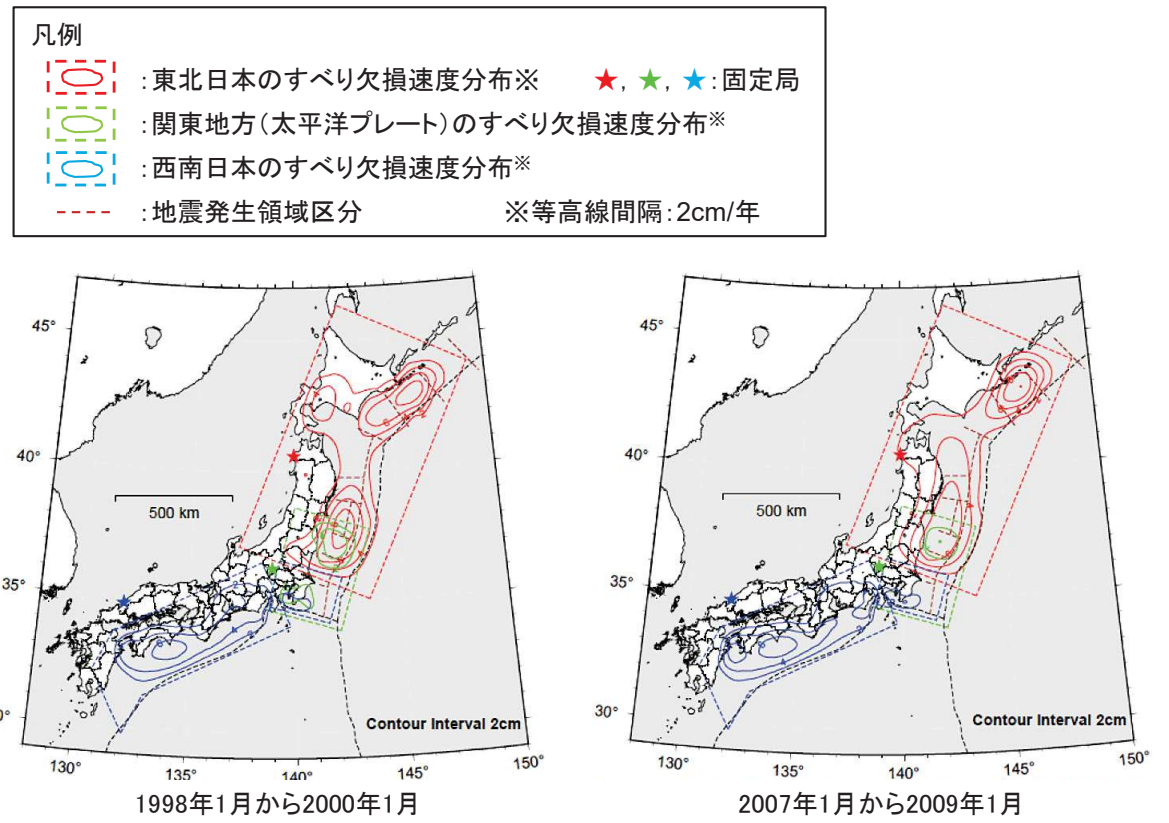
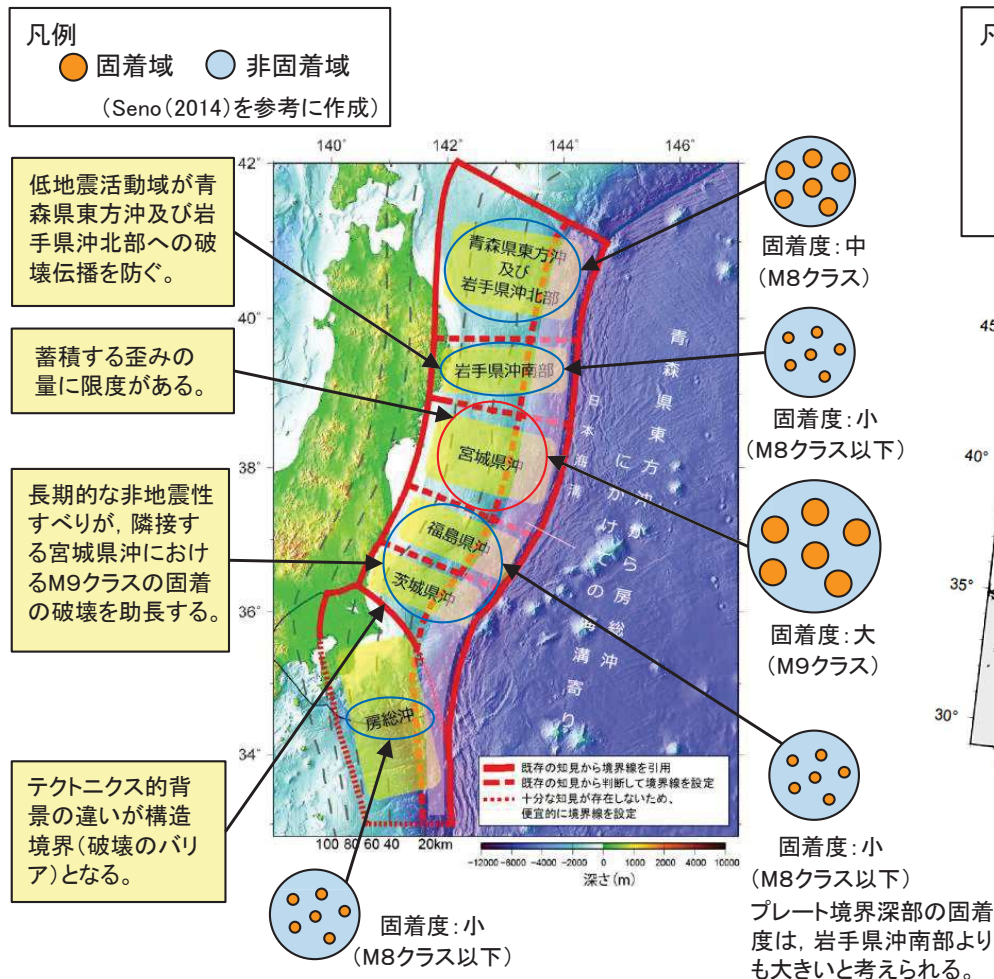
I. 第4章 4.2 破壊伝播の検討

4.2.6 各領域の固着等に関する分析結果(まとめ)

- 各領域の固着等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。



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))

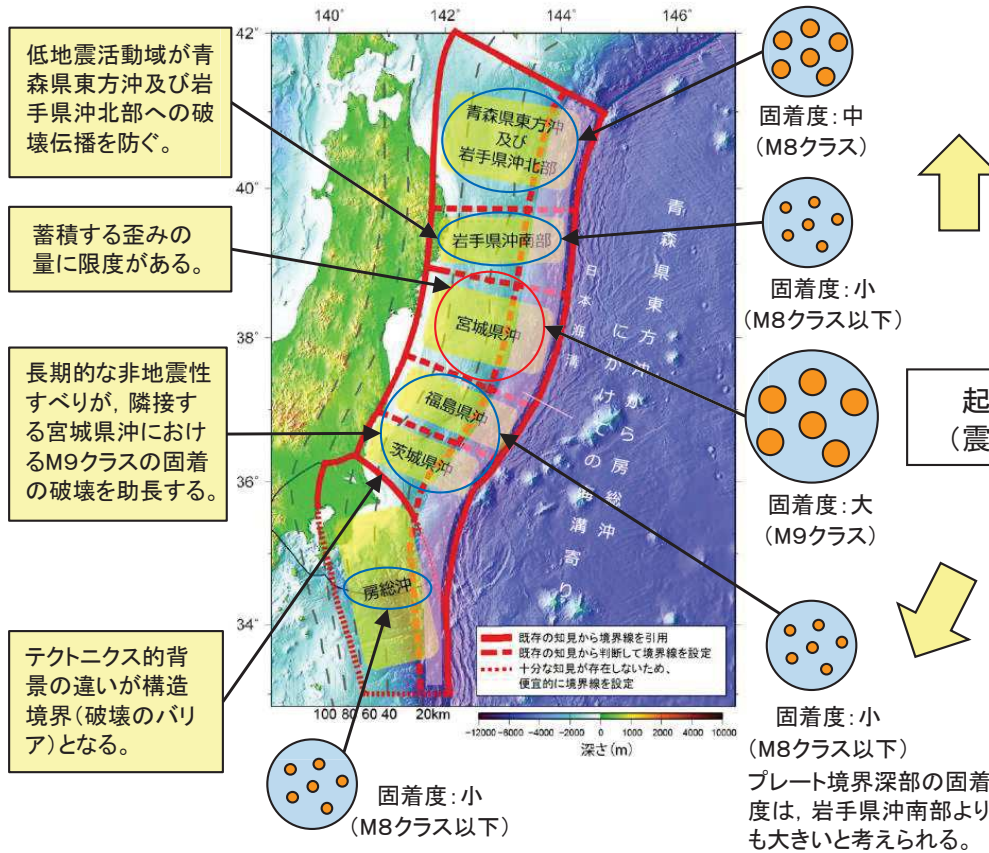
各領域の固着度に関する分析結果
 (地震調査研究推進本部(2019)に一部加筆)

I. 第4章 4.2 破壊伝播の検討

4.2.7 破壊伝播の検討: 検討方針

- 宮城県沖の固着域を起点(震源)とする破壊が, 3.11地震の破壊領域から広がり, 青森県東方沖及び岩手県沖北部及び房総沖へ伝播する可能性について, 活断層の連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



低地震活動域が青森県東方沖及び岩手県沖北部への破壊伝播を防ぐ。

蓄積する歪みの量に限度がある。

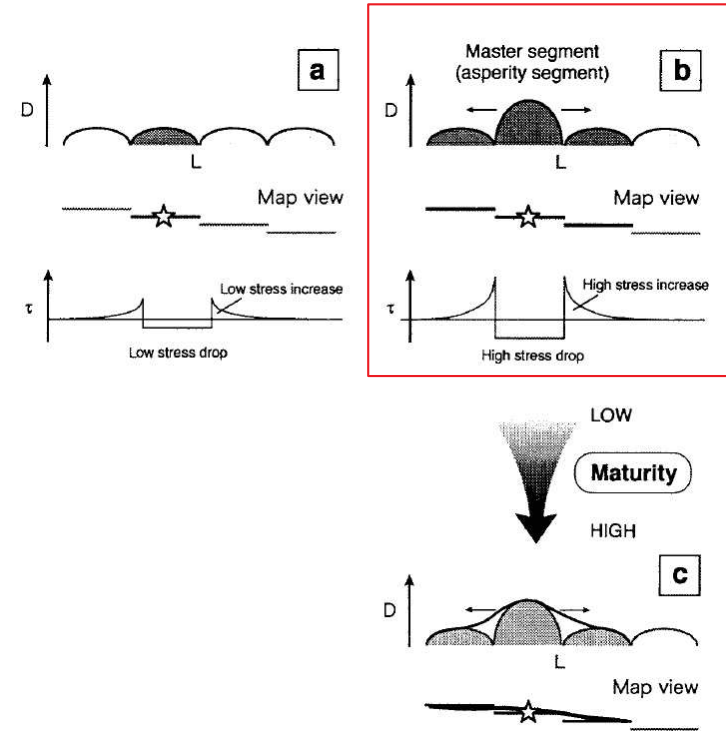
長期的な非地震性すべりが, 隣接する宮城県沖におけるM9クラスの固着の破壊を助長する。

テクトニクス的背景の違いが構造境界(破壊のバリア)となる。

青森県東方沖及び岩手県沖北部への破壊伝播の可能性検討

起点(震源)
 房総沖への破壊伝播の可能性検討

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(2019)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) 変位量が大きくなるとともに成熟し, 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)

4.2.7 破壊伝播の検討: 検討結果

■破壊伝播の北端

- 青森県東方沖及び岩手県沖北部は、M8クラスの地震で歪みを解放すると考えられ、宮城県沖と比較して固着度が小さい。また、青森県東方沖及び岩手県沖北部と宮城県沖の間に位置する岩手県沖南部には低地震活動域 (SLSR) が存在する等から、宮城県沖、青森県東方沖及び岩手県沖北部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、3.11地震よりもさらに応力を高め、固着度が小さい岩手県沖南部を跨ぎ青森県東方沖及び岩手県沖北部の固着域まで伝播する (青森県東方沖及び岩手県沖北部の活動を巻き込む) 可能性は低いと考えられる。

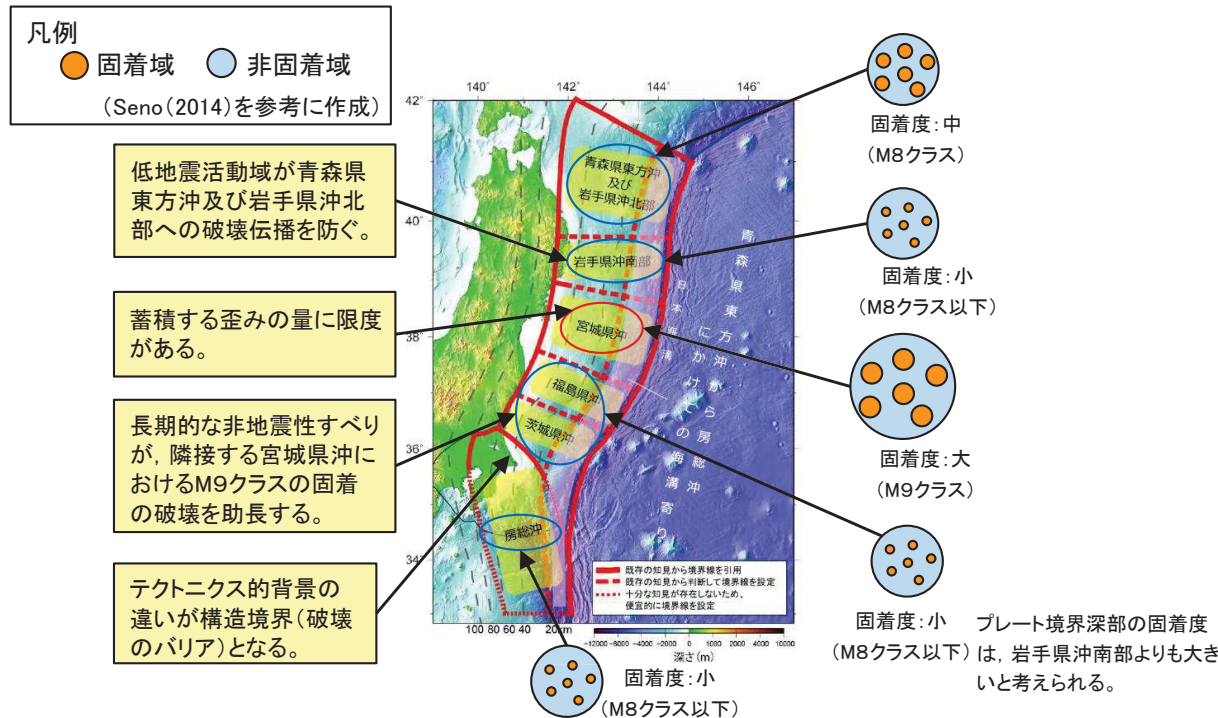
⇒ 以上より、宮城県沖の固着域を起点 (震源) とする破壊伝播の北端は岩手県沖南部と評価する。

■破壊伝播の南端

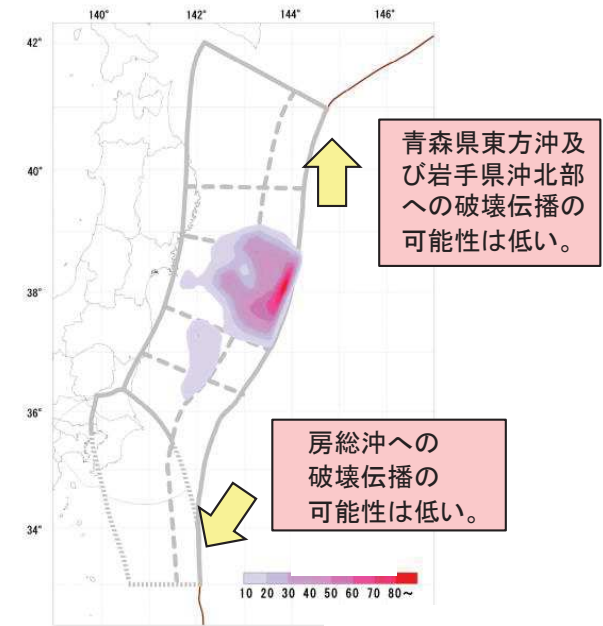
- 福島県沖・茨城県沖は、「東北地方太平洋沖型の地震」の震源域に含まれる領域であるとともに、プレート境界深部で発生する長期的な非地震性すべり領域が宮城県沖におけるM9クラスの固着の破壊を助長する領域である。一方、房総沖は、宮城県沖、青森県東方沖及び岩手県沖北部、福島県沖・茨城県沖の固着度と比較して小さいとともに、テクトニクス背景から茨城県沖と房総沖の間に構造境界 (破壊のバリア) を想定することは可能と考えられる。したがって、歪みを蓄積する量に限度がある宮城県沖の固着域を起点 (震源) とする破壊 (地震) が、3.11地震よりもさらに応力を高め、構造境界 (破壊のバリア) を跨ぎ房総沖の固着域まで伝播する (房総沖の活動を巻き込む) 可能性は低いと考えられる。

⇒ 以上より、宮城県沖の固着域を起点 (震源) とする破壊伝播の南端は茨城県沖と評価する。

- 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 (地震本部(2019)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 (地震本部(2019)に一部加筆)

I. 第4章 4.2 破壊伝播の検討

4.2.8 世界の巨大地震との比較:検討方針

- ・ 次のとおり, 世界のプレート境界で発生しているM9クラスの巨大地震と日本海溝沿いで発生する巨大地震のテクトニクス背景, 地震学的・測地学的見地等から検討を実施して, 宮城県沖の固着域を起点(震源)とする破壊の伝播範囲(北端・南端)の評価の妥当性を確認した。

(1)破壊伝播の南端

- 世界のプレート境界で発生しているM9クラスの巨大地震の震源域(=破壊のバリア)に関する知見を収集して, 茨城県沖と房総沖の構造境界(破壊のバリア)との共通性を確認し, 破壊伝播の南端を茨城県沖と評価することの妥当性を確認する。なお, 検討にあたっては, 多くの知見が蓄積されている南米チリ沖, スマトラ島沖を対象とした。

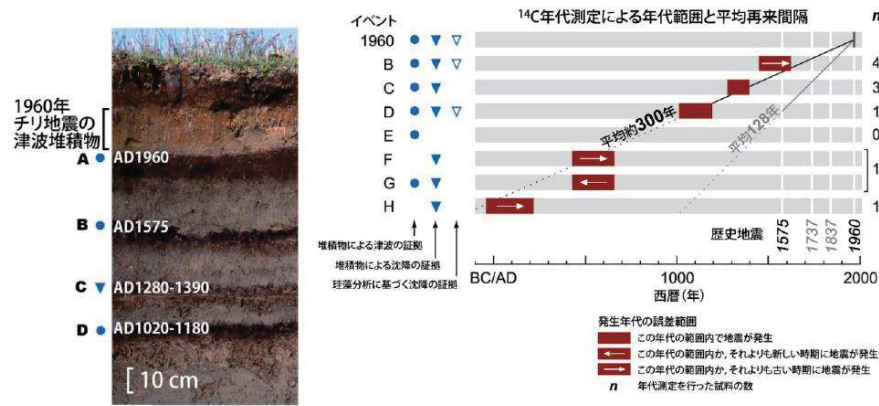
(2)破壊伝播の北端

- 2004年スマトラ～アンダマン地震と同様の破壊現象(破壊伝播)が, 日本海溝沿いで発生するかどうかを, 両海域の①テクトニクス背景, ②地震学的・測地学的見地, ③地震発生様式の分類の観点から検討を実施して, 破壊伝播の北端を岩手県沖南部と評価することの妥当性を確認した。

I. 第4章 4.2 破壊伝播の検討 4.2.8 世界の巨大地震との比較

4.2.8(1)破壊伝播の南端の評価:南米チリ沖で発生した巨大地震に関する知見(1/3)

- 1960年チリ地震(Mw9.5)の発生領域では、津波堆積物調査の結果から、約300年間隔で繰り返し巨大地震が発生しており(宍倉(2013)), 同領域で発生している過去の地震(1737年, 1837年)も含めて、各地震の破壊領域の北端は概ね一致している(Rajendran(2013))。



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).

チリ沖における津波堆積物とその履歴
(宍倉(2013))

1960年チリ地震発生
領域で発生した地震の
破壊領域の北端

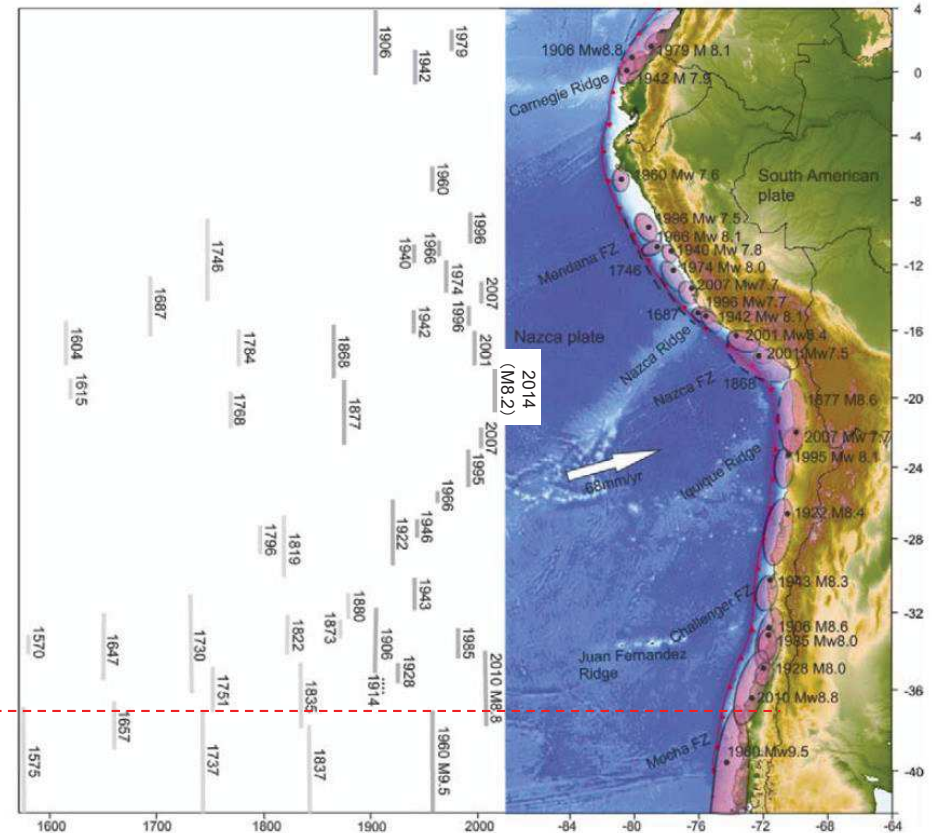


Figure 8. (Right) Seismotectonic setting of the South American subduction zone showing locations (filled black circles) and rupture areas (ellipses) of significant earthquakes. (Left) Their spatial and temporal rupture estimates (modified after refs 17 and 52).

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

I. 第4章 4.2 破壊伝播の検討 4.2.8 世界の巨大地震との比較

4.2.8(1)破壊伝播の南端の評価:南米チリ沖で発生した巨大地震に関する知見(2/3)

- Melnick et al.(2009)は、南米チリ沖で発生している地震の発生履歴、テクトニクス背景及び地震学的見地等から、1960年チリ地震の発生領域で発生する地震の破壊領域(破壊のバリア)について考察している。

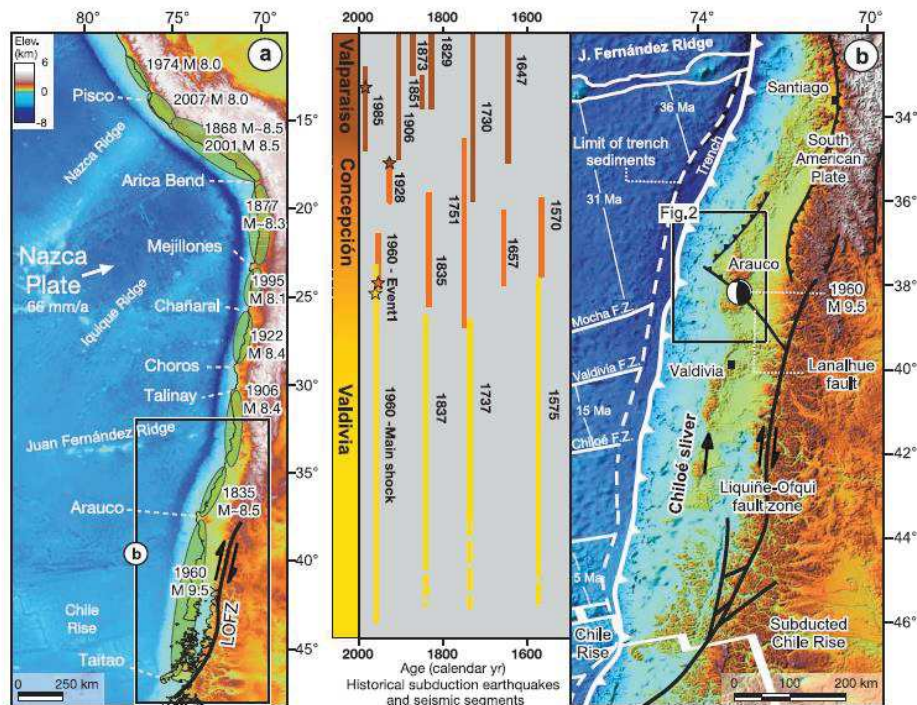


Figure 1. Index maps. (a) Major seismotectonic features of the central and south-central Andean forearc. Rupture segment of most recent, major ($M \geq 8$) subduction earthquake [Beck and Ruff, 1989; Comte and Pardo, 1991; Lonnitz, 1970, and references therein]. Note that distinct promontories seem to occur systematically at rupture segment boundaries. LOFZ, Liquiñe-Ofqui fault zone. (b) Location of the Arauco peninsula and study area. Major Quaternary faults compiled from references in text. Seismotectonic segments, rupture zones of historical subduction earthquakes, and main tectonic features of the south-central Andean convergent margin. Earthquake ruptures were compiled from Campos et al. [2002], Comte et al. [1986], Kelleher [1972], and Lonnitz [2004]. Dashed white line denotes edge of >1.5 km thick sediment fill in the trench. Data on Nazca plate and trench from Bangs and Cande [1997] and Tebbens and Cande [1997]. Segments of the Chile Rise subducted at 3 and 6 Ma from Cande and Leslie [1986].

南米チリ沖におけるテクトニクス背景と地震発生履歴の対応
(Melnick et al.(2009))

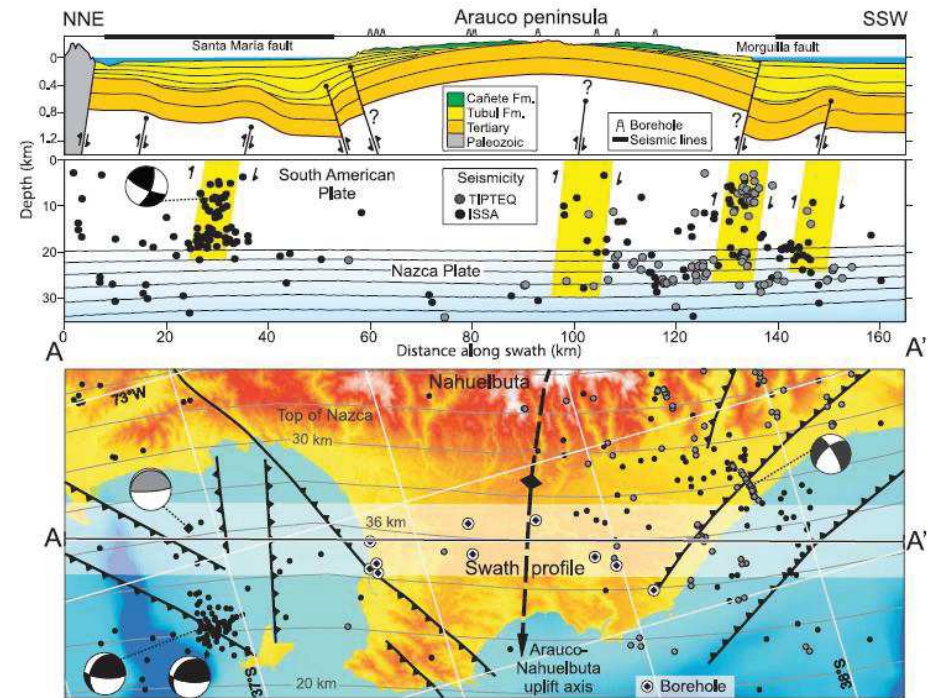


Figure 8. Profile of surface and crustal structure along the Arauco peninsula. Surface profile with maximum topography along swath shown by shaded rectangle in the center of the map. Fault dips are only apparent because of vertical exaggeration. Seismicity and focal mechanisms of the ISSA [Bohm, 2004; Bohm et al., 2002; Bruhn, 2003] and TIPTEQ [Haberland et al., 2006] local networks. Depth of the Tubul and Cañete formations from ENAP boreholes and exposed sections in the field (see Figure 6). Contours in the blue region labeled Nazca plate represent the top of the slab projected from 10 km spaced, parallel lines in the area of the map (2 km contours also shown in the map). Slab geometry from Tassara et al. [2006]. Shallow structures from the northern sector integrated from seismic reflection profiles described by Melnick et al. [2006a]; southern sector from profile ENAP 28 (Figure 7). Gray focal mechanism from U.S. Geological Survey National Earthquake Information Center catalog (21 May 1990, M_w 6.3, 5 km depth).

アラウコ半島の地表面並びに地下構造
(Melnick et al.(2009))

I. 第4章 4.2 破壊伝播の検討 4.2.8 世界の巨大地震との比較

4.2.8(1)破壊伝播の南端の評価:南米チリ沖で発生した巨大地震に関する知見(3/3)

- 1960年チリ地震発生領域付近では、アラウコ半島を境に、バルディビアセグメント(1960年チリ地震の発生領域)、バルパライソセグメントに分かれる。バルディビアセグメントにおける陸のプレートはチロエマイクロプレート(前弧スリバー)が形成されており、横ずれ断層に沿って移動し、アラウコ地域で部分的に内部へ沈み込んでいる。
- Melnick et al.(2009)は、上記テクトニクス背景と1960年チリ地震発生領域で発生する地震の境界が一致することから、これが破壊のバリアとして作用する可能性があるとしている。

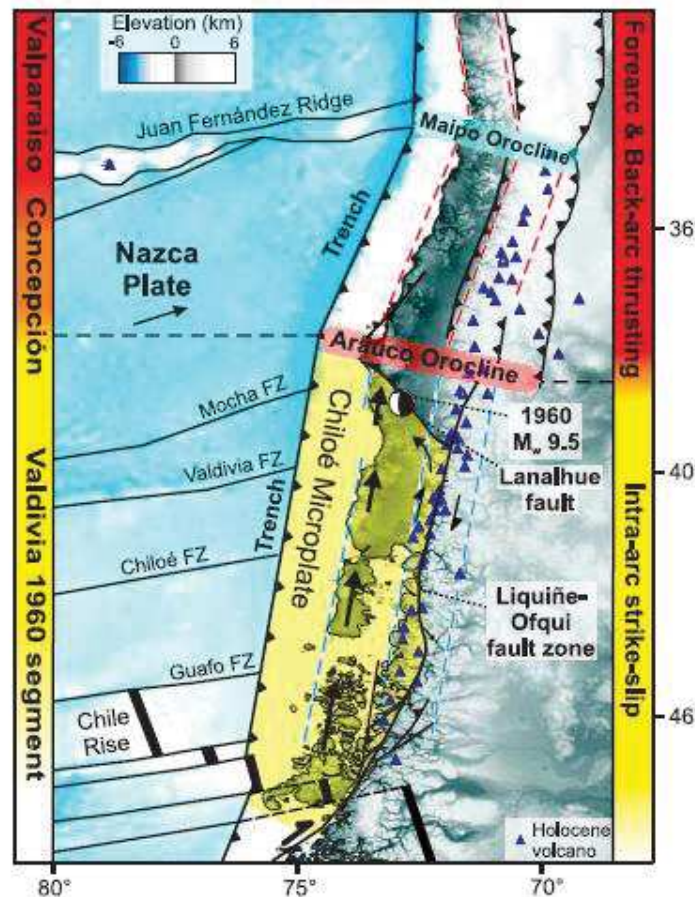


Figure 10. Seismotectonic model. Oblique plate convergence and subduction of the Chile Rise leads to decoupling of the Chileo fore-arc sliver along the Liquiñe-Ofqui fault zone. Margin-parallel northward motion is partly accommodated internally along the sliver and by NNE-SSW shortening in the Arauco region, resulting in doming of the Nahuelbuta ranges and emergence of the Arauco peninsula. As a result of this collision, the entire orogen bends eastward at the Arauco Orocline, which also marks a boundary between deformation styles in the intra-arc and foreland regions. The coincidence between the extent of the Valdivia 1960 rupture segment and the Chileo fore-arc sliver suggests that here the fore-arc structure controls the extent of megathrust rupture segments.

1960年チリ地震発生領域における地震構造モデル
(Melnick et al.(2009))

I. 第4章 4.2 破壊伝播の検討 4.2.8 世界の巨大地震との比較

4.2.8(1)破壊伝播の南端の評価:スマトラ島沖で発生した巨大地震に関する知見(1/2)

- 2004年スマトラ～アンダマン地震(Mw9.1～9.3)の発生領域では、津波堆積物調査の結果から、約500年間隔で繰り返し巨大地震が発生しており、その破壊領域の南端は概ね一致している(Rajendran(2013))。

2004年スマトラ～アンダマン地震
発生領域で繰り返し発生している
巨大地震の破壊領域の南端

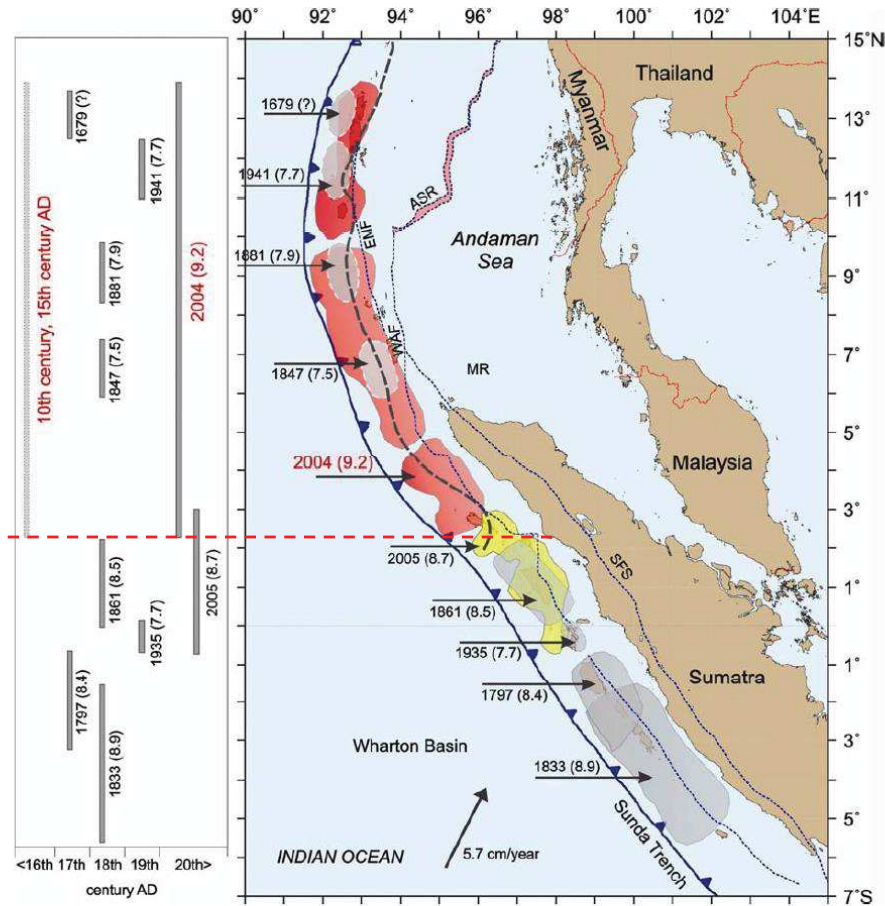


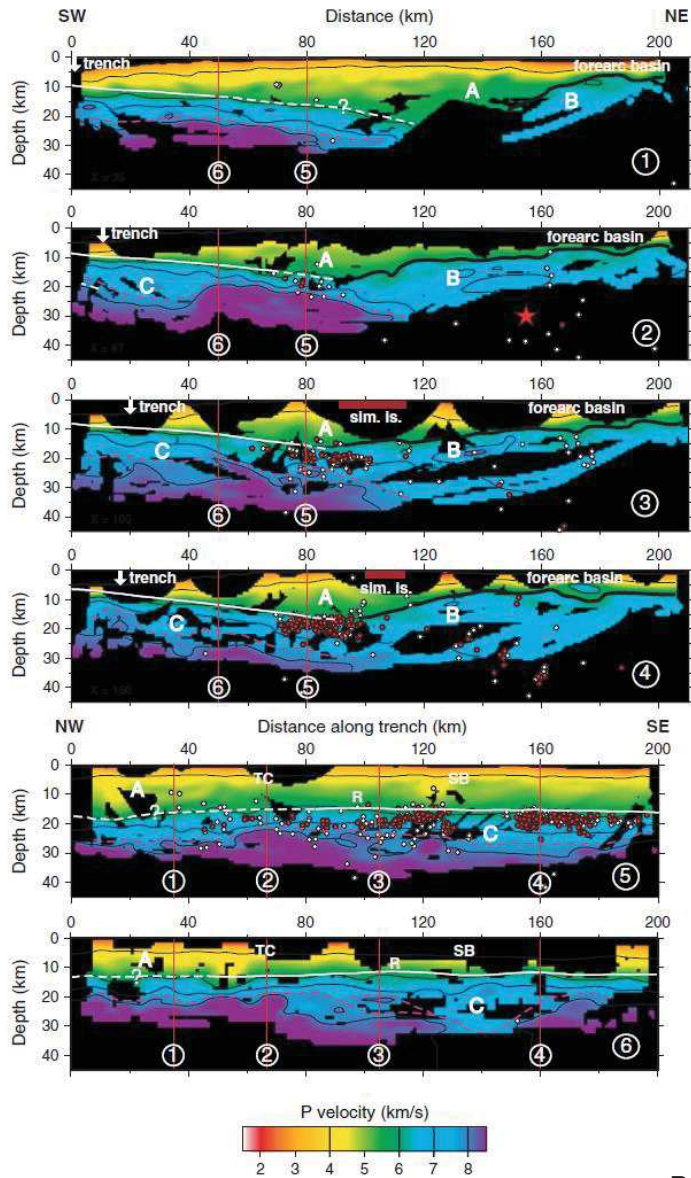
Figure 9. (Right) Seismotectonic setting of the Sumatra-Andaman subduction zone showing rupture areas (shaded) of significant earthquakes. (Left) Their spatial and temporal rupture estimates. Faults marked on the overriding plate are EMF, WAF, SFS and ASR (from Natawidjaja⁵²). Historical earthquake ruptures are shaded in grey (from refs 18, 53 and 55); the 2004 and 2005 ruptures are in red and yellow respectively (from Chlieh *et al.*⁶⁷). EMF, Eastern Margin Fault; WAF, West Andaman Fault; ASR, Andaman Spreading Ridge; SFS, Sumatra Fault System.

スマトラ島～アンダマン諸島沖における過去の地震発生履歴
(Rajendran(2013)に一部加筆)

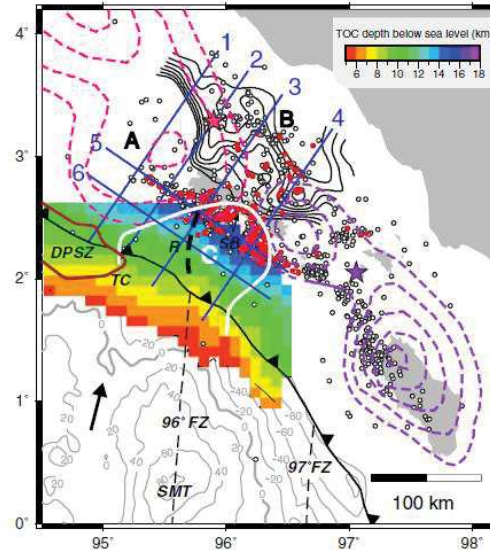
I. 第4章 4.2 破壊伝播の検討 4.2.8 世界の巨大地震との比較

4.2.8(1)破壊伝播の南端の評価:スマトラ島沖で発生した巨大地震に関する知見(2/2)

- Tang et al.(2013)は、2004年スマトラ～アンダマン地震の発生領域と2005年の地震の発生領域の境界部の地下構造について、P波速度構造による分析から、当該範囲には厚い海洋性地殻が存在し、これが破壊伝播のバリアとして作用する可能性があるとしている。



P波速度構造 (Tang et al.(2013))



測線位置
(Tang et al.(2013))

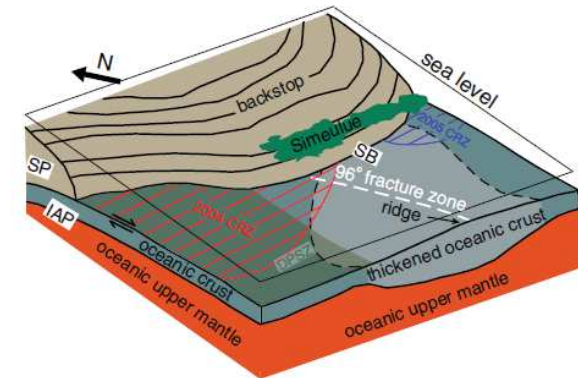


Figure 4. Cartoon illustrating the segmentation of the 2004–2005 megathrust rupture in the Sumatra subduction zone around Simeulue Island. The accretionary complex removed for simplicity. CRZ: coseismic rupture zone; SP: Sunda plate. Other labels same as in Figures 2 and 3.

地下構造の模式図
(Tang et al.(2013))

Figure 3. Velocity cross-sections extracted from the velocity model inverted from the first-arrival travel-time tomography (contoured at 4, 6, 7, and 8 km/s). Relocated earthquake locations are plotted within ± 10 km of Line 1–4 and ± 5 km of Line 5–6. Thick black lines: top of the backstop; Solid white lines: the TOC constrained by the MCS data; Dashed white lines: unconstrained TOC; Dashed purple lines: possible oceanic Moho interface approximated by the 7.6 km/s velocity contours; Thin red lines: intersection location of velocity cross-sections; ‘sim. is.’ = Simeulue Island, SB = segment boundary. Other symbols and labels same as in Figure 2.

I. 第4章 4.2 破壊伝播の検討 4.2.8 世界の巨大地震との比較

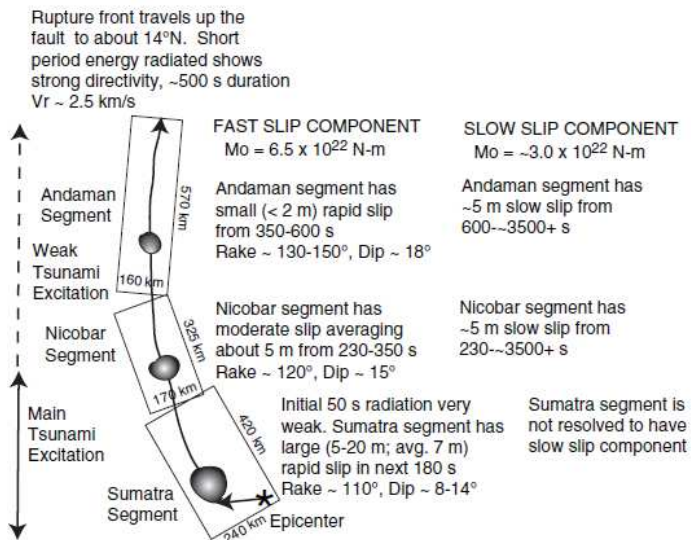
4.2.8(1)破壊伝播の南端の評価:まとめ

- 南米チリ沖, スマトラ島沖で発生している巨大地震の破壊領域(破壊の伝播範囲)に関する知見から, 同一のプレート境界面でも, 地下構造に不連続性が認められる場合, それが破壊のバリアとして作用すると考えられる。
- 上記は, 3.11地震の破壊が, 太平洋プレートにフィリピン海プレートが接触している付近で停止したことと共通性が見られることから, 茨城県沖と房総沖の間に構造境界(破壊のバリア)を想定することができる。
- 以上から, 宮城県沖の固着域を起点(震源)とする破壊伝播の南端を茨城県沖と評価される。

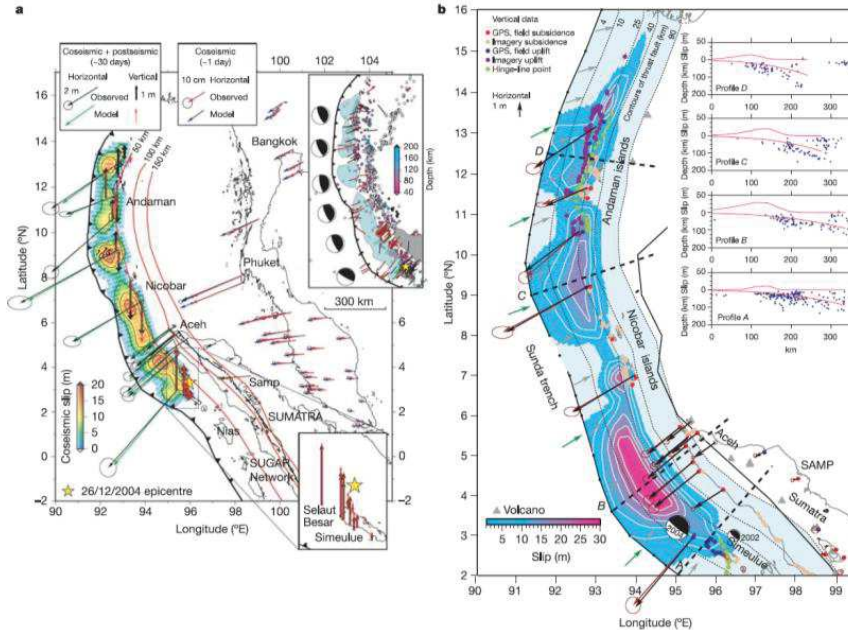
I. 第4章 4.2 破壊伝播の検討 4.2.8 世界の巨大地震との比較

4.2.8(2)破壊伝播の北端の評価:2004年スマトラ～アンダマン地震の破壊現象

- 2004年スマトラ～アンダマン地震は、スマトラ島沖を震源としてアンダマン諸島沖へ約1300km破壊が伝播したMw9.1～9.3の巨大地震であり、そのメカニズム解は、低角の逆断層地震である(Lay et al.(2005))。
- 同地震のすべり分布は、震源となったスマトラが最も大きく、北へ行くにつれて小さくなるものの、震源域全体に亘ってすべりが生じており(Lay et al.(2005), Subarya et al.(2006)), 大きなすべりが生じた領域が限定的であった3.11地震と対照的である。



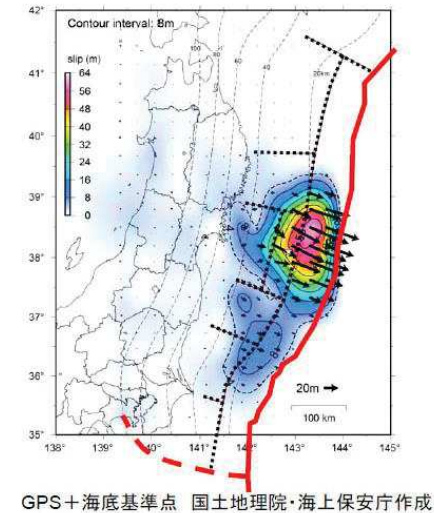
2004年スマトラ～アンダマン地震の破壊過程 (Lay et al.(2005))



a. 地震すべり及び地震後1ヶ月の余効すべりによる測地データから算定されたすべり分布

b. 地震前後の地震すべりによる測地データから算定されたすべり分布

測地データから算定された2004年スマトラ～アンダマン地震のすべり分布(Subarya et al.(2006))

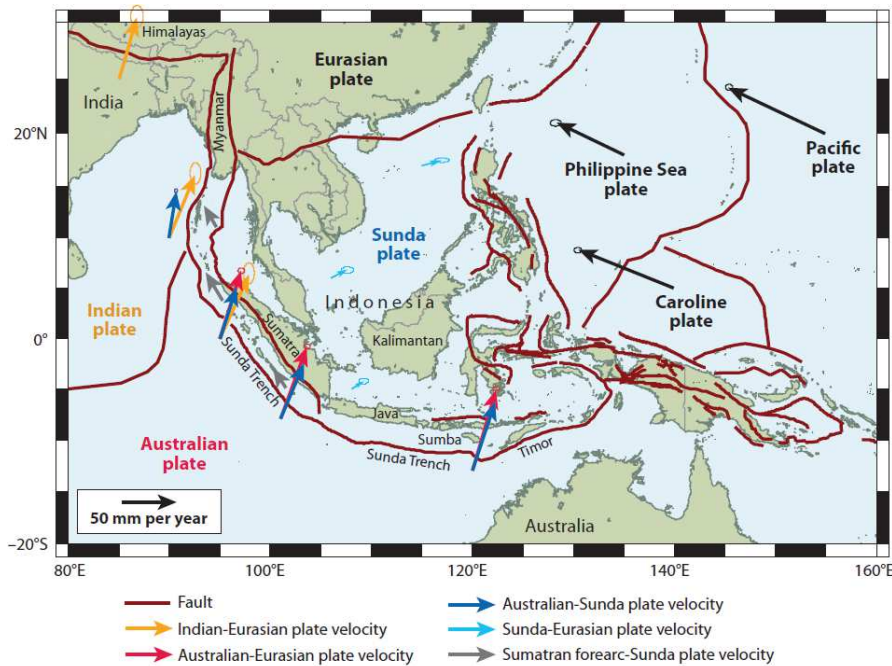


GPSデータから算定された3.11地震のすべり分布 (地震調査研究推進本部(2012))

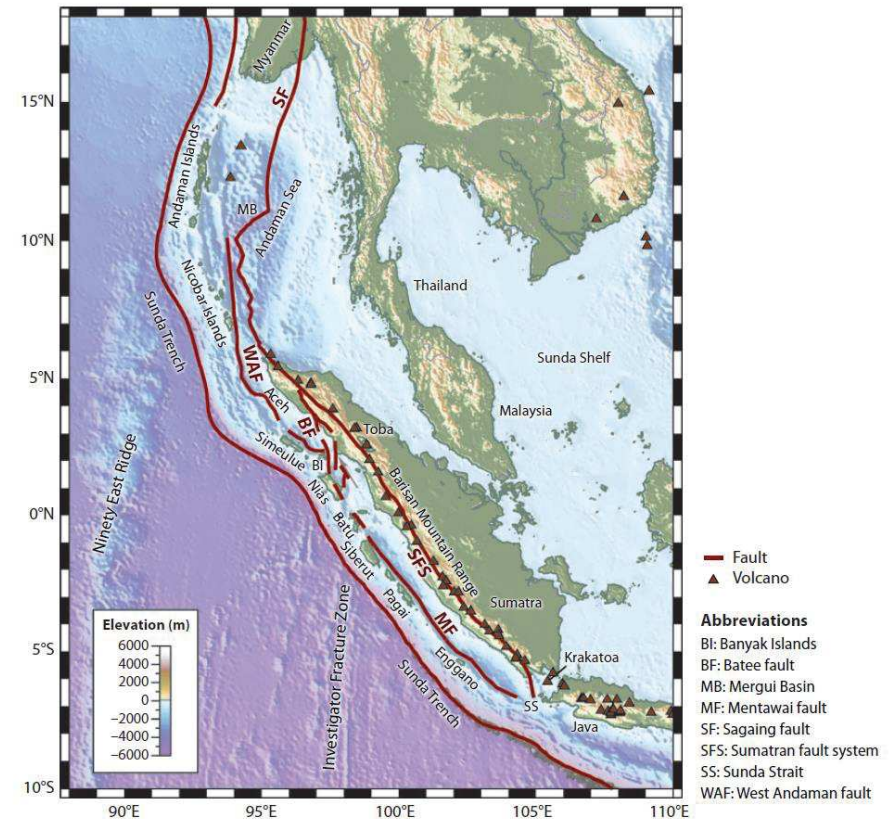
I. 第4章 4.2 破壊伝播の検討 4.2.8 世界の巨大地震との比較

4.2.8(2)破壊伝播の北端の評価:テクトニクス背景の比較(1/3)

- スマトラ島～アンダマン諸島沖は、インド・オーストラリアプレートがユーラシアプレートに斜めに沈み込んでおり、この斜め沈み込みによって、火山列に沿うスマトラ断層(右横ずれ断層), 前弧海盆(外弧)の島列, そして前弧スリバーの移動による背弧海盆(アンダマン海)の形成等が起こっている(木村(2002))。



スマトラ周辺のプレートテクトニクス
(McGaffrey (2009))

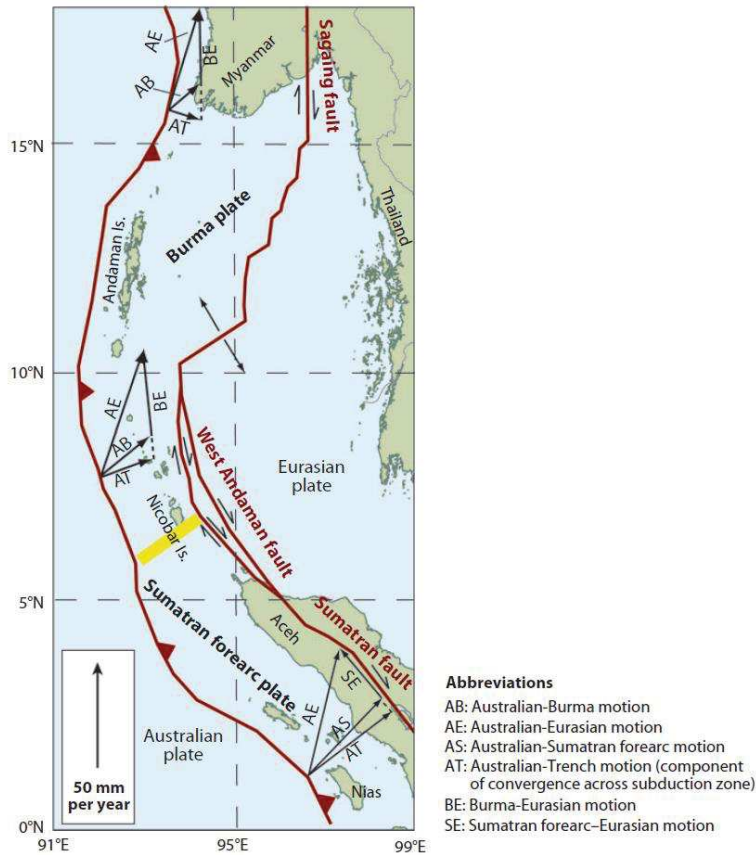


スマトラ島～アンダマン諸島沖周辺の地形
(McGaffrey (2009))

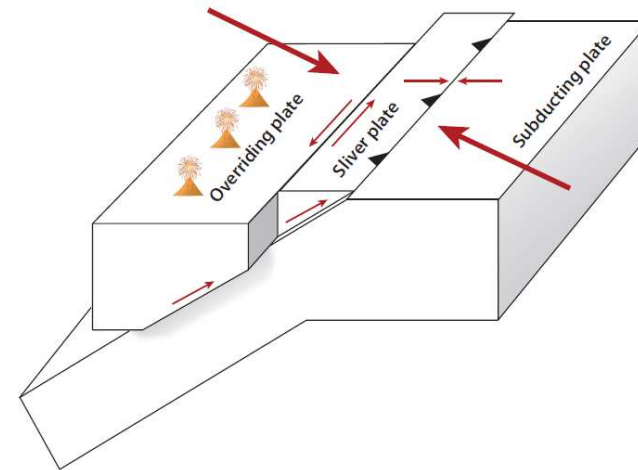
I. 第4章 4.2 破壊伝播の検討 4.2.8 世界の巨大地震との比較

4.2.8(2)破壊伝播の北端の評価:テクトニクス背景の比較(2/3)

- スマトラ島～アンダマン諸島沖は、インド・オーストラリアプレートがユーラシアプレートに斜めに沈み込むことにより、スマトラマイクロプレート、ビルママイクロプレートが形成されている(McCaffrey(2009))。
- スマトラ～アンダマン地域で発生する巨大地震のメカニズム解がプレート運動の斜め衝突とは異なり、海溝軸に直交する向きの低角の逆断層となる要因について、小山ほか(2012)は、インド・オーストラリアプレートの斜め衝突に伴う海溝軸に並行な成分は各マイクロプレートの北への動きで緩和され、海溝に直交する成分のみが卓越する(ひずみとして蓄積される)ためとしている。



スマトラマイクロプレートとビルママイクロプレートの運動方向
(McCaffrey(2009))

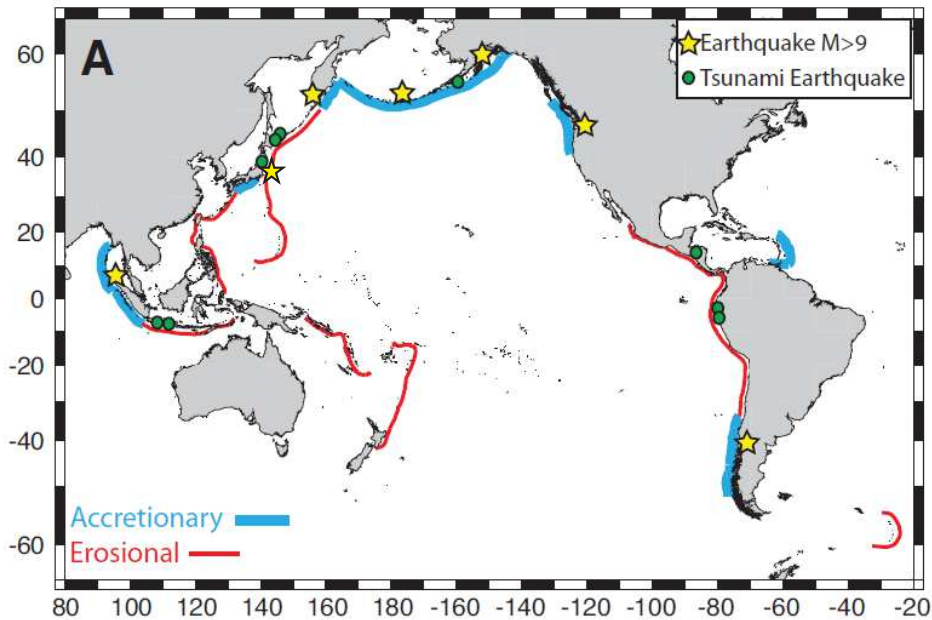


前弧スリバーの形状と斜め沈み込みによるプレート運動(概要図)
(McCaffrey(2009))

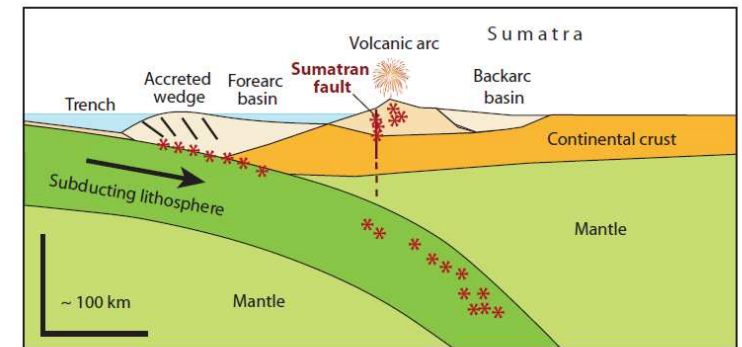
I. 第4章 4.2 破壊伝播の検討 4.2.8 世界の巨大地震との比較

4.2.8(2)破壊伝播の北端の評価:テクトニクス的背景の比較(3/3)

- スマトラ島～アンダマン諸島沖は、M9クラスの巨大地震が発生しているチリ、カスケード、アラスカ・アリューシャンと同様に付加体が発達している海域であるのに対して、日本海溝沿いは造構性侵食作用が卓越し付加体が未発達な海域である。



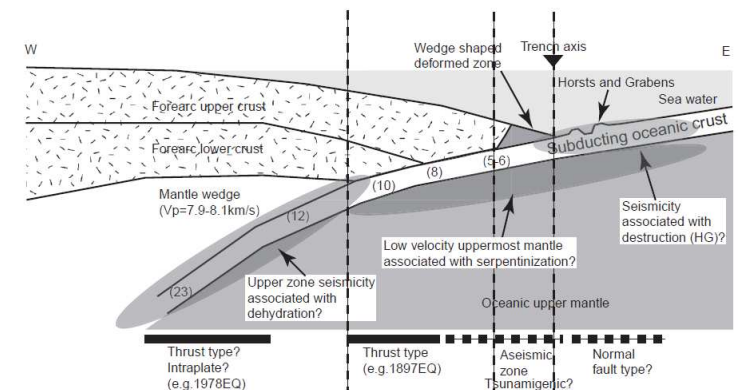
沈み込み帯の分類
(Bilek(2010)に一部加筆)



スマトラ島沖の地下構造(模式図)
(McGaffrey(2009))



断面位置(MY102)
(Miura et al.(2005))



宮城県沖の地下構造(模式図)
(Miura et al.(2005))

以上から、スマトラ島～アンダマン諸島沖と日本海溝沿いのテクトニクス的背景には大きな違いがある。

I. 第4章 4.2 破壊伝播の検討 4.2.8 世界の巨大地震との比較

4.2.8(2)破壊伝播の北端の評価:地震学的・測地学的見地(既往地震の発生履歴)

- スマトラ島～アンダマン諸島沖では、全域に亘ってM8クラスの地震が発生しており、2004年スマトラ～アンダマン地震の発生領域に関しては、約500年間隔で繰り返し連動型の巨大地震が発生していることから(Rajendran(2013)), プレート境界面の固着のばらつきは小さいと考えられる。
- 一方、日本海溝沿いにおいて約600年間隔で繰り返し発生する東北地方太平洋沖型の地震の震源域となる宮城県沖は、固着が小さい岩手県沖南部、福島県・茨城県沖の間に位置しており、両者には大きな違いが見られる。

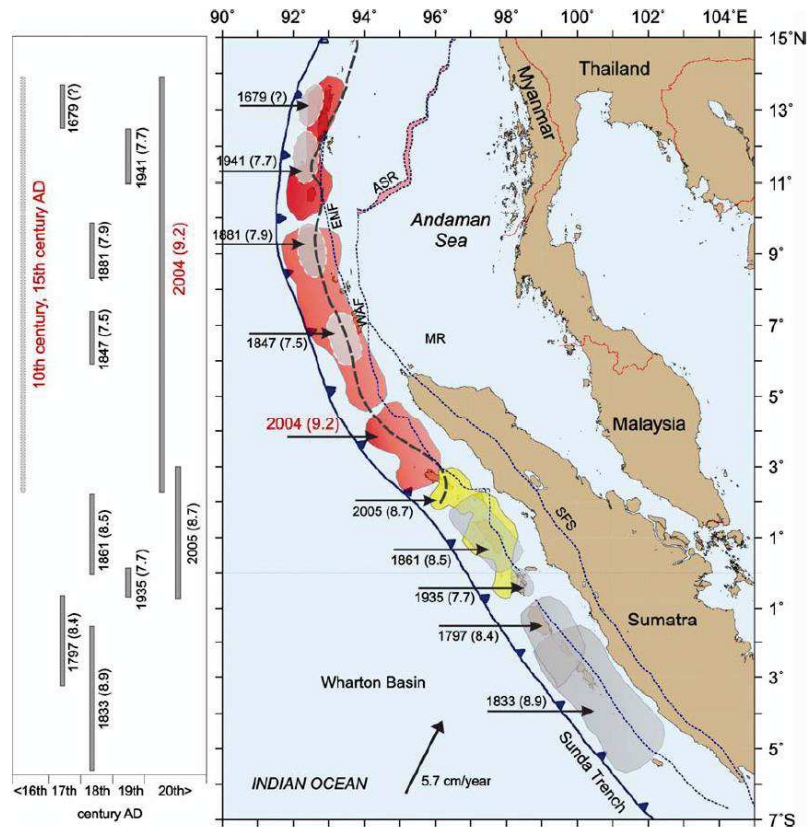


Figure 9. (Right) Seismotectonic setting of the Sumatra-Andaman subduction zone showing rupture areas (shaded) of significant earthquakes. (Left) Their spatial and temporal rupture estimates. Faults marked on the overriding plate are EMF, WAF, SFS and ASR (from Natawidjaja⁵³). Historical earthquake ruptures are shaded in grey (from refs 18, 53 and 55); the 2004 and 2005 ruptures are in red and yellow respectively (from Chlieh *et al.*⁵⁴). EMF, Eastern Margin Fault; WAF, West Andaman Fault; ASR, Andaman Spreading Ridge; SFS, Sumatra Fault System.

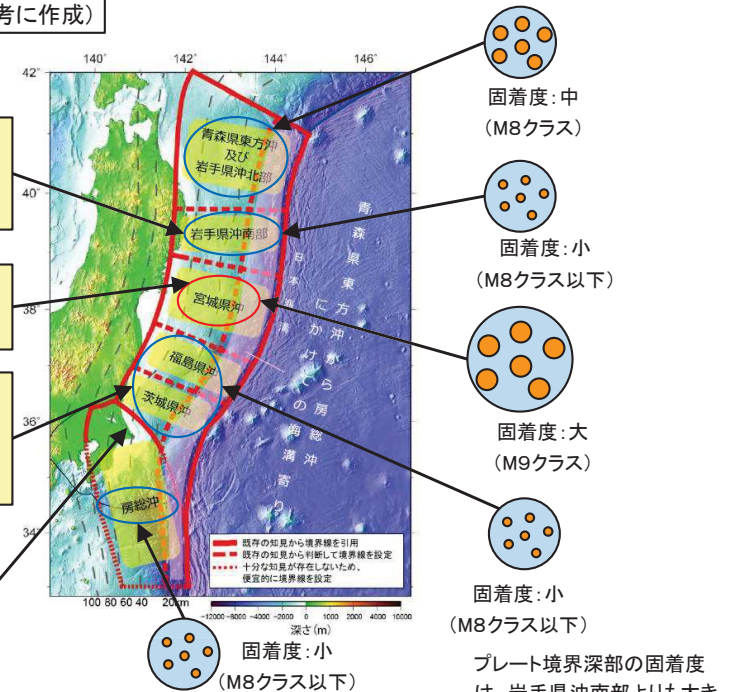
凡例
 ● 固着域 ● 非固着域
 (Seno(2014)を参考に作成)

低地震活動域が青森県東方沖及び岩手県沖北部への破壊伝播を防ぐ。

蓄積する歪みの量に限度がある。

長期的な非地震性すべりが、隣接する宮城県沖におけるM9クラスの固着の破壊を助長する。

テクトニクス的背景の違いが構造境界(破壊のバリア)となる。



各領域の固着度に関する分析結果(地震本部(2019)に一部加筆)

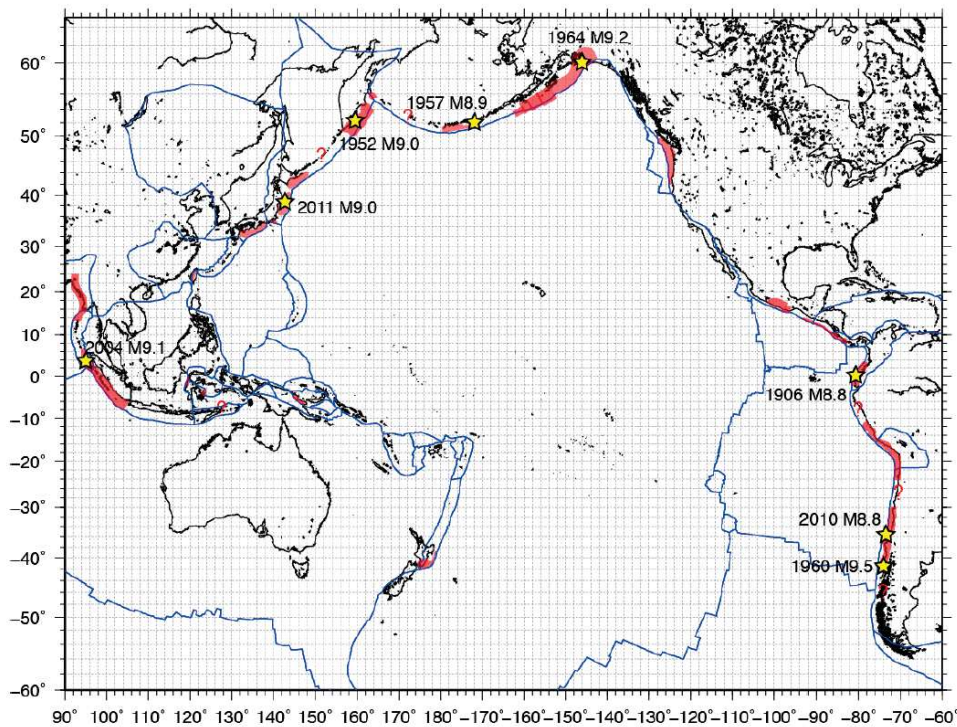
スマトラ島～アンダマン諸島沖における過去の地震発生履歴 (Rajendran(2013))

I. 第4章 4.2 破壊伝播の検討 4.2.8 世界の巨大地震との比較

4.2.8(2)破壊伝播の北端の評価:地震学的・測地学的見地(カップリング率)

- 西村(2013)は、環太平洋の沈み込み帯とインド洋北東部のスダ海溝沿いのプレート境界面のカップリング率に関する知見を整理し、スマトラの平均的なカップリング係数※は1に近く、日本海溝は中程度であるとしている。

※: すべり欠損速度をプレート相対運動速度で割ったもの。

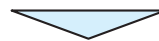


■ : すべり欠損速度が2cm/年以上と推定されている領域
★ : 1900年以降のM8.8以上の超巨大地震の震央
? : カップリングしていると疑われるが、文献が調査できなかった位置
— : プレート境界位置

【平均的なカップリング係数】

- ・1に近い沈み込み帯: 北米カスケード, チリ, スマトラ, 南海トラフ
- ・中程度: カムチャッカ, アリューシャン, アラスカ, メキシコ, 中米, コロンビア, ペルー, 日本海溝, 千島海溝
- ・小さい: ニュージーランド, トンガ, 伊豆・小笠原, マリアナ, 琉球, フィリピン等

環太平洋とその周辺における測地データから推定された
プレート間カップリング分布(西村(2013))



以上から、スマトラ島～アンダマン諸島沖と日本海溝沿いのプレート境界面における固着のばらつき及びカップリング率には大きな違いがある。

I. 第4章 4.2 破壊伝播の検討 4.2.8 世界の巨大地震との比較

4.2.8(2)破壊伝播の北端の評価:世界のM9クラスの巨大地震の破壊様式の分類(1/2)

- Koyama et al.(2012), 小山ほか(2012)は, 3.11地震のほか, 世界でM9クラスの巨大地震が発生している各海域の地震活動(セグメンテーション), メカニズム解, 破壊パターン, テクトニクス背景等から, 以下に示すとおり各巨大地震の破壊様式を分類している。

■地震活動(セグメンテーション)

①along-dip double segmentation(ダブルセグメント)

- 島弧沿いに並んだ活発な地震活動と海溝沿いの不活発な地震活動帯が海溝軸に並行に二重に存在し, 主要な破壊(大きなすべり)は海溝軸直交方向に進行する地震活動を示す。
- 海溝から島弧まで幅が広く, 震源域を取り囲むような領域で, 大きな地震前に地震活動が活発化する。
- 3.11地震, 1964年アラスカ・アリューシャン地震, 1952年カムチャッカ地震がこのタイプに分類される(詳細は, 次頁に示す)。

②along-strike single segmentation(シングルセグメント)

- プレート境界の浅部がほぼ100%固着し, 海溝沿いに沿って破壊が広がる地震活動を示す。
- 地震活動の幅が狭く, 巨大地震が発生する前に震源域全体が鎮静化するseismic gap(地震空白域)が顕著に現れる。
- 2004年スマトラ~アンダマン地震, 1960年チリ地震, 2010年チリ地震がこのタイプに分類される(詳細は, 次頁に示す)。

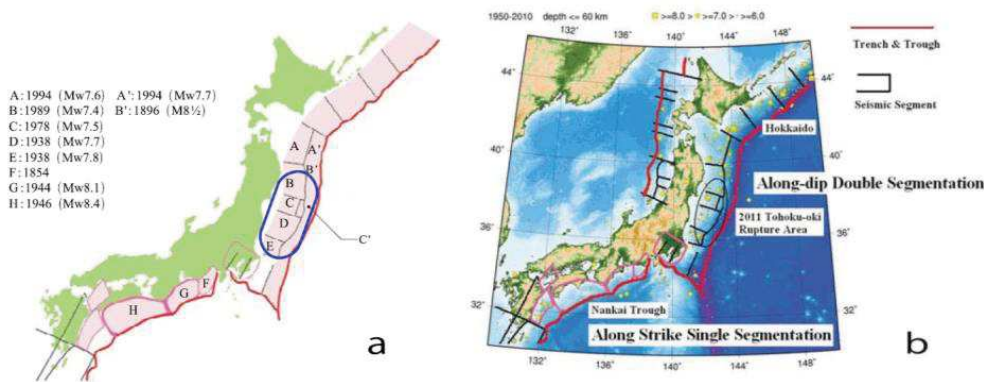


Fig. 1. Seismic activity in Japan and its vicinity. a: Seismic segmentation used in the official earthquake forecasting⁴ of the Evaluation of Major Subduction Zone Earthquakes by the Headquarters for Earthquake Research Promotion. The historically largest earthquake in each segment is indicated. b: Epicenters of earthquakes (yellow symbols classified by magnitude) from 1950 to 2010 with magnitudes given by Japan Meteorological Agency equal to, or larger than, 6.0 and focal depths equal to, or shallower than, 60 km. Trenches and troughs near Japan are illustrated by red curves. The 2011 Tohoku-oki megathrust earthquake ruptured the area circled by the solid ellipse, where along-dip double segmentation (ADDS) is obvious. Along-strike single segmentation (ASSS) can be found in the Nankai Trough, where little recent seismic activity has been observed. Such regions are often called seismic gaps. ⁴<http://www.j-shis.bosai.go.jp/map/?lang=en> (2010).

日本周辺の地震活動(Koyama et al.(2012))

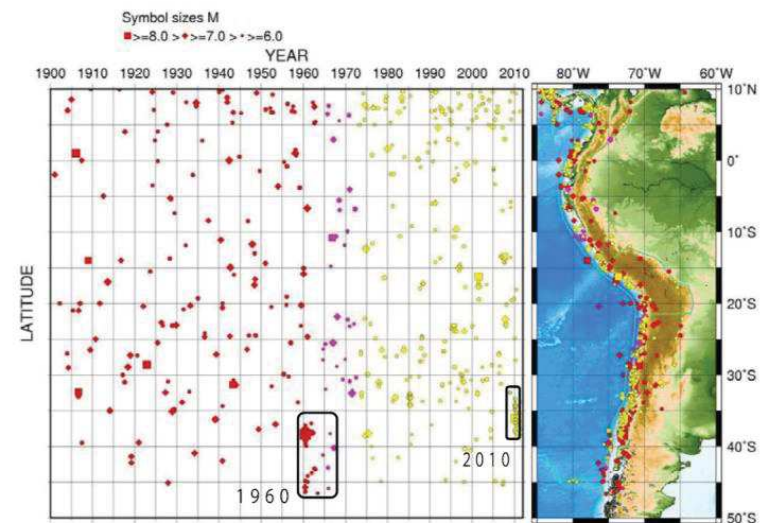


Fig. 2. Seismic activity along the Chilean subduction zone. We notice sparse seismicity prior to the 1960 and 2010 great earthquakes (seismic gap) and a narrow seismically active area along the subduction zone. These are typical characteristics of ASSS. Epicenters relocated by Engdahl *et al.* (1998) are used from 1900 to 1972. From 1973 to July 2011, the USGS NEIC database⁵ has been analyzed. ⁵http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqarchives/epic/epic_global.php.

チリの沈み込み帯における地震活動(Koyama et al.(2012))

I. 第4章 4.2 破壊伝播の検討 4.2.8 世界の巨大地震との比較

4.2.8(2)破壊伝播の北端の評価:世界のM9クラスの巨大地震の破壊様式の分類(2/2)

■巨大地震の破壊様式の分類からの検討

- Koyama et al.(2012)は、国内外の巨大地震を、①プレートの沈み込みの角度(Subduction)、②陸側プレートの特徴(Collision)、③地震活動(Segmentation)の3つの指標を用いて分類している。

- ①Subduction: 斜め衝突か正面衝突か
- ②Collision: 上盤プレートが大陸か島弧・大陸の縁海か
- ③Segmentation: シングルセグメントかダブルセグメントか(詳細については前頁参照)

- 3つの指標から、世界の超巨大地震を(1)1960年チリ型、(2)1964年アラスカ型、(3)2004年スマトラ型、(4)2011年東北沖型に分類している。
- 発生が懸念されている千島海溝沿いの地震は(右図Hokkaido)、2004年スマトラ型と同じく縁海を有する島弧(Margin)に対して斜め沈み込み帯(Oblique)であるという特徴を有するが、破壊現象に大きな影響を及ぼす地震活動(Segmentation)は異なるとしている。

世界で発生した巨大地震の比較(Koyama et al.(2012)に一部加筆)

Table 1. Variability of megathrust earthquakes in the world.

Event	Overriding Plate	Segmentation	Remarks
2004 Sumatra*	Continental Margin	Single	Oblique
1957 Andeanof	Continental Margin	Single	Oblique
1960 Rat Island	Continental Margin	Single	Oblique
1060 Chile	Continent	Single	Cordilleran Orogeny ⁷
2010 Chile	Continent	Single	Cordilleran Orogeny
1964 Alaska	Continent	Double	Cordilleran Orogeny
1952 Kamchatka	Continental Margin	Double	Cordilleran Orogeny
2011 Tohoku-oki	Continental Margin	Double	Pacific-type Orogeny ⁸

*Boldface indicates a typical end-member characterized by the category of single/double segmentation, orthogonal/oblique subduction and type of overriding plate/orogeny. ⁷: Uyeda (1982); ⁸: Maruyama (1997).

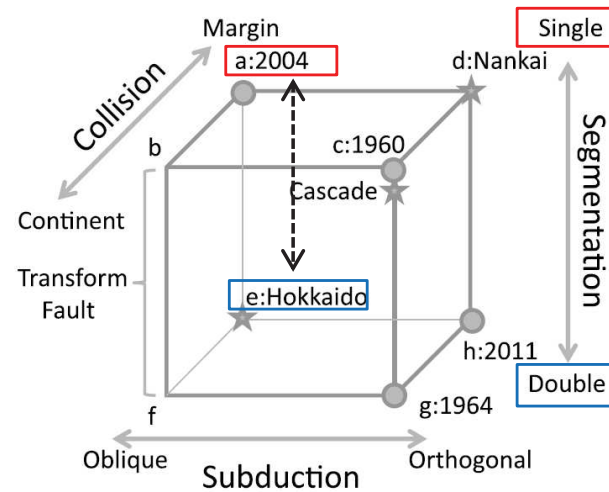


Fig. 7. Variability of megathrust earthquakes in terms of seismic segmentation (along-strike single segmentation, ASSS or along-dip double segmentation, ADDS), subduction zone geometry (orthogonal or oblique) and collision with continental plate or continental margin. Typical end-members of great earthquakes are plotted by solid circles with their year of occurrences. Possible future large earthquakes in Hokkaido and Nankai Trough (Fig. 1(b)) and the Cascade subduction zone are indicated by stars.

巨大地震の破壊様式の分類(Koyama et al.(2012) に一部加筆)

以上から、スマトラ島～アンダマン諸島沖と日本海溝沿いで発生する巨大地震の破壊様式の分類は異なる。

I. 第4章 4.2 破壊伝播の検討 4.2.8 世界の巨大地震との比較

4.2.8(2)破壊伝播の北端の評価:まとめ

- 2004年スマトラ～アンダマン地震と同様の破壊伝播が生じる可能性(=M9クラスの巨大地震を発生させる宮城県沖の固着域を起点(震源)とする破壊が青森県東方沖及び岩手県沖北部まで伝播する可能性)の有無を確認するため、スマトラ島～アンダマン諸島沖と日本海溝沿いで発生する巨大地震のテクトニクス背景、地震学的・測地学的見地及び地震発生様式の分類に関する見地から比較を行った。
- 比較検討の結果、震源からの破壊伝播範囲に影響を及ぼすテクトニクス背景及びプレート境界面における固着のばらつき・カップリング率には大きな違いがあり、巨大地震の破壊様式の分類も異なる。
- 以上から、日本海溝沿いで2004年スマトラ～アンダマン地震と同様の破壊現象(破壊伝播)が生じる可能性は低い。即ち、M9クラスの巨大地震を発生させる宮城県沖の固着域を起点(震源)とする破壊が青森県東方沖及び岩手県沖北部で伝播する可能性は低いと評価される。

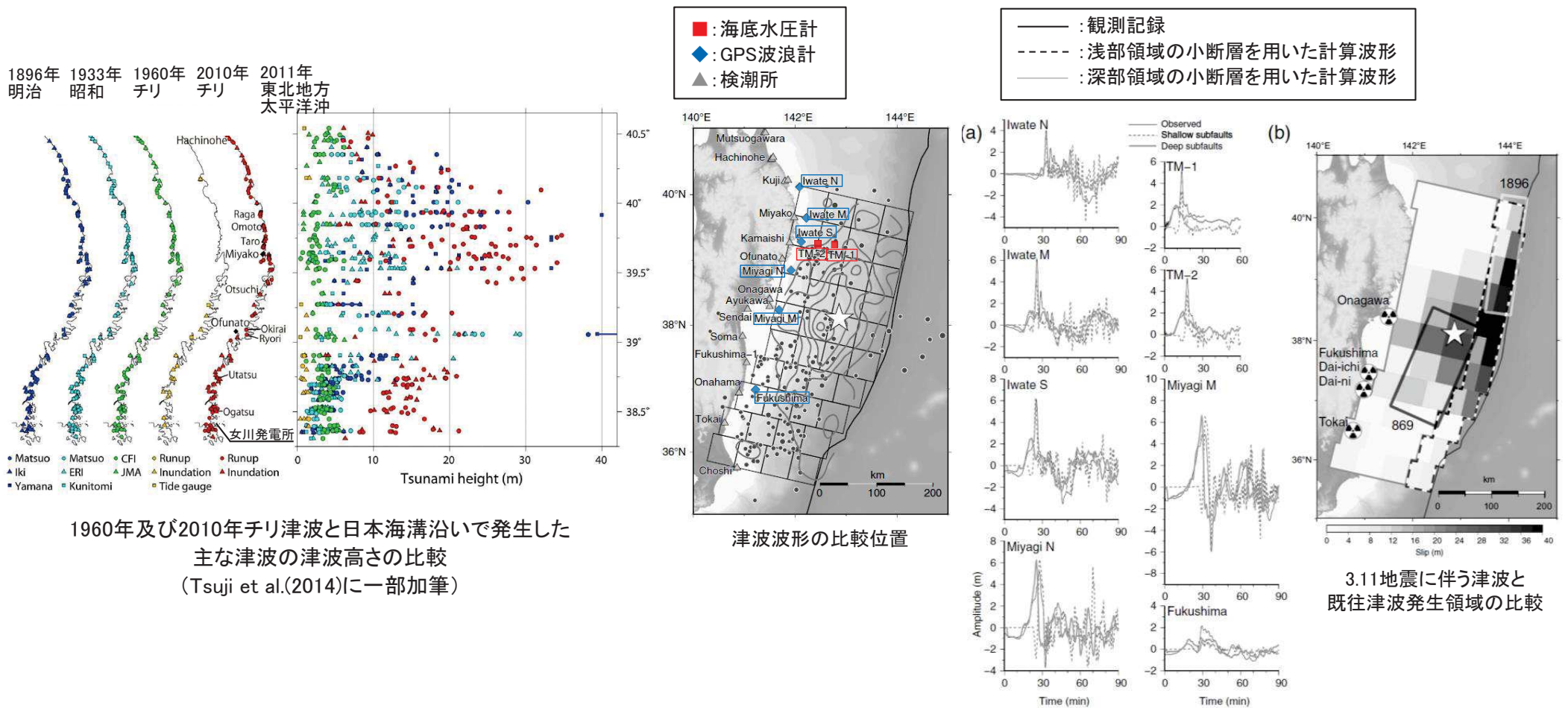
スマトラ島～アンダマン諸島沖と日本海溝沿いの比較検討の結果

		スマトラ島～アンダマン諸島沖	日本海溝沿い	共通性
テクトニクス背景	沈み込み帯の特徴	<ul style="list-style-type: none"> 海側のプレートは海溝に対して斜めに沈み沈み、それに伴い前弧スリバーが形成されている。 付加体が発達。 	<ul style="list-style-type: none"> 海溝に対して直交方向に沈み込む。 造構性侵食作用が卓越し、付加体は未発達。 	無
地震学的・測地学的見地	既往地震の発生履歴	<ul style="list-style-type: none"> 全域にわたってM8クラスの地震が発生し、かつ、2004年スマトラ～アンダマン地震の発生領域では約500年間隔で繰り返し巨大地震が発生。 プレート境界面における固着のばらつきは小さい。 	<ul style="list-style-type: none"> 東北地方太平洋沖型の地震の震源域となる宮城県沖は、固着が小さい岩手県沖北部、福島県沖・茨城県沖の間に位置する。 プレート境界面における固着のばらつきは大きい。 	無
	カップリング率	<ul style="list-style-type: none"> 1に近い。 	<ul style="list-style-type: none"> 中程度。 	無
破壊様式の分類 (地震活動(セグメンテーション))		2004年スマトラ型 (along-strike single segmentation)	2011年東北沖型 (along-dip double segmentation)	無

4.3.1 3.11地震から得られた知見の整理: 知見 i (1/2)

i. 広域に亘って、時間的・空間的に複雑なすべり分布の不均一性が見られたが、女川地点の津波高さに大きな影響を及ぼしたのは、震源付近（宮城県沖）で生じた大きなすべり領域である。

- 3.11地震に伴う津波は、震源域に位置する宮城県沖沿岸の津波高さ(痕跡高)よりも、三陸沖沿岸の津波高さ(痕跡高)の方が高かったことが特徴的である(Tsuji et al.(2014))。
- Satake et al.(2013)は、津波波形インバージョン解析から推定された断層モデルを用いて、宮城県沖沿岸、三陸沖沿岸の津波高さに寄与したすべり領域の分析を実施し、宮城県沖沿岸の津波高さに寄与したすべり領域は、869年の地震に伴う津波の発生領域であったとしている。



1960年及び2010年チリ津波と日本海溝沿いで発生した
主な津波の津波高さの比較
(Tsuji et al.(2014)に一部加筆)

津波波形の比較位置

観測波形と計算波形の比較

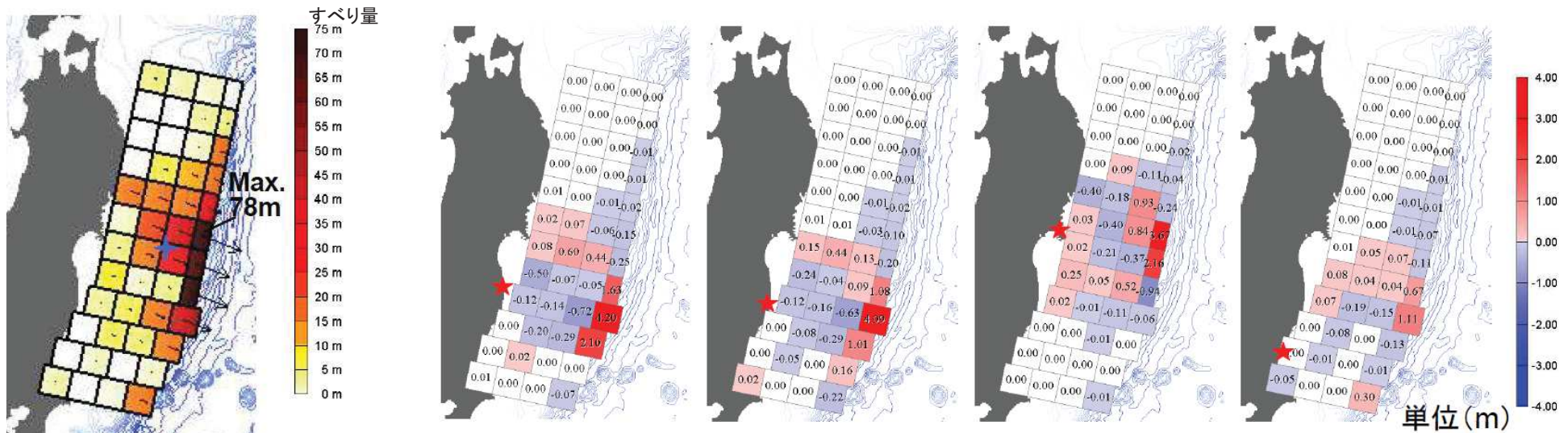
3.11地震に伴う津波特性の分析
(Satake et al.(2013)に一部加筆)

3.11地震に伴う津波と
既往津波発生領域の比較

I. 第4章 4.3 基準断層モデルの設定

4.3.1 3.11地震から得られた知見の整理: 知見 i (2/2)

- 杉野ほか(2013)は、観測津波波形、観測地殻変動データ等を用いたジョイントインバージョン解析から推定された津波波源モデルを用いて、原子力サイト沖合150m水深点の最大津波高に寄与した3.11地震のすべり領域の分析を実施しており、女川地点は、宮城北部沖の日本海溝付近の浅い部分が大きく寄与していたとしている。



津波波源モデル
(杉野ほか(2013))

(a) 福島第一 NPP (b) 福島第二 NPP (c) 女川 NPP (d) 東海第二 NPP

原子力サイトの沖合150m水深点の最大波高における小断層の波高内訳
(杉野ほか(2013))

I. 第4章 4.3 基準断層モデルの設定

4.3.1 3.11地震から得られた知見の整理: 知見 ii

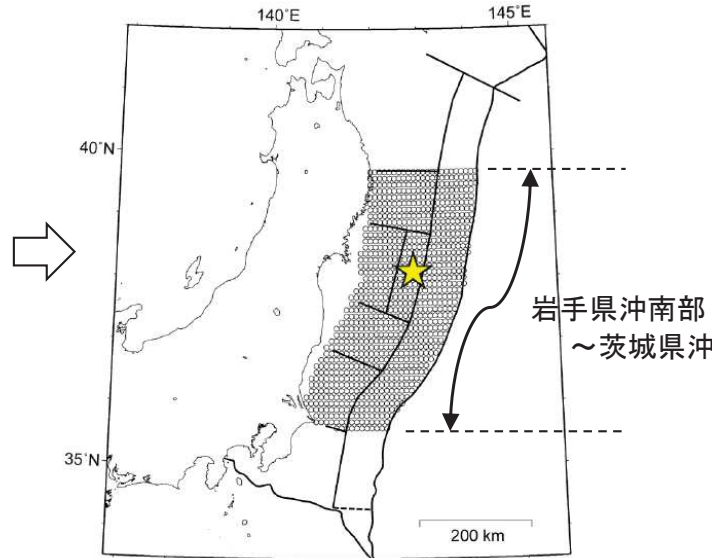
ii. 震源断層モデル(地震特性)と津波波源モデル(津波特性)には違いが見られる。

- 3.11地震の地震特性を再現する各種の震源断層モデルのすべり領域は、岩手県沖南部～茨城県沖であるのに対して、広域の津波特性を再現する津波波源モデルのすべり領域は、青森県東方沖及び岩手県沖北部～茨城県沖であり、両者には違いが見られる。

■3.11地震の地震特性を再現する震源断層モデルのすべり領域

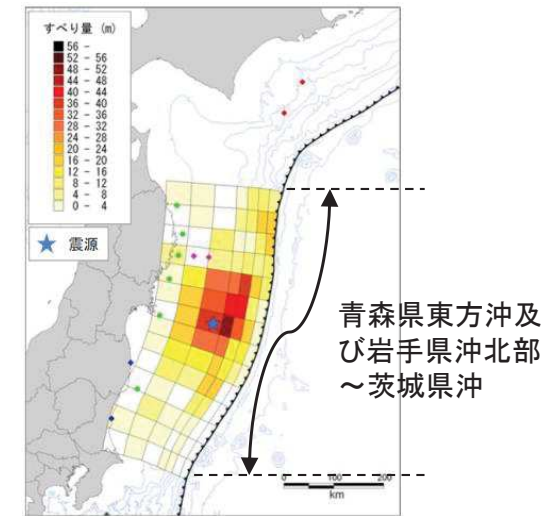
3.11地震の各種すべり分布モデル

- 【各種の震源断層モデル】
 - ・遠地地震波形解析によるすべり分布モデル
 - ・強震動波形解析によるすべり分布モデル
 - ・アレイ波形によるすべり分布モデル
- 【上記以外のすべり分布モデル】
 - ・GPSデータによる地震時のすべり分布モデル
 - ・津波波形解析によるすべり分布モデル



東北地方太平洋沖型の地震
(地震調査研究推進本部(2014)に一部加筆)

■3.11地震の広域の津波特性を再現する津波波源モデルのすべり領域



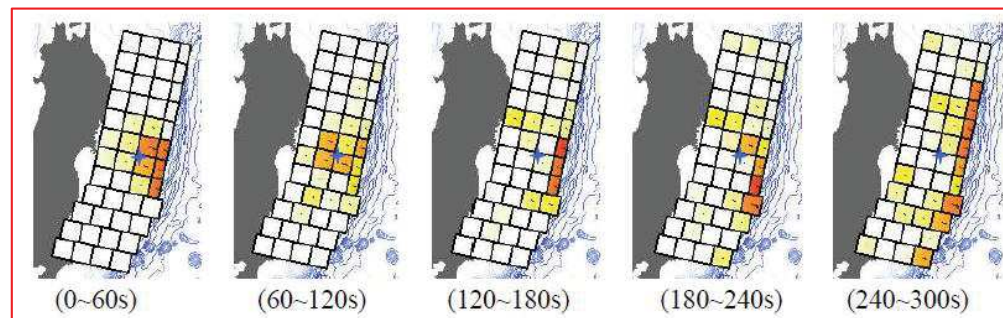
広域の津波特性を再現するすべり分布(例)
(内閣府(2012a))

I. 第4章 4.3 基準断層モデルの設定

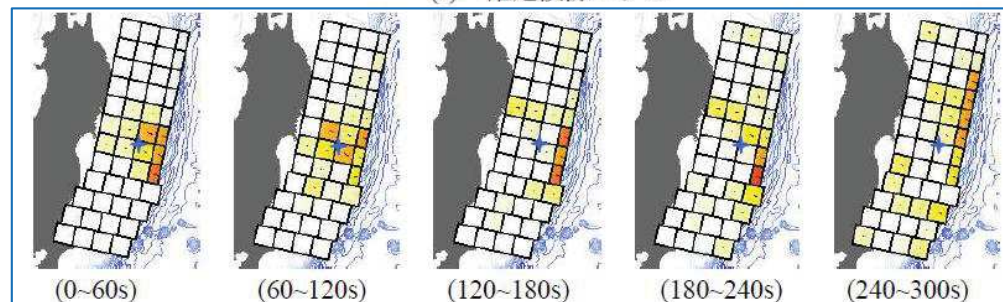
4.3.1 3.11地震から得られた知見の整理: 知見 iii

iii. 実現象に近い破壊メカニズム(=地震特性)を再現するモデルと、広域沿岸部の痕跡高(=津波特性)を再現するモデルは異なり、両モデルの差を埋めるのは、今後検討すべき課題である。

- ・ 杉野ほか(2013)では、3.11地震の破壊メカニズム(地震特性)が現れる沖合いの観測波形及び観測地殻変動量をターゲットとしたインバージョン解析により求められたモデル(=暫定波源モデル)と、沿岸の痕跡高(広域の津波特性)を再現するモデル(=確定波源モデル)を得ており、後者のモデルのすべり量は前者のモデルのすべり量を1.2倍している。
- ・ 杉野ほか(2013)では、両者のモデルの意義を以下のとおり整理している。
 - 暫定波源モデルは、実現象に近い破壊メカニズムを現していると考えられ、理学的側面において意義がある。
 - 確定波源モデルは、波源想定等の工学的側面において意義がある。
 - 理学・工学の両方の観点から全ての現象(プレート境界の破壊, 津波伝播, 津波遡上)を共通のモデルでより良く説明・再現できることが理想であるが、両モデルの差を埋めるのは、今後検討すべき課題である。



(a) 確定波源モデル



(b) 暫定波源モデル



■ 確定波源モデル

沿岸の痕跡高(広域の津波特性)を再現するため破壊メカニズムを再現する暫定波源モデルのすべり量を1.2倍したモデル

■ 暫定波源モデル

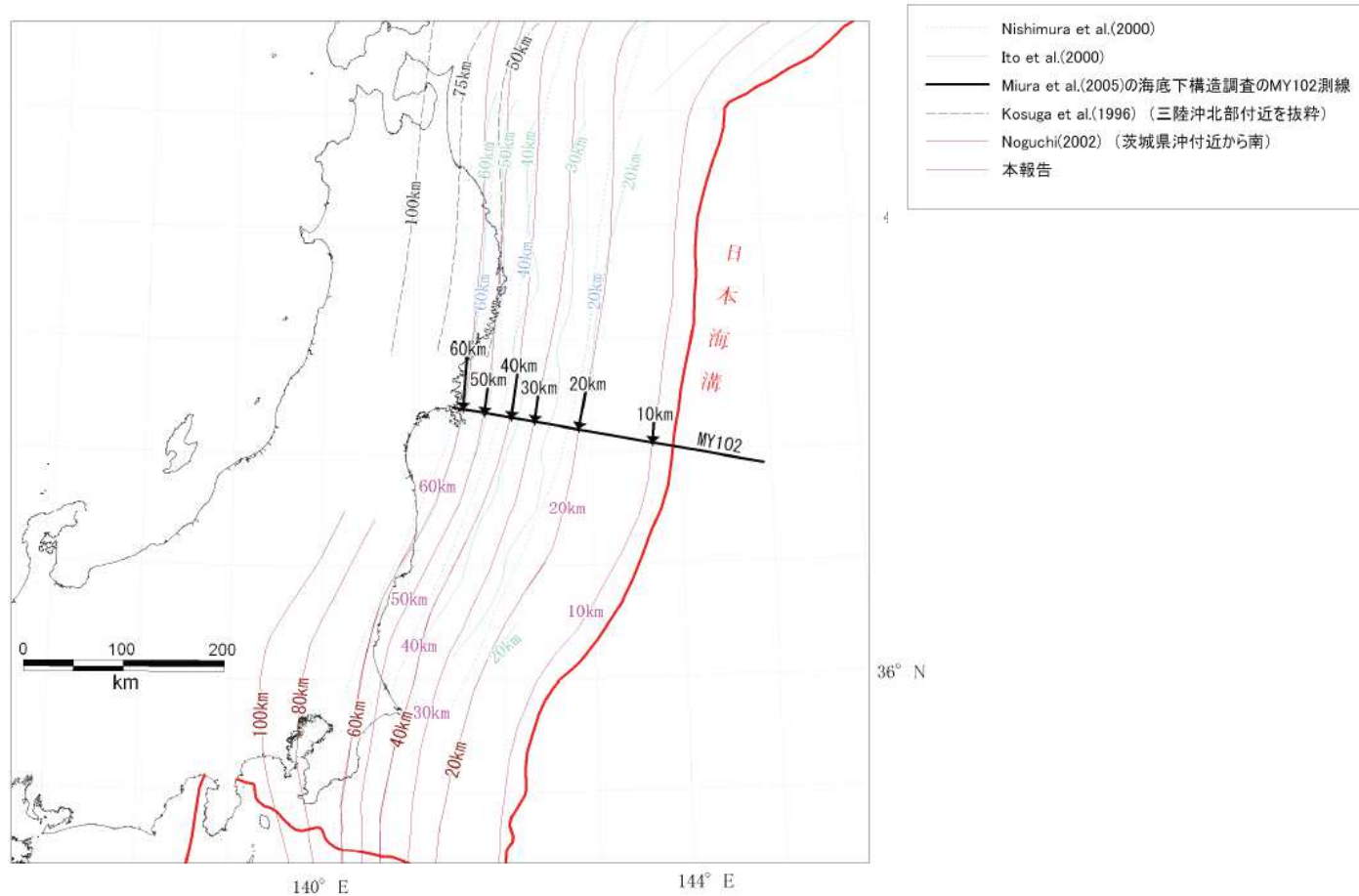
破壊メカニズム(地殻変動量, 沖合いの観測波形)を再現するモデル

3.11地震を再現する津波波源モデルのすべり分布の経時変化
(杉野ほか(2013)に一部加筆)

I. 第4章 4.3 基準断層モデルの設定 4.3.2 特性化モデル設定に関する知見

4.3.2(1)プレート境界面形状

- 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))

I. 第4章 4.3 基準断層モデルの設定 4.3.2 特性化モデル設定に関する知見

4.3.2(2) 平均応力降下量(1/2)

- 内閣府(2012b)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(2012b))

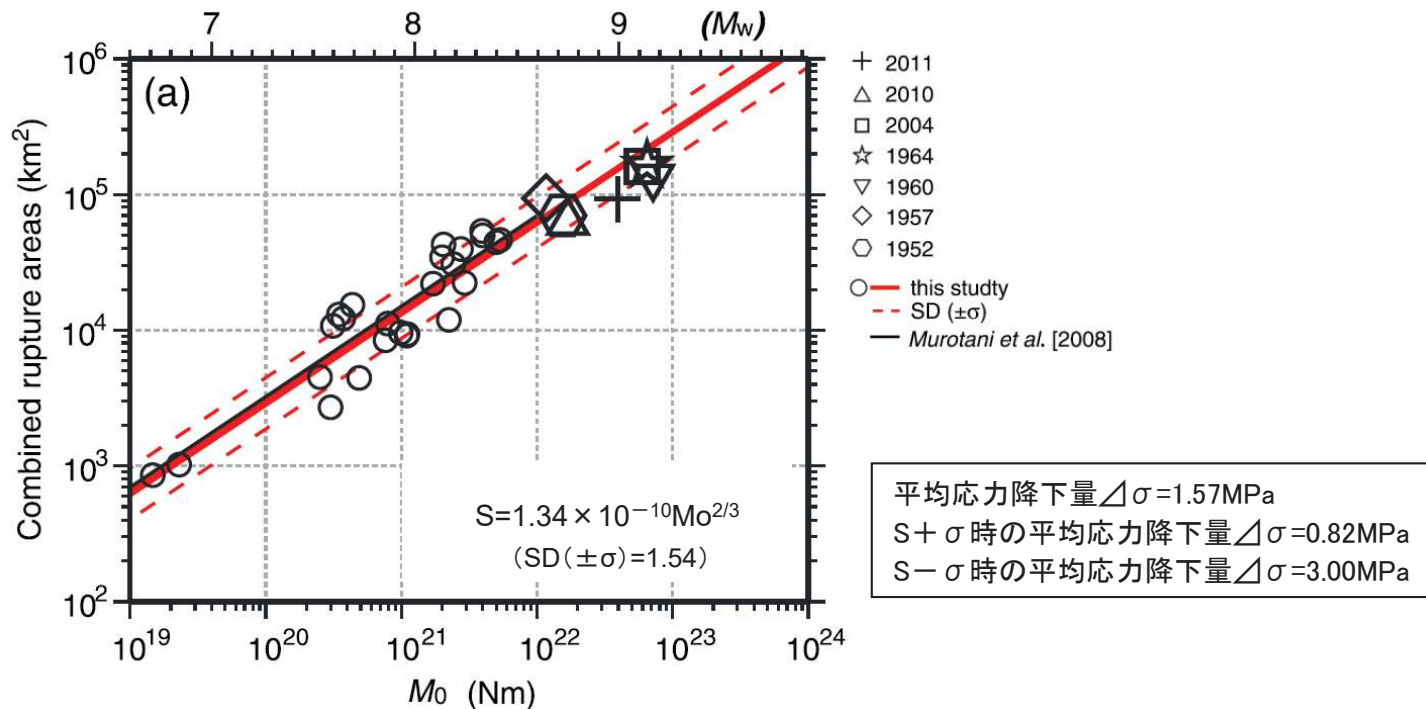
Earthquake	Reference	data	M0 (N m)	Mw	S (km ²)	σ (MPa)	$\log_{10}(\Delta\sigma)$	地震別中央値
2003 Tokachi-oki	Tanioka et al. (2004)	Tu	1.00E+21	8	9600	2.6	0.41	0.41
1946 Nankai	Satake (1993)	Tu, G	3.90E+21	8.3	59400	0.7	-0.15	-0.05
	Kato and Ando (1997)	Tu, G	4.00E+21	8.3	54000	0.8	-0.10	
	Tanioka and Satake (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
$\log(\Delta\sigma)$	0.09
$\Delta\sigma$	1.2
+標準偏差	2.2
-標準偏差	0.7

I. 第4章 4.3 基準断層モデルの設定 4.3.2 特性化モデル設定に関する知見

4.3.2(2) 平均応力降下量 (2/2)

- Murotani et al.(2013)は、プレート境界地震のスケーリング関係について、日本付近で発生したM7~8クラスのプレート境界地震に、7つの巨大地震(2011年東北地方太平洋沖地震, 2010年チリ地震, 2004年スマトラ地震, 1964年アラスカ地震, 1960年チリ地震, 1957年アリューシャン地震, 1952年カムチャッカ地震)を追加し、M7~9クラスまでに適用可能なスケーリング則を提案した。
- 円形破壊面を仮定したスケーリング則($M_0 = 16 / (7 \cdot \pi^{3/2}) \cdot \Delta\sigma \cdot S^{3/2}$)から、破壊領域(S)と M_0 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となる。



破壊領域(S)と M_0 の関係 (Murotani et al.(2013))



以上の知見を踏まえ、平均応力降下量を3.0MPaに設定した。

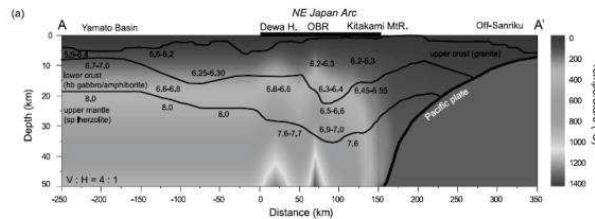
I. 第4章 4.3 基準断層モデルの設定 4.3.2 特性化モデル設定に関する知見

4.3.2(3)剛性率

- 土木学会(2016)等を参考として、 $5.0 \times 10^{10} (\text{N/m}^2)$ とした。



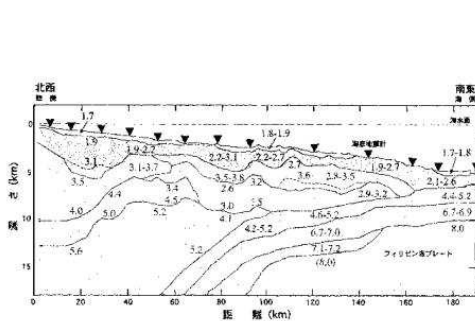
(a) 東北日本周辺 (吉井, 1977)



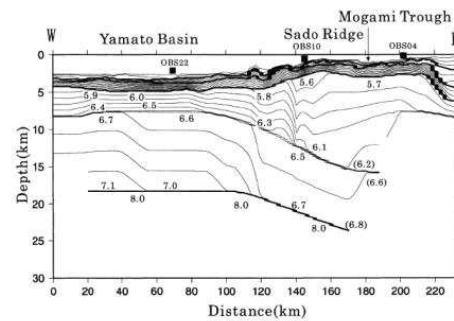
(b) 東北日本周辺 (武藤・大園, 2012 ©日本地質学会)

Vp/Vs比に関する既往研究例(伊藤・大東(1996))

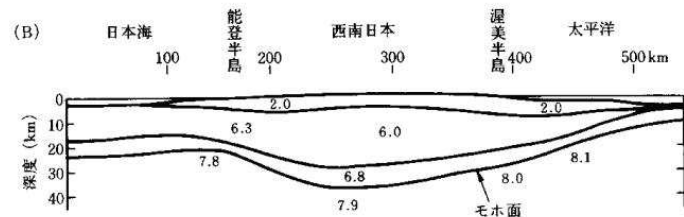
地域	上部地殻	下部地殻	上部マントル	文献・備考
近畿	1.67		1.78	Yoshiyama(1957)
西南日本	1.68		1.75~1.79	角田(1968)
紀伊半島	1.716±0.021			渡辺・黒磯(1967)
東北			1.77	宇津(1969)
中国	1.70~1.71	1.73		Hashizume(1970)
東北	1.66	1.75	1.70~1.75 1.75~1.80	堀内ほか(1977) マントルの値は火山フロントの東西
近畿北部	1.70			黒磯・渡辺(1977)
函館群発	(1.66)			高波ほか(1980) 表層の値
中部東海	1.68±0.02	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) 1.731	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			
日航付近	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※	



(c) 日向灘沖 (宮町・後藤, 1999)



(d) 秋田沖日本海東縁部 (西坂ほか, 2001)



(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(2016))

震源付近の媒質の剛性率(土木学会(2016))

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

I. 第4章 4.3 基準断層モデルの設定 4.3.2 特性化モデル設定に関する知見

4.3.2(4)大すべり域・超大すべり域:内閣府(2012b)

- 内閣府(2012b)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(超大すべり域を含む)
 - 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(内閣府(2012b))

【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

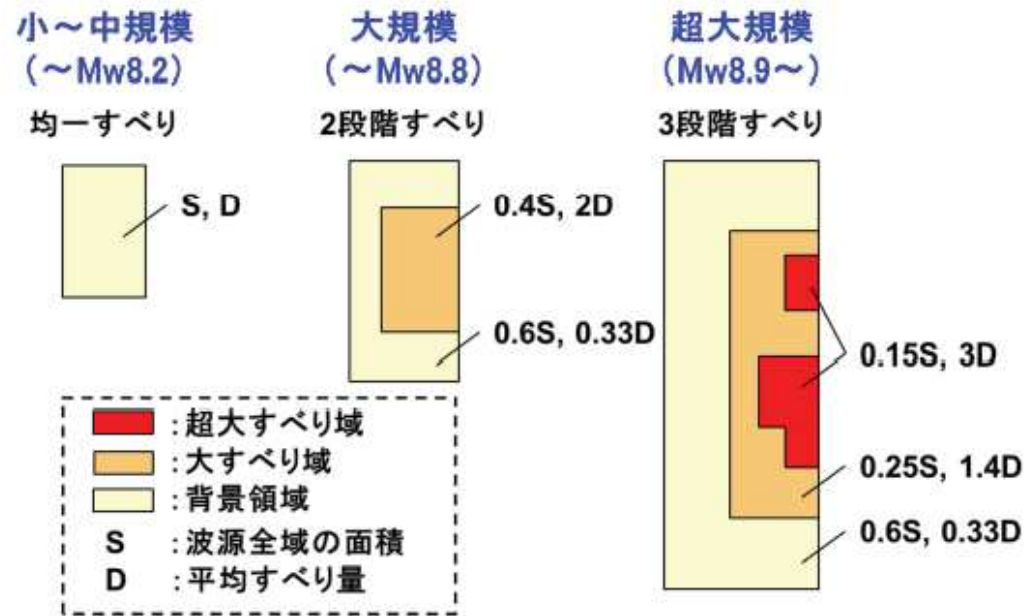
【南海トラフで発生した既往地震】

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

I. 第4章 4.3 基準断層モデルの設定 4.3.2 特性化モデル設定に関する知見

4.3.2(4)大すべり域・超大すべり域:杉野ほか(2014)

- 杉野ほか(2014)では, 2011年東北地方太平洋沖地震, 1952年カムチャッカ地震, 1960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, 以下のとおり, 地震規模毎の空間的すべり分布の設定方法を示している。

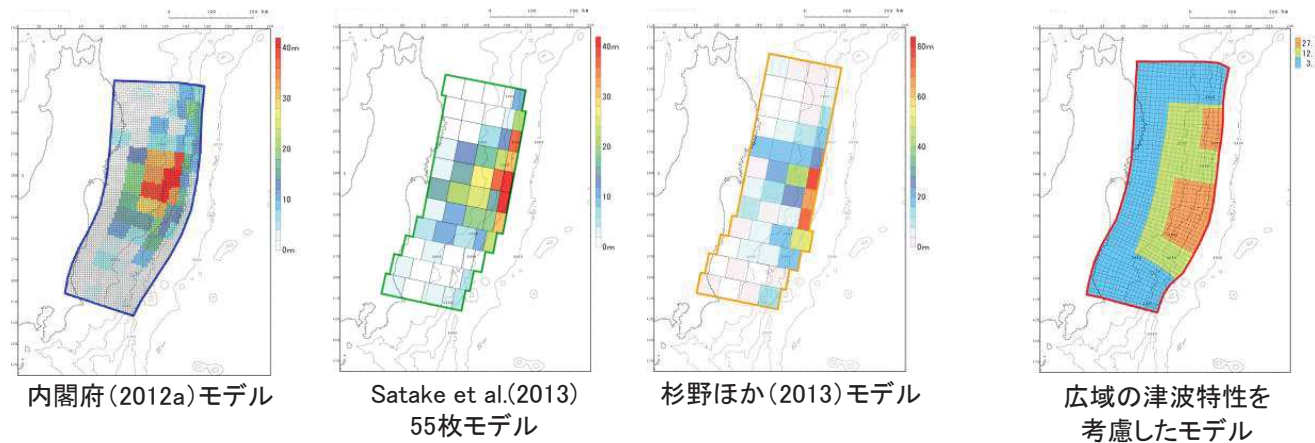


微視的波源特性に係る波源領域内の空間的すべり分布の設定方法(杉野ほか(2014))

I. 第4章 4.3 基準断層モデルの設定 4.3.3 広域の津波特性を考慮した特性化モデル

4.3.3(1) 想定波源域の設定

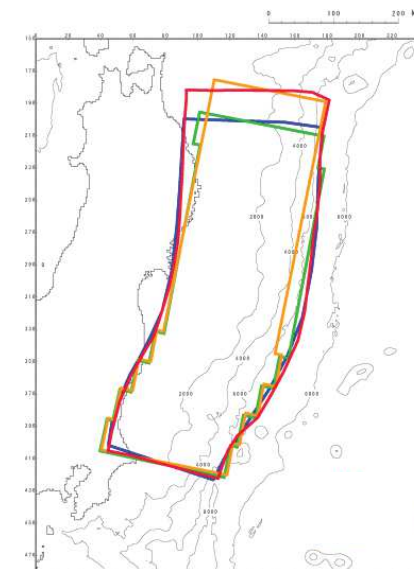
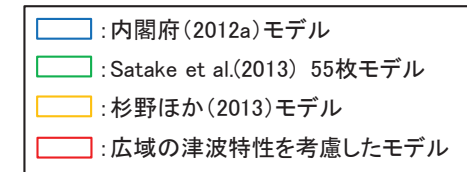
- 各機関等で提案されている3.11地震に伴う津波の再現モデルのうち、津波波形等をインバージョンした内閣府(2012a)モデル、Satake et al.(2013)55枚モデル、杉野ほか(2013)モデルを参考に、想定波源域を設定した。



3.11地震に伴う津波を再現する津波波源モデル

各津波波源モデルの比較

モデル	Mw	断層面積
内閣府(2012a)モデル	9.0	119,974(km ²)
Satake et al.(2013)55枚モデル	9.0	110,000(km ²)
杉野ほか(2013)モデル	9.1	112,000(km ²)
広域の津波特性を考慮したモデル	9.13	129,034(km ²)



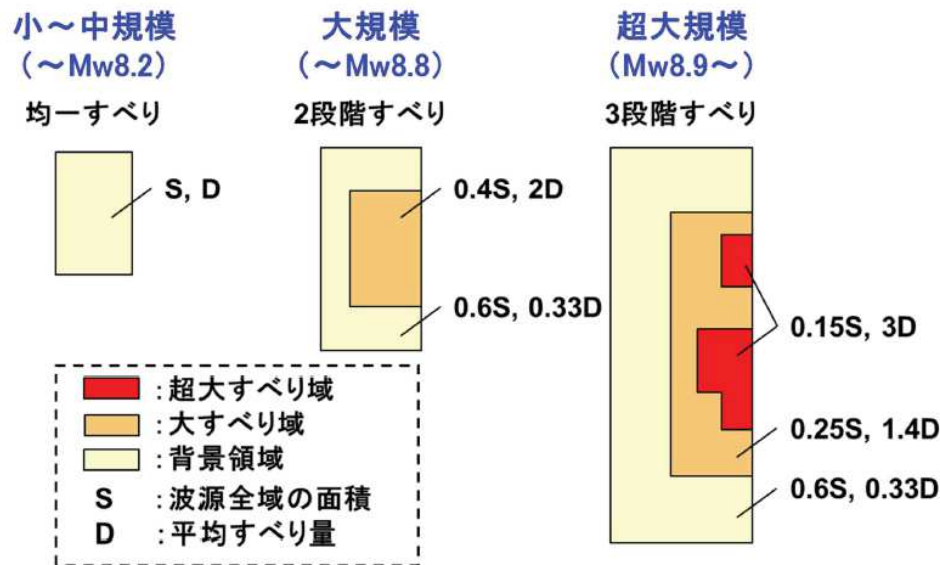
波源領域の比較

I. 第4章 4.3 基準断層モデルの設定 4.3.3 広域の津波特性を考慮した特性化モデル

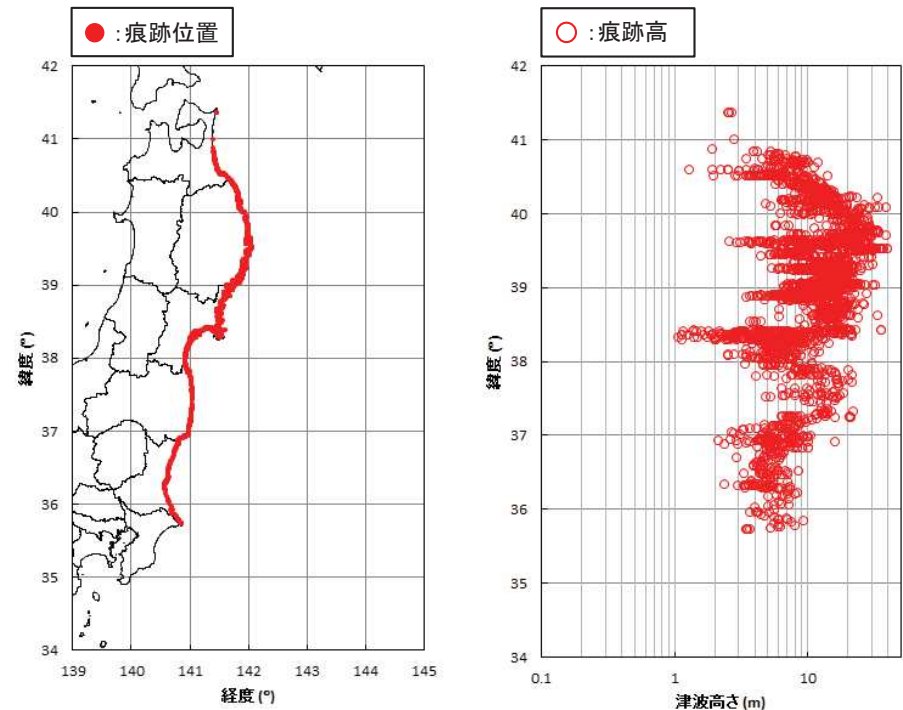
4.3.3(2)大すべり域・超大すべり域の設定(1/2)

- 広域の津波特性(痕跡高)を考慮するため、内閣府(2012b)で示されている大すべり域・超大すべり域の面積よりも大きい面積を示している杉野ほか(2014)を参考として、特性化モデルを設定した。
 - 大すべり域:津波断層の平均すべり量の1.4倍,全体面積の40%程度(超大すべり域を含む)
 - 超大すべり域:津波断層の平均すべり量の3倍,全体面積の15%程度
- なお、福島県沿岸には10m以上の痕跡高が多数見られることを踏まえ、設定する特性化モデルの大すべり域・超大すべり域の面積は、杉野ほか(2014)に示されている面積比率よりも大きく設定※1した。

※1:大すべり域:43.5%(超大すべり域を含む), 超大すべり域:16.0%



杉野ほか(2014)によるMw8.9以上の規模の地震の
大すべり域・超大すべり域の設定方法
(杉野ほか(2014))



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※2
(東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループ(2012))

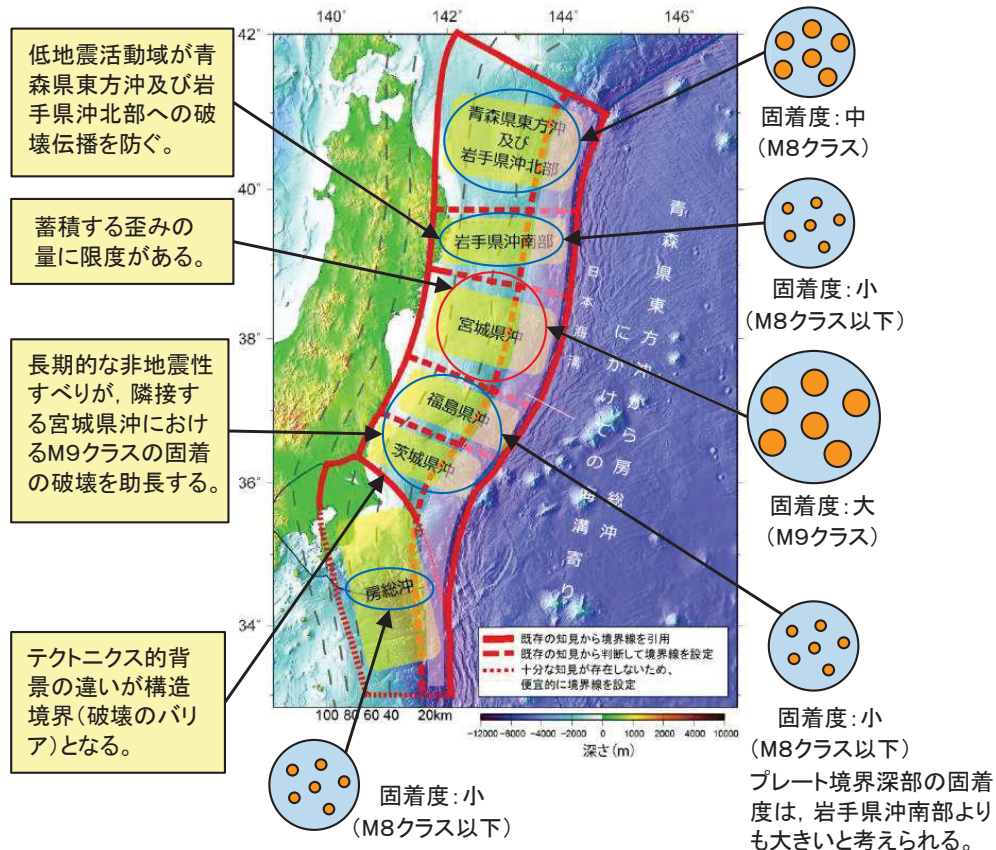
※2: 海岸線からの距離1000m以内, 信頼度Aのデータ(総数: 2,686)

I. 第4章 4.3 基準断層モデルの設定 4.3.3 広域の津波特性を考慮した特性化モデル

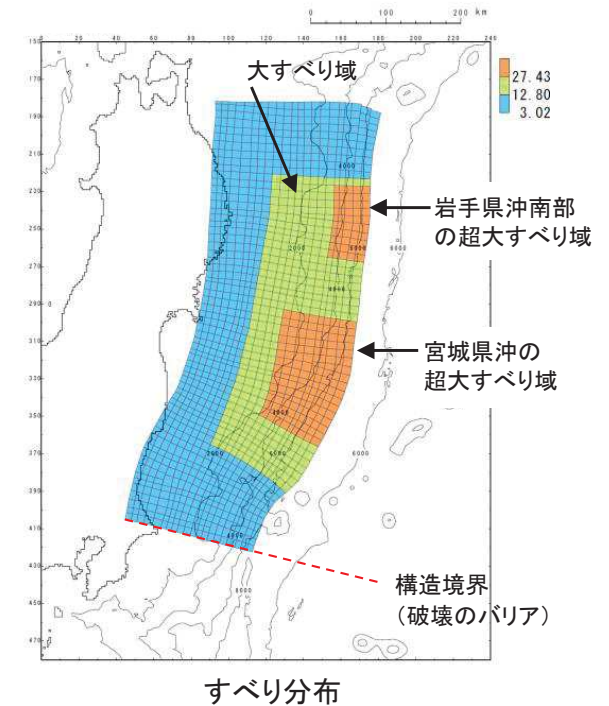
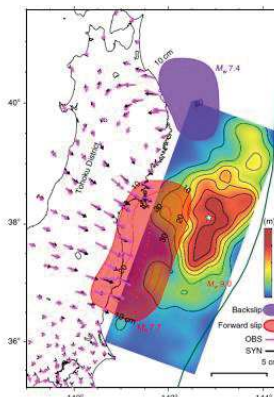
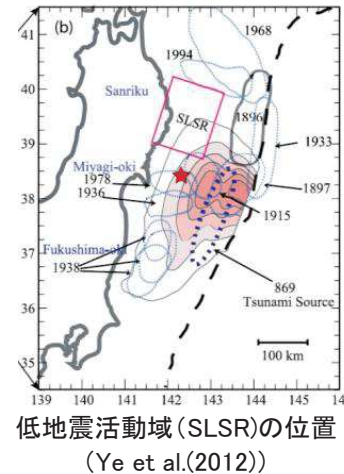
4.3.3(2)大すべり域・超大すべり域の設定(2/2)

- 3.11地震から得られた知見, 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最新の科学的・技術的知見に基づく, 各領域の固着等に関する分析結果を踏まえて設定した。

凡例
● 固着域 ● 非固着域
 (Seno(2014)を参考に作成)



- 超大すべり域の設定
 - 岩手県沖南部: 低地震活動域を考慮して, プレート間地震発生領域の浅部に設定。
 - 宮城県沖: 3.11地震時のすべり分布形状, 同領域の固着度並びに固着の破壊を助長する長期的な非地震性すべりの発生領域を考慮して, 福島県沖を含む範囲に設定。
- 大すべり域の設定
 - 岩手県沖南部・宮城県沖の超大すべり域を取り囲むように設定。

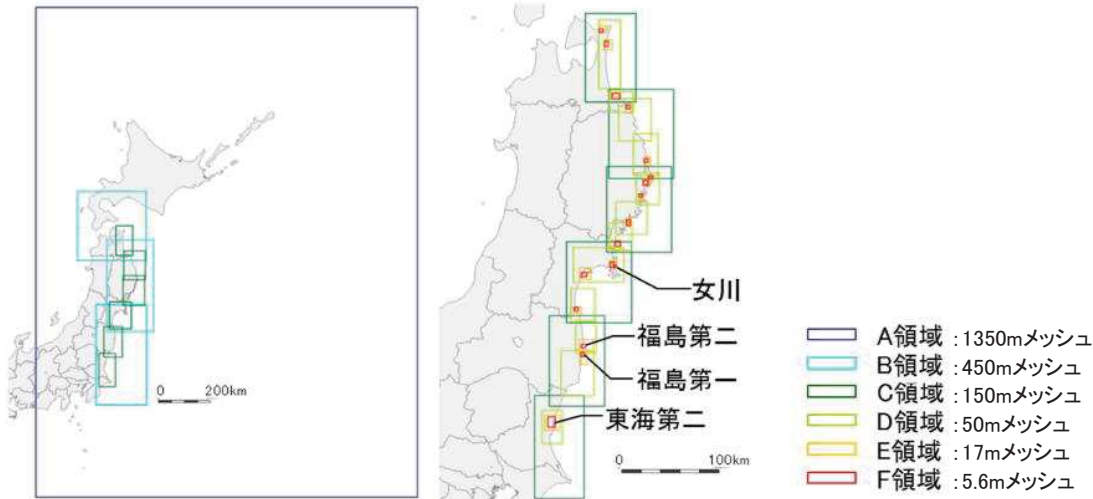


各領域の固着度に関する分析結果
 (地震調査研究推進本部(2019)に一部加筆)

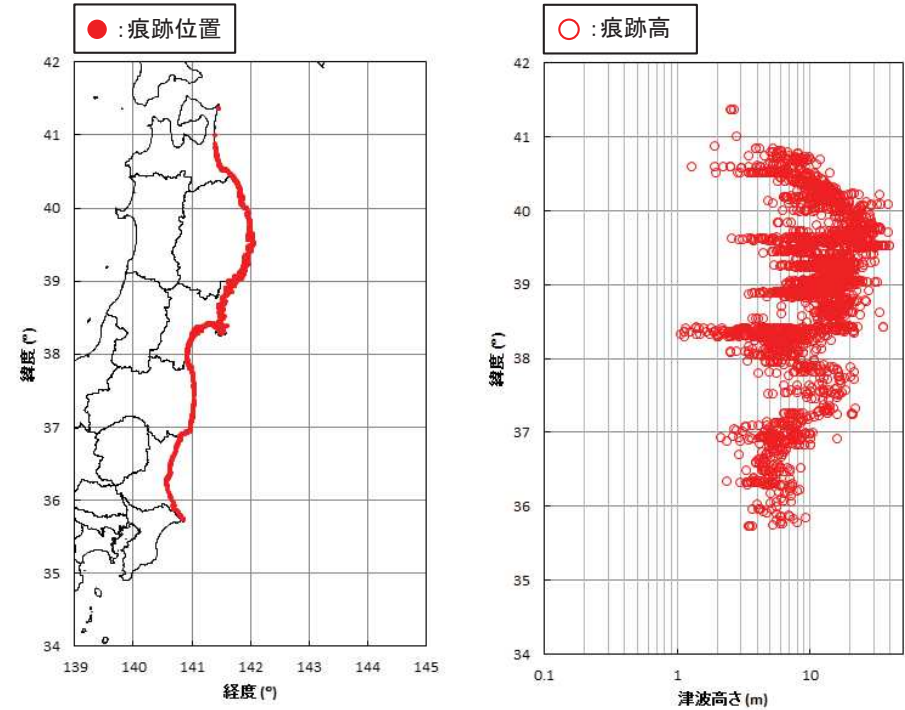
I. 第4章 4.3 基準断層モデルの設定 4.3.3 広域の津波特性を考慮した特性化モデル

4.3.3(3)再現解析:基本方針

- 杉野ほか(2014)を参考に、3.11地震の津波波源に直接面した沿岸の青森県北部～茨城県南部の痕跡高の再現性を確認し、広域の津波の特性を適切に考慮しているかを確認した。



杉野ほか(2014)の計算領域
(杉野ほか(2014)に一部加筆)



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※
(東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループ(2012))

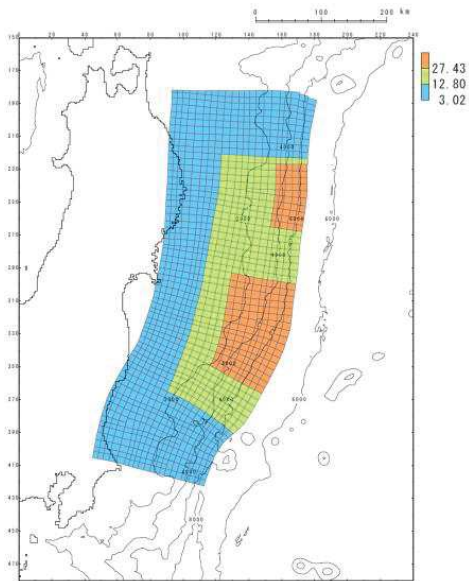
※:原子力発電所の立地条件, 津波特性を把握するために十分な痕跡数を確保する観点から, 海岸線沿いから1000m以内, 信頼度Aのデータ(痕跡数:2,686地点)を用いる。

I. 第4章 4.3 基準断層モデルの設定 4.3.3 広域の津波特性を考慮した特性化モデル

4.3.3(3)再現解析:痕跡高の再現性確認

- 設定した特性化モデルは、土木学会(2016)の再現性の目安を満足するとともに、津波高が大きい岩手県沿岸～福島県沿岸の痕跡高を良好に再現しており、広域の津波特性を適切に考慮していることを確認した。
- さらに、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($K=0.86$, $\kappa=1.36$, $n=836$)、安全側のモデルになっていることを確認した。

【広域の津波特性を考慮した特性化モデル】

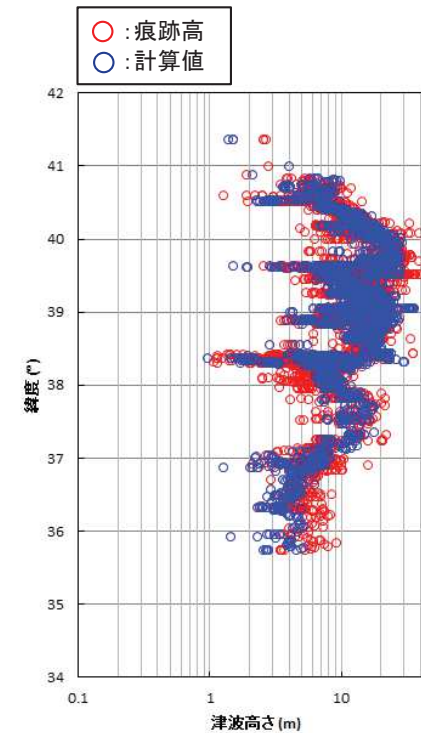
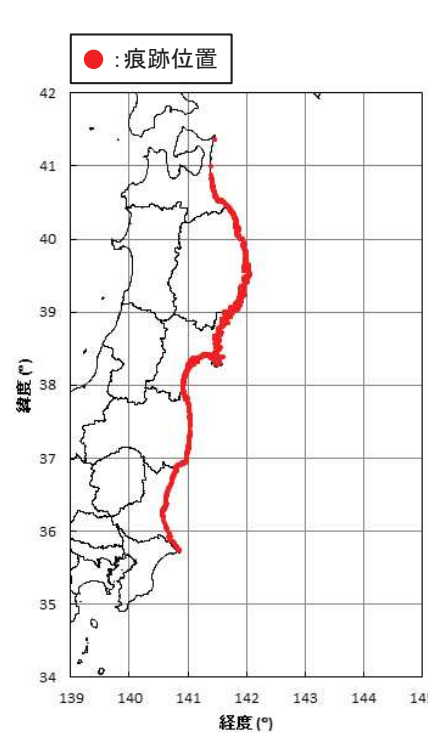


すべり量分布

【痕跡高の再現性の確認結果】

基準断層モデル	K	κ	n
広域の津波特性を考慮した特性化モデル	0.98	1.39	2,686

※:再現性の目安 $0.95 < K < 1.05$, $\kappa < 1.45$ (土木学会(2016))



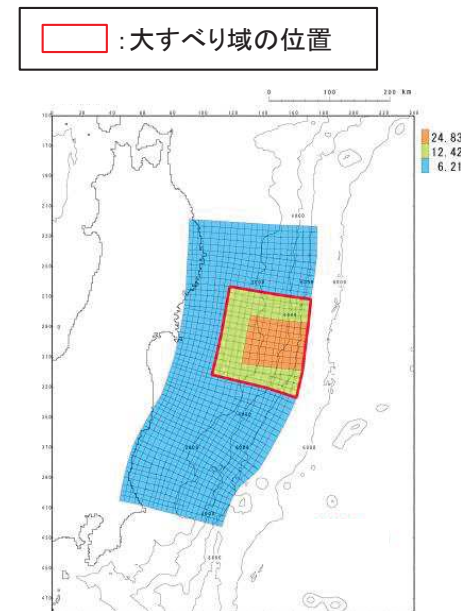
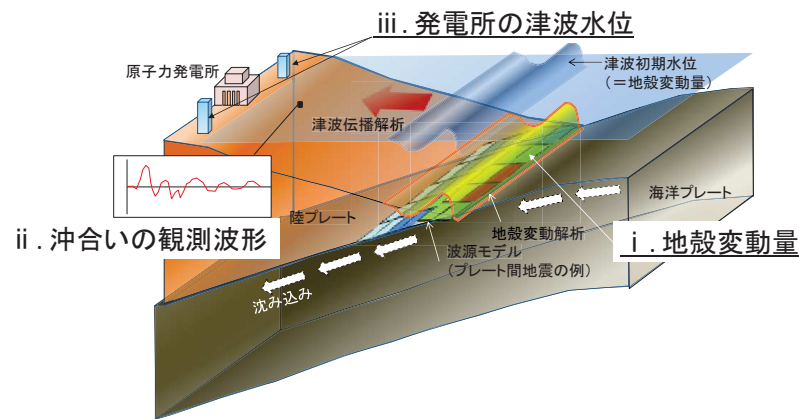
以上から、設定した特性化モデルは、3, 11地震の広域の津波特性を適切に考慮していることを確認した。

4.3.4(1)基本方針

- 宮城県沖における大すべり域の破壊特性を適切に考慮するため、杉野ほか(2013)を参考に、破壊特性が現れる地殻変動量(プレート境界の破壊)、沖合いの観測波形(津波伝播)及び発電所の津波水位(津波遡上)について、3.11地震の実現象を再現する特性化モデルを設定した。

【確認項目】

- 地殻変動量(プレート境界の破壊)
- 沖合いの観測波形(津波伝播)
- 発電所の津波水位(津波遡上)



宮城県沖の大すべり域の破壊特性
を考慮した特性化モデル

I. 第4章 4.3 基準断層モデルの設定 4.3.4 宮城県沖の大すべり域の破壊特性を考慮した特性化モデル

4.3.4(2) 想定波源域及び大すべり域・超大すべり域の設定

■ 想定波源域の設定

- 宮城県沖の大すべり域の破壊特性(地震特性)を特性化モデルに反映する観点から、想定波源域は、地震調査研究推進本部(2012, 2014, 2019)による「東北地方太平洋沖型の地震」の想定波源域と同様に、岩手県沖南部～茨城県沖に設定した。

■ 大すべり域・超大すべり域の設定

- 国内外の巨大地震の解析事例の調査に基づき大すべり域・超大すべり域のすべり量及び全体面積に占める面積比率を示している内閣府(2012b)を参考に設定※1した。
 - 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(超大すべり域を含む)
 - 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
- なお、設定した特性化モデルの大すべり域・超大すべり域の面積は、震源の全体的な破壊の動きを捉えていると考えられる長周期観測地震動に基づいて推定された震源断層モデル(Wu et al.(2012))のすべり分布を参考として(杉野ほか(2013)), 内閣府(2012b)に示されている面積比率よりも大きく設定※2した。

※2: 大すべり域: 20.7%(超大すべり域を含む), 超大すべり域: 7.5%

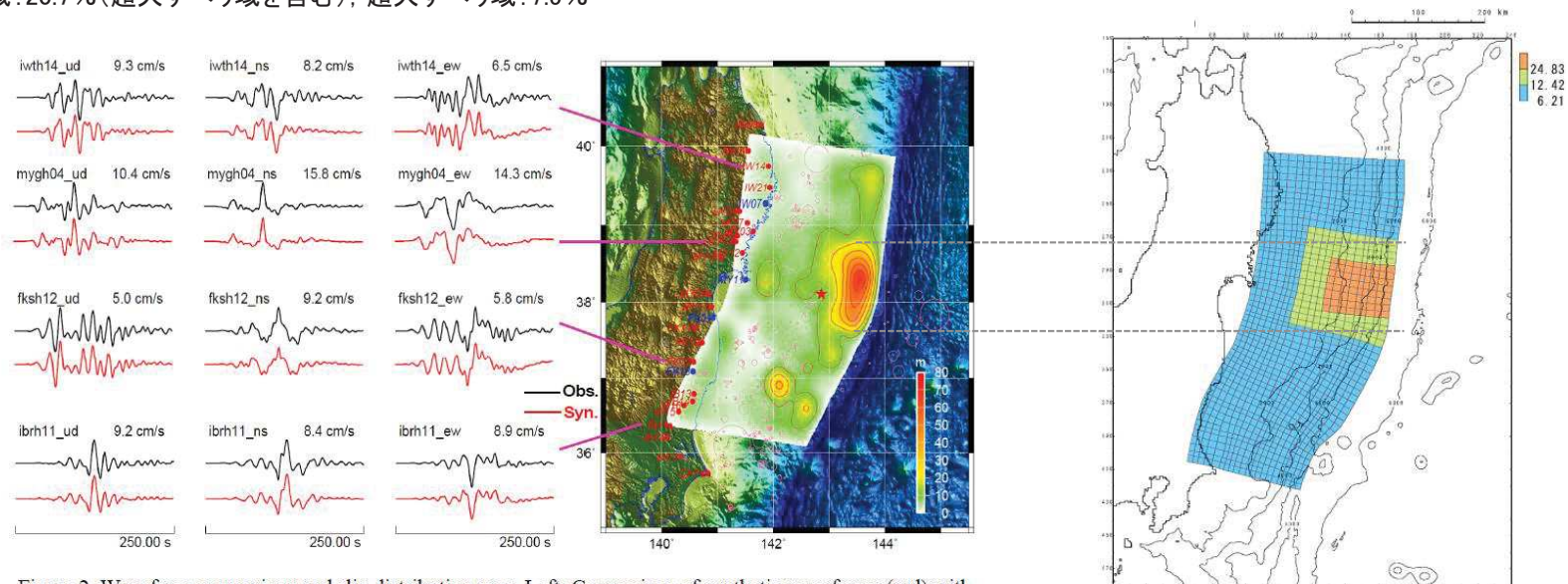


Figure 2. Waveform comparison and slip distribution map. Left: Comparison of synthetic waveforms (red) with the observation data (black); Right: Slip distribution inferred from the long-period seismic waves (<0.1Hz).

長周期地震動に基づくすべり分布(Wu et al.(2012))に一部加筆)

宮城県沖の大すべり域の破壊特性
を考慮した特性化モデルのすべり分布

4.3.4(3) 妥当性確認:地殻変動量(プレート境界の破壊)の比較(1/3)

■ 3.11地震の地殻変動量(地球物理学的知見)

- Fujiwara et al.(2011)は, 3.11地震前後の海底地形データの比較から, 宮城県沖の海溝軸付近において, 水平方向に50~56m, 上下方向(水平変位に伴う鉛直変位も含む)に11m($\sigma=8.53$)~16m($\sigma=9.35$)の変位が生じたとしている。

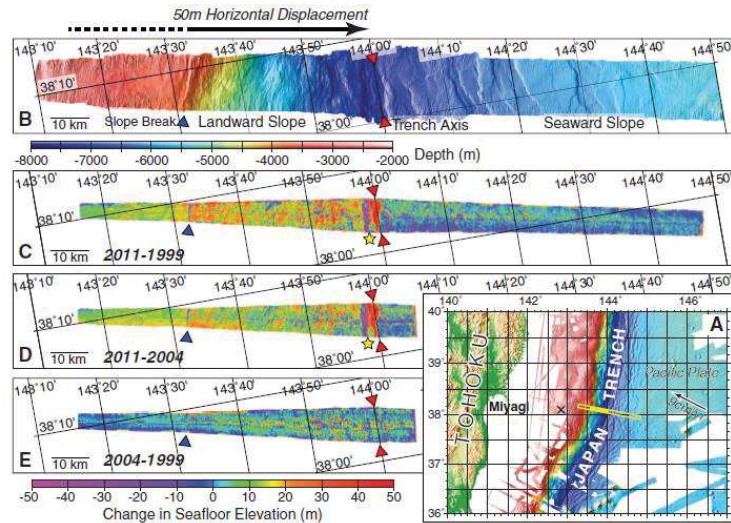


Fig. 1. Changes in sea-floor elevation between bathymetric data before and after the 2011 Tohoku-Oki earthquake. (A) Location map with bathymetric survey track shown as yellow line. Coseismic horizontal displacement is estimated over the landward slope indicated by solid portion of yellow line. Cross shows the epicenter. (B) Multibeam bathymetry collected in 2011. Red triangles mark the trench axis; the blue triangle marks the landward slope break. Change in sea-floor elevation by subtracting the 1999 bathymetric data from the 2011 data (C), the 2004 data from the 2011 data (D), and the 1999 data from the 2004 data (E). The yellow star marks location of probable submarine landslide.

調査位置図(Fujiwara et al.(2011))

陸側斜面及び海側斜面の地震時の変位

(Fujiwara et al.(2011))

Table S1.

Estimated coseismic displacements caused by the 11 March 2011 Tohoku-Oki Earthquake in the outermost landward slope area, off Miyagi in the Tohoku district.

Survey Years	Landward Slope					Seaward Slope
	Horizontal Displacement		Seafloor Elevation (Fig. 1)	Vertical Displacement	Additional Uplift	Seafloor Elevation
	Distance	Direction				
2011-1999	56 m	113°	+16 m ($\sigma=9.35$)	+10 m ($\sigma=7.50$)	+6 m	± 0 m ($\sigma=5.32$)
2011-2004	50 m	117°	+11 m ($\sigma=8.53$)	+7 m ($\sigma=7.22$)	+4 m	± 0 m ($\sigma=8.42$)
2004-1999	20 m	235°	± 0 m ($\sigma=7.44$)	+1 m ($\sigma=7.26$)	-1 m	± 0 m ($\sigma=8.17$)

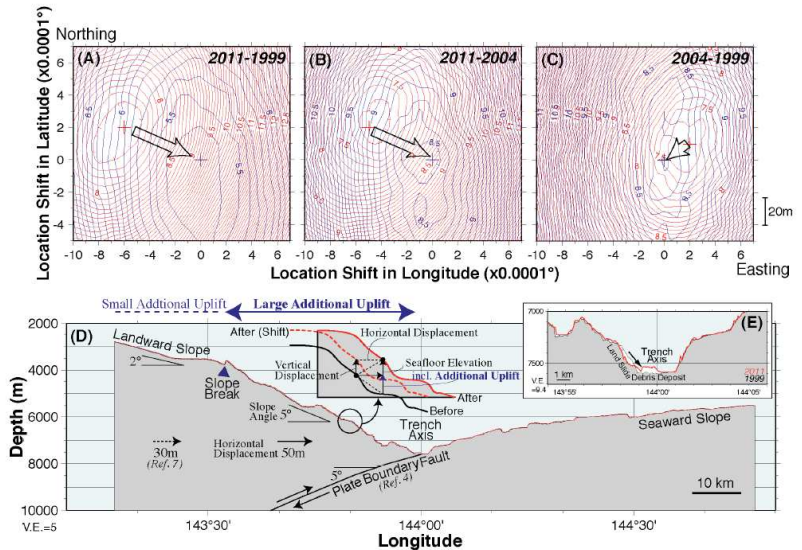


Fig. S1.

Contour maps showing standard deviations (~variances) of depth differences between different surveys for given shifted locations. (A) Comparison between 1999 and 2011 data, (B) comparison between 2004 and 2011 data, and (C) comparison between 2004 and 1999 data, respectively. Red and blue contours show standard deviations of the landward slope and the seaward slopes, respectively. Crosses indicate the minimum peak of the standard deviations. Arrows show vectors of horizontal shifts from landward to seaward. (D) Schematic cross-section showing coseismic displacement. A sum of a vertical displacement and an additional uplift for a sloping seafloor correspond the observed seafloor elevation and changes shown in Fig. 1. The inset is for illustrative purposes (not to scale). (E) Bathymetric cross section at the trench. Red and black indicate 2011 and 1999 data.

地震時変位の概略断面図(図:(D))

(Fujiwara et al.(2011))

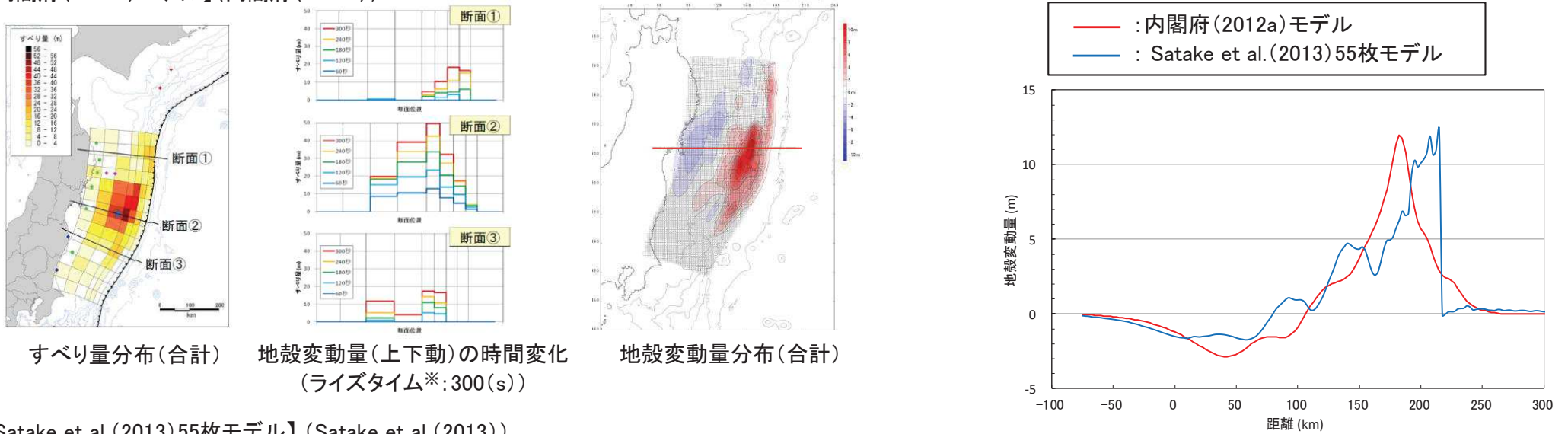
4.3.4(3)妥当性確認:地殻変動量(プレート境界の破壊)の比較(2/3)

第378回審査会合(H28.7.8)
資料1-1 p96 再掲

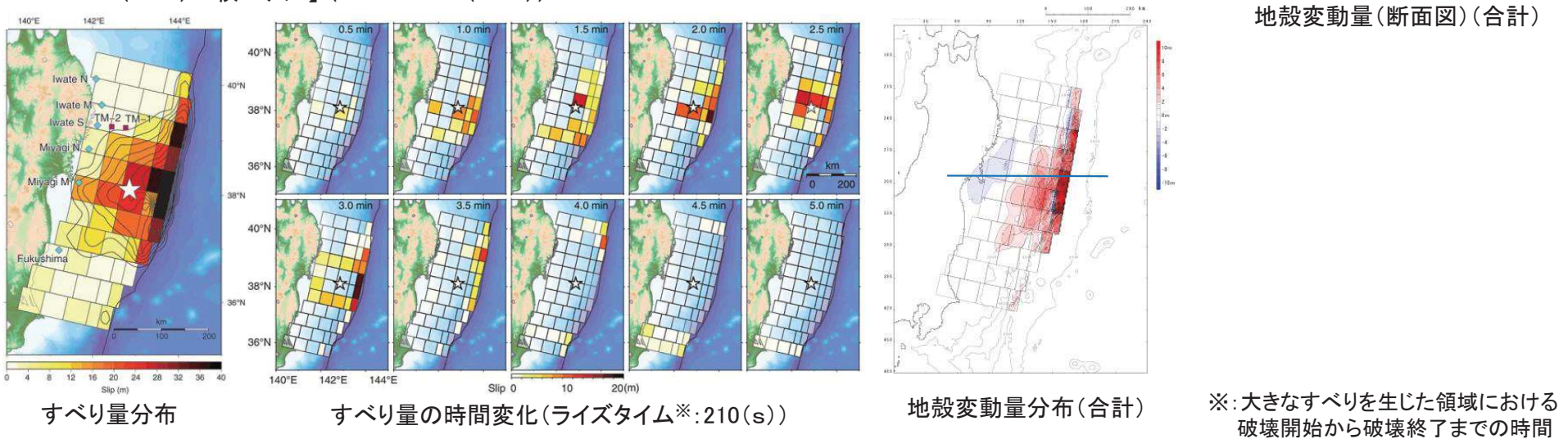
■3.11地震の地殻変動量(3.11地震に伴う津波の再現モデル)

- 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(2012a)モデル, Satake et al.(2013) 55枚モデルの地殻変動量から、津波特性を良好に再現する最大鉛直変位は12m程度であることが確認される。

【内閣府(2012a)モデル】(内閣府(2012a))



【Satake et al.(2013)55枚モデル】(Satake et al.(2013))



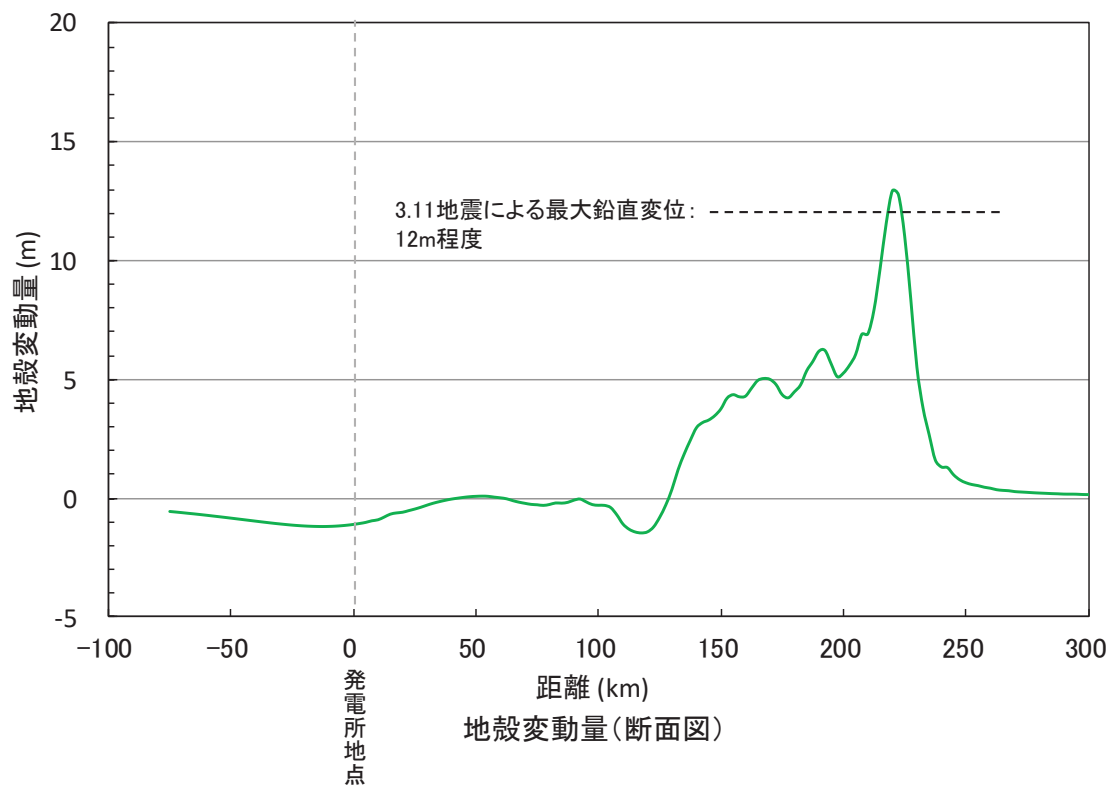
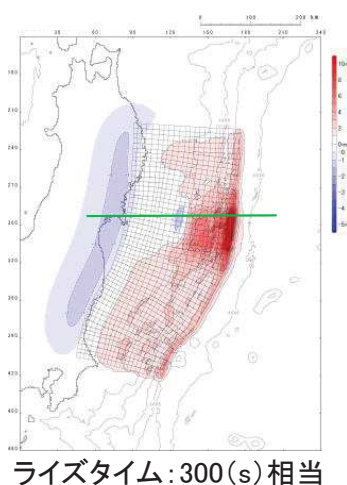
以上の地球物理学的知見及び再現モデルによる地殻変動量から、3.11地震による最大鉛直変位は12m程度と考えられる。

4.3.4(4) 妥当性確認: 地殻変動量(プレート境界の破壊)の比較(3/3)

■ 地殻変動量(プレート境界の破壊)の比較

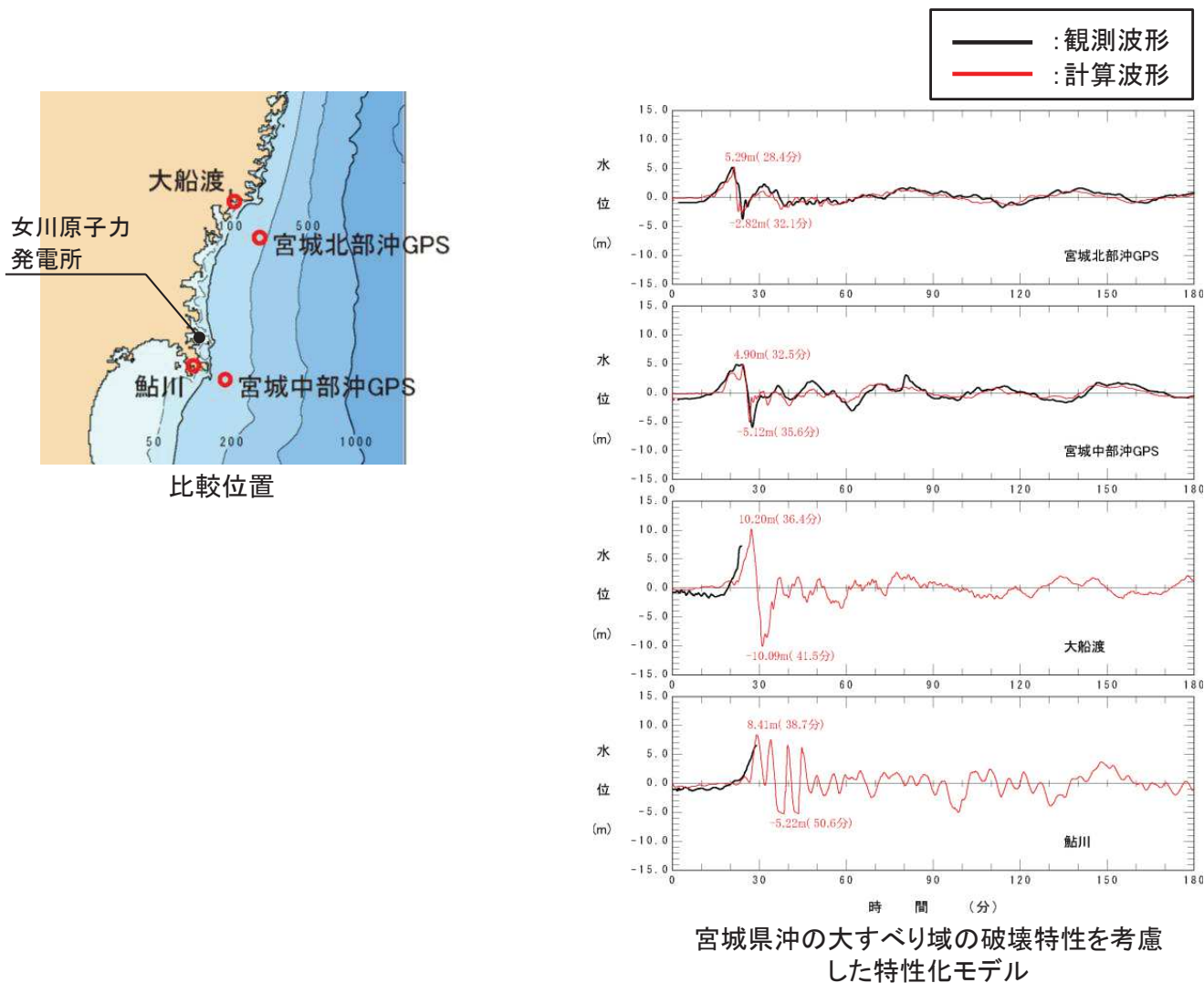
- 設定した特性化モデルの内閣府(2012a)モデルと同様の条件下で算定される最大鉛直変位は13m程度であり, 3.11地震による最大鉛直変位と整合的であることを確認した。

【宮城県沖の大すべり域の破壊特性を考慮した特性化モデルの地殻変動量分布】



4.3.4(4) 妥当性確認: 沖合いの観測波形(津波伝播)の比較

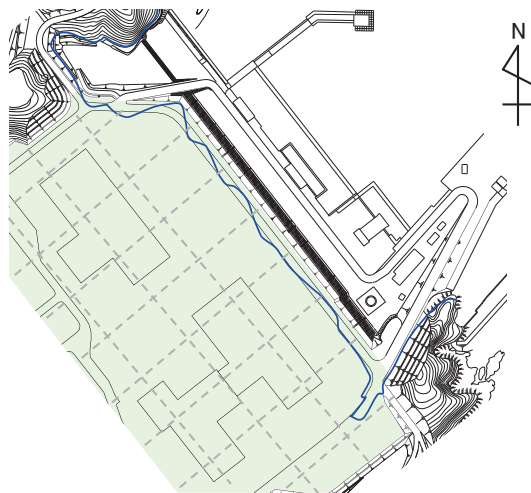
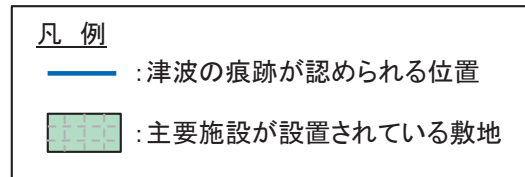
- 設定した特性化モデルによる計算波形は、発電所前面海域の観測波形に見られる津波特性(津波水位, 周期, 津波の到達時間)と整合的であることを確認した。



4.3.4(4) 妥当性確認: 発電所の津波水位(津波遡上)の比較

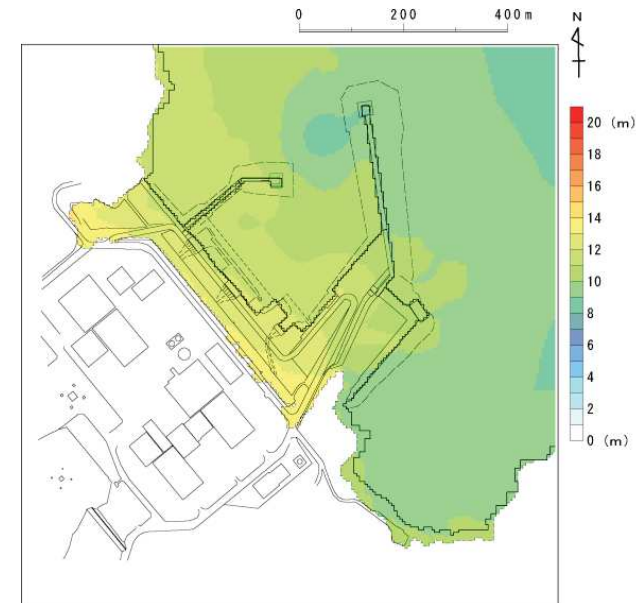
- 設定した特性化モデルによる最大水位上昇量分布は、実際の現象と整合的であることを確認した。

【発電所敷地における痕跡調査結果】



東北電力(2011)を一部修正

【最大水位上昇量分布】

宮城県沖の大すべり域の破壊特性を
考慮した特性化モデル

以上から、設定した特性化モデルは、3.11地震時の地殻変動量(プレート境界の破壊)、沖合いの観測波形(津波伝播)及び発電所の津波水位(津波遡上)を良好に再現しており、宮城県沖大すべり域の破壊特性を適切に考慮していることを確認した。

I. 第4章 4.3 基準断層モデルの設定 4.3.5 宮城県沖の大すべり域・超大すべり域の位置の検討

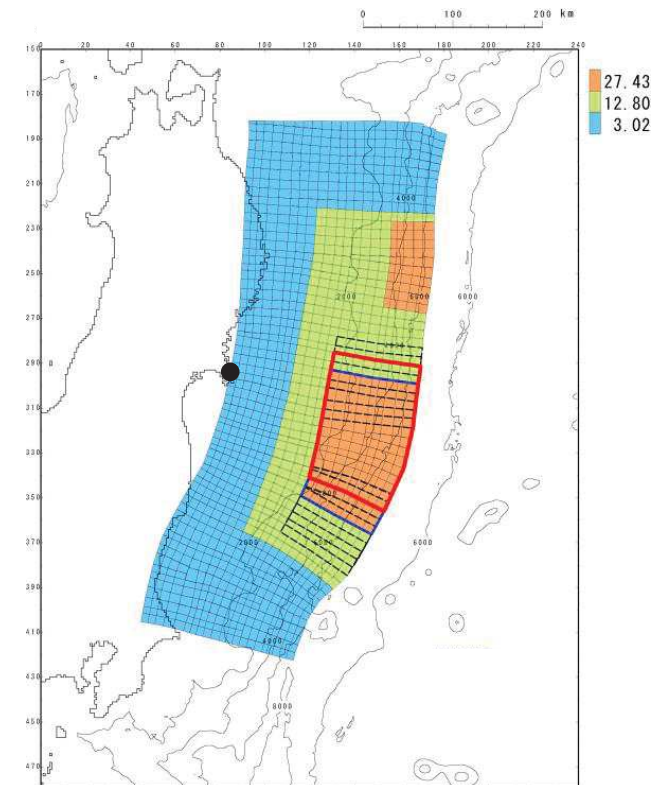
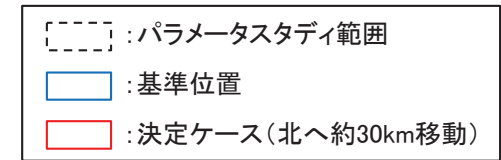
4.3.5(1)宮城県沖の大すべり域・超大すべり域の位置の検討①-1

■広域の津波特性を考慮した特性化モデル(水位上昇側)

- ・ 基準位置から北へ約30km移動した位置が発電所に与える影響が最も大きい位置であることを確認した。

(単位:m)

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	備考
北へ約50km移動	18.23	17.13	17.06	16.97	15.85	15.93	
北へ約40km移動	18.22	17.21	17.18	17.00	15.95	16.02	
北へ約30km移動	18.42	17.33	17.32	17.15	16.04	16.20	決定ケース
北へ約20km移動	18.19	17.15	17.15	17.01	15.84	16.12	
北へ約10km移動	18.15	17.05	17.07	16.91	15.77	16.04	
基準	17.88	16.62	16.62	16.55	15.38	15.82	
南へ約10km移動	17.57	16.17	16.15	16.12	14.96	15.50	
南へ約20km移動	17.46	15.70	15.87	15.88	14.62	15.05	
南へ約30km移動	16.53	15.67	15.87	15.95	14.36	14.95	
南へ約40km移動	16.58	15.48	15.62	15.62	13.93	14.70	
南へ約50km移動	15.66	14.78	14.92	14.94	13.67	14.12	



検討した超大すべり域の位置

I. 第4章 4.3 基準断層モデルの設定 4.3.5 宮城県沖の大すべり域・超大すべり域の位置の検討

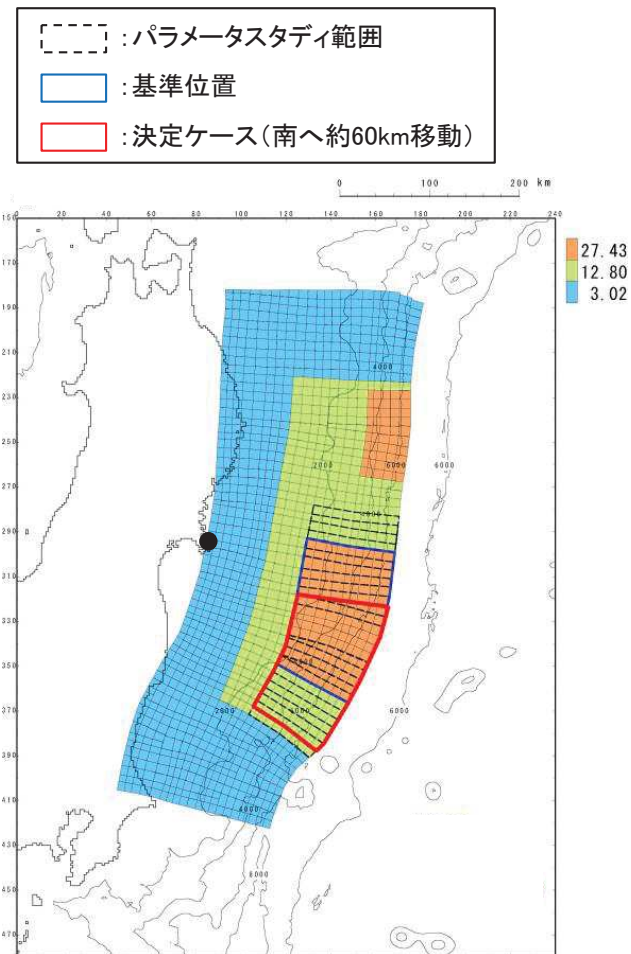
4.3.5(1)宮城県沖の大すべり域・超大すべり域の位置の検討①-2

■ 広域の津波特性を考慮した特性化モデル(水位下降側)

- ・ 基準位置から南へ約60km移動した位置が発電所に与える影響が最も大きい位置であることを確認した。

(単位:m)

位置	2号取水口前面	備考
北へ約60km移動	-8.97	
北へ約50km移動	-9.01	
北へ約40km移動	-8.81	
北へ約30km移動	-8.61	
北へ約20km移動	-8.26	
北へ約10km移動	-8.16	
基準	-7.75	
南へ約10km移動	-7.39	
南へ約20km移動	-7.84	
南へ約30km移動	-8.38	
南へ約40km移動	-8.73	
南へ約50km移動	-9.05	
南へ約60km移動	-9.18	決定ケース
南へ約70km移動	-9.14	



検討した超大すべり域の位置

I. 第4章 4.3 基準断層モデルの設定 4.3.5 宮城県沖の大すべり域・超大すべり域の位置の検討

4.3.5(1)宮城県沖の大すべり域・超大すべり域の位置の検討②-1

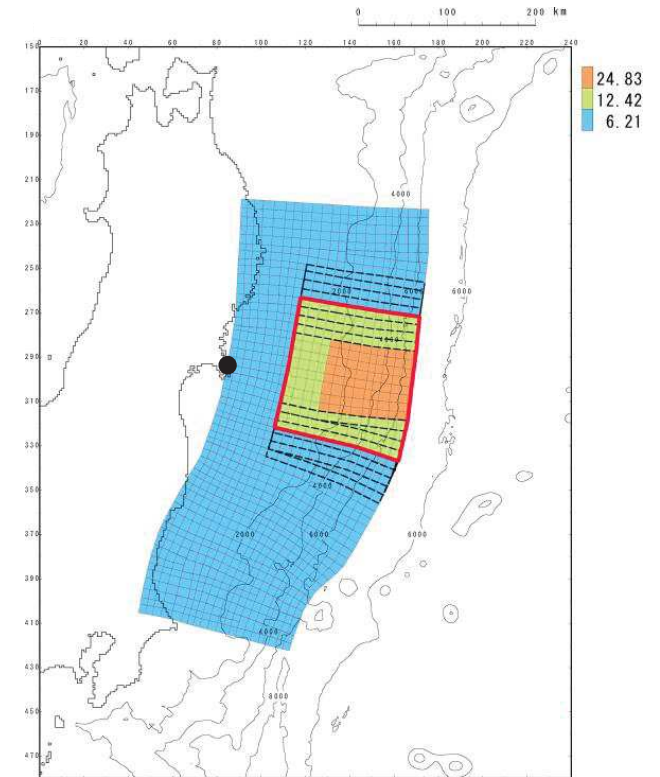
■宮城県沖の大すべり域の破壊特性を考慮した特性化モデル(水位上昇側)

- ・ 基準位置が発電所に与える影響が最も大きい位置であることを確認した。

(単位:m)

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	備考
北へ約50km移動	10.63	9.60	9.68	9.64	8.24	8.42	
北へ約40km移動	10.62	9.59	9.68	9.63	8.24	8.42	
北へ約30km移動	11.25	9.83	9.97	9.98	8.66	8.86	
北へ約20km移動	12.44	10.64	10.67	10.65	9.49	9.78	
北へ約10km移動	13.19	11.70	11.68	11.64	9.93	10.73	
基準	13.55	12.06	12.11	12.03	10.20	11.20	決定ケース
南へ約10km移動	13.20	11.69	11.77	11.79	10.03	10.76	
南へ約20km移動	12.15	10.64	10.71	10.68	9.67	10.02	
南へ約30km移動	11.48	10.28	10.31	10.19	9.14	9.74	
南へ約40km移動	10.67	9.97	10.12	10.12	8.85	9.56	
南へ約50km移動	11.07	10.41	10.53	10.53	9.20	9.95	

 : パラメータスタディ範囲
 : 決定ケース(基準位置)



検討した大すべり域・超大すべり域の位置

I. 第4章 4.3 基準断層モデルの設定 4.3.5 宮城県沖の大すべり域・超大すべり域の位置の検討

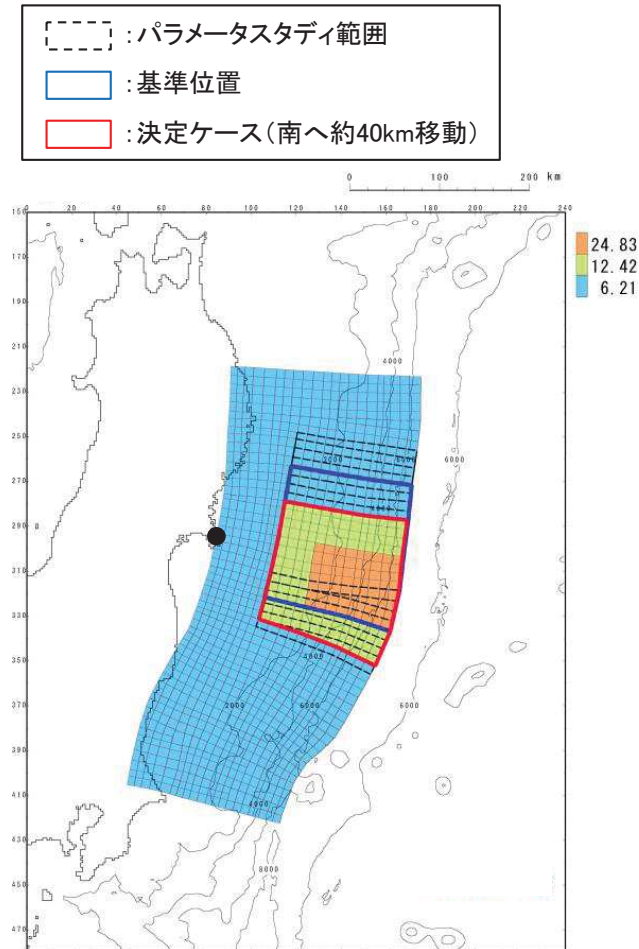
4.3.5(1)宮城県沖の大すべり域・超大すべり域の位置の検討②-2

■宮城県沖の大すべり域の破壊特性を考慮した特性化モデル(水位下降側)

- ・ 基準位置から南へ約40km移動した位置が発電所に与える影響が最も大きい位置であることを確認した。

(単位:m)

位置	2号取水口前面	備考
北へ約50km移動	-6.26	
北へ約40km移動	-6.26	
北へ約30km移動	-6.23	
北へ約20km移動	-6.54	
北へ約10km移動	-7.31	
基準	-8.18	
南へ約10km移動	-8.84	
南へ約20km移動	-9.01	
南へ約30km移動	-9.31	
南へ約40km移動	-9.35	決定ケース
南へ約50km移動	-9.19	



検討した大すべり域・超大すべり域の位置

I. 第4章 4.3 基準断層モデルの設定 4.3.5 宮城県沖の大すべり域・超大すべり域の位置の検討
4.3.5(2) 港湾部の防波堤の有無に関する影響検討: 検討方針(1/2)

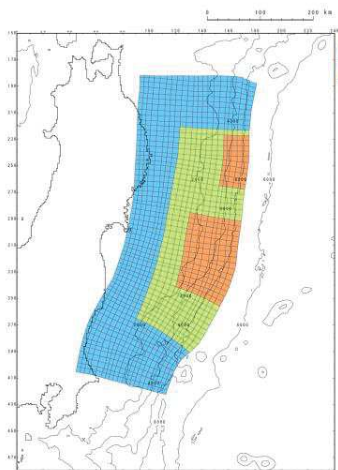
- 宮城県沖の大すべり域・超大すべり域の位置の検討で選定した大すべり域・超大すべり域の位置が、港湾部の防波堤が無い場合でも選定位置として妥当であるかを確認するため、各モデルの水位上昇側・下降側決定ケース、並びにその前後ケースを対象に、防波堤が無い地形を用いてパラメータスタディを実施した。

■ 広域の津波特性を考慮した特性化モデル

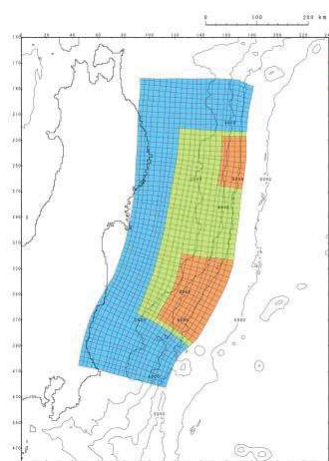
	位置	備考
水位上昇側	北へ約40km移動	
	北へ約30km移動	選定位置
	北へ約20km移動	
水位下降側	南へ約50km移動	
	南へ約60km移動	選定位置
	南へ約70km移動	

■ 宮城県沖の大すべり域の破壊特性を考慮した特性化モデル

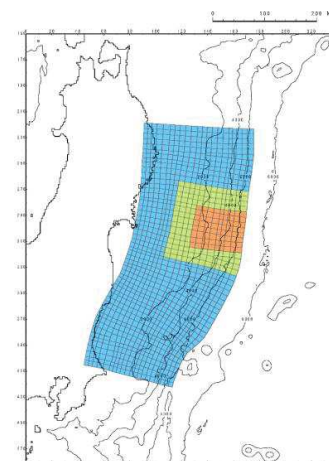
	位置	備考
水位上昇側	北へ約10km移動	
	基準位置	選定位置
	南へ約10km移動	
水位下降側	南へ約30km移動	
	南へ約40km移動	選定位置
	南へ約50km移動	



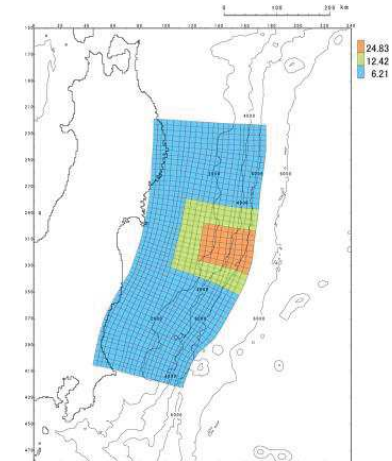
水位上昇側
(選定位置: 北へ約30km移動)



水位下降側
(選定位置: 南へ約60km移動)



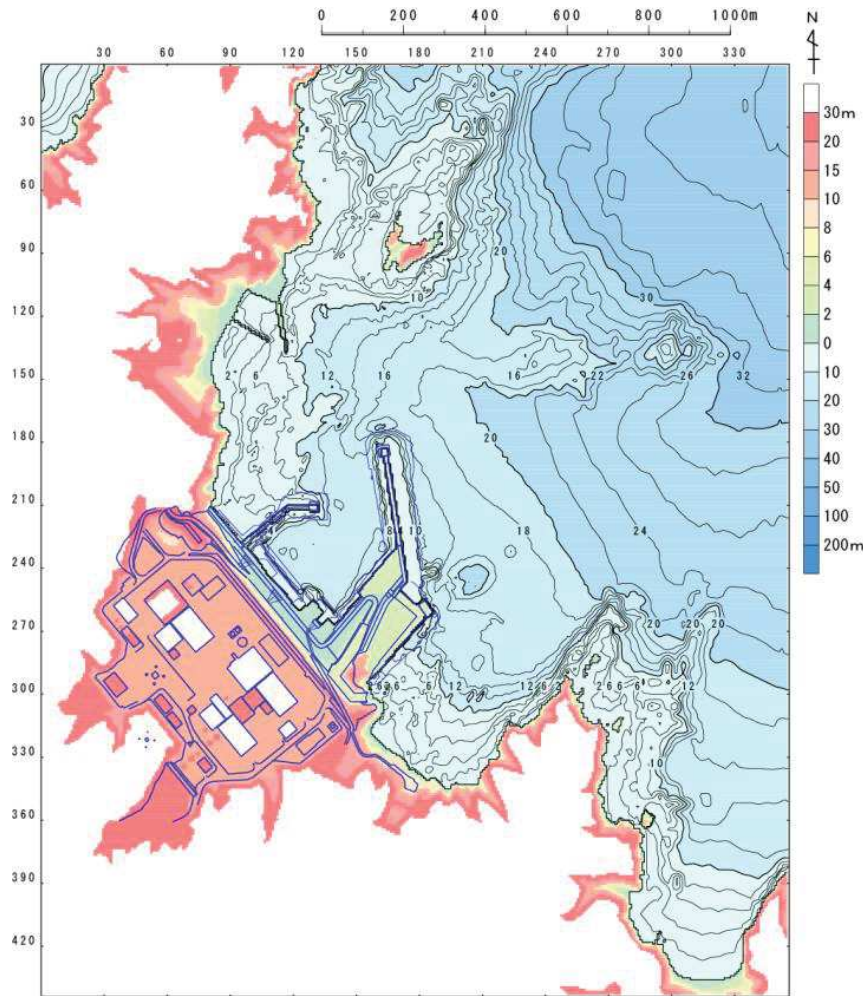
水位上昇側
(選定位置: 基準位置)



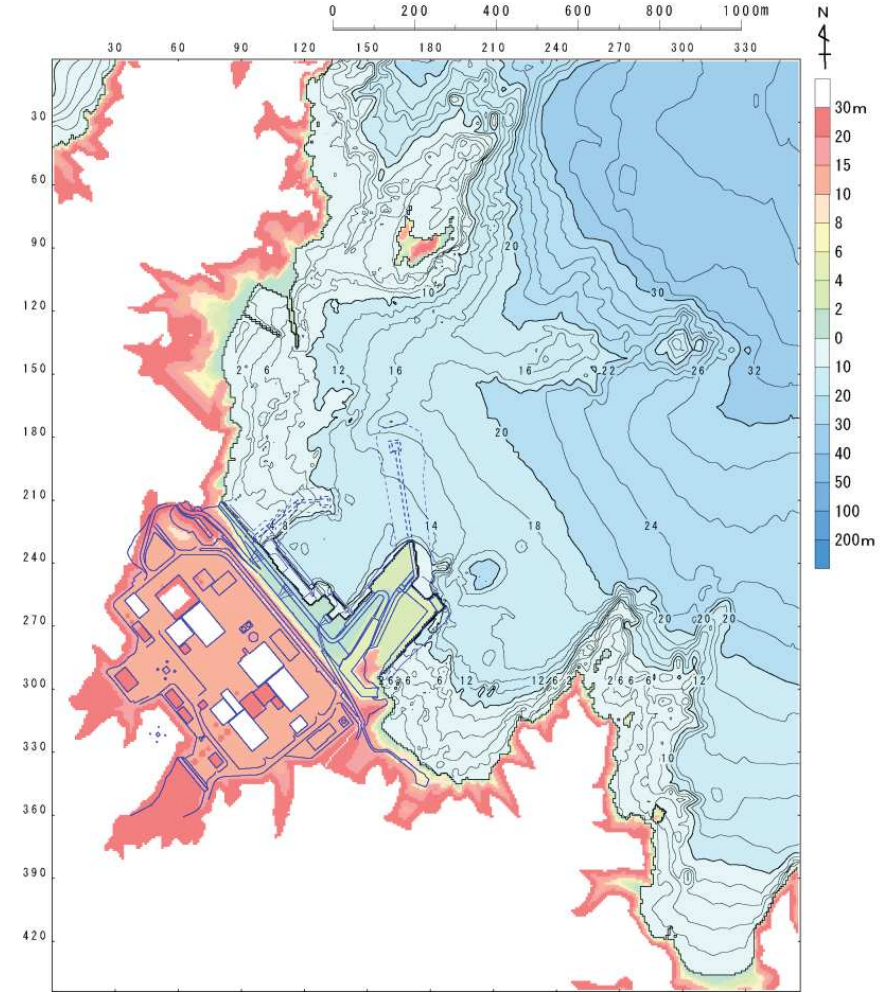
水位下降側
(選定位置: 南へ約40km移動)

I. 第4章 4.3 基準断層モデルの設定 4.3.5 宮城県沖の大すべり域・超大すべり域の位置の検討
4.3.5(2) 港湾部の防波堤の有無に関する影響検討: 検討方針(2/2)

- 検討に用いた地形データを以下に示す。



港湾部の防波堤有り



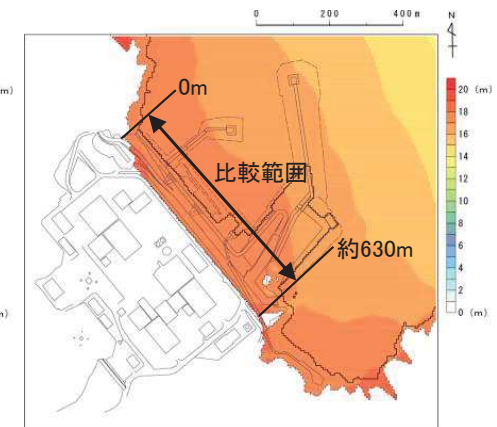
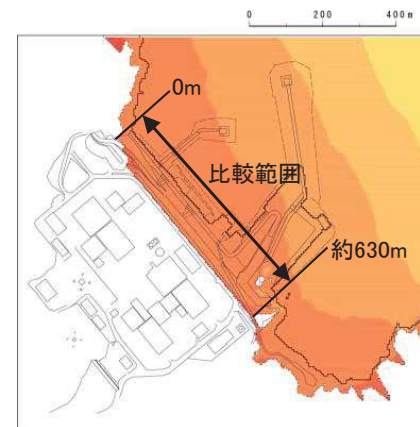
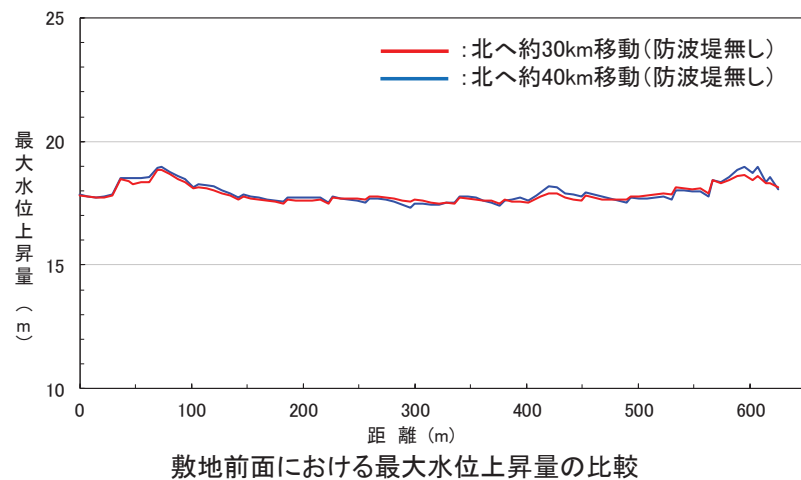
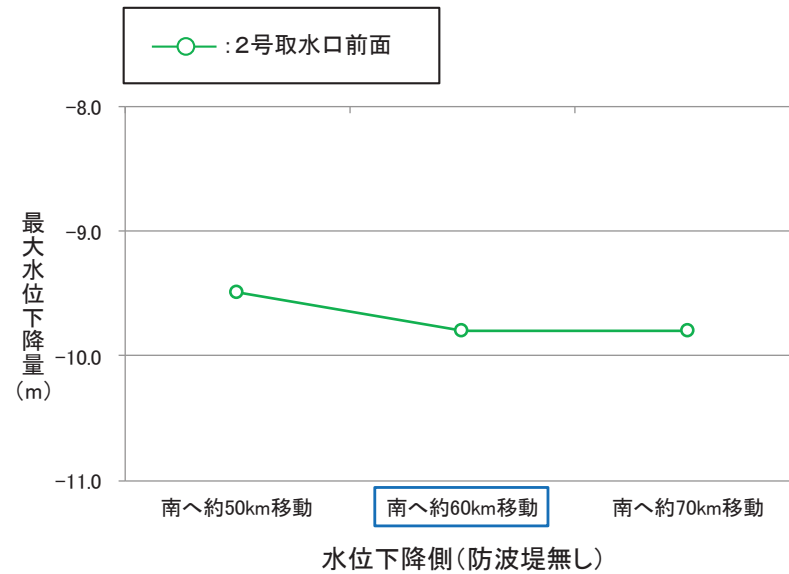
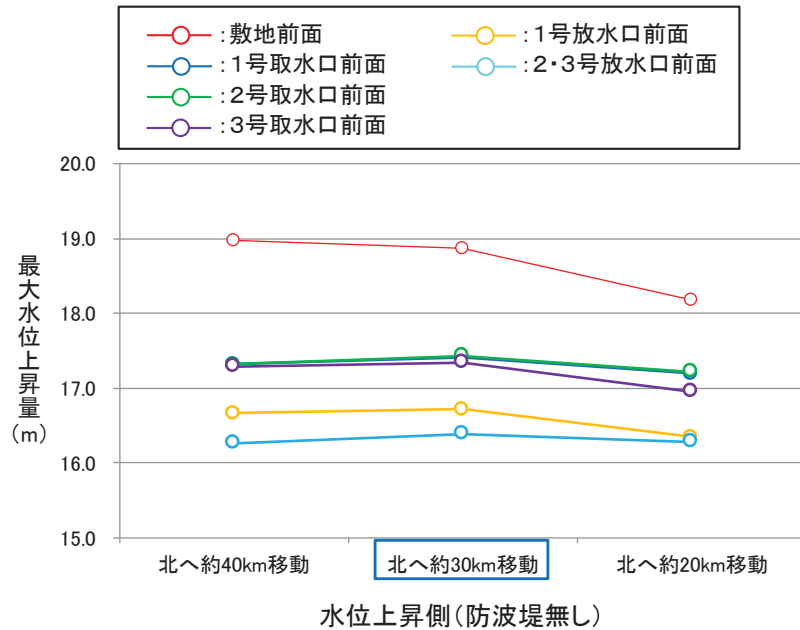
港湾部の防波堤無し

I. 第4章 4.3 基準断層モデルの設定 4.3.5 宮城県沖の大すべり域・超大すべり域の位置の検討

4.3.5(2) 港湾部の防波堤の有無に関する影響検討: 検討結果①-1

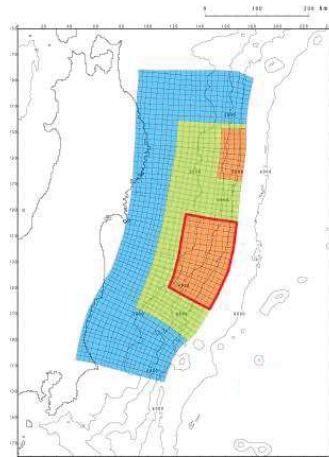
■ 広域の津波特性を考慮した特性化モデル

- 防波堤が無い地形でのパラメータスタディの結果, 大すべり域・超大すべり域の位置の選定に与える影響(傾向)に有意な差は認められないことを確認した(解析結果の詳細を次頁に示す)。
- 以上の検討から, 港湾部の防波堤の有無が, 大すべり域・超大すべり域の位置の選定に及ぼす影響は極めて小さく, 防波堤有りの地形で選定した位置で基準断層モデルを設定することは妥当であることを確認した。



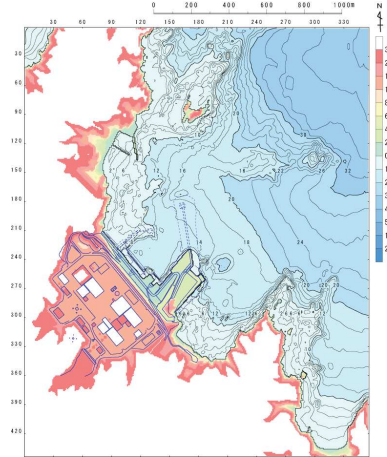
I. 第4章 4.3 基準断層モデルの設定 4.3.5 宮城県沖の大すべり域・超大すべり域の位置の検討
4.3.5(2) 港湾部の防波堤の有無に関する影響検討: 検討結果①-2

■ 広域の津波特性を考慮した特性化モデル: 解析結果



基準位置

○ : 超大すべり域の位置



検討地形: 港湾部の防波堤無し

【水位上昇側(最大水位上昇量)】

(単位:m)

超大すべり域の位置	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40km移動	18.98	17.32	17.31	17.29	16.67	16.26
北へ約30km移動	18.87	17.41	17.43	17.34	16.71	16.39
北へ約20km移動	18.17	17.19	17.22	16.96	16.34	16.28

【水位下降側(最大水位下降量)】

(単位:m)

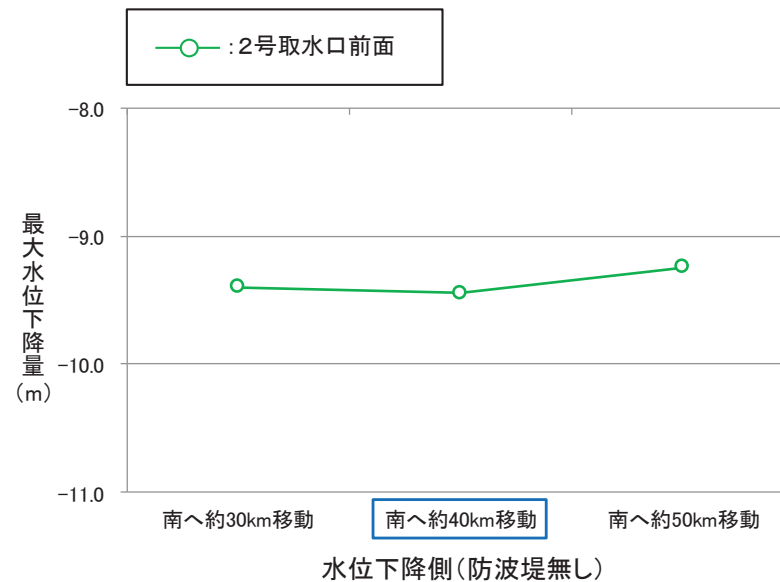
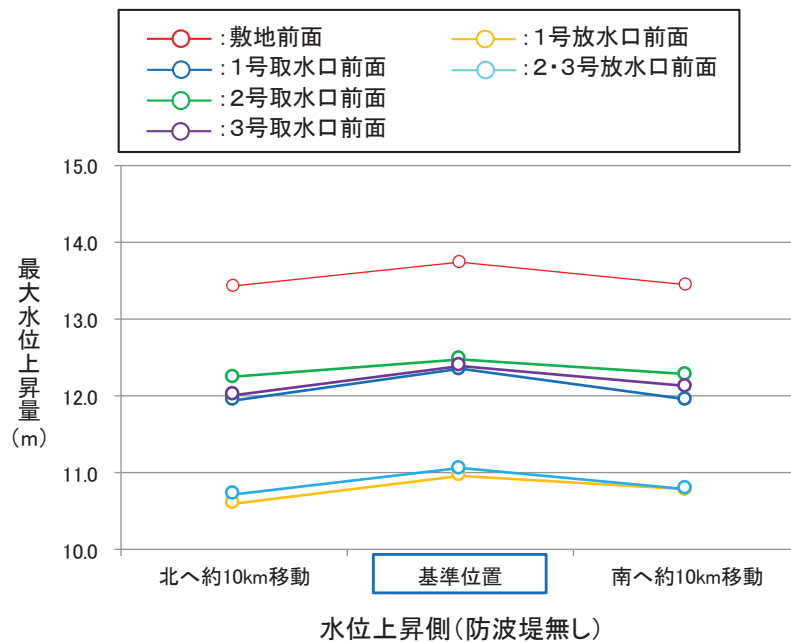
超大すべり域の位置	2号取水口前面
南へ約50km移動	-9.49
南へ約60km移動	-9.802
南へ約70km移動	-9.801

I. 第4章 4.3 基準断層モデルの設定 4.3.5 宮城県沖の大すべり域・超大すべり域の位置の検討

4.3.5(2)港湾部の防波堤の有無に関する影響検討: 検討結果②-1

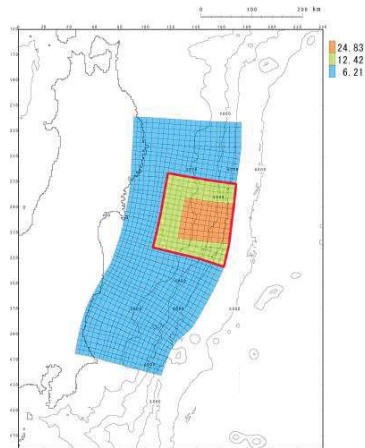
■宮城県沖の大すべり域の破壊特性を考慮した特性化モデル

- 防波堤が無い地形でのパラメータスタディの結果, 大すべり域・超大すべり域の位置の選定に与える影響(傾向)に有意な差は認められないことを確認した(解析結果を次頁に示す)。
- 以上の検討から, 港湾部の防波堤の有無が, 大すべり域・超大すべり域の位置の選定に及ぼす影響は極めて小さく, 防波堤有りの地形で選定した位置で基準断層モデルを設定することは妥当であることを確認した。



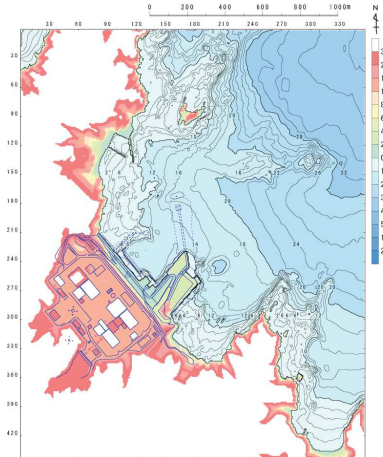
I. 第4章 4.3 基準断層モデルの設定 4.3.5 宮城県沖の大すべり域・超大すべり域の位置の検討
4.3.5(2) 港湾部の防波堤の有無に関する影響検討: 検討結果②-2

■ 宮城県沖の大すべり域の破壊特性を考慮した特性化モデル: 解析結果



基準位置

□ : 大すべり域・
超大すべり域の位置



検討地形: 港湾部の防波堤無し

【水位上昇側(最大水位上昇量)】

(単位:m)

超大すべり域の位置	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10km移動	13.44	11.94	12.25	12.01	10.60	10.72
基準	13.75	12.35	12.48	12.40	10.96	11.06
南へ約10km移動	13.44	11.95	12.28	12.13	10.78	10.79

【水位下降側(最大水位下降量)】

(単位:m)

超大すべり域の位置	2号取水口前面
南へ約30km移動	-9.40
南へ約40km移動	-9.44
南へ約50km移動	-9.24

I. 第4章 4.3 基準断層モデルの設定 4.3.5 宮城県沖の大すべり域・超大すべり域の位置の検討

4.3.5(3)大すべり域・超大すべり域と破壊開始点の位置関係に関する影響検討: 検討方針

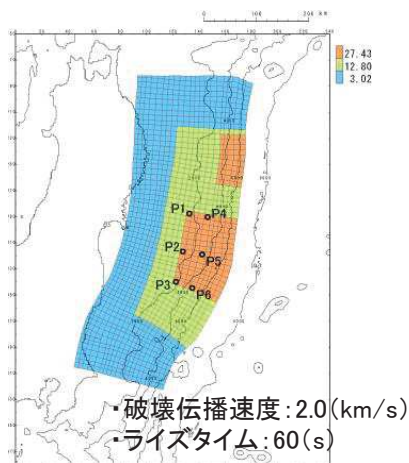
- 選定した大すべり域・超大すべり域の位置を基に基準断層モデルを設定し破壊開始点の不確かさを考慮することの妥当性を確認するため、各モデルの水位上昇側・下降側決定ケース、並びにその前後ケースを対象に破壊開始点を考慮したパラメータスタディを実施した。
- なお、本検討は、港湾部の防波堤の有無に関する影響検討結果を踏まえ、港湾部の防波堤有りの地形を用いて実施した。

■広域の津波特性を考慮した特性化モデル

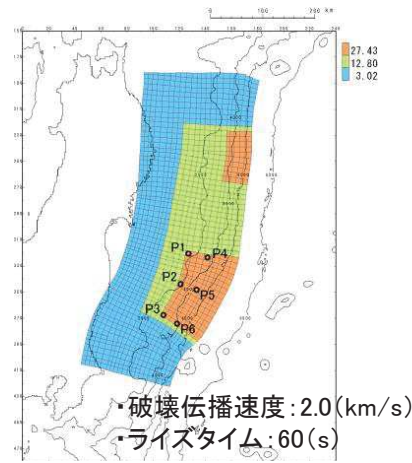
	位置	備考
水位上昇側	北へ約40km移動	
	北へ約30km移動	選定位置
	北へ約20km移動	
水位下降側	南へ約50km移動	
	南へ約60km移動	選定位置
	南へ約70km移動	

■宮城県沖の大すべり域の破壊特性を考慮した特性化モデル

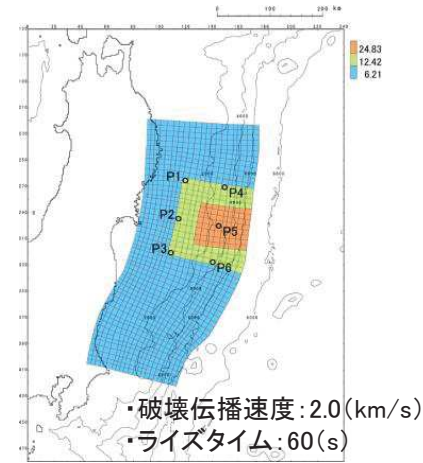
	位置	備考
水位上昇側	北へ約10km移動	
	基準位置	選定位置
	南へ約10km移動	
水位下降側	南へ約30km移動	
	南へ約40km移動	選定位置
	南へ約50km移動	



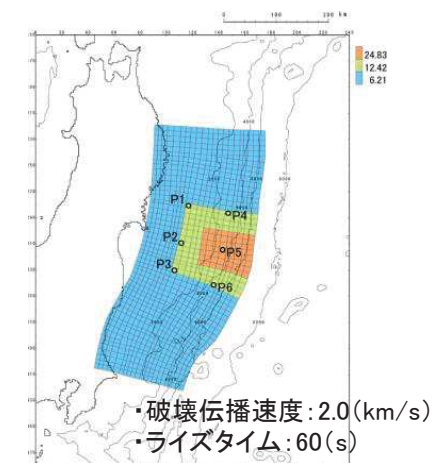
水位上昇側
(選定位置: 北へ約30km移動)



水位下降側
(選定位置: 南へ約60km移動)



水位上昇側
(選定位置: 基準位置)



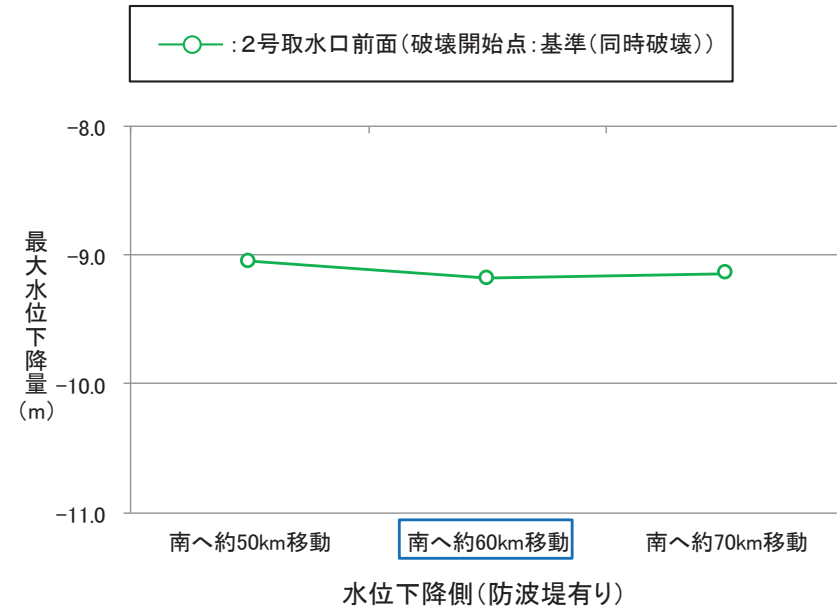
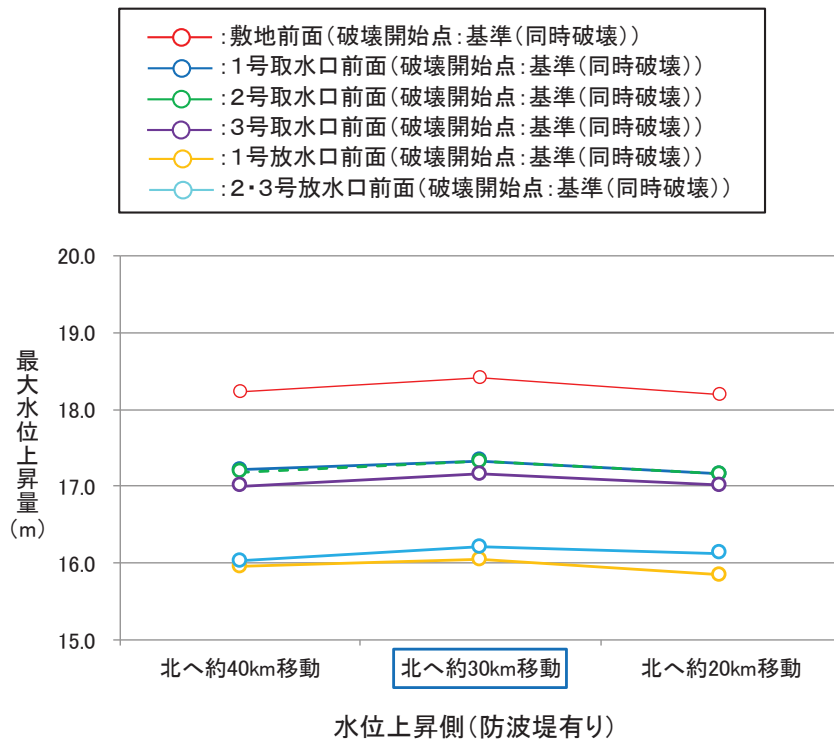
水位下降側
(選定位置: 南へ約40km移動)

I. 第4章 4.3 基準断層モデルの設定 4.3.5 宮城県沖の大すべり域・超大すべり域の位置の検討

4.3.5(3)大すべり域・超大すべり域と破壊開始点の位置関係に関する影響検討: 検討結果①-1

■広域の津波特性を考慮した特性化モデル

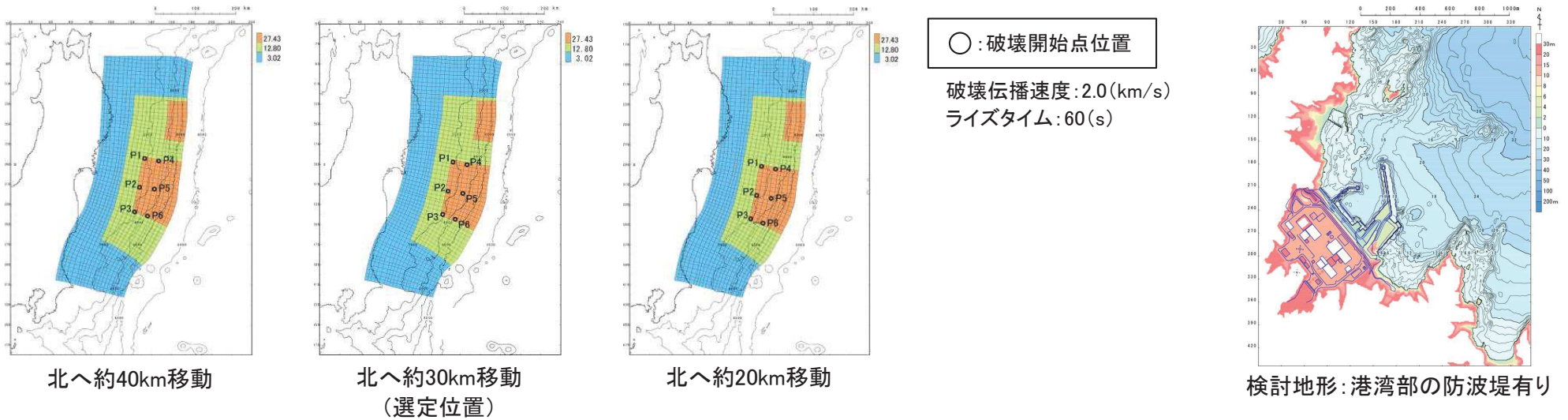
- ・ 検討の結果, 発電所の津波高さに与える影響(傾向)に有意な差は認められないことを確認した(解析結果を次頁に示す)。
- ・ 以上の検討から, 選定した大すべり域・超大すべり域の位置を基に基準断層モデルを設定し, 破壊開始点の不確かさを考慮することは妥当であることを確認した。



I. 第4章 4.3 基準断層モデルの設定 4.3.5 宮城県沖の大すべり域・超大すべり域の位置の検討

4.3.5(3)大すべり域・超大すべり域と破壊開始点の位置関係に関する影響検討: 検討結果①-2

■広域の津波特性を考慮した特性化モデル: 解析結果(最大水位上昇量)



【最大水位上昇量】

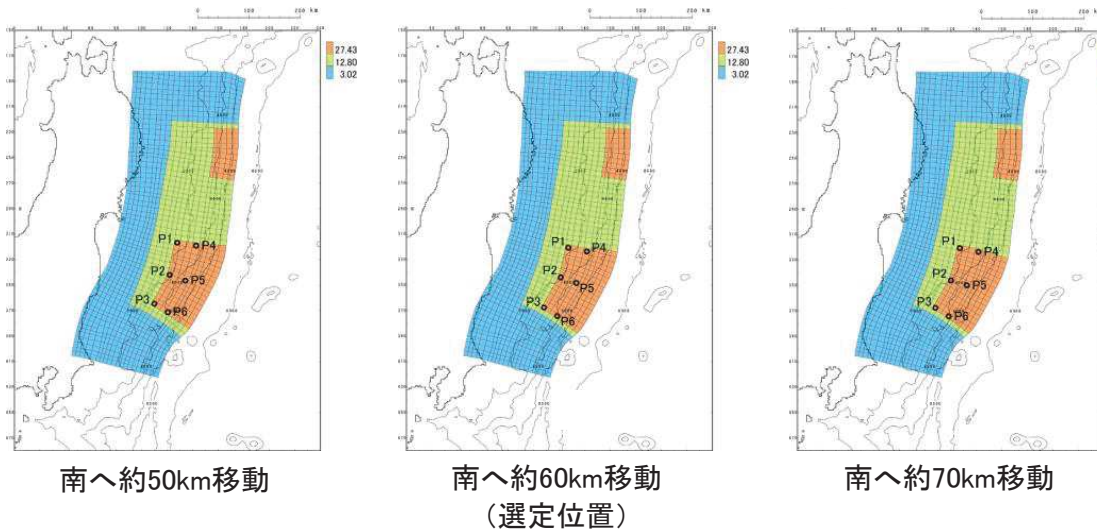
(単位: m)

	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		
	北へ約40km移動	北へ約30km移動	北へ約20km移動	北へ約40km移動	北へ約30km移動	北へ約20km移動	北へ約40km移動	北へ約30km移動	北へ約20km移動	北へ約40km移動	北へ約30km移動	北へ約20km移動	北へ約40km移動	北へ約30km移動	北へ約20km移動	北へ約40km移動	北へ約30km移動	北へ約20km移動
基準 (同時破壊)	18.22	18.42	18.19	17.21	17.33	17.15	17.18	17.32	17.15	17.00	17.15	17.01	15.95	16.04	15.84	16.02	16.20	16.12
P1	14.44	14.59	14.43	13.10	13.56	13.44	13.20	13.75	13.71	13.16	13.72	13.70	13.07	13.32	13.00	12.87	13.28	13.11
P2	14.46	14.78	15.19	13.19	13.56	13.95	13.16	13.70	14.20	13.08	13.60	14.13	13.26	13.66	13.82	13.04	13.42	13.65
P3	15.93	15.85	16.24	13.47	13.87	14.70	13.55	13.96	14.80	13.83	14.17	14.85	13.21	13.51	14.04	13.15	13.33	14.15
P4	15.21	15.51	15.19	14.15	14.02	13.59	14.16	14.16	13.75	14.17	14.18	13.73	13.43	13.38	12.96	13.16	13.22	12.94
P5	16.55	15.53	14.46	13.93	13.80	13.50	13.98	13.88	13.67	14.03	14.00	13.79	12.89	12.88	12.59	13.47	13.09	12.93
P6	16.30	16.70	17.37	15.15	16.07	16.60	15.16	16.09	16.63	14.91	15.79	16.46	13.81	14.68	15.25	13.82	14.71	15.49

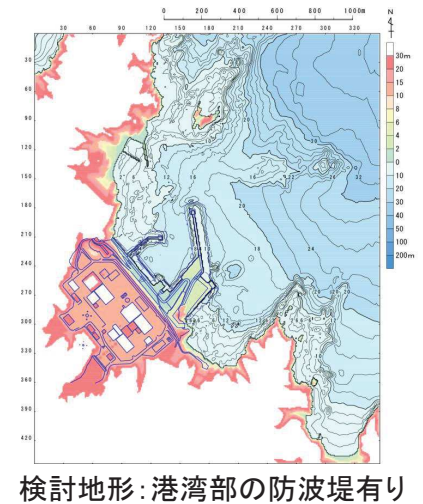
I. 第4章 4.3 基準断層モデルの設定 4.3.5 宮城県沖の大すべり域・超大すべり域の位置の検討

4.3.5(3)大すべり域・超大すべり域と破壊開始点の位置関係に関する影響検討: 検討結果①-3

■ 広域の津波特性を考慮した特性化モデル: 解析結果(最大水位下降量)



○: 破壊開始点位置
破壊伝播速度: 2.0(km/s)
ライズタイム: 60(s)



【最大水位下降量】

(単位:m)

	2号取水口前面		
	南へ約50km移動	南へ約60km移動	南へ約70km移動
基準 (同時破壊)	-9.05	-9.18	-9.14
P1	-8.51	-8.51	-8.48
P2	-7.67	-7.46	-7.25
P3	-7.52	-6.96	-6.74
P4	-8.74	-8.67	-8.61
P5	-7.88	-7.74	-7.63
P6	-7.81	-7.20	-6.92

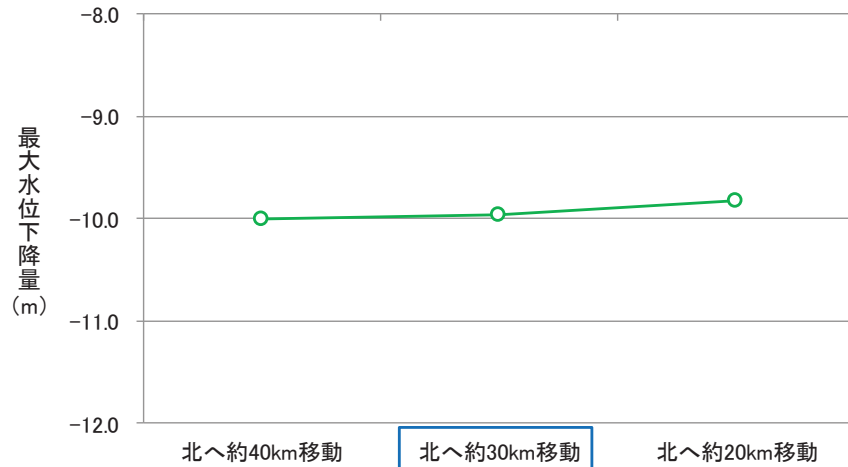
I. 第4章 4.3 基準断層モデルの設定 4.3.5 宮城県沖の大すべり域・超大すべり域の位置の検討

4.3.5(3)大すべり域・超大すべり域と破壊開始点の位置関係に関する影響検討: 検討結果①-4

(参考) 広域の津波特性を考慮した特性化モデル: 水位上昇側のモデル(選定位置: 北へ約30km移動)による最大水位下降量の解析結果

- ・ 発電所の津波高さに与える影響(傾向)に有意な差は認められないことを確認した。

■ 防波堤有りの地形による検討結果

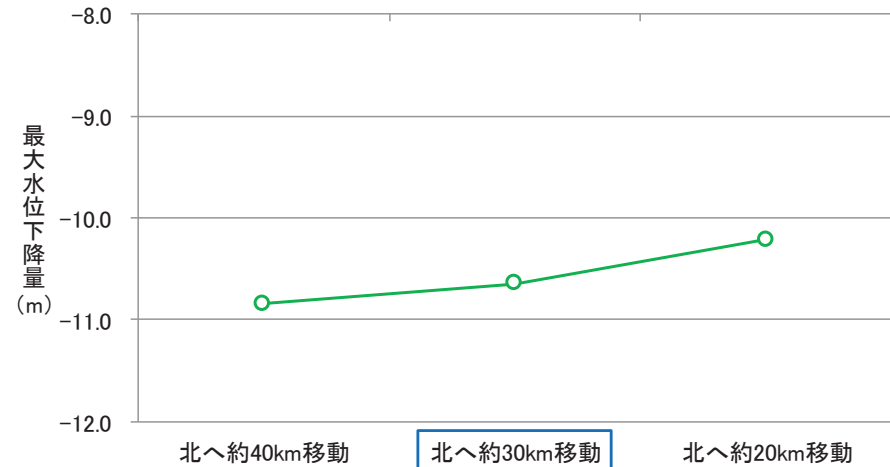


最大水位下降量の比較

解析結果

破壊開始点	最大水位下降量(m)		
	北へ約40km移動	北へ約30km移動	北へ約20km移動
基準 (同時破壊)	-8.81	-8.61	-8.26
P1	-9.04	-8.86	-8.54
P2	-9.73	-9.63	-9.54
P3	-9.81	-9.66	-9.54
P4	-9.02	-8.85	-8.58
P5	-9.77	-9.74	-9.63
P6	<u>-10.01</u>	<u>-9.97</u>	<u>-9.83</u>

(参考) 防波堤無しの地形による検討結果



最大水位下降量の比較

解析結果

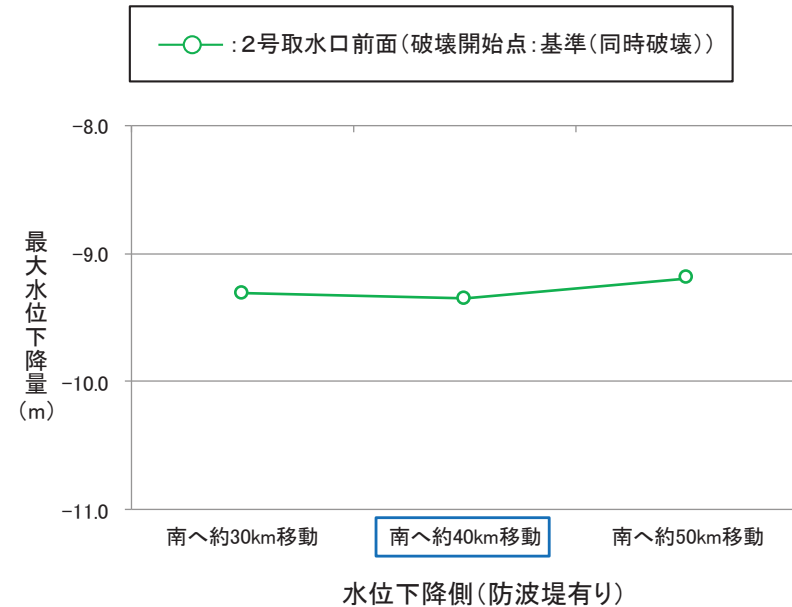
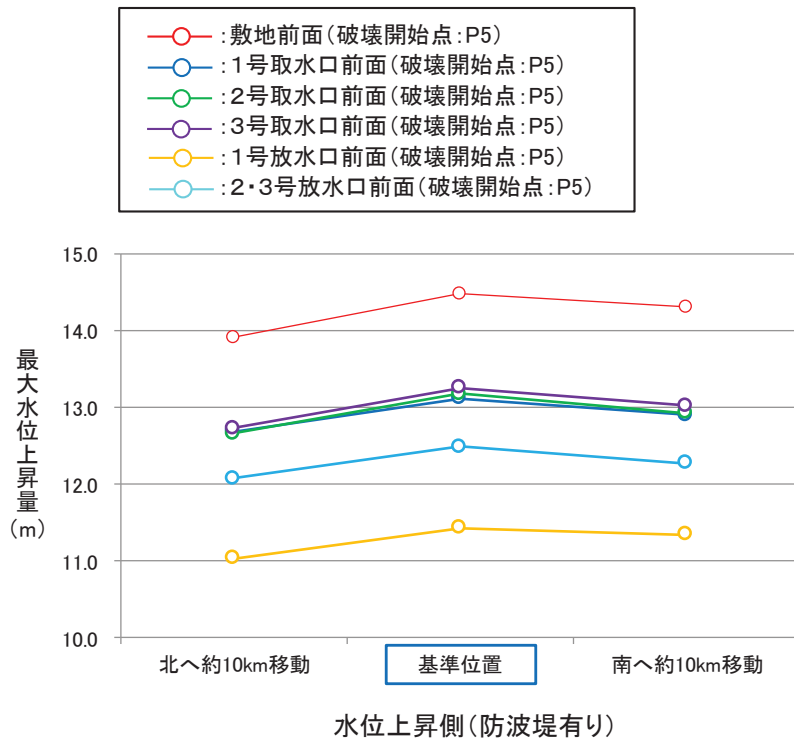
破壊開始点	最大水位下降量(m)		
	北へ約40km移動	北へ約30km移動	北へ約20km移動
基準 (同時破壊)	-8.07	-7.67	-7.17
P1	-8.74	-8.32	-7.88
P2	-9.67	-9.51	-9.30
P3	-10.26	-9.84	-9.38
P4	-8.22	-7.90	-7.67
P5	-9.78	-9.69	-9.64
P6	<u>-10.85</u>	<u>-10.65</u>	<u>-10.22</u>

I. 第4章 4.3 基準断層モデルの設定 4.3.5 宮城県沖の大すべり域・超大すべり域の位置の検討

4.3.5(3)大すべり域・超大すべり域と破壊開始点の位置関係に関する影響検討: 検討結果②-1

■宮城県沖の大すべり域の破壊特性を考慮した特性化モデル

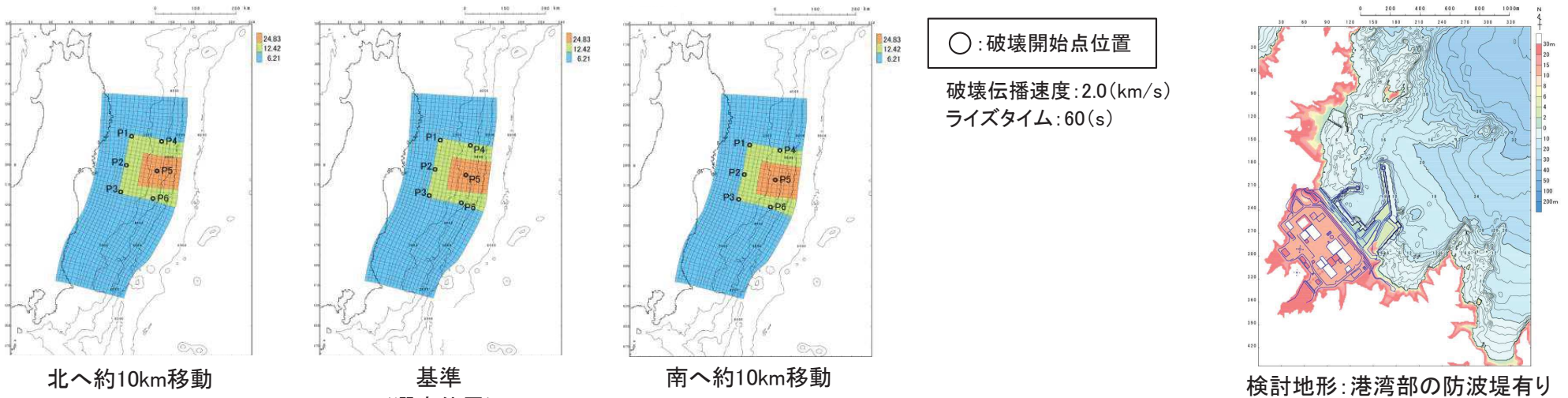
- ・ 検討の結果, 発電所の津波高さに与える影響(傾向)に有意な差は認められないことを確認した(解析結果を次頁に示す)。
- ・ 以上の検討から, 選定した大すべり域・超大すべり域の位置を基に基準断層モデルを設定し, 破壊開始点の不確かさを考慮することは妥当であることを確認した。



I. 第4章 4.3 基準断層モデルの設定 4.3.5 宮城県沖の大すべり域・超大すべり域の位置の検討

4.3.5(3)大すべり域・超大すべり域と破壊開始点の位置関係に関する影響検討: 検討結果②-2

■宮城県沖の大すべり域の破壊特性を考慮した特性化モデル: 解析結果(最大水位上昇量)



【最大水位上昇量】

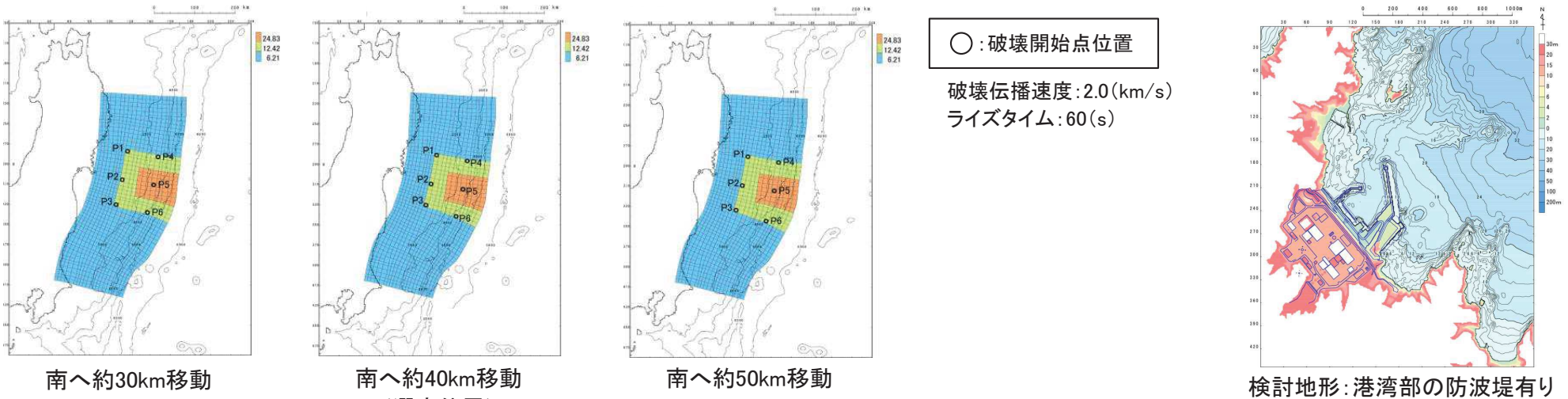
(単位:m)

	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		
	北へ約10km移動	基準	南へ約10km移動	北へ約10km移動	基準	南へ約10km移動	北へ約10km移動	基準	南へ約10km移動	北へ約10km移動	基準	南へ約10km移動	北へ約10km移動	基準	南へ約10km移動	北へ約10km移動	基準	南へ約10km移動
基準 (同時破壊)	13.19	13.55	13.20	11.70	12.06	11.69	11.68	12.11	11.77	11.64	12.03	11.79	9.93	10.20	10.03	10.73	11.20	10.76
P1	12.65	12.69	11.99	11.14	11.16	10.49	11.11	11.16	10.57	11.05	11.12	10.57	9.28	9.32	8.80	9.95	9.97	9.17
P2	12.51	12.82	12.50	10.90	11.24	10.86	10.87	11.23	10.96	10.85	11.17	10.94	9.08	9.35	9.14	9.59	9.98	9.61
P3	12.37	13.01	12.93	10.87	11.53	11.43	10.85	11.49	11.48	10.81	11.41	11.42	9.07	9.63	9.62	9.62	10.35	10.33
P4	13.53	13.57	13.05	12.16	12.26	11.72	12.20	12.29	11.73	12.15	12.29	11.83	10.36	10.50	10.27	11.47	11.57	10.84
P5	13.92	14.48	14.31	12.69	13.12	12.90	12.66	13.18	12.93	12.73	13.26	13.02	11.03	11.43	11.34	12.08	12.49	12.27
P6	13.32	14.06	14.13	12.10	12.83	12.85	12.10	12.84	12.83	12.08	12.82	12.84	10.44	11.04	11.09	11.43	12.19	12.11

I. 第4章 4.3 基準断層モデルの設定 4.3.5 宮城県沖の大すべり域・超大すべり域の位置の検討

4.3.5(3)大すべり域・超大すべり域と破壊開始点の位置関係に関する影響検討: 検討結果②-3

■宮城県沖の大すべり域の破壊特性を考慮した特性化モデル: 解析結果(最大水位下降量)



【最大水位下降量】

(単位:m)

	2号取水口前面		
	南へ約30km移動	南へ約40km移動	南へ約50km移動
基準 (同時破壊)	-9.31	-9.35	-9.19
P1	-8.45	-8.50	-8.45
P2	-8.04	-8.05	-8.06
P3	-7.98	-8.01	-8.06
P4	-8.14	-8.17	-8.21
P5	-8.19	-8.39	-8.43
P6	-8.60	-8.77	-8.84

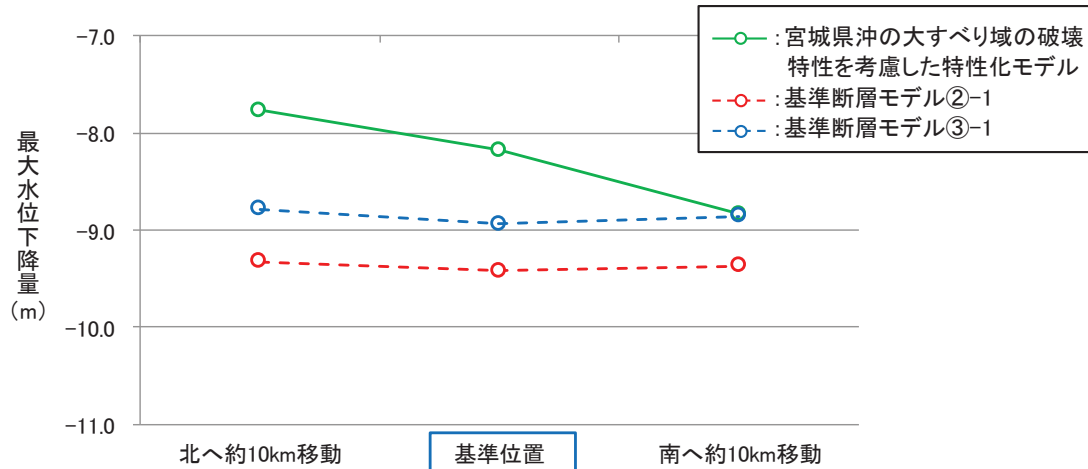
I. 第4章 4.3 基準断層モデルの設定 4.3.5 宮城県沖の大すべり域・超大すべり域の位置の検討

4.3.5(3)大すべり域・超大すべり域と破壊開始点の位置関係に関する影響検討: 検討結果②-4

(参考)宮城県沖の大すべり域の破壊特性を考慮した特性化モデル: 水位上昇側のモデルに(選定位置: 基準)による最大水位下降量の解析結果

- 防波堤有りの地形を用いた検討については、発電所の津波高さに与える影響(傾向)に差が認められるものの、基準断層モデル②-1, 基準断層モデル③-1を用いた検討では、同時破壊の条件下で設定した大すべり域・超大すべり域の位置が最も影響が大きい位置であることを確認した。

■防波堤有りの地形による検討結果

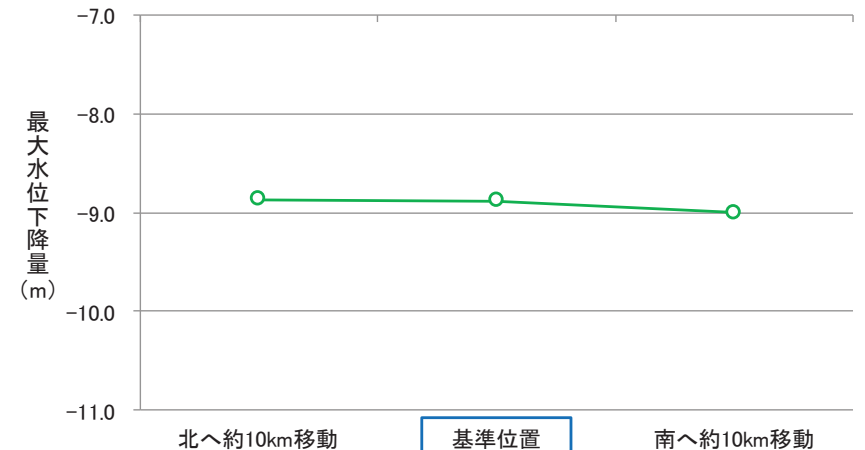


最大水位下降量の比較

解析結果

モデル	破壊開始点	最大水位下降量(m)			備考
		北へ約10km移動	基準	南へ約10km移動	
宮城県沖の大すべり域の破壊特性を考慮した特性化モデル	基準(同時破壊)	-7.31	-8.18	-8.84	
	P1	-6.31	-7.08	-7.78	
	P2	-6.38	-6.58	-7.27	
	P3	-6.82	-7.10	-7.13	
	P4	-6.04	-6.85	-7.50	
	P5	-7.75	-7.88	-7.85	
	P6	-7.77	-7.82	-7.87	
基準断層モデル②-1		-9.33	-9.42	-9.37	
基準断層モデル③-1		-8.79	-8.94	-8.86	

(参考)防波堤無しの地形による検討結果



最大水位下降量の比較

解析結果

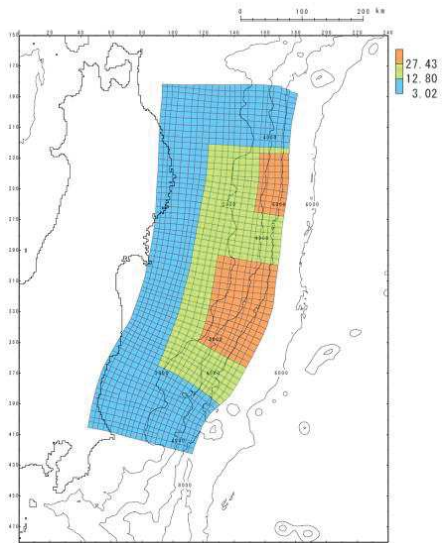
モデル	破壊開始点	最大水位下降量(m)		
		北へ約10km移動	基準	南へ約10km移動
宮城県沖の大すべり域の破壊特性を考慮した特性化モデル	基準(同時破壊)	-7.57	-8.39	-9.00
	P1	-7.29	-7.30	-7.96
	P2	-7.90	-7.76	-7.57
	P3	-7.93	-8.16	-7.90
	P4	-6.88	-6.92	-7.41
	P5	-8.62	-8.63	-8.44
	P6	-8.87	-8.88	-8.71

I. 第4章 4.3 基準断層モデルの設定 4.3.6 基準断層モデル①の設定

4.3.6(1)基本方針

- ・ 広域の津波特性を考慮した特性化モデルの宮城県沖の超大すべり域を移動させた検討において、発電所の津波高さに与える影響が最も大きいケースを基準断層モデル①とする。
- ・ 設定した基準断層モデル①が、3.11地震を上回る規模となっているかを確認するため、宮城県沖の大すべり域の破壊特性を考慮した特性化モデルと同様に、杉野ほか(2013)を参考として、3.11地震による宮城県沖の地殻変動量(プレート境界の破壊)、沖合いの観測波形(津波伝播)及び発電所の津波水位(津波遡上)について、3.11地震の実現象と比較する。

【広域の津波特性を考慮した特性化モデル】

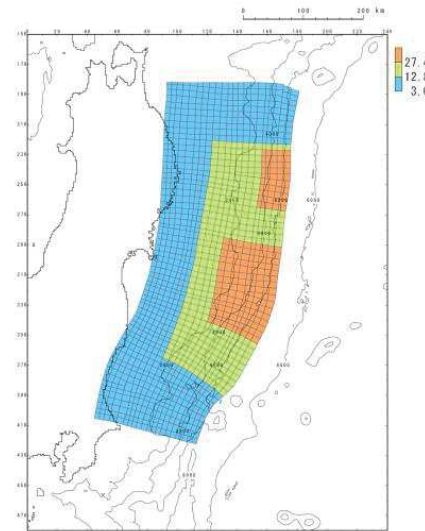


すべり量分布

宮城県沖の
超大すべり域の
位置を移動



【基準断層モデル①】



基準断層モデル①-1
(超大すべり域の位置:北へ約30km移動)

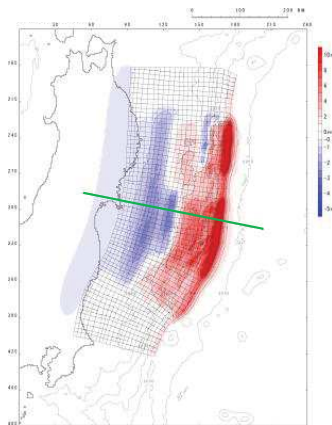
I. 第4章 4.3 基準断層モデルの設定 4.3.6 基準断層モデル①の設定

4.3.6(2)3.11地震の実現象との比較(1/3)

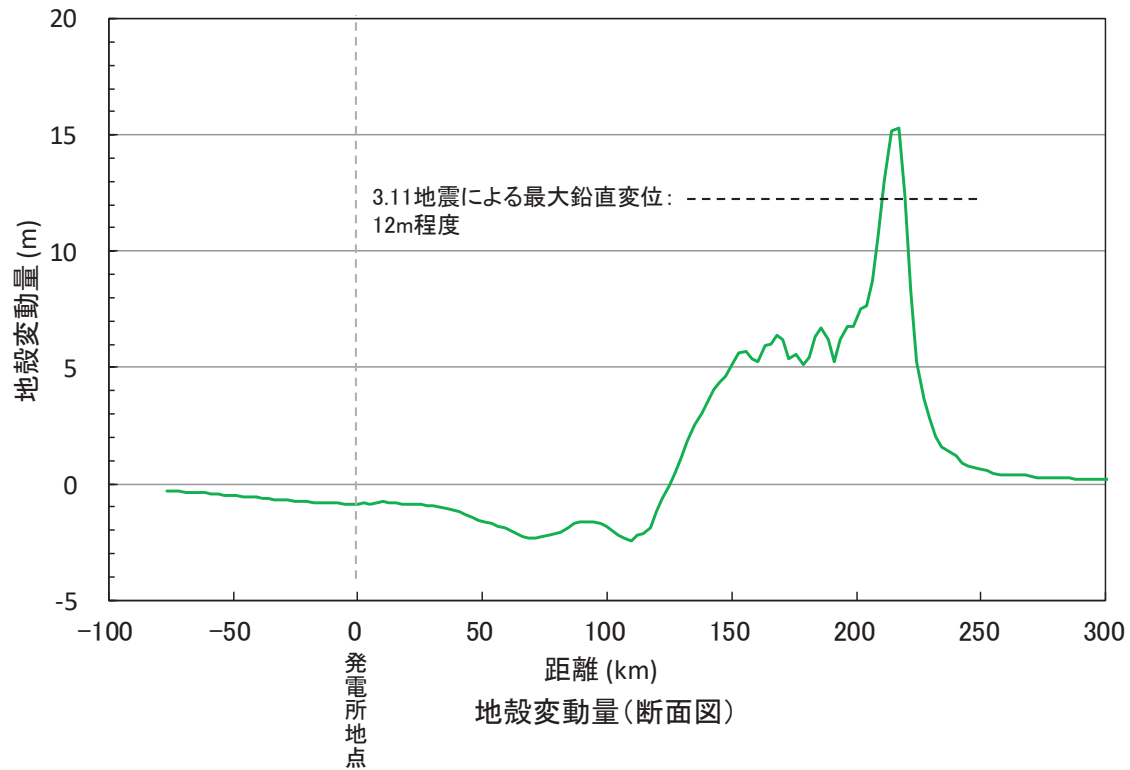
■地殻変動量(プレート境界の破壊)の比較

- ・ 内閣府(2012a)モデルと同様の条件下で算定される最大鉛直変位は15m程度であり, 3.11地震による最大鉛直変位(12m程度)を上回ることを確認した。

【基準断層モデル①-1の地殻変動量分布】



ライズタイム: 300(s)相当

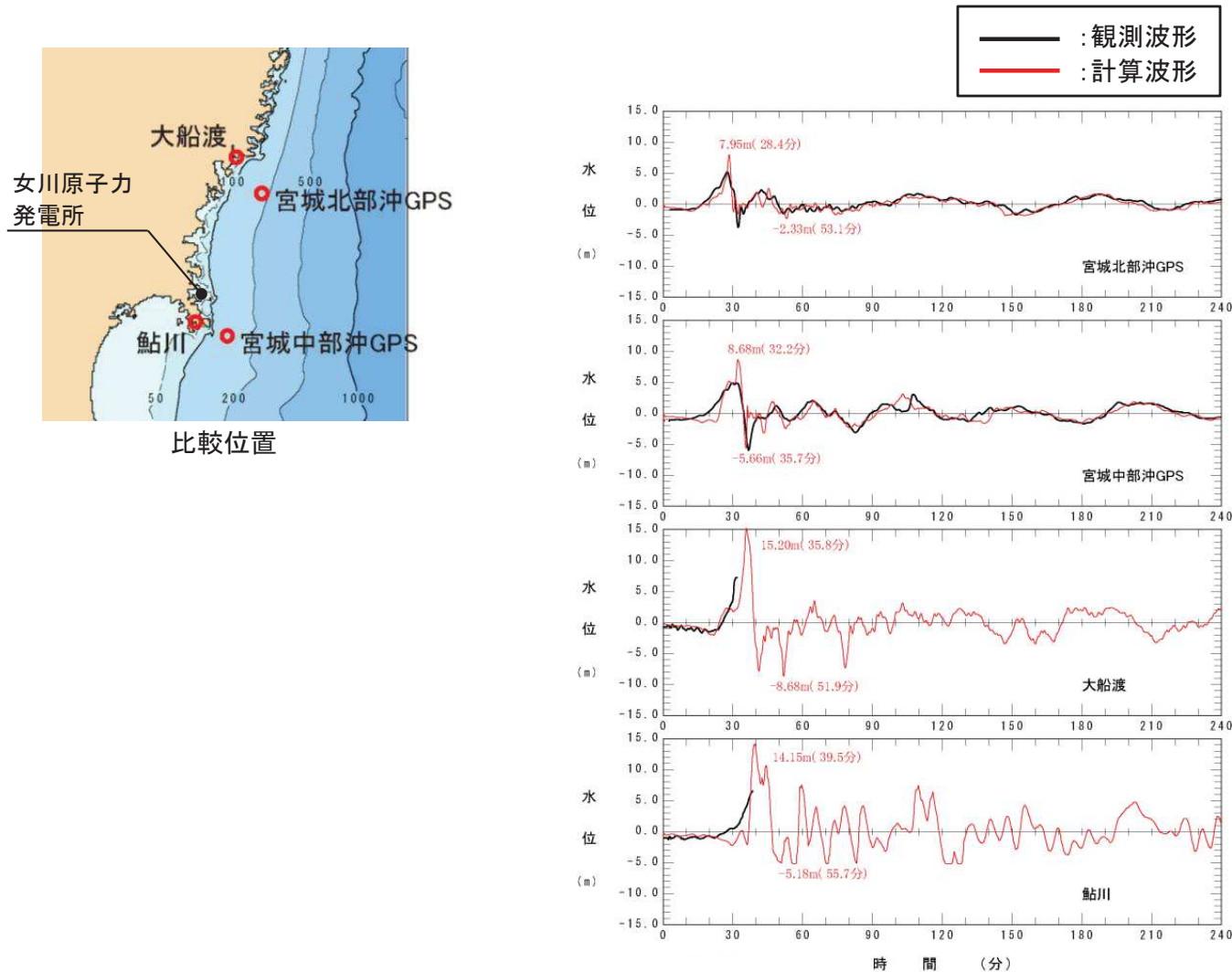


I. 第4章 4.3 基準断層モデルの設定 4.3.6 基準断層モデル①の設定

4.3.6(2)3.11地震の実現象との比較(2/3)

■ 沖合いの観測波形(津波伝播)の比較

- 基準断層モデル①-1の計算波形は、発電所前面海域における3.11地震に伴う津波の観測波形を上回ることを確認した。



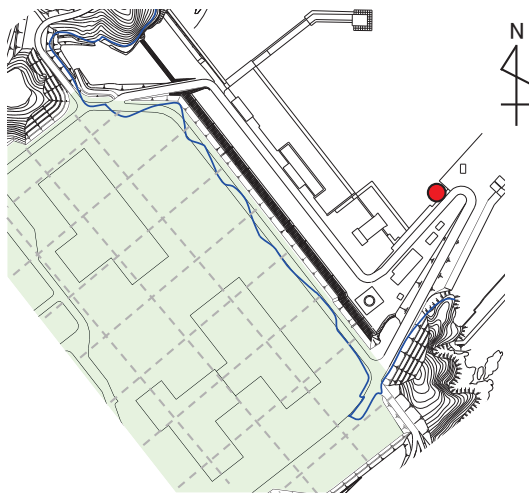
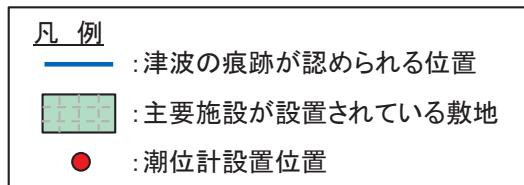
基準断層モデル①-1

I. 第4章 4.3 基準断層モデルの設定 4.3.6 基準断層モデル①の設定
4.3.6(2)3.11地震の実現象との比較(3/3)

■発電所の津波水位(津波遡上)の比較

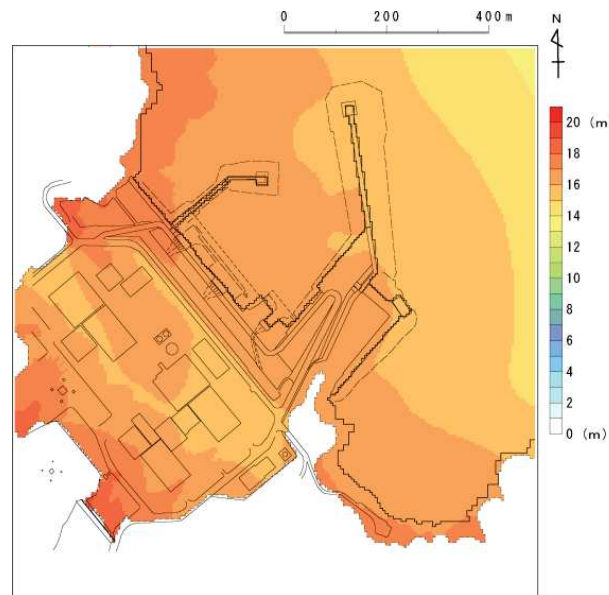
- 基準断層モデル①-1は、発電所敷地における痕跡、並びに発電所港湾内で取得した観測波形との比較から、発電所に襲来した3.11地震に伴う津波を上回ることを確認した。

【発電所敷地における痕跡調査結果】



東北電力(2011)を一部修正

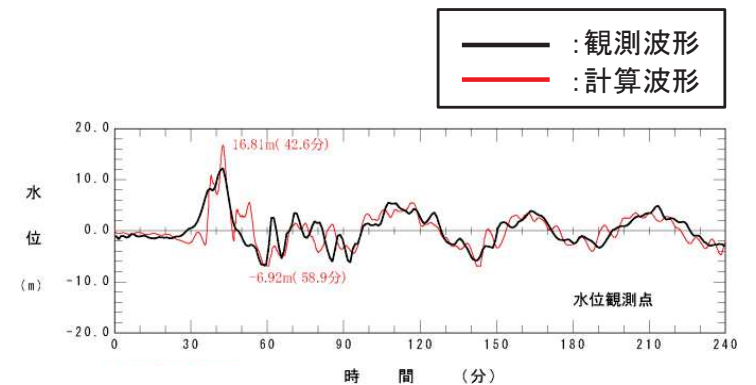
【最大水位上昇量分布】



基準断層モデル①-1※

※:3.11地震時の地形モデルを用いた解析結果であり、防潮堤は地形モデルに反映していないことから、敷地が浸水する結果となっている。

【観測記録との比較】

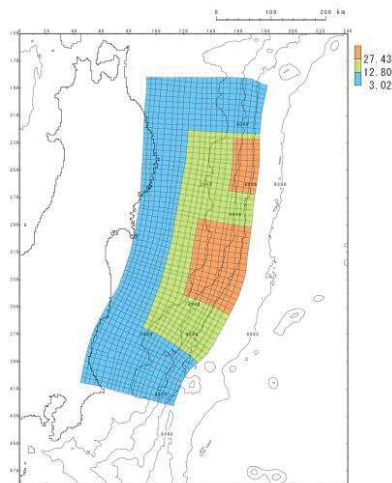


I. 第4章 4.3 基準断層モデルの設定 4.3.6 基準断層モデル①の設定

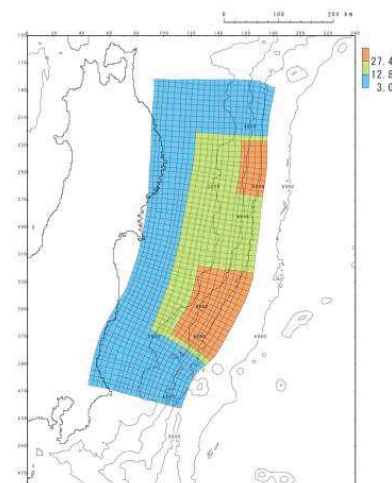
4.3.6(3)まとめ

- 広域の津波特性を考慮した特性化モデルの宮城県沖の超大すべり域を移動させた検討において、発電所の津波高さに与える影響が最も大きいケースを基準断層モデル①として設定した。
- 3.11地震時の宮城県沖の地殻変動量(プレート境界の破壊)、沖合いの観測波形(津波伝播)及び発電所の津波水位(津波遡上)の比較から、同モデルは、3.11地震を上回る規模のモデルであることを確認した。
- 以上の検討結果並びに宮城県沖の超大すべり域の位置の検討結果(p98～116)を踏まえ、基準断層モデル①を以下のとおり設定した。

【広域の津波特性を考慮した基準断層モデル①】



基準断層モデル①-1
(超大すべり域の位置:北へ約30km移動)



基準断層モデル①-2
(超大すべり域の位置:南へ約60km移動)

I. 第4章 4.3 基準断層モデルの設定 4.3.7 基準断層モデル①の設定
4.3.6(4)津波予測計算結果:最大水位上昇量・下降量

- ・ 基準断層モデル①による各評価位置の最大水位上昇量・下降量を以下に示す。
- ・ また、水位分布及び水位時刻歴波形を次頁に示す。

【最大水位上昇量】

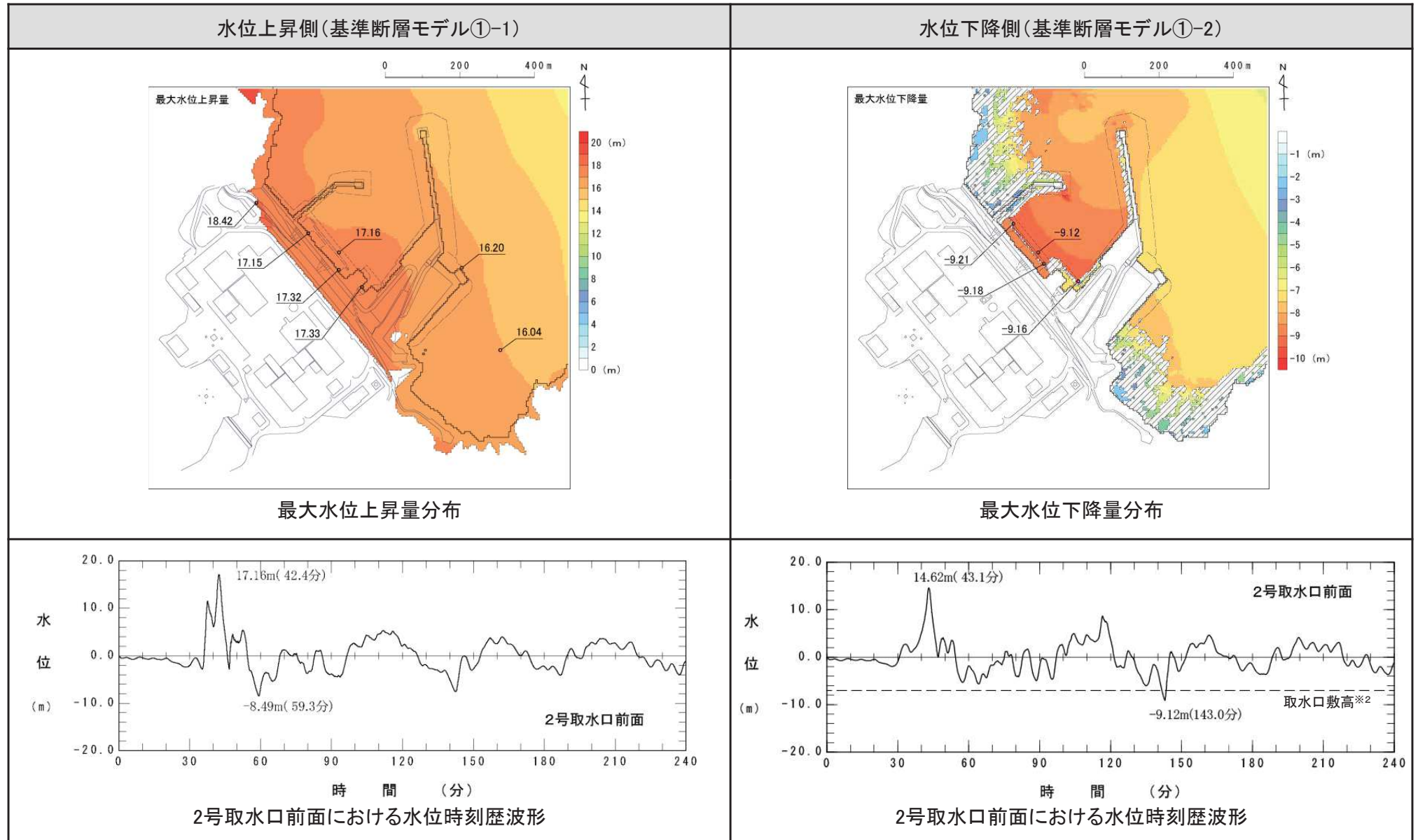
	最大水位上昇量(m)						備考 (超大すべり域の位置)
	敷地前面	1号取水口 前面	2号取水口 前面	3号取水口 前面	1号放水口 前面	2・3号放水口 前面	
基準断層モデル①-1	18.42	17.33	17.32	17.15	16.04	16.20	北へ約30km移動
基準断層モデル①-2	15.11	14.64	14.65	14.60	13.69	14.04	南へ約60km移動

【最大水位下降量】

	最大水位下降量(m)	備考 (超大すべり域の位置)
	2号取水口前面	
基準断層モデル①-1	-8.61	北へ約30km移動
基準断層モデル①-2	-9.18	南へ約60km移動

I. 第4章 4.3 基準断層モデルの設定 4.3.6 基準断層モデル①の設定
4.3.6(4)津波予測計算結果:水位分布及び水位時刻歴波形

【水位分布及び水位時刻歴波形※1】



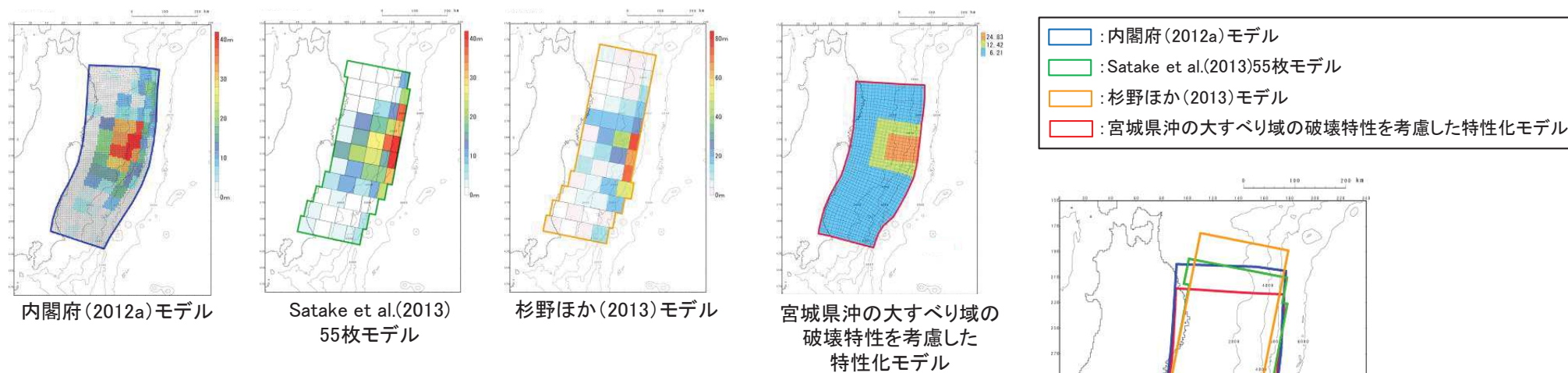
※1: 水位時刻歴波形は、2号取水口前面の中央位置に該当するメッシュで抽出(抽出位置は、本資料「I. 第2章 2.5 津波水位の抽出位置」に記載。)

※2: T.P.-7.04m(O.P.-6.3m)

I. 第4章 4.3 基準断層モデルの設定 4.3.7 基準断層モデル②の設定

4.3.7(1)基本方針

- 3.11地震に伴う津波を広域に再現するモデルの断層面積は、宮城県沖の大すべり域の破壊特性を考慮した特性化モデルの断層面積と比較して大きいことを踏まえ、最新の科学的・技術的知見から、3.11地震に伴う大きなすべり量は最大規模と評価されるものの、広域の津波特性を再現するモデルの断層面積との整合性の観点から、安全側に発電所の津波高さに与える影響が大きい大すべり域・超大すべり域のすべり量を約20%割増した基準断層モデル②を設定した。



各津波波源モデルの比較

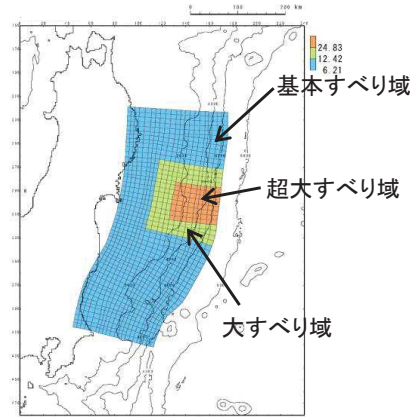
モデル	Mw	断層面積
内閣府(2012a)モデル	9.0	119,974 (km ²)
Satake et al.(2013)55枚モデル	9.0	110,000 (km ²)
杉野ほか(2013)モデル	9.1	112,000 (km ²)
宮城県沖の大すべり域の破壊特性を考慮したモデル	9.04	107,357 (km ²)

波源領域の比較

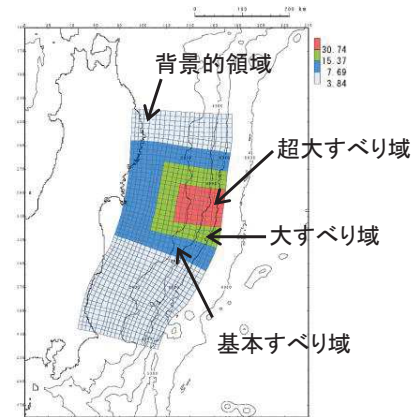
I. 第4章 4.3 基準断層モデルの設定 4.3.7 基準断層モデル②の設定

4.3.7(2)概要

- 基準断層モデル②の大すべり域・超大すべり域のすべり量は、広域の津波特性を再現するモデルのうち最も断層面積が大きい内閣府(2012a)モデルの断層面積119,974km²相当のすべり量(平均応力降下量:3MPa, 大すべり域:面積比率20%, 超大すべり域:面積比率5%)よりも大きい。



宮城県沖の大すべり域の破壊特性を考慮した特性化モデル



基準断層モデル②

諸元	宮城県沖の大すべり域の破壊特性を考慮した特性化モデル	基準断層モデル②	内閣府(2012a)モデルの断層面積(119,974km ²)相当の断層諸元	
モーメントマグニチュード(Mw)	9.04	9.04	9.07	
断層面積(S)	107,357(km ²)	107,357(km ²)	120,000(km ²)	
平均応力降下量(Δσ)	3.13(MPa)	3.11MPa	3.00MPa	
地震モーメント(Mo)	4.52 × 10 ²² (Nm)	4.49 × 10 ²² (Nm)	5.12 × 10 ²² (Nm)	
すべり量	基本すべり域 (面積及び面積比率)	6.21(m) (85,165(km ²), 79.3%)	7.69(m) (49,872(km ²), 46.5%)	6.56(m) (-, 80%)
	背景領域 (面積及び面積比率)		3.84(m) (57,485(km ²), 53.5%)	
	大すべり域 (面積及び面積比率)	12.42(m) (22,192(km ²), 20.7%)	15.37(m) (22,192(km ²), 20.7%)	13.13(m) (-, 20%)
	超大すべり域 (面積及び面積比率)	24.83(m) (8,078(km ²), 7.5%)	30.74(m) (8,078(km ²), 7.5%)	26.25(m) (-, 5%)
	平均すべり量	8.43(m)	8.37(m)	8.53(m)

I. 第4章 4.3 基準断層モデルの設定 4.3.7 基準断層モデル②の設定

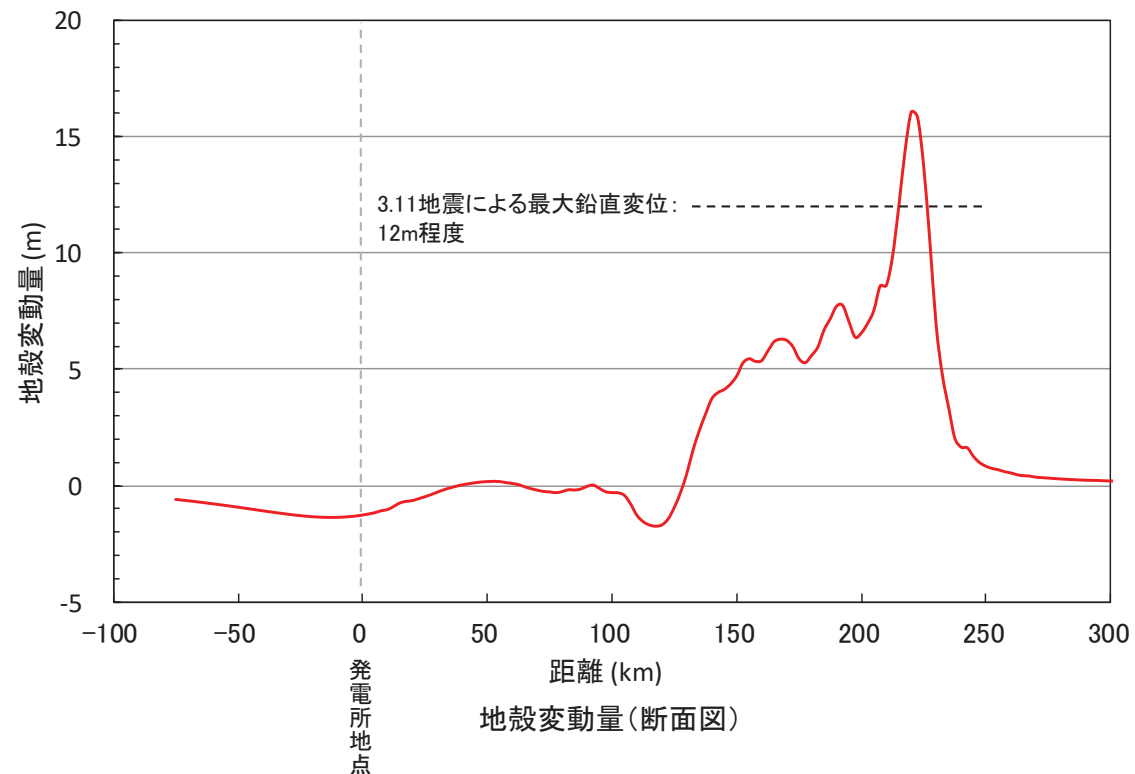
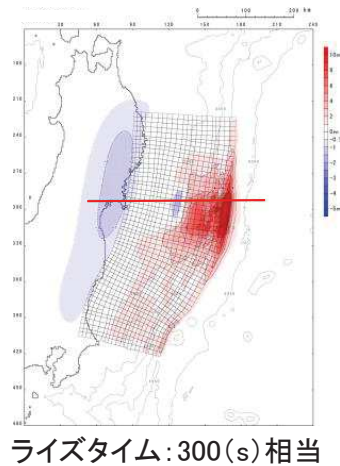
4.3.7(3)3.11地震の実現象との比較(1/3)

- 基準断層モデル②が、3.11地震を上回る規模となっているかを確認するため、宮城県沖の大すべり域の破壊特性を考慮した特性化モデルと同様に、杉野ほか(2013)を参考として、3.11地震による宮城県沖の地殻変動量(プレート境界の破壊)、沖合いの観測波形(津波伝播)及び発電所の津波水位(津波遡上)について、3.11地震の実現象と比較した。

■地殻変動量(プレート境界の破壊)の比較

- 内閣府(2012a)モデルと同様の条件下で算定される最大鉛直変位は16m程度であり、3.11地震による最大鉛直変位(12m程度)を上回ることを確認した。

【基準断層モデル②の地殻変動量分布】

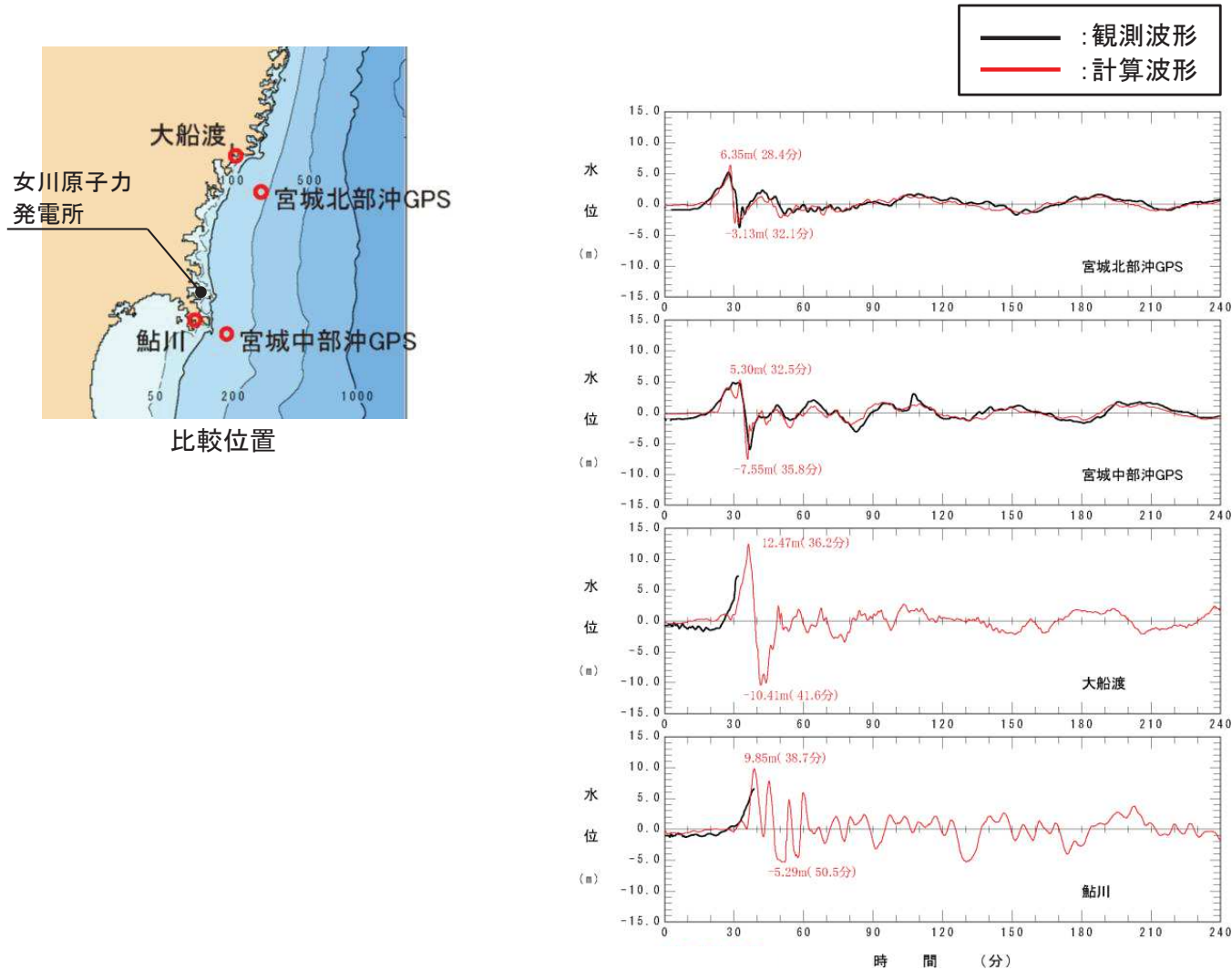


I. 第4章 4.3 基準断層モデルの設定 4.3.7 基準断層モデル②の設定

4.3.7(3)3.11地震の実現象との比較(2/3)

■沖合いの観測波形(津波伝播)の比較

- 基準断層モデル②の計算波形は、発電所前面海域における3.11地震に伴う津波の観測波形を上回ることを確認した。



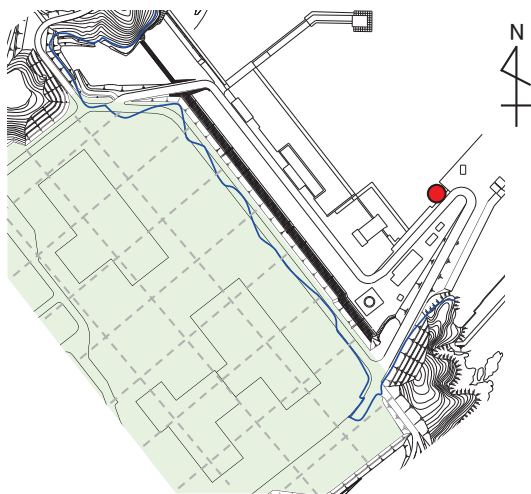
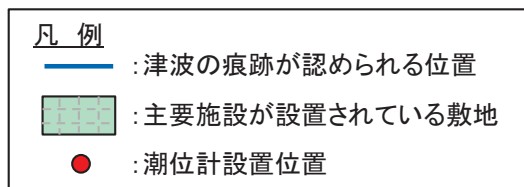
基準断層モデル②

I. 第4章 4.3 基準断層モデルの設定 4.3.7 基準断層モデル②の設定
4.3.7(3)3.11地震の実現象との比較(3/3)

■発電所の津波水位(津波遡上)の比較

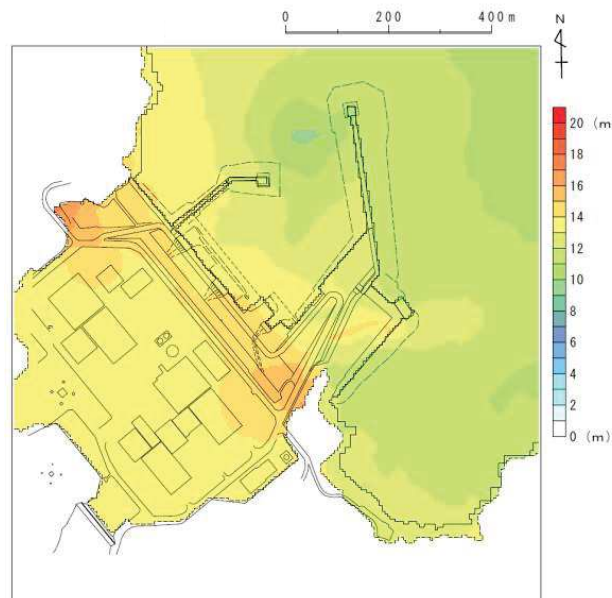
- 基準断層モデル②は、発電所敷地における痕跡、並びに発電所港湾内で取得した観測波形との比較から、発電所に襲来した3.11地震に伴う津波を上回ることを確認した。

【発電所敷地における痕跡調査結果】



東北電力(2011)を一部修正

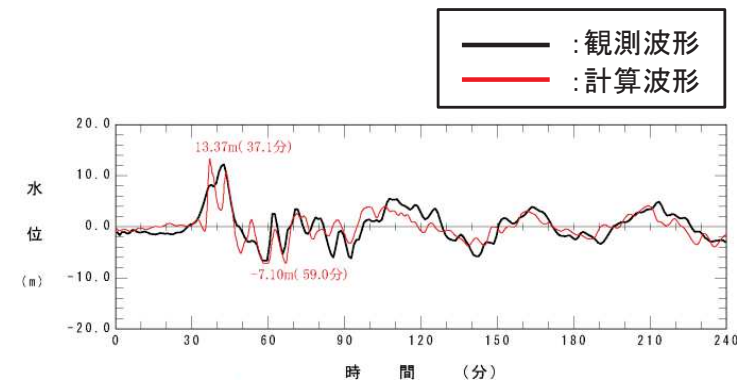
【最大水位上昇量分布】



特性化モデル(基準断層モデル①)※

※:3.11地震時の地形モデルを用いた解析結果であり、防潮堤は地形モデルに反映していないことから、敷地が浸水する結果となっている。

【観測記録との比較】

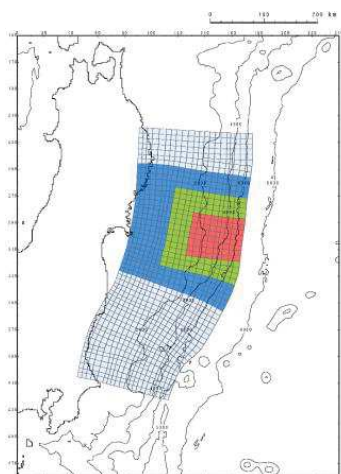


I. 第4章 4.3 基準断層モデルの設定 4.3.7 基準断層モデル②の設定

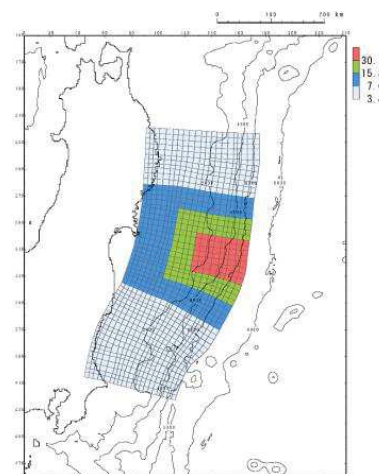
4.3.7(4)まとめ

- 3.11地震に伴う津波を広域に再現する津波波源モデルの断層面積(約11~12万(km²))は、宮城県沖の大すべり域の破壊特性を考慮した特性化モデルの断層面積(約10.7万(km²))よりも大きいことを考慮して、断層面積(約10.7万(km²))を保持した上で、発電所の津波高さに与える影響が大きい、大すべり域・超大すべり域のすべり量を約20%割増した基準断層モデル②を設定した。
- 3.11地震時の宮城県沖の地殻変動量(プレート境界の破壊)、沖合いの観測波形(津波伝播)及び発電所の津波水位(津波遡上)の比較から、同モデルは、3.11地震を上回る規模のモデルであることを確認した。
- 以上の検討結果並びに宮城県沖の大すべり域・超大すべり域の位置の検討結果(p98~116)を踏まえ、基準断層モデル②を以下のとおり設定した。

【宮城県沖の大すべり域の破壊特性を考慮した基準断層モデル②】



基準断層モデル②-1
(大すべり域・超大すべり域の位置: 基準)



基準断層モデル②-2
(大すべり域・超大すべり域の位置: 南へ約40km移動)

I. 第4章 4.3 基準断層モデルの設定 4.3.7 基準断層モデル②の設定

4.3.7(5)津波予測計算結果:最大水位上昇量・下降量

- ・ 基準断層モデル②による各評価位置の最大水位上昇量・下降量を以下に示す。
- ・ また、水位分布及び水位時刻歴波形を次頁に示す。

【最大水位上昇量】

	最大水位上昇量(m)						備考 (大すべり域・超大すべり域の位置)
	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	
基準断層モデル②-1	16.34	14.13	14.29	14.21	12.36	13.36	基準
基準断層モデル②-2	11.80	11.20	11.31	11.34	9.75	10.84	南へ約40km移動

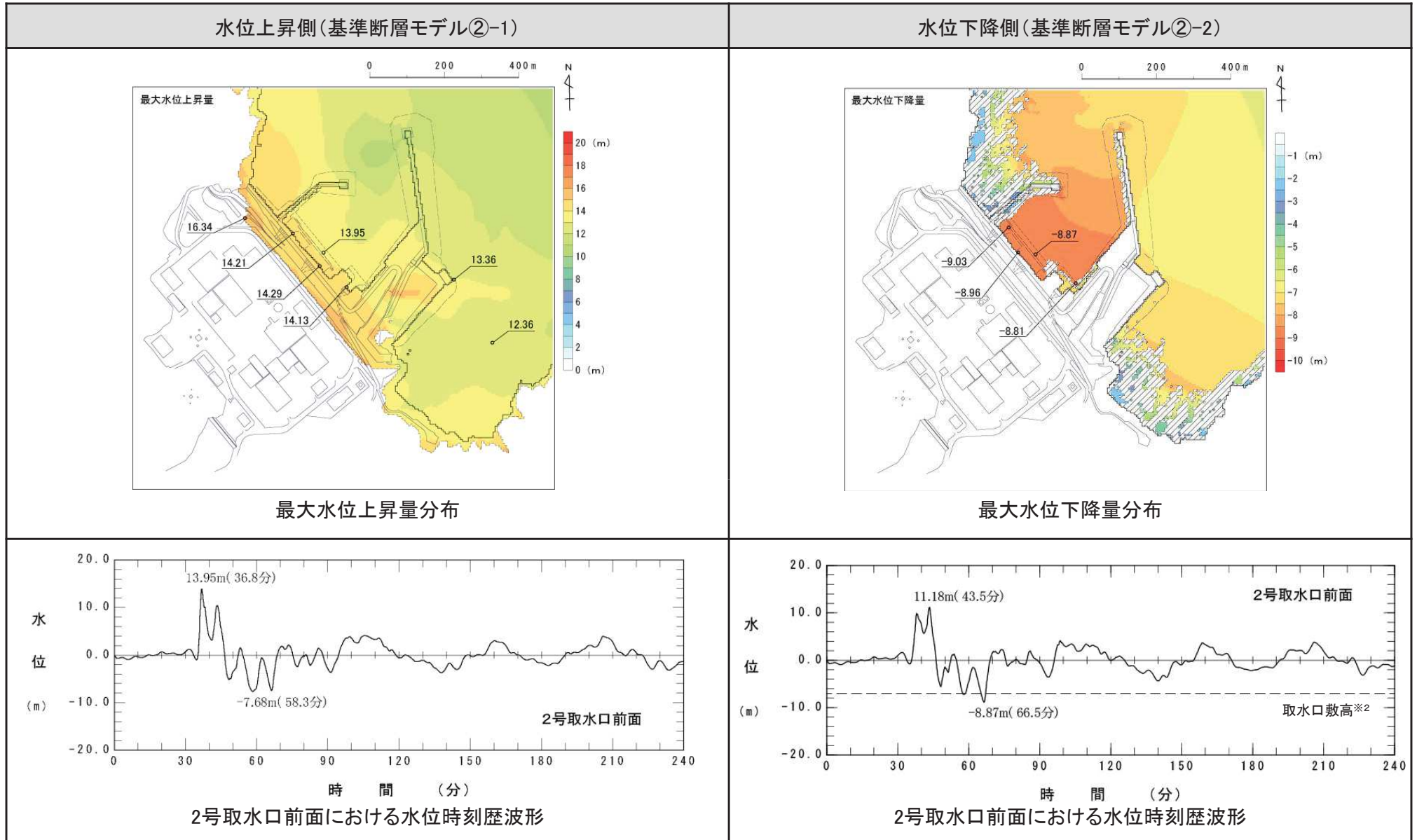
【最大水位下降量】

	最大水位下降量(m)	備考 (大すべり域・超大すべり域の位置)
	2号取水口前面	
基準断層モデル②-1	-7.72	基準
基準断層モデル②-2	-8.96	南へ約40km移動

I. 第4章 4.3 基準断層モデルの設定 4.3.7 基準断層モデル②の設定

4.3.7(5)津波予測計算結果:水位分布及び水位時刻歴波形

【水位分布及び水位時刻歴波形※1】



※1: 水位時刻歴波形は、2号取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、本資料「I. 第2章 2.5 津波水位の抽出位置」に記載。)

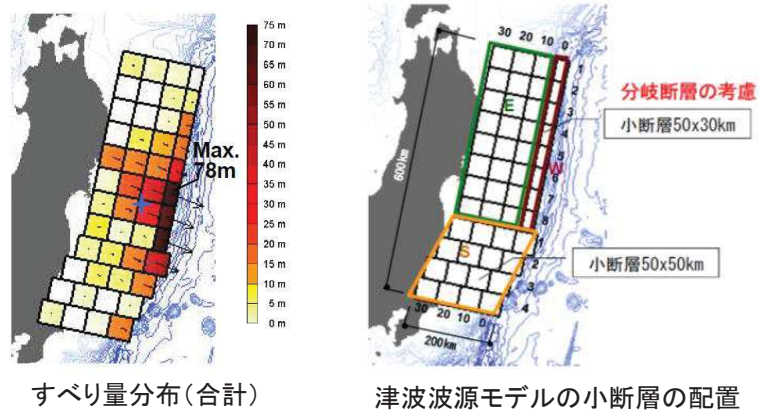
※2: T.P.-7.04m(O.P.-6.3m)

I. 第4章 4.3 基準断層モデルの設定 4.3.8 基準断層モデル③の設定

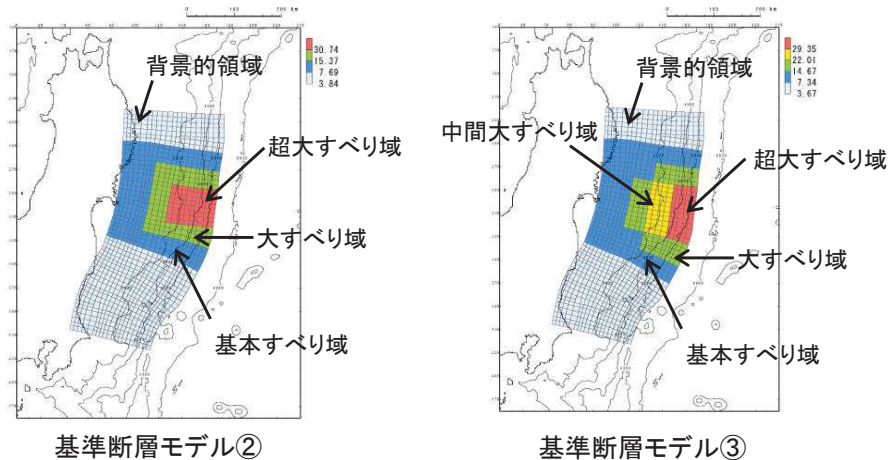
4.3.8(1)概要

- 杉野ほか(2013)では、3.11地震に伴う津波の沖合い観測波形に見られた短周期と長周期の異なる性質の波の発生要因を分岐断層の活動によるものと仮定して津波波源モデルを設定している。
- 3.11地震後の日本海溝付近における海底調査や、3.11地震の各種のすべり分布モデル等から、上記要因は分岐断層によるものではないと考えられるが、分岐断層や日本海溝付近の海底地すべりは短周期の波を発生させる要因の1つと考えられることから、同要因は基準断層モデルに反映する必要があると考えられる。
- 以上を踏まえ、基準断層モデル②を基本として、未知なる分岐断層や海底地すべり等が存在する可能性を考慮した基準断層モデル③を設定した。

【杉野ほか(2013)モデル】



【基準断層モデル(特性化モデル)】



諸元		基準断層モデル②	基準断層モデル③
モーメントマグニチュード(Mw)		9.04	9.04
断層面積(S)		107,357(km ²)	107,357(km ²)
平均応力降下量(Δσ)		3.11MPa	3.17MPa
地震モーメント(Mo)		4.49 × 10 ²² (Nm)	4.58 × 10 ²² (Nm)
すべり量	基本すべり域 (面積及び面積比率)	7.69(m) (49,872(km ²), 46.5%)	7.34(m) (56,675(km ²), 47.2%)
	背景的領域 (面積及び面積比率)	3.84(m) (57,485(km ²), 53.5%)	3.67(m) (50,675(km ²), 52.8%)
	大すべり域 (面積及び面積比率)	15.37(m) (22,192(km ²), 20.7%)	14.67(m) (24,875(km ²), 23.2%)
	中間大すべり域 (面積及び面積比率)		22.01(m) (11,732(km ²), 10.9%)
	超大すべり域 (面積及び面積比率)	30.74(m) (8,078km ²), 7.5%)	29.35(m) (6,201(km ²), 5.8%)
	平均すべり量	8.37(m)	8.53(m)

I. 第4章 4.3 基準断層モデルの設定 4.3.8 基準断層モデル③の設定

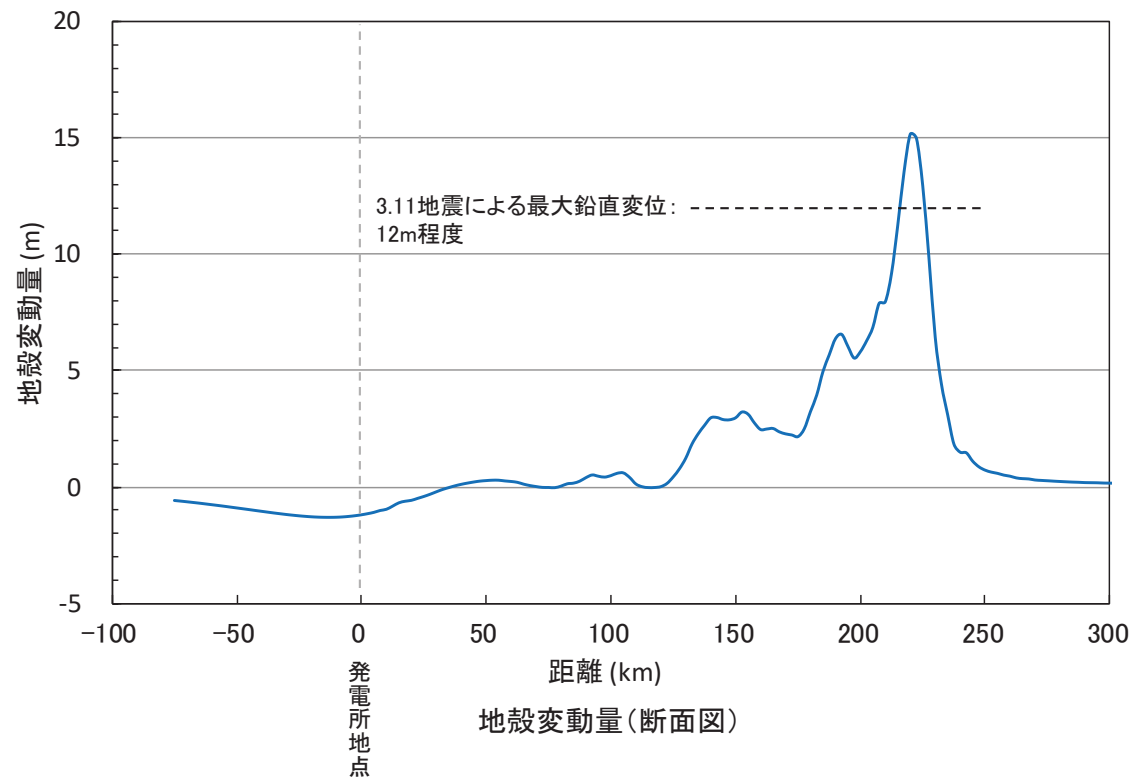
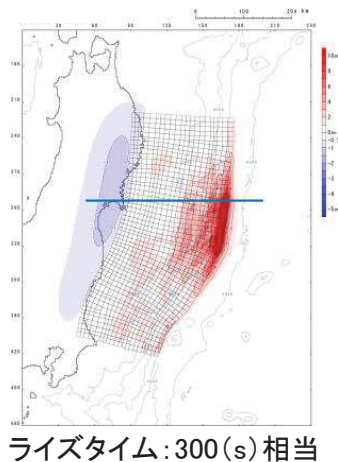
4.3.8(2)3.11地震の実現象との比較(1/3)

- 基準断層モデル③が、3.11地震を上回る規模となっているかを確認するため、宮城県沖の大すべり域の破壊特性を考慮した特性化モデルと同様に、杉野ほか(2013)を参考として、3.11地震による宮城県沖の地殻変動量(プレート境界の破壊)、沖合いの観測波形(津波伝播)及び発電所の津波水位(津波遡上)について、3.11地震の実現象と比較する。

■地殻変動量(プレート境界の破壊)の比較

- 内閣府(2012a)モデルと同様の条件下で算定される最大鉛直変位は15m程度であり、3.11地震による最大鉛直変位(12m程度)を上回ることを確認した。

【基準断層モデル③の地殻変動量分布】

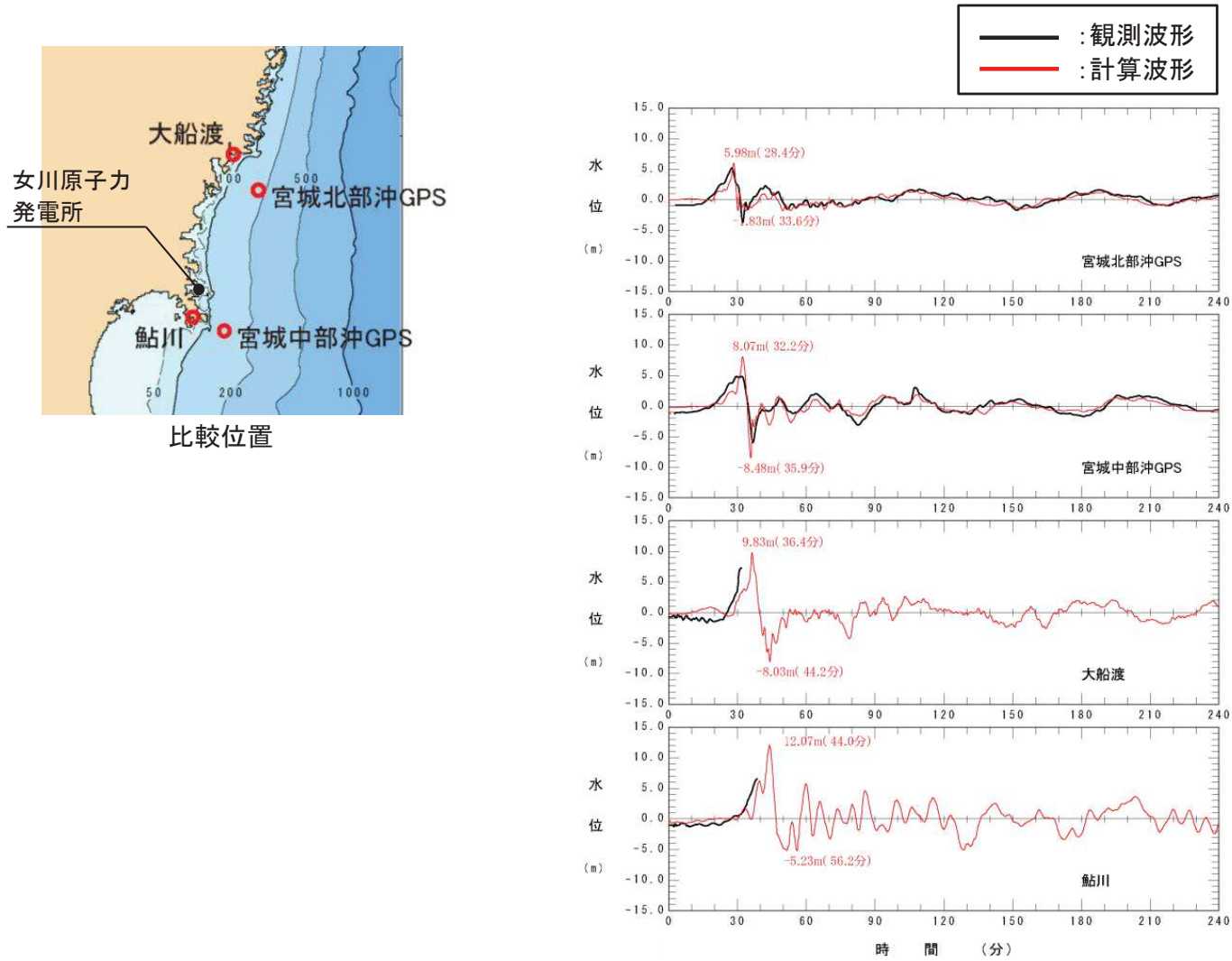


I. 第4章 4.3 基準断層モデルの設定 4.3.8 基準断層モデル③の設定

4.3.8(2)3.11地震の実現象との比較(2/3)

■沖合いの観測波形(津波伝播)の比較

- 基準断層モデル③の計算波形は、発電所前面海域における3.11地震に伴う津波の観測波形を上回ることを確認した。



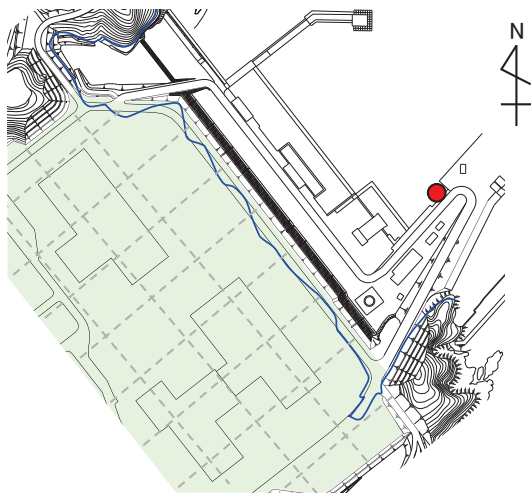
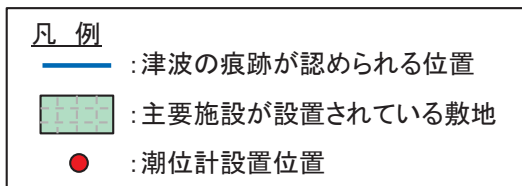
基準断層モデル③

I. 第4章 4.3 基準断層モデルの設定 4.3.8 基準断層モデル③の設定
4.3.8(2)3.11地震の実現象との比較(3/3)

■発電所の津波水位(津波遡上)の比較

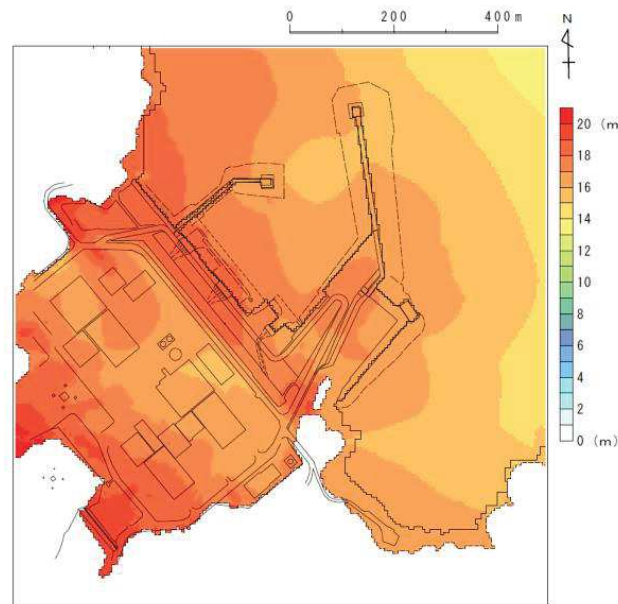
- 基準断層モデル③は、発電所敷地における痕跡、並びに発電所港湾内で取得した観測波形との比較から、発電所に襲来した3.11地震に伴う津波を上回ることを確認した。

【発電所敷地における痕跡調査結果】



東北電力(2011)を一部修正

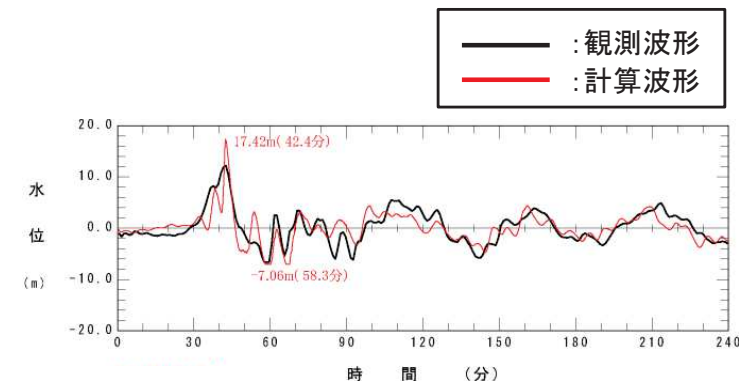
【最大水位上昇量分布】



基準断層モデル③※

※:3.11地震時の地形モデルを用いた解析結果であり、防潮堤は地形モデルに反映していないことから、敷地が浸水する結果となっている。

【観測記録との比較】

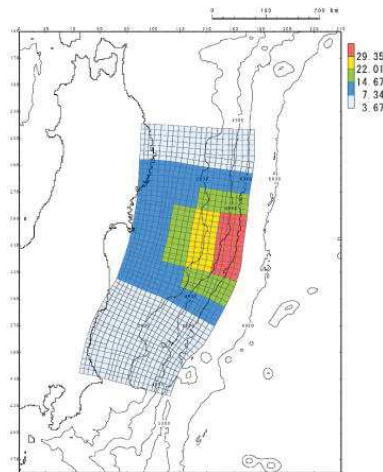


I. 第4章 4.3 基準断層モデルの設定 4.3.8 基準断層モデル③の設定

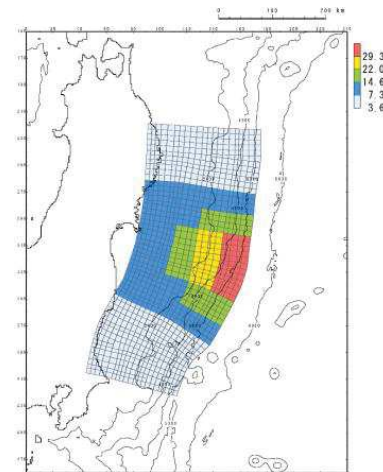
4.3.8(3)まとめ

- 基準断層モデル②を基本として、杉野ほか(2013)の知見を参考に、短周期の波を発生させる要因と考えられる未知なる分岐断層や海底地すべり等が存在する可能性を考慮した基準断層モデル③を設定した。
- 3.11地震時の宮城県沖の地殻変動量(プレート境界の破壊)、沖合いの観測波形(津波伝播)及び発電所の津波水位(津波遡上)の比較から、同モデルは、3.11地震を上回る規模のモデルであることを確認した。
- 以上の検討結果並びに宮城県沖の大すべり域・超大すべり域の位置の検討結果(p98~116)を踏まえ、基準断層モデル③を以下のとおり設定する。

【宮城県沖の大すべり域の破壊特性を考慮した基準断層モデル③】



基準断層モデル③-1
(大すべり域・超大すべり域の位置:基準)



基準断層モデル③-2
(大すべり域・超大すべり域の位置:南へ約40km移動)

I. 第4章 4.3 基準断層モデルの設定 4.3.8 基準断層モデル③の設定
4.3.8(4)津波予測計算結果:最大水位上昇量・下降量

- ・ 基準断層モデル③による各評価位置の最大水位上昇量・下降量を以下に示す。
- ・ また、水位分布及び水位時刻歴波形を次頁に示す。

【最大水位上昇量】

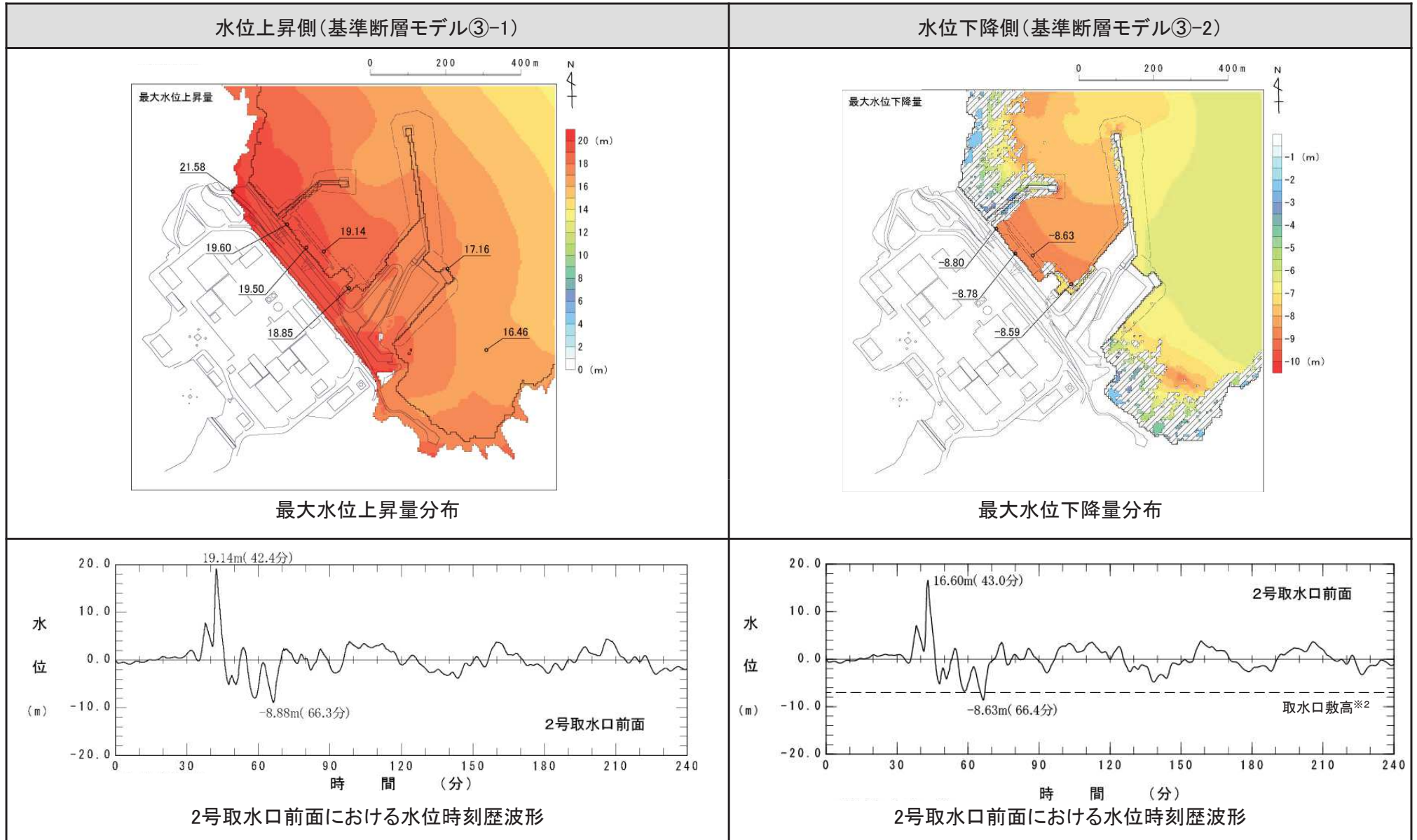
	最大水位上昇量(m)						備考 (大すべり域・超大すべり域の位置)
	敷地前面	1号取水口 前面	2号取水口 前面	3号取水口 前面	1号放水口 前面	2・3号放水口 前面	
基準断層モデル③-1	21.58	18.85	19.50	19.60	16.46	17.16	基準
基準断層モデル③-2	18.19	16.44	16.71	16.57	14.08	15.75	南へ約40km移動

【最大水位下降量】

	最大水位下降量(m)	備考 (大すべり域・超大すべり域の位置)
	2号取水口前面	
基準断層モデル③-1	-8.98	基準
基準断層モデル③-2	-8.78	南へ約40km移動

I. 第4章 4.3 基準断層モデルの設定 4.3.8 基準断層モデル③の設定
4.3.8(4)津波予測計算結果:水位分布及び水位時刻歴波形

【水位分布及び水位時刻歴波形※1】



※1: 水位時刻歴波形は、2号取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、本資料「Ⅱ.第2章 2.5 津波水位の抽出位置」に記載。)

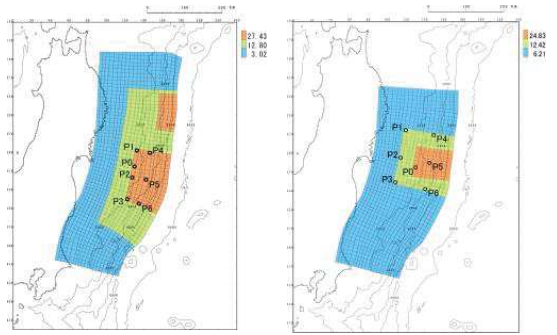
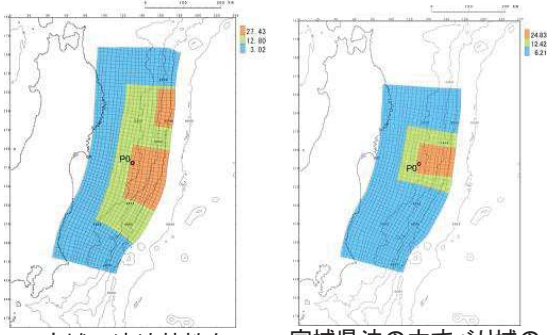
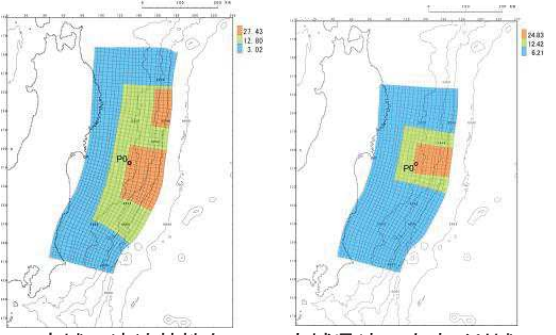
※2: T.P.-7.04m(O.P.-6.3m)

I. 第4章 4.4 波源特性の不確かさの考慮方法

4.4.1 検討方針

- 「広域の津波特性を考慮した特性化モデル」, 「宮城県沖の大すべり域の破壊特性を考慮した特性化モデル」を対象に, 破壊開始点, 破壊伝播速度, ライズタイムの不確かさが発電所の津波高さに与える影響を定量的に把握し, 影響が大きいパラメータを不確かさとして考慮した。検討内容を以下に示す。
- 各不確かさのパラメータスタディ範囲は, 国内外で発生した巨大地震の破壊伝播特性に関する知見を収集し, 科学的・合理的な範囲で実施した(詳細は次頁以降に記載)。

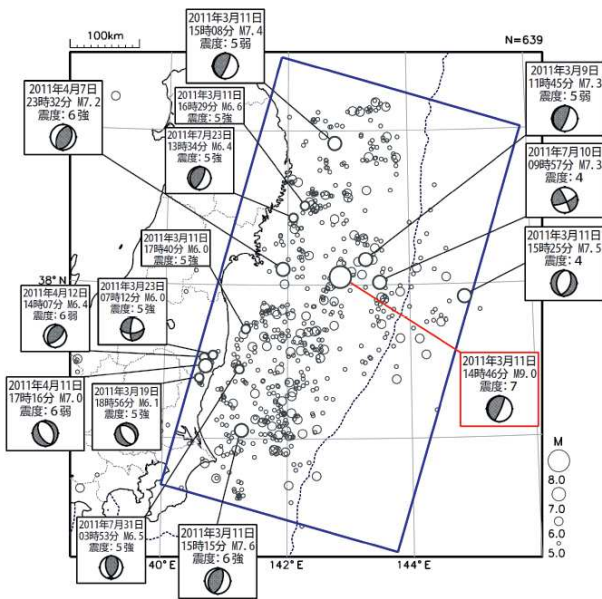
■ 検討内容

項目	破壊開始点の影響把握	破壊伝播速度の影響把握	ライズタイムの影響把握
破壊開始点	3.11地震の震源位置(P0), 大すべり域の周辺(P1~P6)	3.11地震の震源位置(P0)	3.11地震の震源位置(P0)
破壊伝播速度	2.0(km/s)	1.0(km/s), 1.5(km/s), 2.0(km/s), 2.5(km/s)	2.0(km/s)
ライズタイム	60(s)	60(s)	60(s), 90(s), 120(s), 180(s), 300(s)
波源モデル	 <p>広域の津波特性を考慮した特性化モデル 宮城県沖の大すべり域の破壊特性を考慮した特性化モデル</p> <p>○: 破壊開始点(同心円状に破壊)</p>	 <p>広域の津波特性を考慮した特性化モデル 宮城県沖の大すべり域の破壊特性を考慮した特性化モデル</p> <p>○: 破壊開始点(同心円状に破壊)</p>	 <p>広域の津波特性を考慮した特性化モデル 宮城県沖の大すべり域の破壊特性を考慮した特性化モデル</p> <p>○: 破壊開始点(同心円状に破壊)</p>

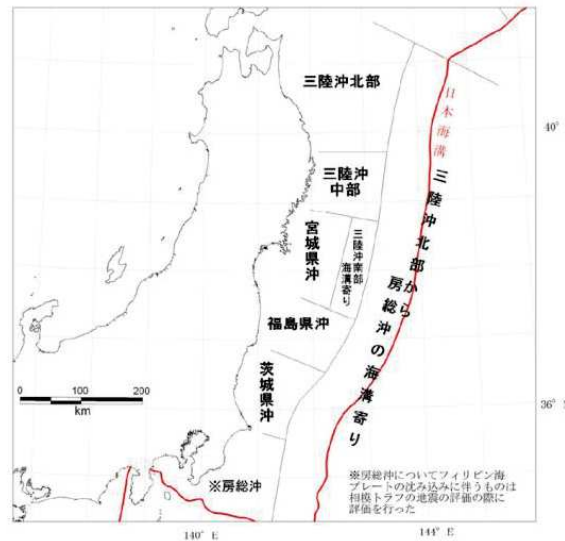
I. 第4章 4.4 波源特性の不確かさの考慮方法 4.4.2 パラメータスタディ範囲の設定

4.4.2(1)破壊開始点に関する知見

- 3.11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(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「プレート間地震発生領域」という。)に位置している(気象庁(2012))。
- 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、3.11地震の破壊形態と一致している。
- 以上から、破壊開始点は、地震調査研究推進本部(2009)を参考として、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。

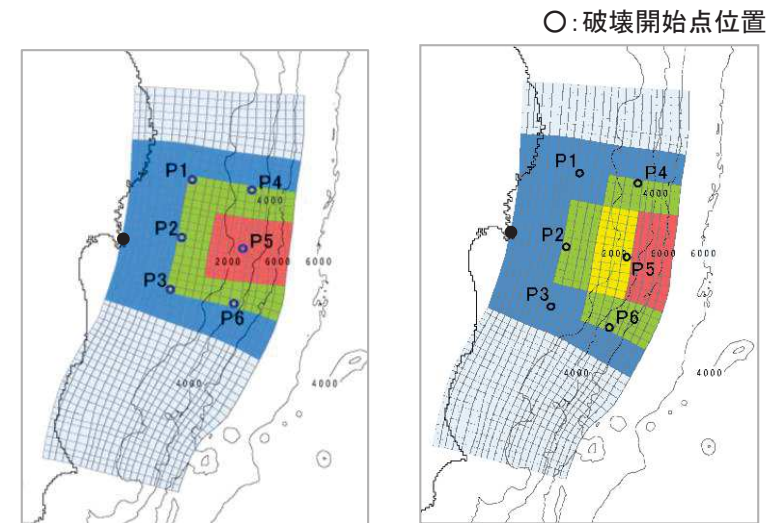


2011年東北地方太平洋沖地震とその余震
(気象庁(2012))



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))

(例)各基準断層モデルの水位上昇ケース



基準断層モデル②

基準断層モデル③

破壊開始点の設定位置

I. 第4章 4.4 波源特性の不確かさの考慮方法 4.4.2 パラメータスタディ範囲の設定

4.4.2(2)ライズタイムに関する知見: 基準断層モデルで設定したライズタイム

- 3.11地震の津波波形等をインバージョンした再現モデルから、3.11地震で大きなすべりを生じた領域におけるライズタイムは210~300(s)であり(詳細は次頁に示す)、M8クラスの地震のライズタイム(数秒から1分程度(相田(1986)))と比較して長かったのが特徴である。
- 特性化モデルの津波解析上のライズタイム(同時破壊ケース)は、相田(1986)によるM8クラスの地震を対象としたライズタイムを参考として、60(s)に設定(特性化)した※1。

■相田(1986)による津波解析上の変動時間(初期変位分布のライズタイム)の設定方法

- 実際の地震の震源過程(=初期破壊から震源域全体に破壊が及ぶ過程)が終了するのに要する時間が数秒から1分程度であることに対して、相田(1986)は津波初期変位分布のライズタイムの設定方法を以下のとおり示している。

$$\text{津波初期変位分布のライズタイム(s)} = (L(\text{km}) / Vr(\text{km/s})) + \tau (\text{s})$$

ここで、

L : 断層長さ(km)

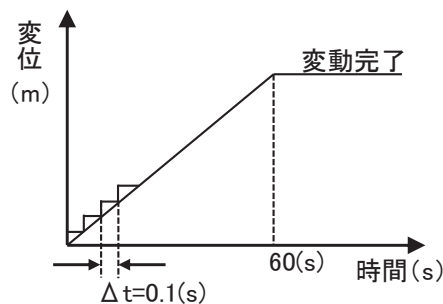
Vr : 破壊伝播速度(km/s)

τ : ある1点で断層ずれを形成する時間(=立上り時間)(s)

- 日本海溝沿いで発生しているM8クラスの地震の断層長さL: 150(km)~200(km)程度(土木学会(2016)), 破壊伝播速度Vr: 2.4(km/s)~3.0(km/s)(地震調査研究推進本部(2009)), ある1点で断層ずれを形成する時間(=立上り時間) τ : 5(s)程度(相田(1986))とすると、津波初期変位分布のライズタイムは、55(s)~88(s)程度となる。

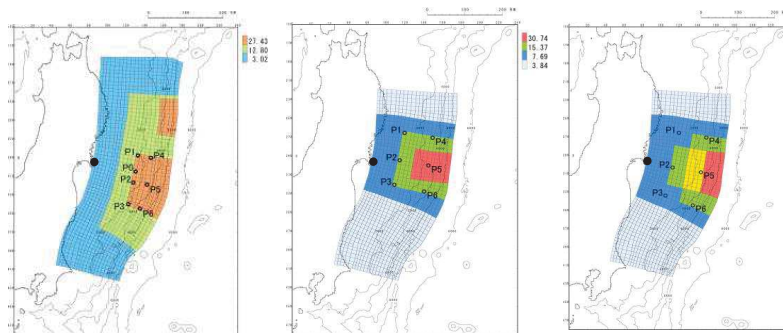
※1: 津波解析上におけるライズタイムの考慮方法

Mansinha and Smylie(1971)の方法により計算される津波初期変位を破壊終了時変位、その変動終了時間: 60(s)(=ライズタイム)として、津波解析と同様の時間格子間隔 Δt : 0.1(s)を用いて一様に変位を与えている。



解析上の考慮方法(概念)

(例) 各基準断層モデルの水位上昇ケース



基準断層モデル①

基準断層モデル②

基準断層モデル③

■同時破壊ケース

断層面全体が60(s)で破壊終了する。

■破壊開始点設定ケース

大すべり域・超大すべり域が、約140(s)~160(s)※2で破壊終了する。

$$\begin{aligned} \text{※2: } & L(\text{km}) / Vr(\text{km/s}) + \tau (\text{s}) \\ & = \text{約}150\sim200(\text{km}) / 2.0(\text{km/s}) + 60(\text{s}) \\ & \approx 140(\text{s}) \sim 160(\text{s}) \end{aligned}$$

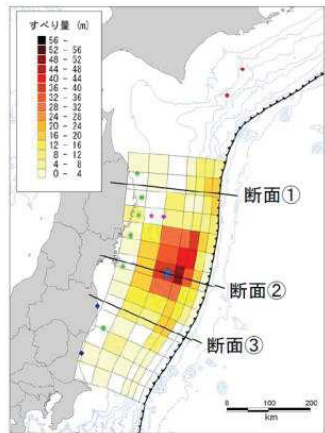
I. 第4章 4.4 波源特性の不確かさの考慮方法 4.4.2 パラメータスタディ範囲の設定

4.4.2(3)国内外で発生した巨大地震の破壊特性:3.11地震

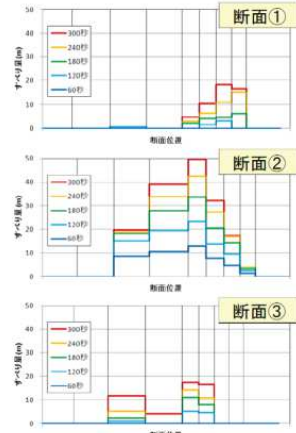
- 3.11地震に伴う津波の再現モデルのうち、津波波形等をインバージョンした内閣府(2012a)モデル, Satake et al.(2013)55枚モデル, 杉野ほか(2013)モデルの破壊伝播速度, ライズタイム^{※1}は以下のとおりである。

※1: 大きなすべりを生じた領域における破壊開始から破壊終了までの時間。

【内閣府(2012a)モデル】

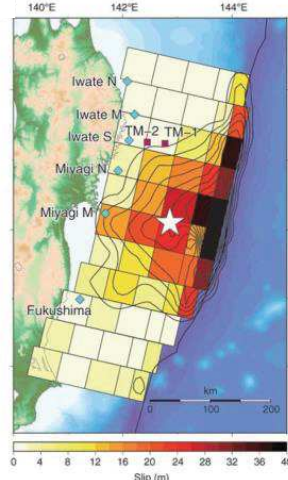


すべり量分布(合計)

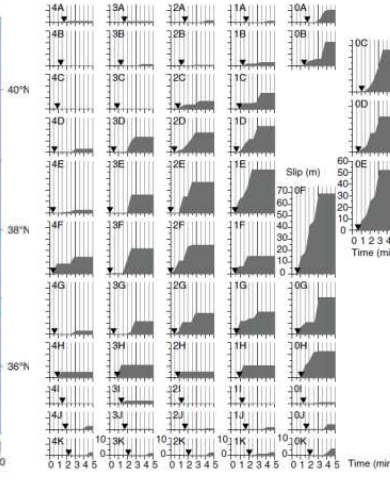


すべり量の時間変化

【Satake et al.(2013)55枚モデル】

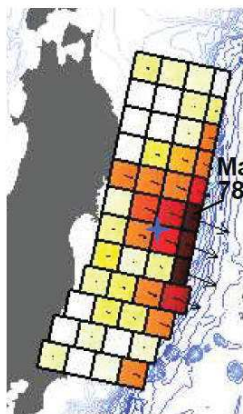


すべり量分布(合計)

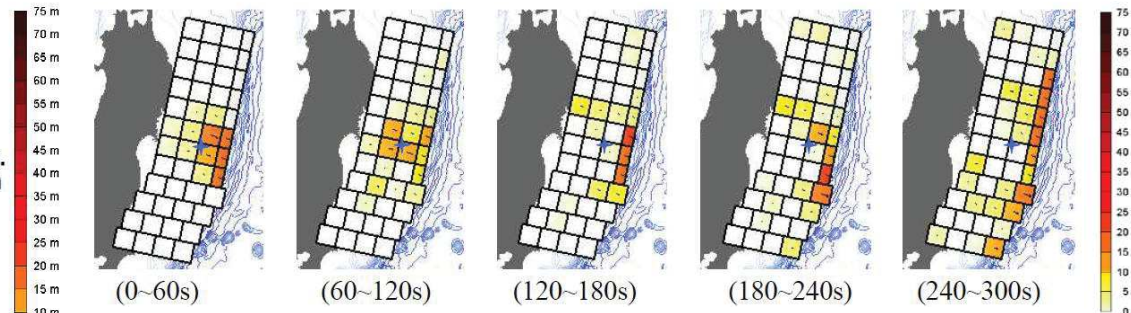


すべり量の時間変化

【杉野ほか(2013)モデル】



すべり量分布(合計)
(確定波源モデル)



すべり量の時間変化(確定波源モデル)

■破壊伝播速度

内閣府(2012a)モデル	2.0(km/s) ^{※2}
Satake et al.(2013)55枚モデル	2.0(km/s)
杉野ほか(2013)モデル	1.5(km/s) ^{※2, 3}

※2: 破壊開始点と各小断層の中心点との距離を各小断層の最初のすべりが現れる時間で除した破壊伝播速度から算定した平均破壊速度(杉野ほか(2013), 杉野ほか(2014))。

※3: 杉野ほか(2013)は、長周期観測地震動に基づいて推定された震源断層モデル(Wu et al.(2012))の破壊伝播速度は約1.8(km/s)であり、再現モデルの破壊伝播速度1.5(km/s)と、ほぼ整合するとしている。

■ライズタイム

内閣府(2012a)モデル	300(s)
Satake et al.(2013)55枚モデル	210(s)
杉野ほか(2013)モデル	300(s)



3.11地震に伴う津波を良好に再現する破壊伝播速度は2.0(km/s), ライズタイムは210~300(s)である。

I. 第4章 4.4 波源特性の不確かさの考慮方法 4.4.2 パラメータスタディ範囲の設定

4.4.2(3)国内外で発生した巨大地震の破壊特性:2004年スマトラ～アンダマン地震

- Fujii and Satake(2007)は、破壊伝播速度(0.5(km/s)～3.0(km/s)), ライズタイム(60(s)～180(s))を変化させた津波波形のインバージョン解析を実施して、2004年スマトラ地震の再現モデルを策定している。
 - 検討の結果、破壊伝播速度を1.0(km/s), ライズタイム※を180(s)とした場合に、最も観測結果と解析結果が一致するとしている。
- ※:各断層ブロックの破壊開始から破壊終了までの時間。

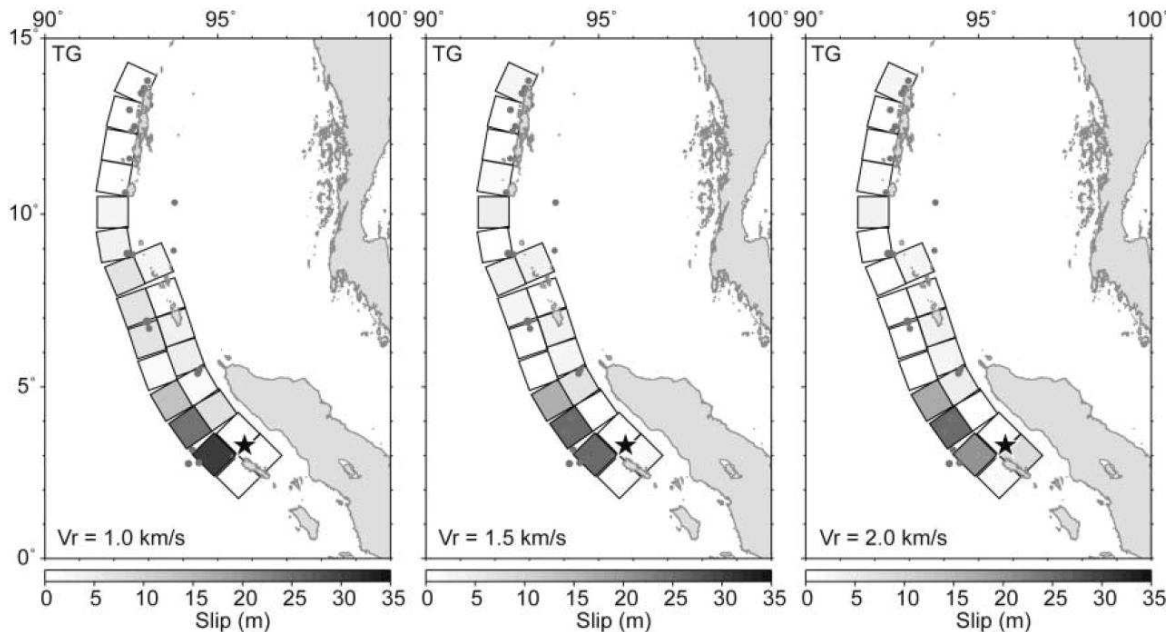


Figure 7. Slip distribution estimated by inversion of tide gauge (TG) data. Rupture velocity is 1.0 (left), 1.5 (center) and 2.0 (right) km/sec. Rise time for each subfault is 3 min.

2004年スマトラ～アンダマン沖地震の津波インバージョン結果
(Fujii and Satake(2007)に一部加筆)



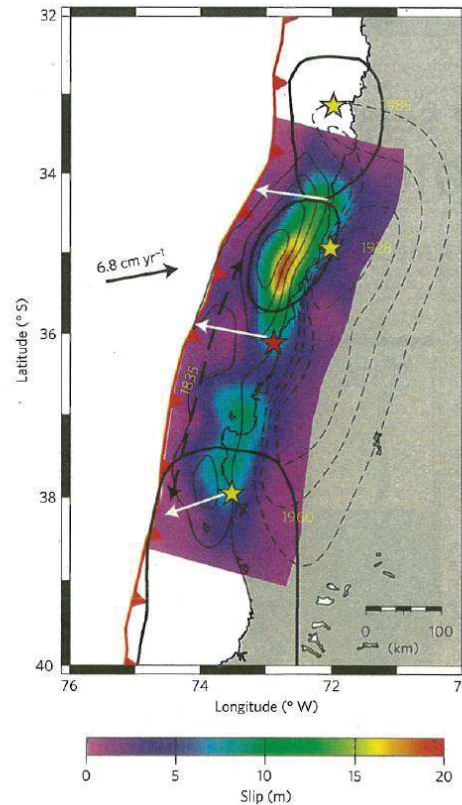
2004年スマトラ～アンダマン沖地震に伴う津波を良好に再現する破壊伝播速度は1.0(km/s), ライズタイムは180(s)である。

Table 4
Variance Reductions (%) for Three Different Inversions with Different Rupture Velocities and Rise Times

V _r (km/sec)	Tide Gauge Data			Satellite Altimeter Data			TG + SA Data		
	1 min	2 min	3 min	1 min	2 min	3 min	1 min	2 min	3 min
0.5	23.1	20.8	18.8	27.8	29.5	31.0	22.0	20.1	18.3
1.0	32.8	33.4	34.2	33.8	36.4	38.2	29.8	31.0	32.1
1.5	29.3	29.5	29.8	31.1	33.8	35.5	26.8	27.3	27.8
2.0	30.2	29.9	29.7	29.7	32.3	34.2	27.2	27.3	27.4
2.5	28.4	28.2	28.3	28.4	30.6	32.9	25.0	25.2	25.6
3.0	28.5	28.4	28.5	27.4	29.7	31.9	24.9	25.2	25.6

I. 第4章 4.4 波源特性の不確かさの考慮方法 4.4.2 パラメータスタディ範囲の設定
4.4.2(3)国内外で発生した巨大地震の破壊特性:2010年チリ地震

- Lorito et al.(2011)は、津波波形のインバージョン解析を実施して、2010年チリ地震の再現モデルを策定している。
- 検討の結果、津波波形のデータセットには破壊伝播速度を決定できるほどの感度がないものの、遠地地震動のインバージョン結果から、破壊伝播速度を2.25(km/s)としている(ライズタイムについては記載なし)。



2010年チリ地震の津波インバージョン結果(Lorito et al.(2011))



2010年チリ地震に伴う津波の破壊伝播速度は2.25(km/s)である。

I. 第4章 4.4 波源特性の不確かさの考慮方法 4.4.2 パラメータスタディ範囲の設定

4.4.2(4)パラメータスタディ範囲の設定

- 国内外で発生した巨大地震の破壊伝播特性に関する知見収集結果を踏まえ、破壊伝播速度、ライズタイムのパラメータスタディ範囲を設定した。

国内外で発生した巨大地震の破壊伝播特性

地震	破壊伝播速度	ライズタイム	備考
3.11地震	2.0(km/s)	210~300(s)	大きなすべりを生じた領域における破壊開始から破壊終了までの時間
2004年スマトラ~アンダマン地震	1.0(km/s)	180(s)	各断層ブロックの破壊開始から破壊終了までの時間
2010年チリ地震	2.25(km/s)	—	
設定値	2.0(km/s)	60(s)	破壊開始点ケース:約140~160(s) ^{※1}

※1: 大すべり域・超大すべり域が破壊終了する時間(破壊伝播速度:2.0(km/s)で算定)



■パラメータスタディ範囲の設定

【破壊伝播速度】

- 世界の巨大地震の破壊伝播速度を網羅できるように、パラメータスタディ範囲を設定した。

【ライズタイム】

- 設定値は、国内外の巨大地震のライズタイムよりも短く設定していることを踏まえ、長くなった場合の影響を把握することを目的に、パラメータスタディ範囲を設定した。

パラメータスタディ範囲の設定

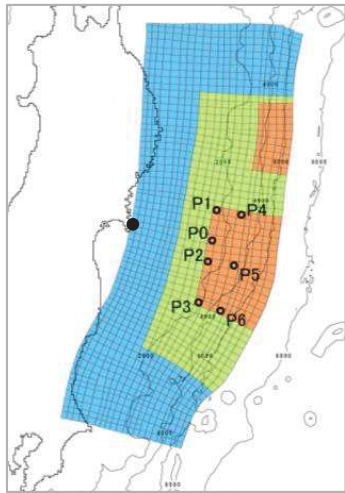
	基本ケース	パラメータスタディ	備考
破壊伝播速度	2.0(km/s)	1.0, 1.5, 2.5(km/s)	
ライズタイム	60(s)	90, 120, 180, 300(s)	破壊開始点ケース ^{※2} : 約170~190(s), 約200~220(s), 約260~280(s), 約380~400(s)

※2: 大すべり域・超大すべり域が破壊終了する時間(破壊伝播速度:2.0(km/s)で算定)

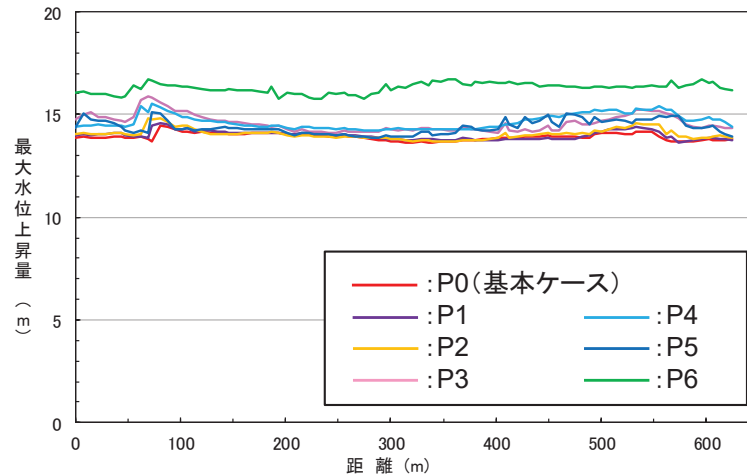
4.4.3(1)検討方法

- ・ 水位上昇側については、各ケースの敷地前面(南北方向)における最大水位上昇量を比較した。
- ・ 水位下降側については、取水口前面(南北方向)における最大水位下降量を比較する。なお、ライズタイムの影響確認にあたっては、2号取水口前面における水位時刻歴波形についても比較した。

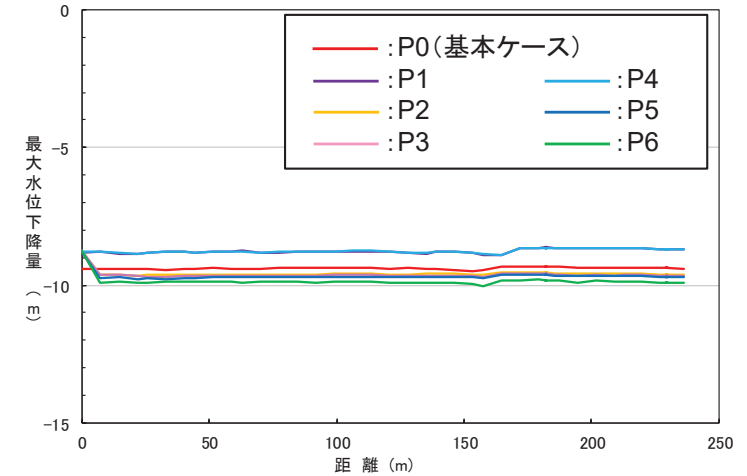
■比較方法(例:広域の津波特性を考慮した特性化モデル)



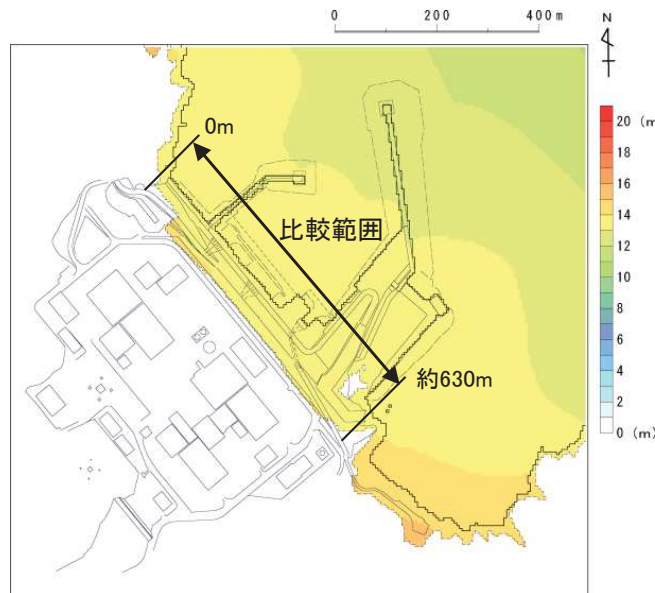
破壊開始点位置



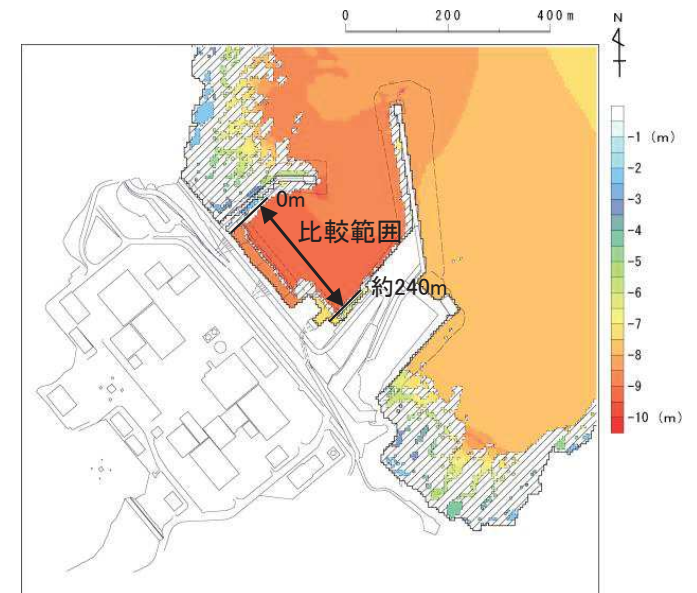
敷地前面における最大水位上昇量の比較



取水口前面における最大水位下降量の比較



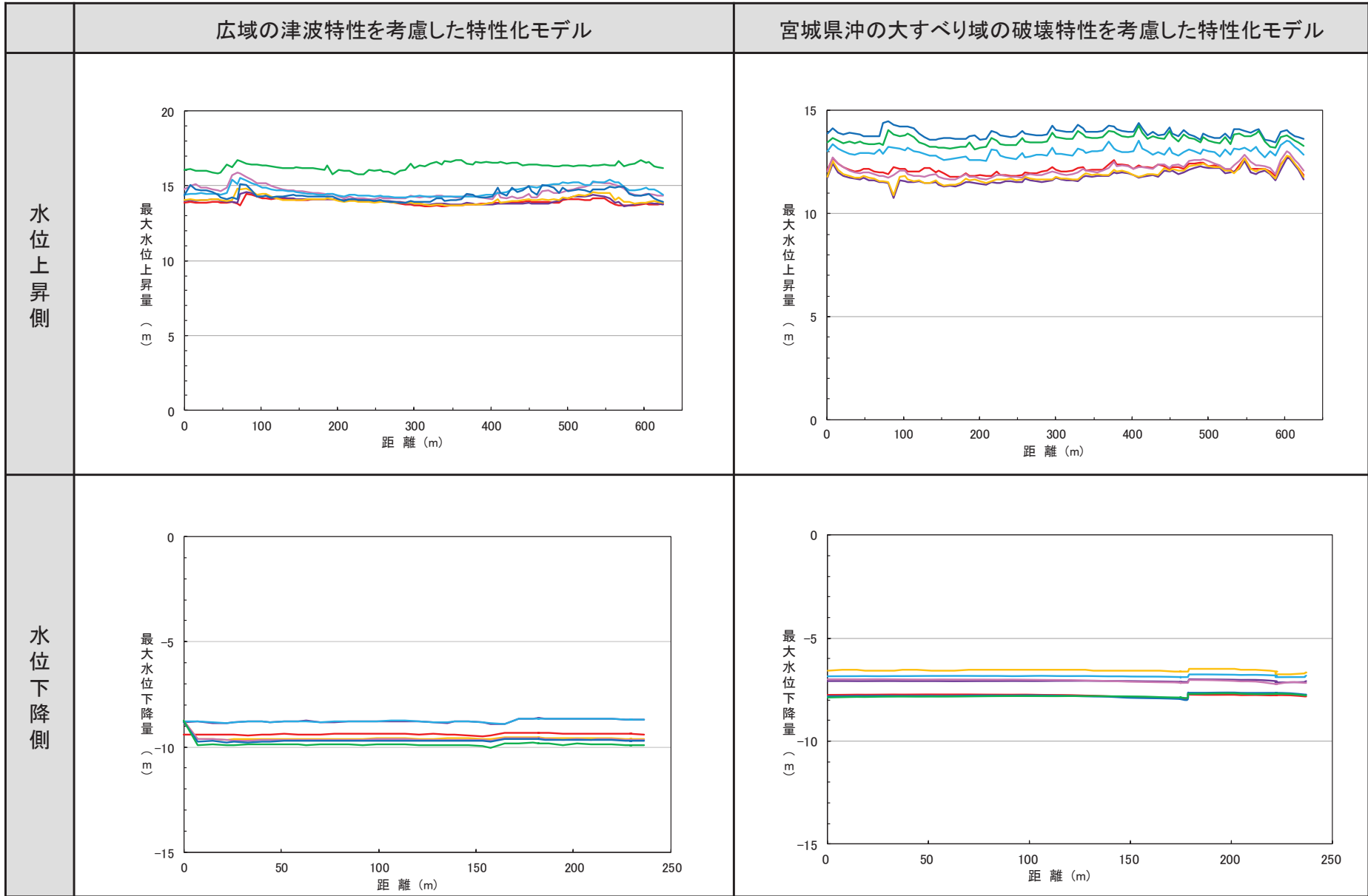
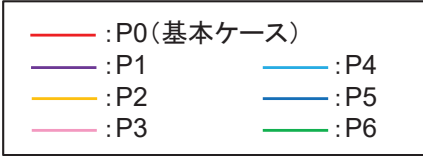
最大水位上昇量分布(破壊開始点位置:P0)



最大水位下降量分布(破壊開始点位置:P0)

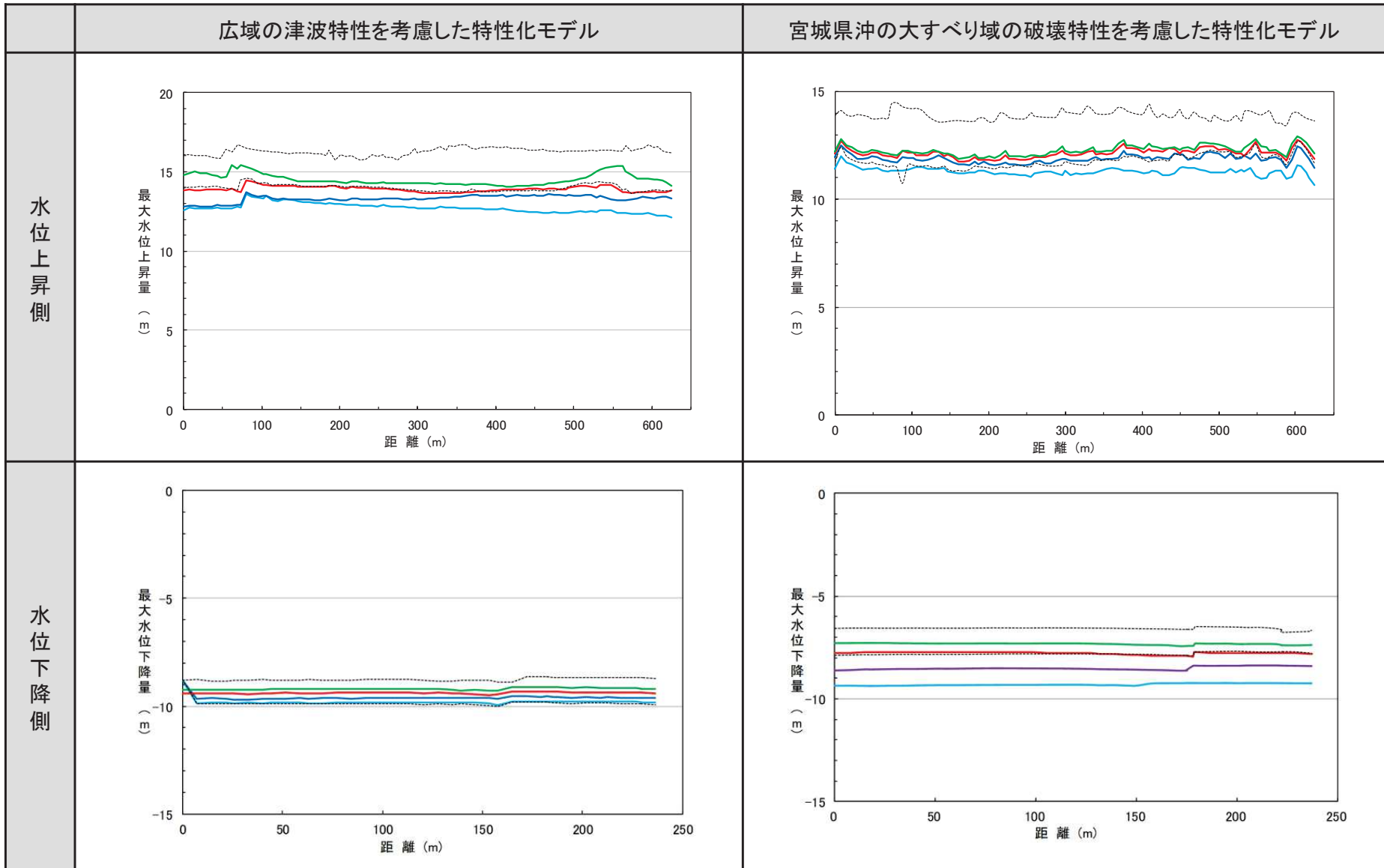
4.4.3(2)破壊開始点の影響

- 水位上昇側:基本ケース(P0)に対して水位が大きく上昇する破壊開始点が存在する。
- 水位下降側:基本ケース(P0)に対して水位が大きく下降する破壊開始点が存在する。



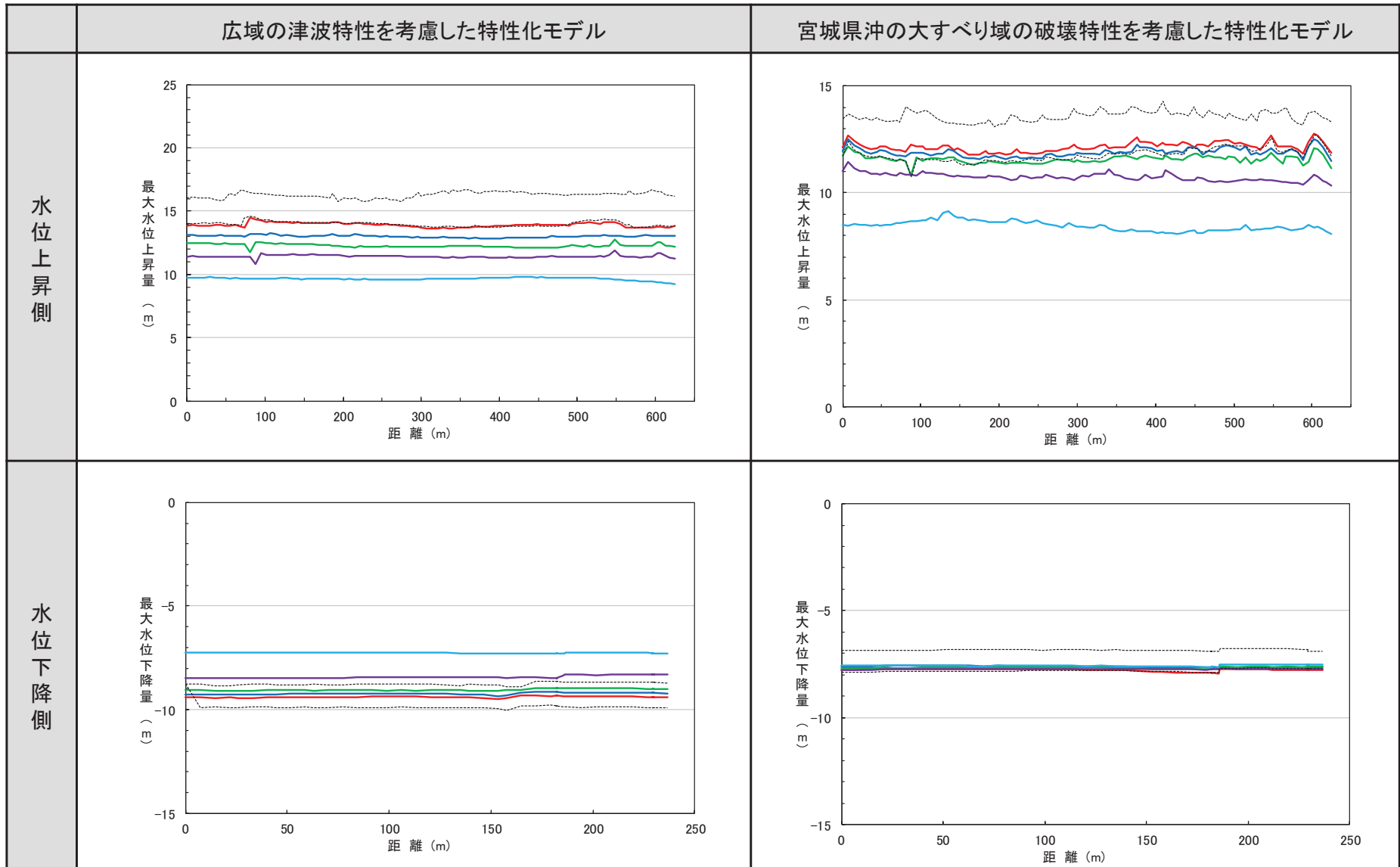
4.4.3(3)破壊伝播速度の影響

- 水位上昇側:基本ケース(2.0(km/s))に対して水位が上昇するケースが存在するが、その上昇量は破壊開始点の不確かさの影響よりも小さい。
- 水位下降側:宮城県沖の大すべり域の破壊特性を考慮した特性化モデルについて、基本ケース(2.0(km/s))に対して水位が大きく下降するケース(1.0(km/s))が存在し、その下降量は破壊開始点の不確かさの影響よりも大きい。



4.4.3(4)ライズタイムの影響:水位分布

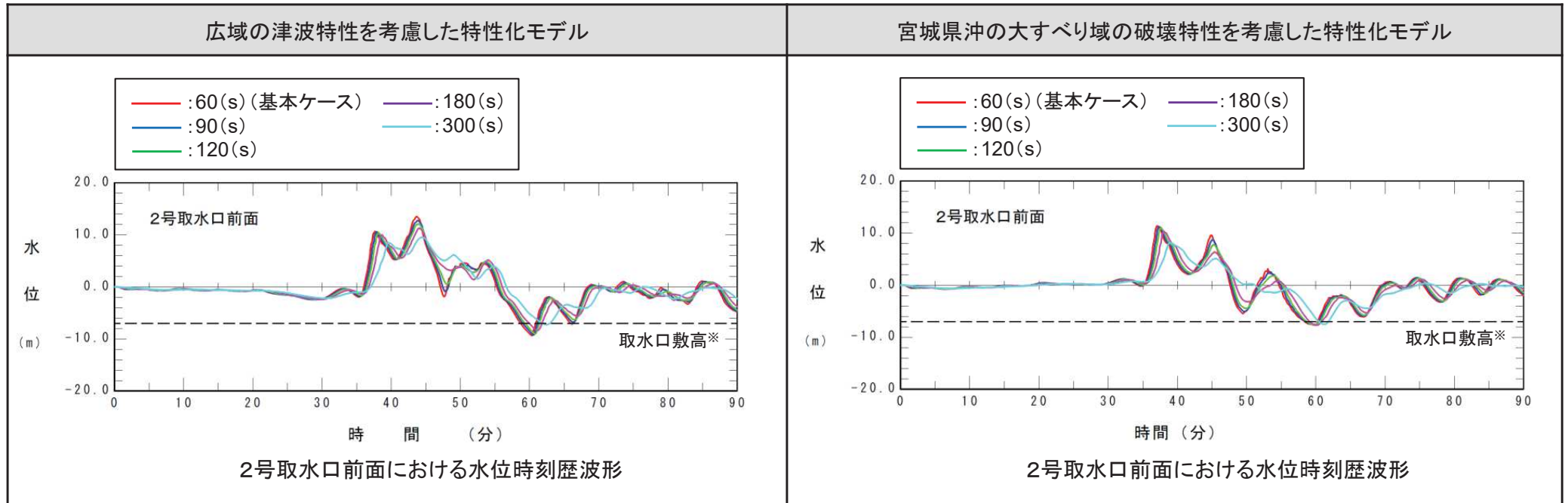
- 水位上昇側:基本ケース(60(s))に対して各ケースの上昇量は小さい(=ライズタイムの不確かさは破壊開始点の不確かさの影響よりも小さい)。
- 水位下降側:広域の津波特性を考慮した特性化モデルは、基本ケース(60(s))に対して各ケースの下降量は小さく、宮城県沖の大すべり域の破壊特性を考慮した特性化モデルについては、両者に有意な差は認められない(=ライズタイムの不確かさは破壊開始点の不確かさの影響よりも小さい)。



I. 第4章 4.4 波源特性の不確かさの考慮方法 4.4.3 各不確かさの影響確認

4.4.3(4)ライズタイムの影響:2号取水口前面における水位時刻歴波形(水位下降側)

- 基本ケース(60(s))に対して、各ケースの取水口敷高を下回る継続時間は短い。



※: T.P.-7.04m(O.P.-6.3m)

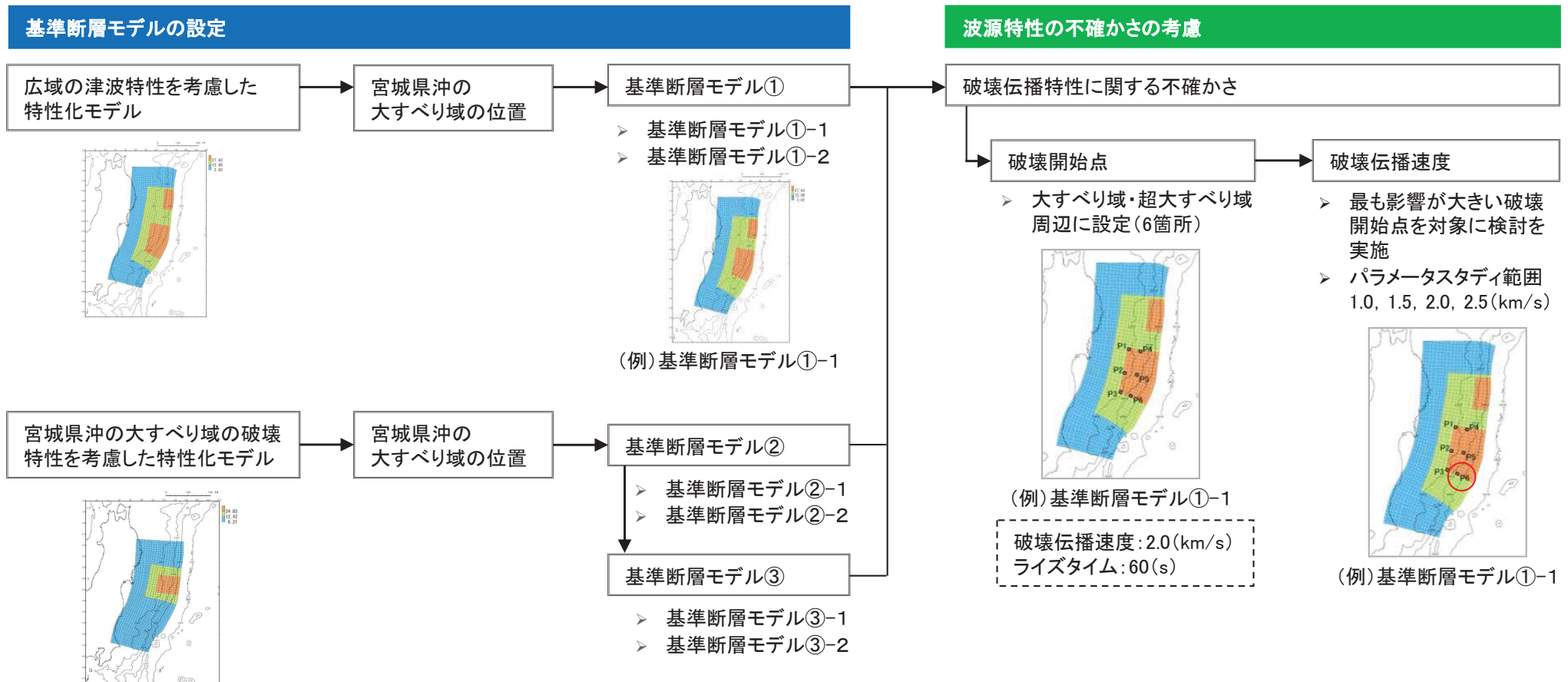
2号取水口敷高を下回る継続時間と2号機非常用海水ポンプの運転可能継続時間の関係

ライズタイム	広域の津波特性を考慮した特性化モデル	宮城県沖の大すべり域の破壊特性を考慮した特性化モデル	2号機非常用海水ポンプの運転可能継続時間
60(s)(基本ケース)	2.2(分)	1.9(分)	約26(分)
90(s)	2.1(分)	1.9(分)	
120(s)	2.0(分)	1.8(分)	
180(s)	1.8(分)	1.7(分)	
300(s)	1.0(分)	1.3(分)	

I. 第4章 4.4 波源特性の不確かさの考慮方法 4.4.3 各不確かさの影響確認

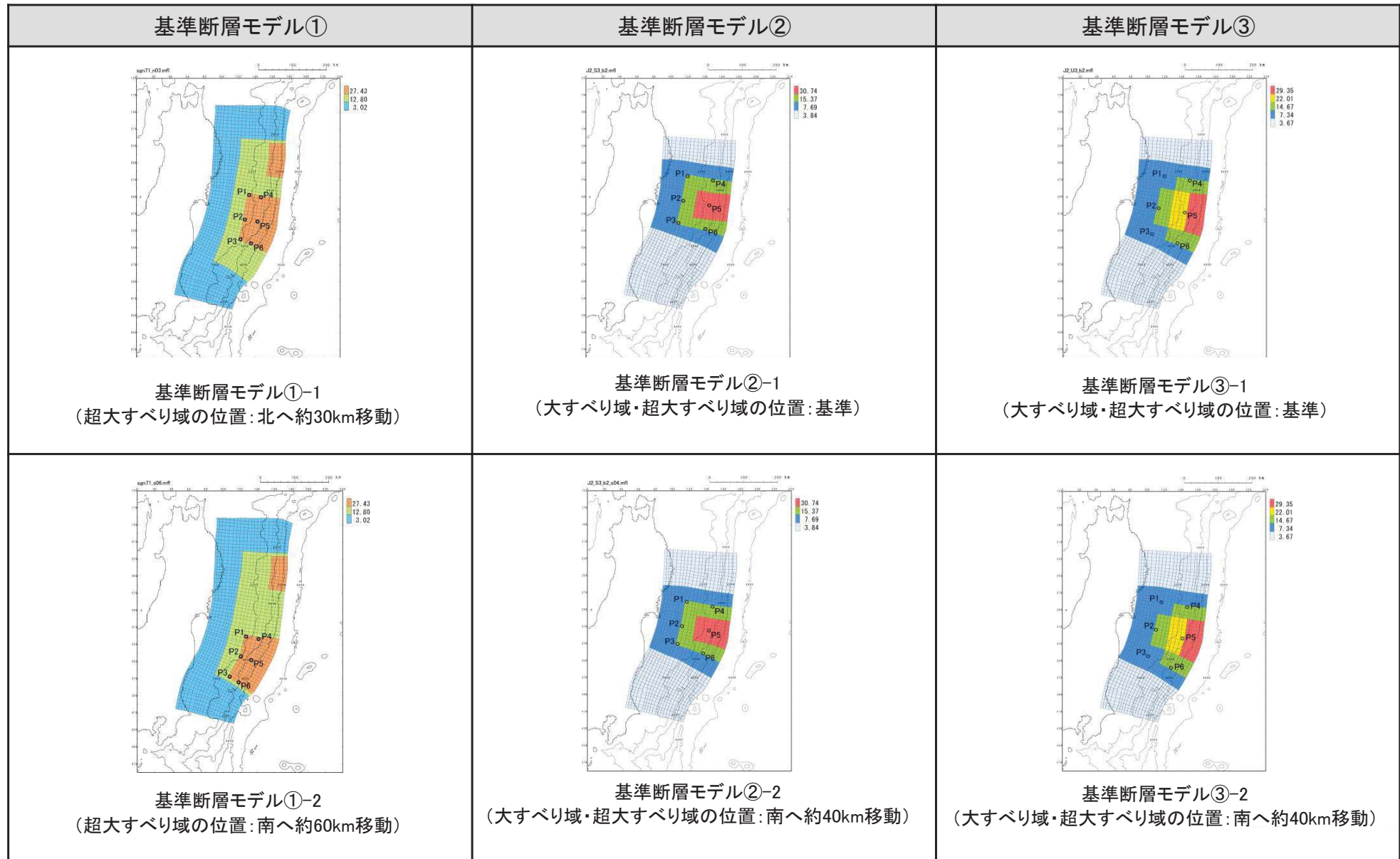
4.4.3(5)まとめ

- 破壊開始点, 破壊伝播速度, ライズタイムの不確かさが, 発電所の津波高さに与える影響を定量的に把握した結果, 破壊開始点の不確かさが発電所の津波高さに与える影響と比較して, 水位上昇側は, 破壊伝播速度とライズタイムの不確かさの影響は小さいが, 水位下降側については, 「宮城県沖の大すべり域の破壊特性を考慮したモデル」について, 破壊伝播速度の不確かさの影響が大きいことを確認した。
- 本検討結果を踏まえ, 破壊開始点, 破壊伝播速度を波源特性の不確かさとして考慮した。



I. 第4章 4.5 津波予測計算 4.5.1 破壊開始点の不確かさの考慮
4.5.1(1)不確かさの考慮方法

- 各基準断層モデルについて、破壊開始点の不確かさを考慮した津波予測計算を実施し、発電所の津波高さに与える影響が大きい破壊開始点を抽出した。



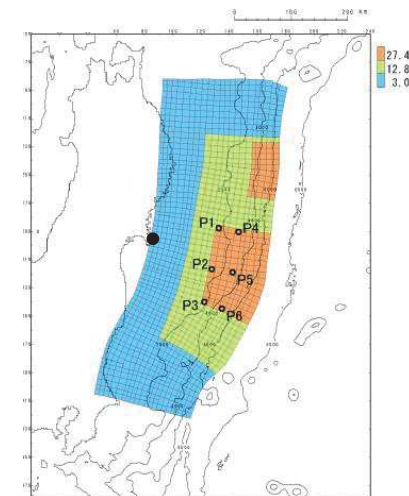
I. 第4章 4.5 津波予測計算 4.5.1 破壊開始点の不確かさの考慮

4.5.1(2)水位上昇側:基準断層モデル①

【基準断層モデル①-1(超大すべり域の位置:北へ約30km移動)】

(単位:(m))

破壊開始点	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
基準(同時破壊)	18.42	17.33	17.32	17.15	16.04	16.20	(決定ケース)
P1	14.59	13.56	13.75	13.72	13.32	13.28	
P2	14.78	13.56	13.70	13.60	13.66	13.42	
P3	15.85	13.87	13.96	14.17	13.51	13.33	
P4	15.51	14.02	14.16	14.18	13.38	13.22	
P5	15.53	13.80	13.88	14.00	12.88	13.09	
P6	16.70	16.07	16.09	15.79	14.68	14.71	破壊伝播速度の 不確かさ考慮ケース

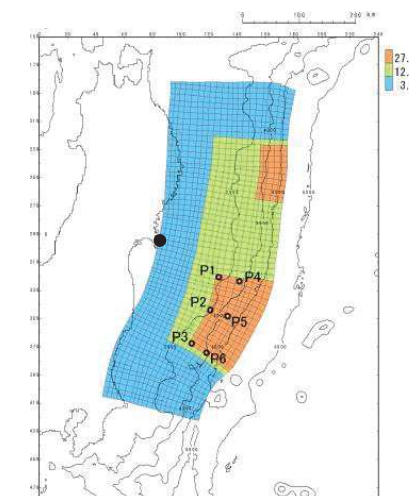


破壊開始点位置(P1~P6)
・破壊伝播速度:2.0(km/s)
・ライズタイム:60(s)

【基準断層モデル①-2(超大すべり域の位置:南へ約60km移動)】

(単位:(m))

破壊開始点	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
基準(同時破壊)	15.11	14.64	14.65	14.60	13.69	14.04	
P1	13.03	12.59	12.68	12.69	11.54	11.86	
P2	14.08	12.93	13.13	13.13	11.94	12.41	
P3	15.47	14.51	14.65	14.74	13.48	14.00	
P4	11.86	11.45	11.54	11.54	10.48	10.84	
P5	15.06	13.94	14.19	14.17	13.23	13.38	
P6	16.62	15.12	15.36	15.38	14.15	14.54	破壊伝播速度の 不確かさ考慮ケース



破壊開始点位置(P1~P6)
・破壊伝播速度:2.0(km/s)
・ライズタイム:60(s)

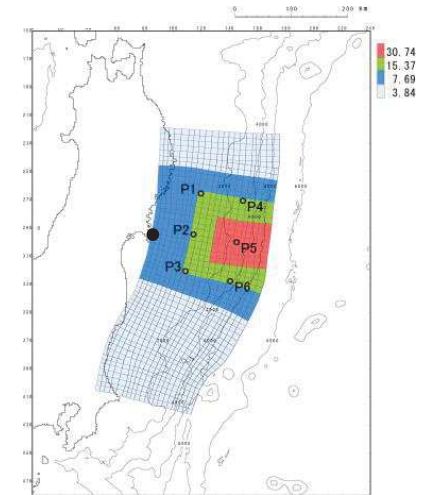
I. 第4章 4.5 津波予測計算 4.5.1 破壊開始点の不確かさの考慮

4.5.1(2)水位上昇側:基準断層モデル②

【基準断層モデル②-1(大すべり域・超大すべり域の位置:基準)】

(単位:(m))

破壊開始点	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
基準(同時破壊)	16.34	14.13	14.29	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	破壊伝播速度の 不確かさ考慮ケース
P6	16.99	15.22	15.43	15.37	13.58	13.55	

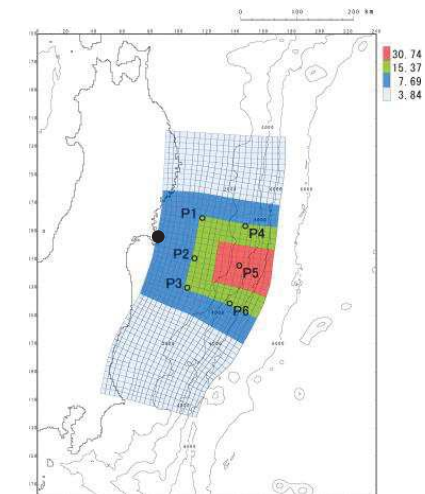


破壊開始点位置(P1~P6)
 ・破壊伝播速度:2.0(km/s)
 ・ライズタイム:60(s)

【基準断層モデル②-2(大すべり域・超大すべり域の位置:南へ約40km移動)】

(単位:(m))

破壊開始点	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
基準(同時破壊)	11.80	11.20	11.31	11.34	9.75	10.84	
P1	9.89	8.65	8.79	8.83	7.89	8.21	
P2	10.51	9.32	9.54	9.29	8.18	8.89	
P3	11.21	9.91	10.10	10.11	8.98	9.70	
P4	10.86	9.74	9.96	10.13	9.13	9.00	
P5	12.32	11.05	11.35	11.57	10.77	10.48	破壊伝播速度の 不確かさ考慮ケース
P6	12.19	11.03	11.27	11.45	10.48	10.24	



破壊開始点位置(P1~P6)
 ・破壊伝播速度:2.0(km/s)
 ・ライズタイム:60(s)

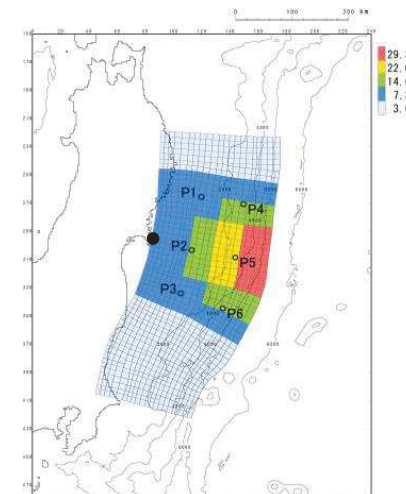
I. 第4章 4.5 津波予測計算 4.5.1 破壊開始点の不確かさの考慮

4.5.1(2)水位上昇側:基準断層モデル③

【基準断層モデル③-1(大すべり域・超大すべり域の位置:基準)】

(単位:(m))

破壊開始点	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
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	破壊伝播速度の 不確かさ考慮ケース

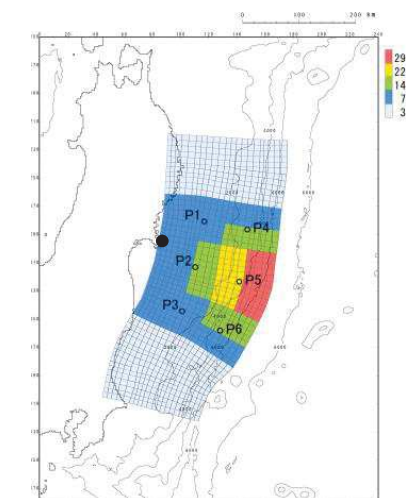


破壊開始点位置(P1~P6)
・破壊伝播速度:2.0(km/s)
・ライズタイム:60(s)

【基準断層モデル③-2(大すべり域・超大すべり域の位置:南へ約40km移動)】

(単位:(m))

破壊開始点	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
基準(同時破壊)	18.19	16.44	16.71	16.57	14.08	15.75	
P1	13.76	12.20	12.47	12.63	10.91	11.61	
P2	14.72	13.22	13.58	13.58	11.81	13.29	
P3	17.27	14.96	15.17	15.21	13.21	16.10	
P4	14.50	12.47	12.77	12.83	10.80	11.53	
P5	14.51	12.55	12.69	12.79	11.57	11.98	
P6	20.60	17.74	17.89	17.75	15.08	17.02	破壊伝播速度の 不確かさ考慮ケース



破壊開始点位置(P1~P6)
・破壊伝播速度:2.0(km/s)
・ライズタイム:60(s)

I. 第4章 4.5 津波予測計算 4.5.1 破壊開始点の不確かさの考慮

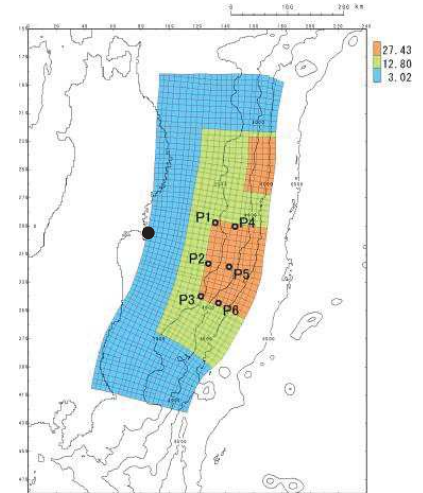
4.5.1(3)水位下降側:基準断層モデル①

【基準断層モデル①-1(超大すべり域の位置:北へ約30km移動)】

破壊開始点	2号取水口前面	備考
基準(同時破壊)	-8.61	
P1	-8.86	
P2	-9.63	
P3	-9.66	
P4	-8.85	
P5	-9.74	
P6	-9.97	破壊伝播速度の不確かさ考慮ケース

(単位:(m))

(参考) 1号取水口前面	(参考) 3号取水口前面
-8.53	-8.63
-8.73	-8.86
-9.69	-9.65
-9.72	-9.70
-8.76	-8.85
-9.76	-9.76
-10.03	-9.93



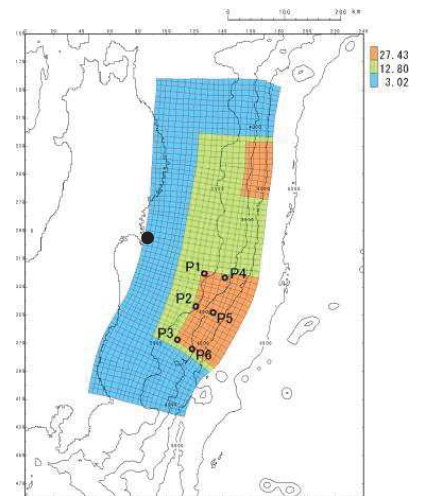
破壊開始点位置
(破壊伝播速度:2.0(km/s))

【基準断層モデル①-2(超大すべり域の位置:南へ約60km移動)】

破壊開始点	2号取水口前面	備考
基準(同時破壊)	-9.18	
P1	-8.51	
P2	-7.46	
P3	-6.96	
P4	-8.67	破壊伝播速度の不確かさ考慮ケース
P5	-7.74	
P6	-7.20	

(単位:(m))

(参考) 1号取水口前面	(参考) 3号取水口前面
-9.16	-9.21
-8.36	-8.52
-7.38	-7.42
-7.02	-6.97
-8.51	-8.67
-7.73	-7.67
-7.17	-7.18



破壊開始点位置
(破壊伝播速度:2.0(km/s))

I. 第4章 4.5 津波予測計算 4.5.1 破壊開始点の不確かさの考慮

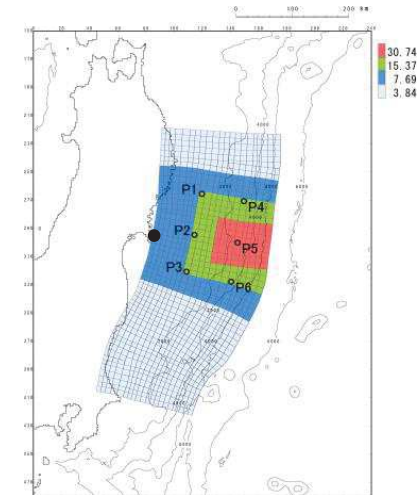
4.5.1(3)水位下降側:基準断層モデル②

【基準断層モデル②-1(大すべり域・超大すべり域の位置:基準)】

(単位:(m))

破壊開始点	2号取水口前面	備考
基準(同時破壊)	-7.72	
P1	-7.73	
P2	-8.28	
P3	-8.61	
P4	-8.35	
P5	-9.42	破壊伝播速度の不確かさ考慮ケース
P6	-9.07	

(参考) 1号取水口前面	(参考) 3号取水口前面
-7.82	-7.75
-7.80	-7.67
-8.26	-8.28
-8.53	-8.60
-8.33	-8.32
-9.40	-9.46
-8.98	-9.07



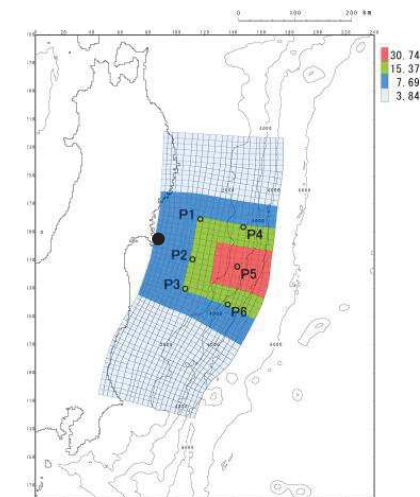
破壊開始点位置
(破壊伝播速度:2.0(km/s))

【基準断層モデル②-2(大すべり域・超大すべり域の位置:南へ約40km移動)】

(単位:(m))

破壊開始点	2号取水口前面	備考
基準(同時破壊)	-8.96	
P1	-8.44	破壊伝播速度の不確かさ考慮ケース
P2	-8.08	
P3	-7.91	
P4	-8.23	
P5	-8.15	
P6	-8.36	

(参考) 1号取水口前面	(参考) 3号取水口前面
-8.81	-9.03
-8.31	-8.48
-7.96	-8.11
-7.88	-7.91
-8.09	-8.22
-8.07	-8.07
-8.28	-8.36



破壊開始点位置
(破壊伝播速度:2.0(km/s))

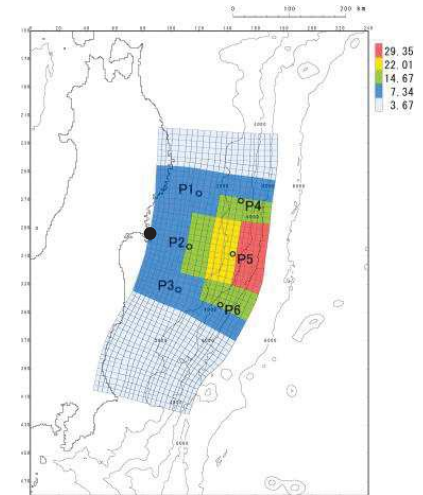
I. 第4章 4.5 津波予測計算 4.5.1 破壊開始点の不確かさの考慮

4.5.1(3)水位下降側:基準断層モデル③

【基準断層モデル③-1(大すべり域・超大すべり域の位置:基準)】

(単位:(m))

破壊開始点	2号取水口前面	備考	(参考)	(参考)
			1号取水口前面	3号取水口前面
基準(同時破壊)	-8.98		-8.80	-9.01
P1	-8.70		-8.48	-8.71
P2	-8.46		-8.24	-8.44
P3	-8.46		-8.43	-8.49
P4	-8.39		-8.20	-8.28
P5	-8.94	破壊伝播速度の不確かさ考慮ケース	-8.89	-8.93
P6	-8.79		-8.69	-8.78

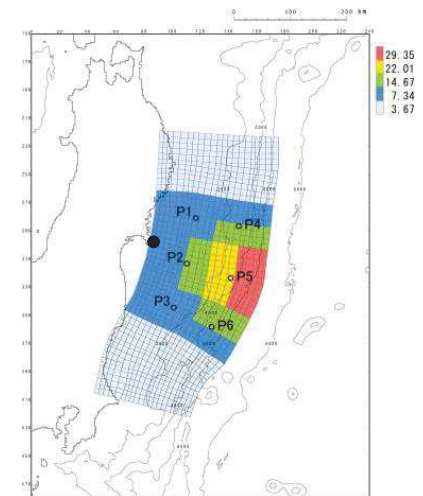


破壊開始点位置
(破壊伝播速度:2.0(km/s))

【基準断層モデル③-2(大すべり域・超大すべり域の位置:南へ約40km移動)】

(単位:(m))

破壊開始点	2号取水口前面	備考	(参考)	(参考)
			1号取水口前面	3号取水口前面
基準(同時破壊)	-8.78		-8.59	-8.80
P1	-8.41		-8.26	-8.44
P2	-8.30		-8.22	-8.31
P3	-8.37		-8.28	-8.37
P4	-8.27		-8.20	-8.28
P5	-8.65		-8.52	-8.71
P6	-8.82	破壊伝播速度の不確かさ考慮ケース	-8.67	-8.83

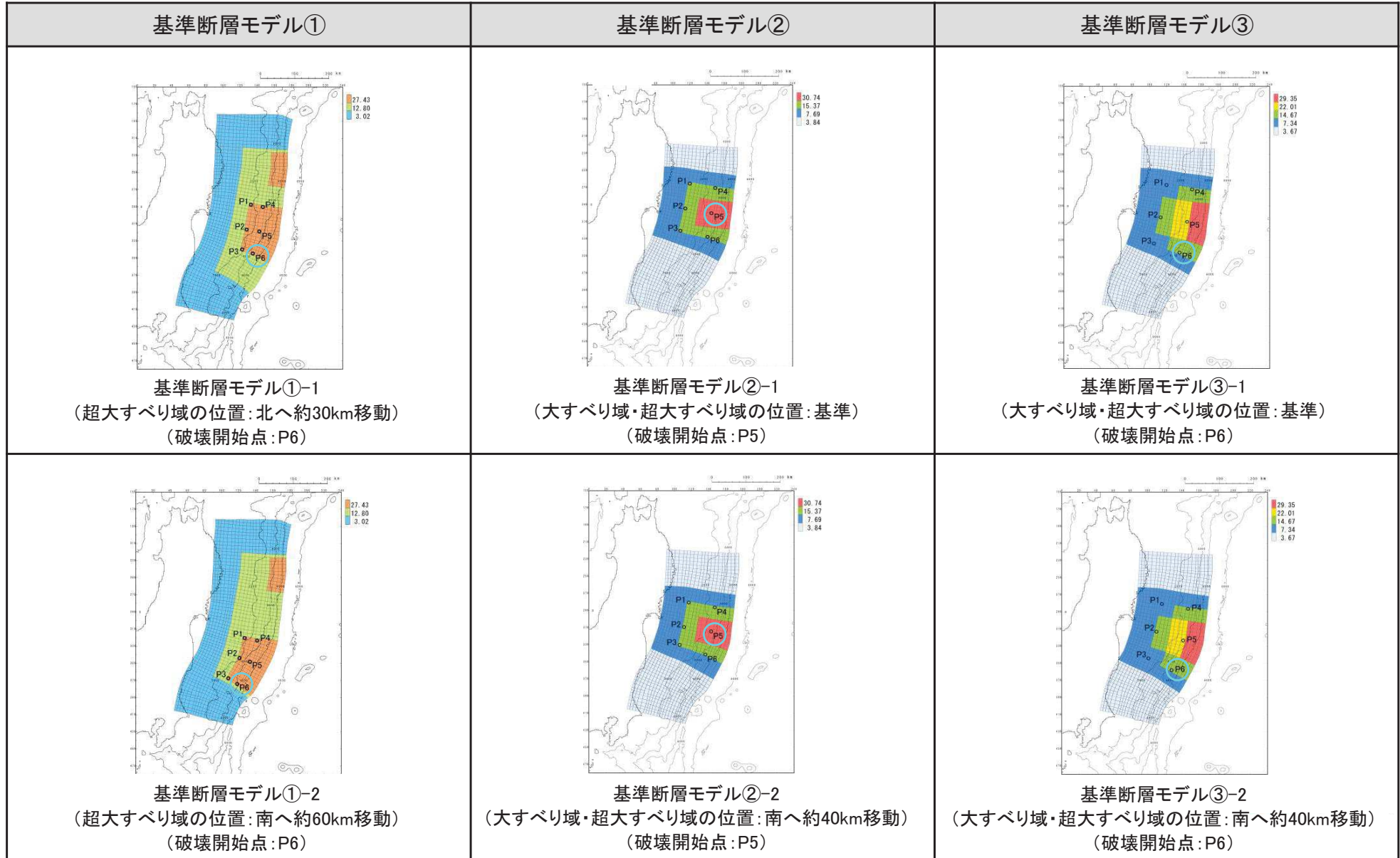


破壊開始点位置
(破壊伝播速度:2.0(km/s))

I. 第4章 4.5 津波予測計算 4.5.2 破壊伝播速度の不確かさの考慮
4.5.2(1)不確かさの考慮方法(1/2)

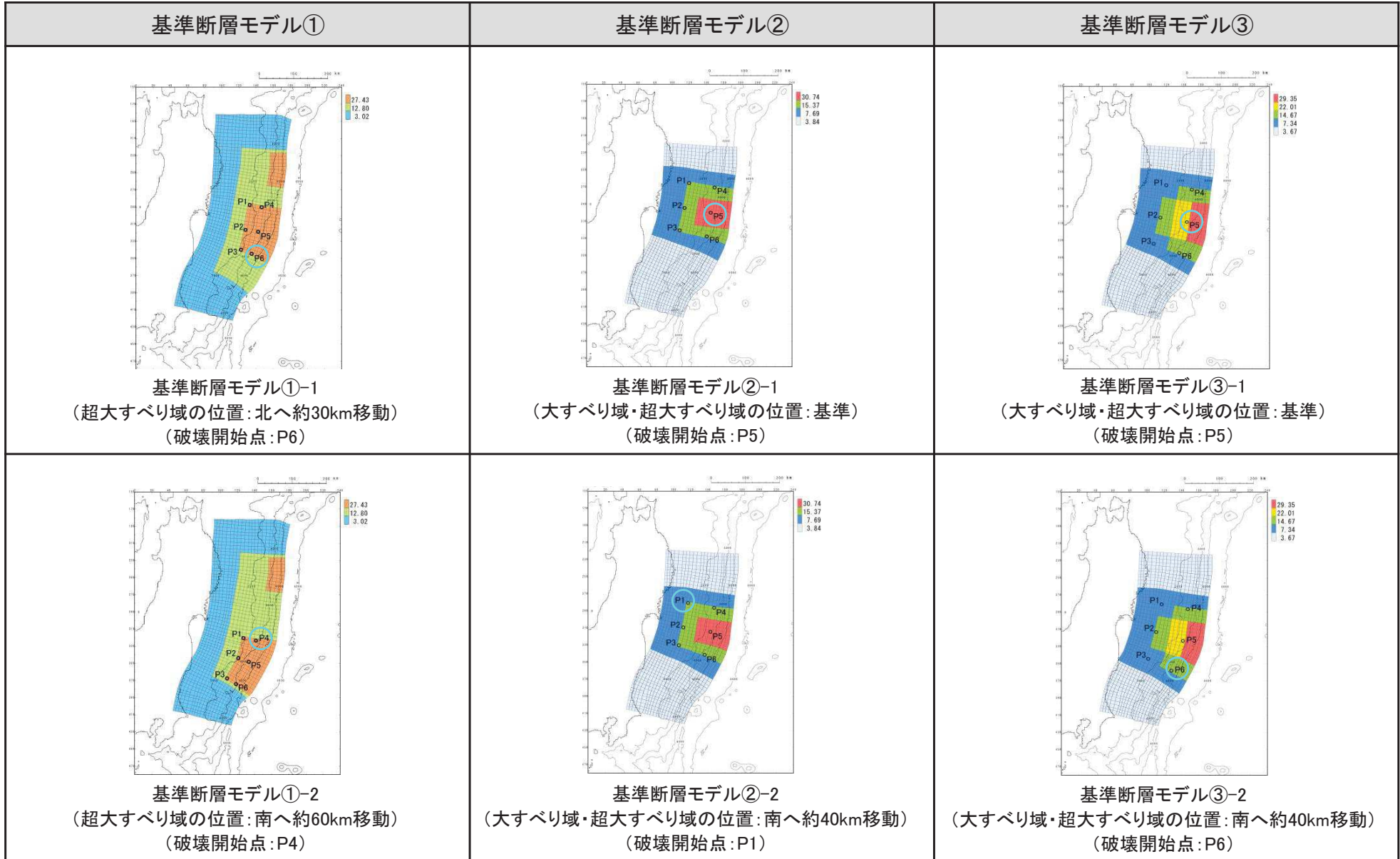
- 破壊開始点の不確かさを考慮した検討結果を踏まえた以下のケースを対象に破壊伝播速度の不確かさを考慮した津波予測計算を実施した。

■ 水位上昇側



I. 第4章 4.5 津波予測計算 4.5.2 破壊伝播速度の不確かさの考慮
4.5.2(1)不確かさの考慮方法(2/2)

■ 水位下降側



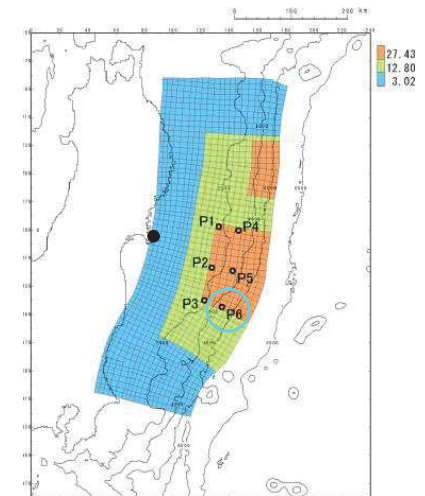
I. 第4章 4.5 津波予測計算 4.5.2 破壊伝播速度の不確かさの考慮

4.5.2(2)水位上昇側:基準断層モデル①

【基準断層モデル①-1(超大すべり域の位置:北へ約30km移動, 破壊開始点位置:P6)】

(単位:(m))

破壊伝播速度	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
基準(同時破壊)	18.42	17.33	17.32	17.15	16.04	16.20	決定ケース
1.0(km/s)	16.74	14.10	14.28	14.28	12.91	13.83	
1.5(km/s)	15.83	15.16	15.16	14.95	13.76	13.89	
2.0(km/s)	16.70	16.07	16.09	15.79	14.68	14.71	
2.5(km/s)	17.31	16.48	16.48	16.20	15.13	15.18	

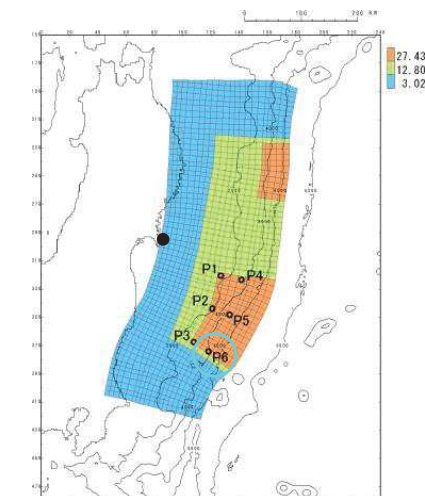


破壊開始点位置(P6)
(ライズタイム:60(s))

【基準断層モデル①-2(超大すべり域の位置:南へ約60km移動, 破壊開始点位置:P6)】

(単位:(m))

破壊伝播速度	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
基準(同時破壊)	15.11	14.64	14.65	14.60	13.69	14.04	
1.0(km/s)	16.02	15.29	15.38	15.38	13.94	14.56	
1.5(km/s)	16.59	15.14	15.32	15.46	14.16	14.70	
2.0(km/s)	16.62	15.12	15.36	15.38	14.15	14.54	
2.5(km/s)	16.42	15.06	15.31	15.29	14.04	14.38	



破壊開始点位置(P6)
(ライズタイム:60(s))

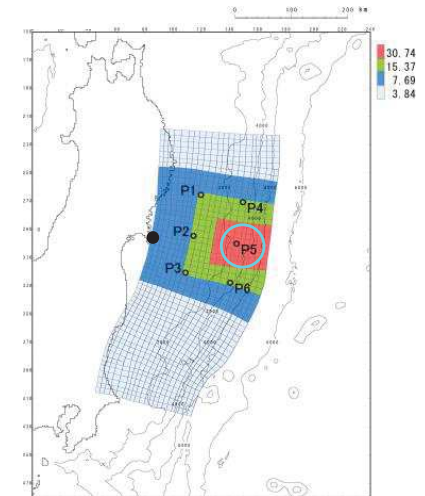
I. 第4章 4.5 津波予測計算 4.5.2 破壊伝播速度の不確かさの考慮

4.5.2(2)水位上昇側:基準断層モデル②

【基準断層モデル②-1(大すべり域・超大すべり域の位置:基準, 破壊開始点位置:P5)】

(単位:(m))

破壊伝播速度	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
基準(同時破壊)	16.34	14.13	14.29	14.21	12.36	13.36	
1.0(km/s)	18.86	17.03	17.40	17.55	15.50	15.34	決定ケース
1.5(km/s)	17.62	16.06	16.32	16.34	14.53	14.40	
2.0(km/s)	17.26	15.52	15.87	15.88	14.05	13.97	
2.5(km/s)	17.14	15.27	15.55	15.54	13.72	13.74	

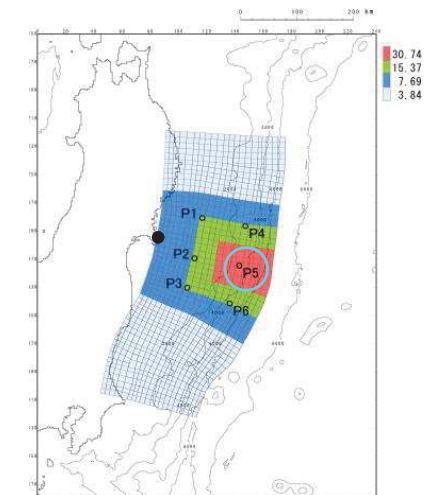


破壊開始点位置(P5)
(ライズタイム:60(s))

【基準断層モデル②-2(大すべり域・超大すべり域の位置:南へ約40km移動, 破壊開始点位置:P5)】

(単位:(m))

破壊伝播速度	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
基準(同時破壊)	11.80	11.20	11.31	11.34	9.75	10.84	
1.0(km/s)	14.01	12.62	12.97	13.22	12.50	12.12	
1.5(km/s)	12.78	11.55	11.85	12.11	11.35	11.01	
2.0(km/s)	12.32	11.05	11.35	11.57	10.77	10.48	
2.5(km/s)	12.15	10.80	11.09	11.27	10.42	10.17	



破壊開始点位置(P5)
(ライズタイム:60(s))

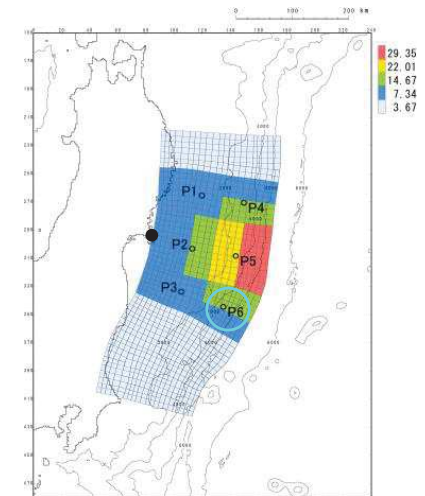
I. 第4章 4.5 津波予測計算 4.5.2 破壊伝播速度の不確かさの考慮

4.5.2(2)水位上昇側:基準断層モデル③

【基準断層モデル③-1(大すべり域・超大すべり域の位置:基準, 破壊開始点位置:P6)】

(単位:(m))

破壊伝播速度	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
基準(同時破壊)	21.58	18.85	19.50	19.60	16.46	17.16	決定ケース
1.0(km/s)	15.43	14.00	14.16	14.38	13.57	13.39	
1.5(km/s)	17.92	16.04	16.58	16.85	15.35	14.79	
2.0(km/s)	19.44	16.93	17.72	18.15	16.00	15.58	
2.5(km/s)	19.97	17.51	18.32	18.79	16.27	16.06	

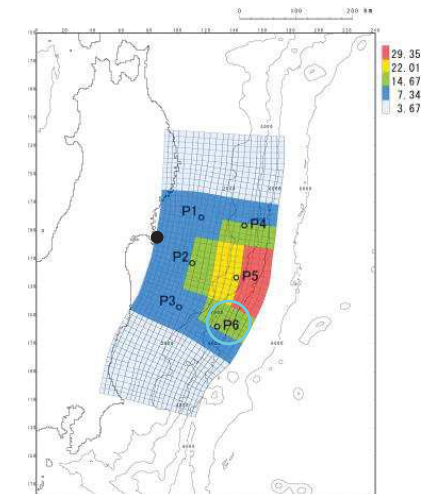


破壊開始点位置(P6)
(ライズタイム:60(s))

【基準断層モデル③-2(大すべり域・超大すべり域の位置:南へ約40km移動, 破壊開始点位置:P6)】

(単位:(m))

破壊伝播速度	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
基準(同時破壊)	18.19	16.44	16.71	16.57	14.08	15.75	
1.0(km/s)	18.58	16.28	16.54	16.56	14.28	15.23	
1.5(km/s)	20.46	17.57	17.74	17.67	14.97	16.98	
2.0(km/s)	20.60	17.74	17.89	17.75	15.08	17.02	
2.5(km/s)	20.40	17.68	17.88	17.67	15.02	16.55	



破壊開始点位置(P6)
(ライズタイム:60(s))

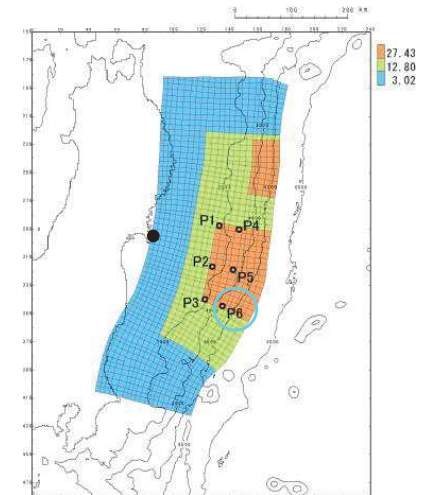
I. 第4章 4.5 津波予測計算 4.5.2 破壊伝播速度の不確かさの考慮

4.5.2(3)水位下降側:基準断層モデル①

【基準断層モデル①-1(超大すべり域の位置:北へ約30km移動,破壊開始点位置:P6)】

(単位:(m))

破壊開始点	基準断層モデル①-1		(参考)	
	2号取水口前面	備考	1号取水口前面	3号取水口前面
基準(同時破壊)	-8.61		-8.53	-8.63
1.0(km/s)	-10.22	決定ケース	-10.24	-10.12
1.5(km/s)	-10.14		-10.16	-10.04
2.0(km/s)	-9.97		-10.03	-9.93
2.5(km/s)	-9.79		-9.81	-9.79

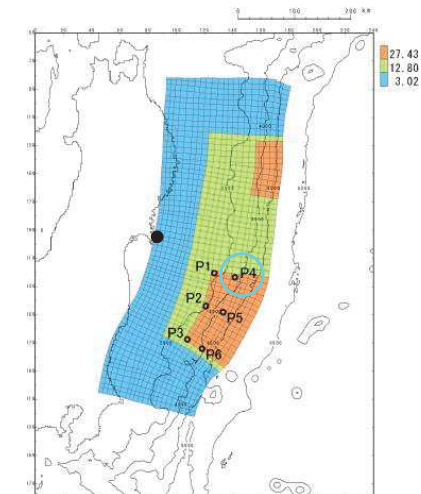


破壊開始点位置(P6)

【基準断層モデル①-2(超大すべり域の位置:南へ約60km移動,破壊開始点位置:P4)】

(単位:(m))

破壊開始点	基準断層モデル①-2		(参考)	
	2号取水口前面	備考	1号取水口前面	3号取水口前面
基準(同時破壊)	-9.18		-9.16	-9.21
1.0(km/s)	-8.61		-8.45	-8.67
1.5(km/s)	-8.37		-8.25	-8.37
2.0(km/s)	-8.67		-8.51	-8.67
2.5(km/s)	-8.82		-8.64	-8.85



破壊開始点位置(P4)

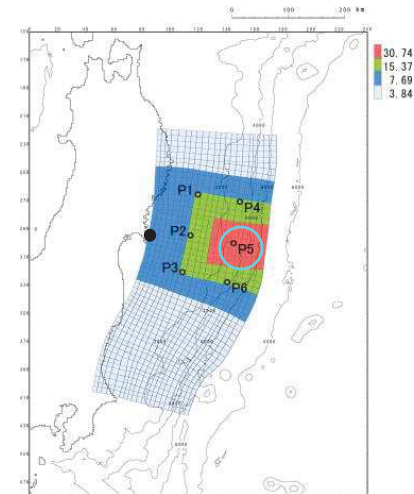
I. 第4章 4.5 津波予測計算 4.5.2 破壊伝播速度の不確かさの考慮

4.5.2(3)水位下降側:基準断層モデル②

【基準断層モデル②-1(大すべり域・超大すべり域の位置:基準, 破壊開始点位置:P5)】

(単位:(m))

破壊開始点	2号取水口前面	備考	(参考)	(参考)
			1号取水口前面	3号取水口前面
基準(同時破壊)	-7.72		-7.82	-7.75
1.0(km/s)	-10.38	決定ケース	-10.35	-10.23
1.5(km/s)	-9.89		-9.87	-9.88
2.0(km/s)	-9.42		-9.40	-9.46
2.5(km/s)	-9.08		-9.04	-9.10

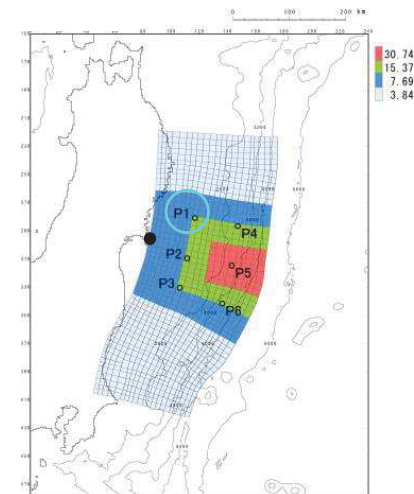


破壊開始点位置(P5)

【基準断層モデル②-2(大すべり域・超大すべり域の位置:南へ約40km移動, 破壊開始点位置:P1)】

(単位:(m))

破壊開始点	2号取水口前面	備考	(参考)	(参考)
			1号取水口前面	3号取水口前面
基準(同時破壊)	-8.96		-8.81	-9.03
1.0(km/s)	-8.13		-7.98	-8.11
1.5(km/s)	-8.34		-8.21	-8.37
2.0(km/s)	-8.44		-8.31	-8.48
2.5(km/s)	-8.55		-8.38	-8.60



破壊開始点位置(P1)

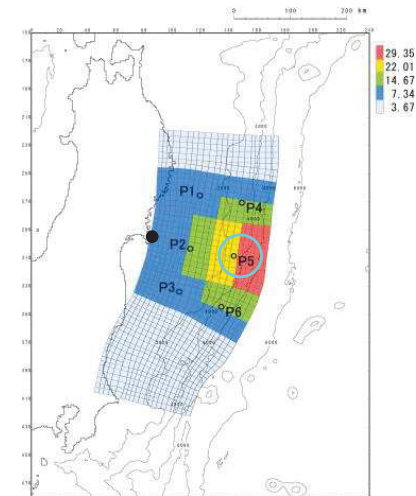
I. 第4章 4.5 津波予測計算 4.5.2 破壊伝播速度の不確かさの考慮

4.5.2(3)水位下降側:基準断層モデル③

【基準断層モデル③-1(大すべり域・超大すべり域の位置:基準, 破壊開始点位置:P5)】

(単位:(m))

破壊開始点	2号取水口前面	備考	(参考)	(参考)
			1号取水口前面	3号取水口前面
基準(同時破壊)	-8.98		-8.80	-9.01
1.0(km/s)	-9.78	決定ケース	-9.73	-9.77
1.5(km/s)	-9.23		-9.21	-9.23
2.0(km/s)	-8.94		-8.89	-8.93
2.5(km/s)	-8.76		-8.75	-8.81

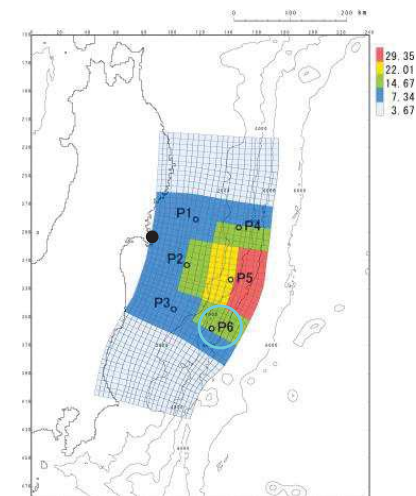


破壊開始点位置(P5)

【基準断層モデル③-2(大すべり域・超大すべり域の位置:南へ約40km移動, 破壊開始点位置:P6)】

(単位:(m))

破壊開始点	2号取水口前面	備考	(参考)	(参考)
			1号取水口前面	3号取水口前面
基準(同時破壊)	-8.78		-8.59	-8.80
1.0(km/s)	-9.20		-9.09	-9.25
1.5(km/s)	-8.93		-8.79	-8.97
2.0(km/s)	-8.82		-8.67	-8.83
2.5(km/s)	-8.73		-8.58	-8.76



破壊開始点位置(P6)

I. 第4章 4.5 津波予測計算 4.5.3 水位下降側評価の妥当性確認

4.5.3(1)検討方針

- 水位下降側評価の妥当性を確認するため、各基準断層モデルの大すべり域・超大すべり域の評価位置前後を対象に破壊開始点、破壊伝播速度の不確かさを考慮した検討を実施した。

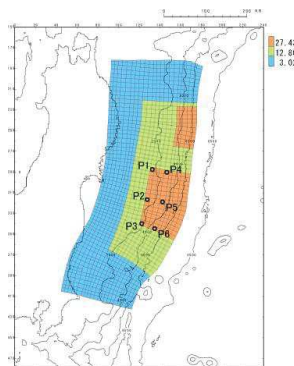
【水位下降側の評価】

特性化モデル	大すべり域・ 超大すべり域の位置	波源特性の不確かさ		2号取水口前面
		破壊開始点	破壊伝播速度	最大水位下降量(m)
基準断層モデル①-1	北へ約30km移動	P6	1.0(km/s)	-10.22
基準断層モデル②-1	基準	P5	1.0(km/s)	-10.38
基準断層モデル③-1	基準	P5	1.0(km/s)	-9.78

【検討ケース】

基準断層モデル①-1

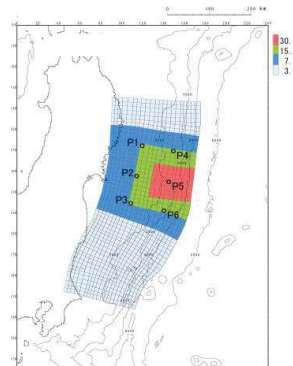
位置	備考
北へ約40km移動	
北へ約30km移動	評価位置
北へ約20km移動	



位置: 北へ約30km移動

基準断層モデル②-1

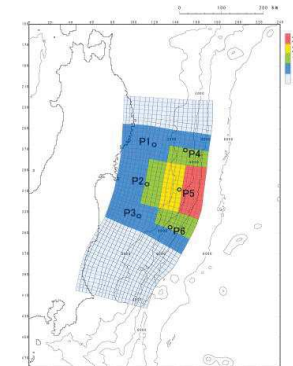
位置	備考
北へ約10km移動	
基準	評価位置(決定位置)
南へ約10km移動	



位置: 基準

基準断層モデル③-1

位置	備考
北へ約10km移動	
基準	評価位置
南へ約10km移動	



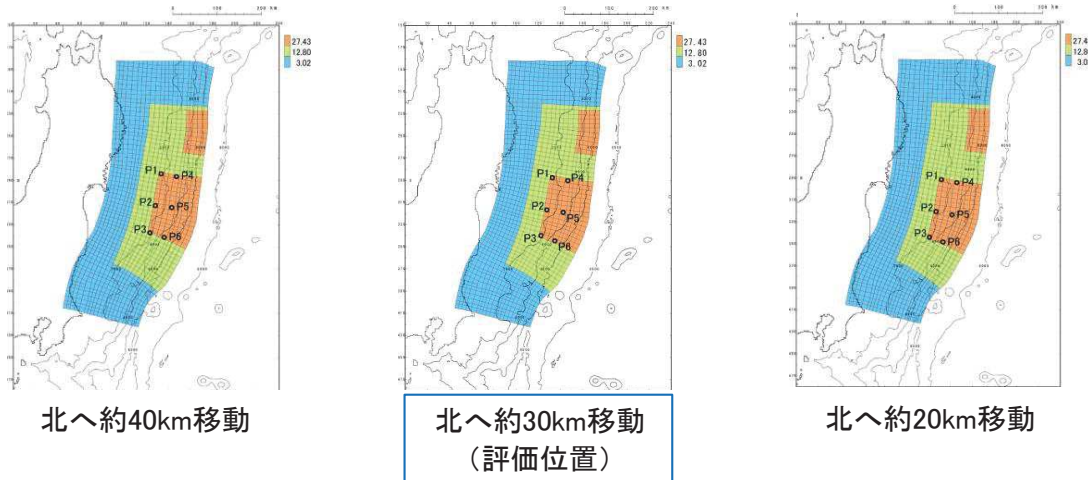
位置: 基準

I. 第4章 4.5 津波予測計算 4.5.3 水位下降側評価の妥当性確認

4.5.3(2)津波予測計算:基準断層モデル①(最大水位下降量)

- 「北へ約20km移動ケース」が最大となったものの、「北へ約30km移動ケース(評価位置)」の最大水位下降量と比較して、有意な差は認められないことを確認した。
- なお、「北へ約20km移動ケース」の最大水位下降量は、水位下降側評価最大ケース(基準断層モデル②)の最大水位下降量に包含されることを確認した。

■検討モデル



■津波予測計算結果

①破壊開始点の不確かさの考慮(破壊伝播速度:2.0(km/s))

破壊開始点	最大水位下降量(m)			備考
	北へ約40km移動	北へ約30km移動	北へ約20km移動	
基準(同時破壊)	-8.81	-8.61	-8.26	
P1	-9.04	-8.86	-8.54	
P2	-9.73	-9.63	-9.54	
P3	-9.81	-9.66	-9.54	
P4	-9.02	-8.85	-8.58	
P5	-9.77	-9.74	-9.63	
P6	-10.01	-9.97	-9.83	破壊伝播速度検討ケース

②破壊伝播速度の不確かさの考慮

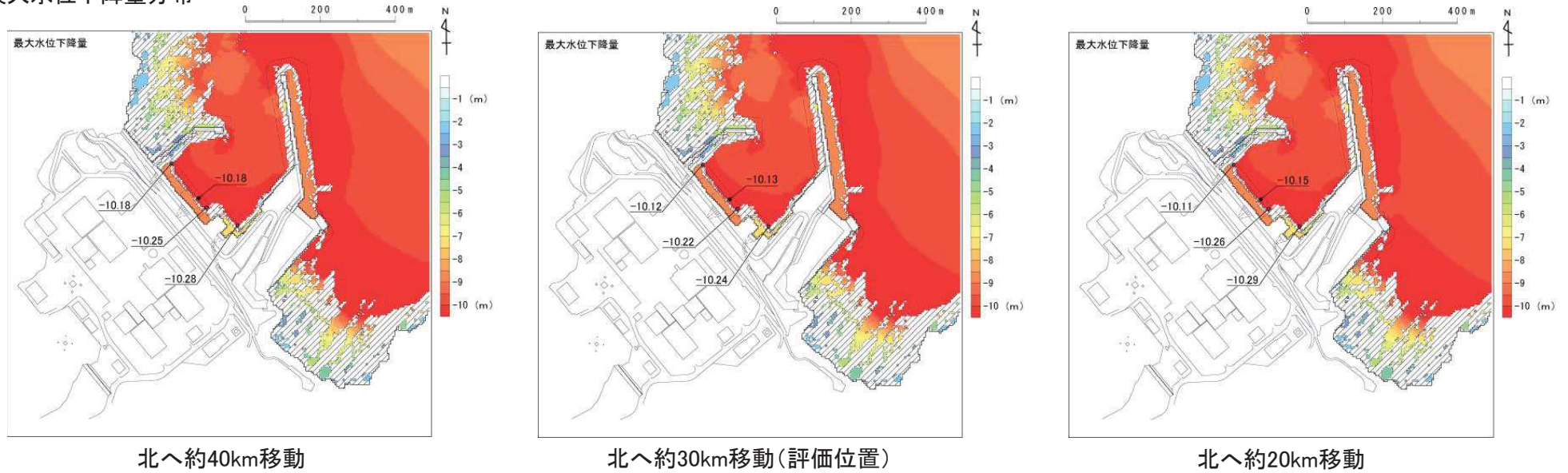
破壊伝播速度	北へ約40km移動(破壊開始点:P6)		北へ約30km移動(破壊開始点:P6)		北へ約20km移動(破壊開始点:P6)	
	最大水位下降量(m)	継続時間(分) [※]	最大水位下降量(m)	継続時間(分) [※]	最大水位下降量(m)	継続時間(分) [※]
基準(同時破壊)	-8.81	1.9	-8.61	1.8	-8.26	1.5
1.0(km/s)	<u>-10.25</u>	2.6	<u>-10.22</u>	2.6	<u>-10.26</u>	2.6
1.5(km/s)	-10.16	2.5	-10.14	2.5	-10.02	2.5
2.0(km/s)	-10.01	2.5	-9.97	2.5	-9.83	2.4
2.5(km/s)	-9.91	2.5	-9.79	2.4	-9.58	2.3

※:取水口敷高(T.P.-7.04m(O.P.-6.3m))を下回る継続時間

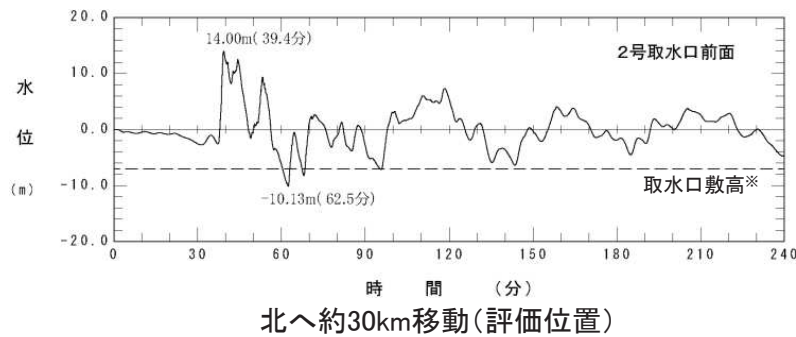
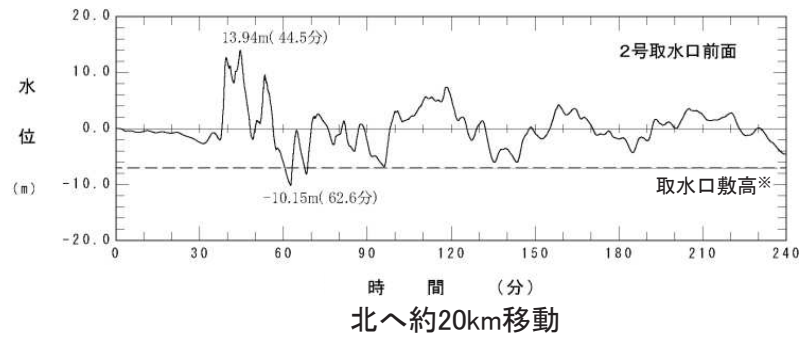
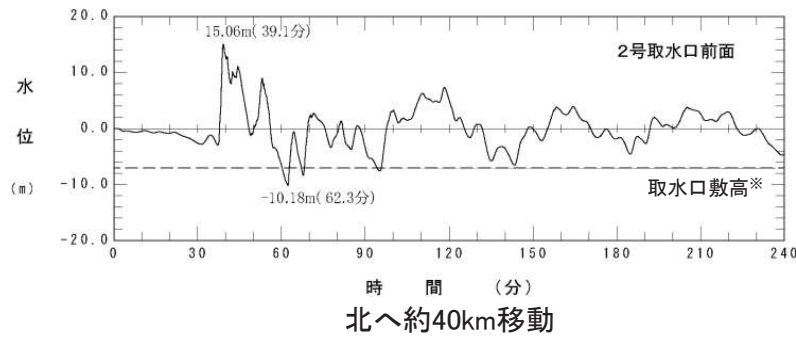
4.5.3(2)津波予測計算:基準断層モデル①(水位分布及び水位時刻歴波形)

- 各断層モデル最大ケースの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を以下に示す。

■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



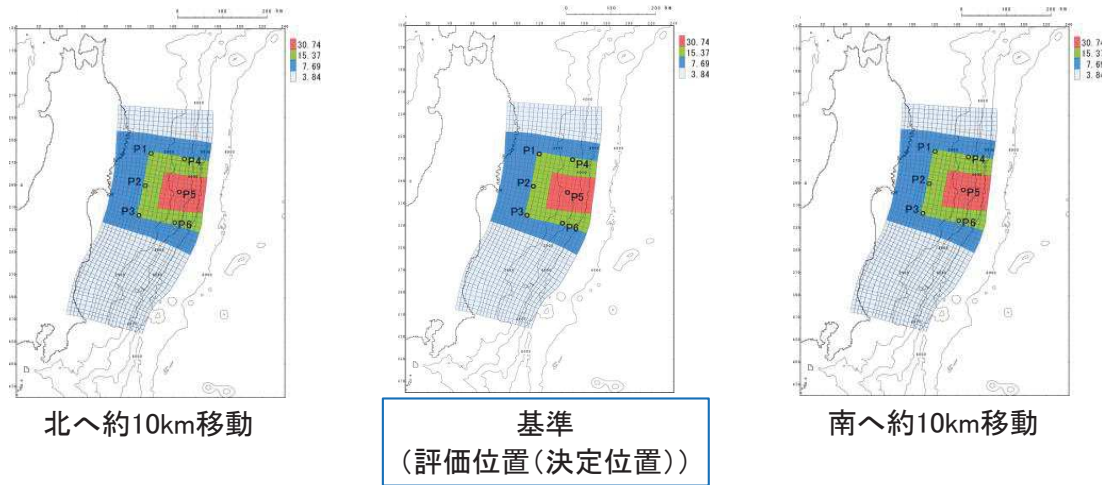
※: T.P.-7.04m(O.P.-6.3m)

I. 第4章 4.5 津波予測計算 4.5.3 水位下降側評価の妥当性確認

4.5.3(2)津波予測計算:基準断層モデル②(最大水位下降量)

- 検討の結果, 評価値(水位下降側評価最大ケース)に変更は無いことを確認した。

■検討モデル



■津波予測計算結果

①破壊開始点の不確かさの考慮(破壊伝播速度:2.0(km/s))

破壊開始点	最大水位下降量(m)			備考
	北へ約10km移動	基準	南へ約10km移動	
基準(同時破壊)	-7.64	-7.72	-8.23	
P1	-7.69	-7.73	-7.47	
P2	-8.13	-8.28	-8.21	
P3	-8.41	-8.61	-8.64	
P4	-8.19	-8.35	-8.46	
P5	-9.33	-9.42	-9.37	破壊伝播速度検討ケース
P6	-8.95	-9.07	-9.03	

②破壊伝播速度の不確かさの考慮

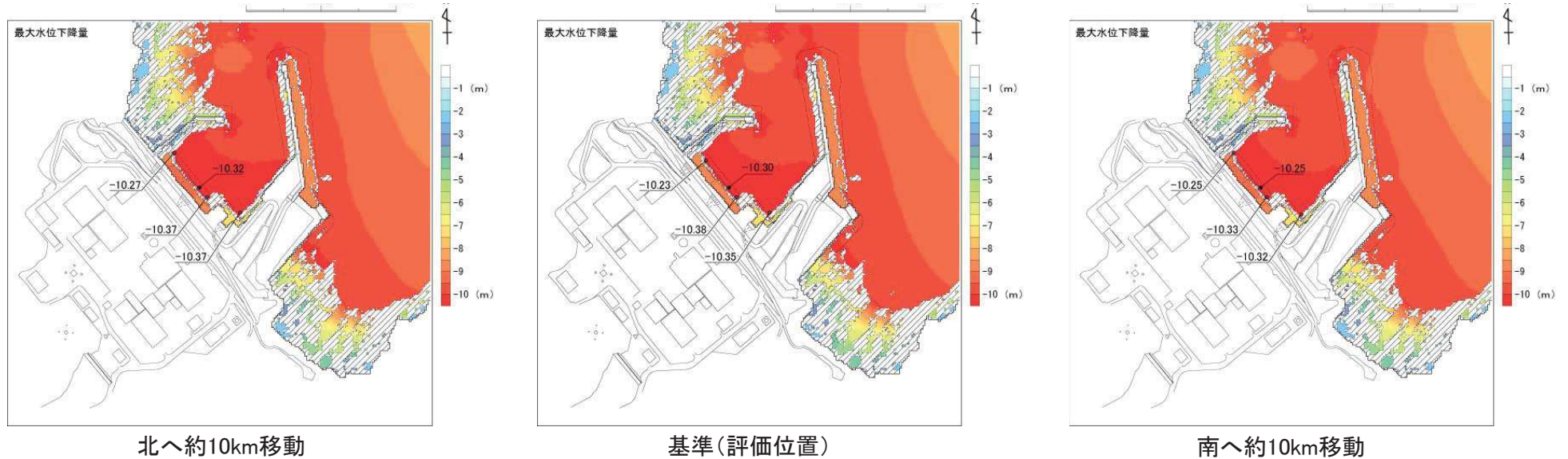
破壊伝播速度	北へ約10km移動(破壊開始点:P5)		基準(破壊開始点:P5)		南へ約10km移動(破壊開始点:P5)	
	最大水位下降量(m)	継続時間(分)※	最大水位下降量(m)	継続時間(分)※	最大水位下降量(m)	継続時間(分)※
基準(同時破壊)	-7.64	2.3	-7.72	2.4	-8.23	2.2
1.0(km/s)	<u>-10.37</u>	2.7	<u>-10.38</u>	2.6	<u>-10.33</u>	2.6
1.5(km/s)	-9.87	2.8	-9.89	2.7	-9.84	2.7
2.0(km/s)	-9.33	2.8	-9.42	2.7	-9.37	2.7
2.5(km/s)	-9.01	2.8	-9.08	2.7	-9.03	2.6

※: 取水口敷高(T.P.-7.04m(O.P.-6.3m))を下回る継続時間

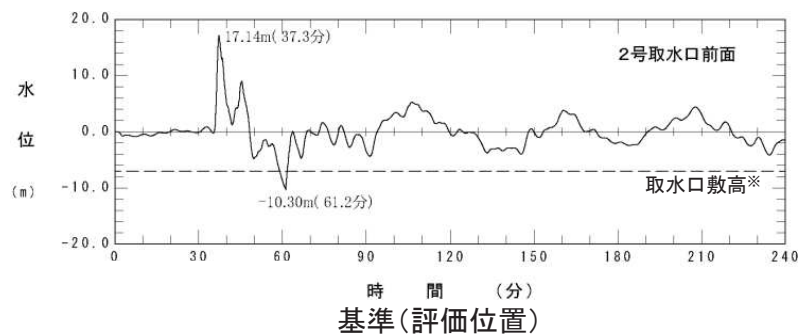
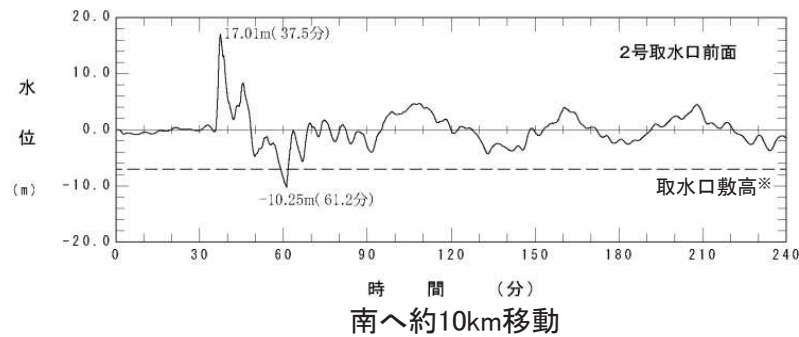
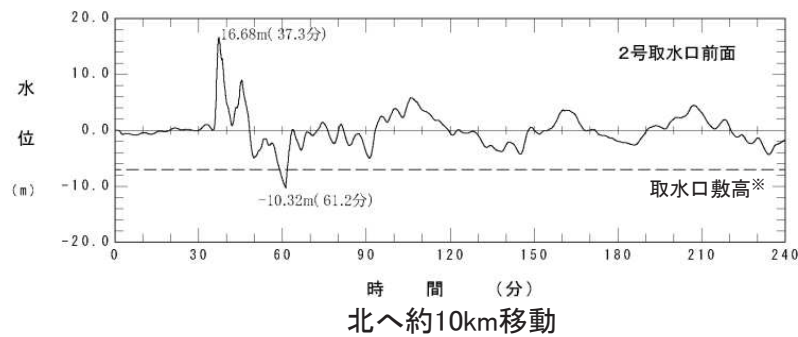
4.5.3(2)津波予測計算:基準断層モデル②(水位分布及び水位時刻歴波形)

- 各断層モデル最大ケースの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を以下に示す。

■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



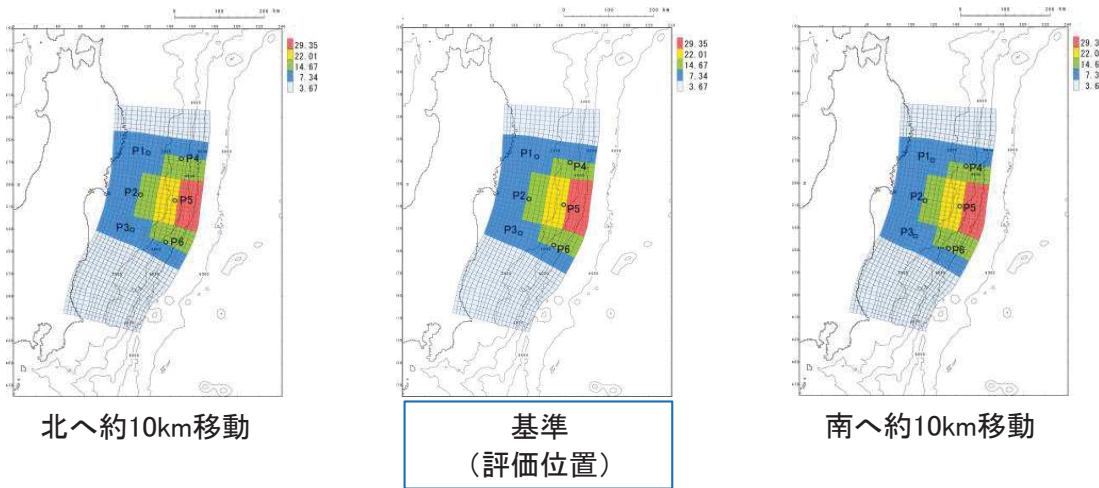
※: T.P.-7.04m(O.P.-6.3m)

I. 第4章 4.5 津波予測計算 4.5.3 水位下降側評価の妥当性確認

4.5.3(2)津波予測計算:基準断層モデル③(最大水位下降量)

- 検討の結果, 評価値(水位下降側評価最大ケース)に変更は無いことを確認した。

■検討モデル



■津波予測計算結果

①破壊開始点の不確かさの考慮(破壊伝播速度:2.0(km/s))

破壊開始点	最大水位下降量(m)			備考
	北へ約10km移動	基準	南へ約10km移動	
基準 (同時破壊)	-9.01	-8.98	-8.91	
P1	-8.70	-8.70	-8.70	
P2	-8.52	-8.46	-8.47	
P3	-8.56	-8.46	-8.42	
P4	-8.47	-8.39	-8.41	
P5	-8.78	-8.94	-8.86	破壊伝播速度 検討ケース
P6	-8.79	-8.79	-8.81	破壊伝播速度 検討ケース

②破壊伝播速度の不確かさの考慮

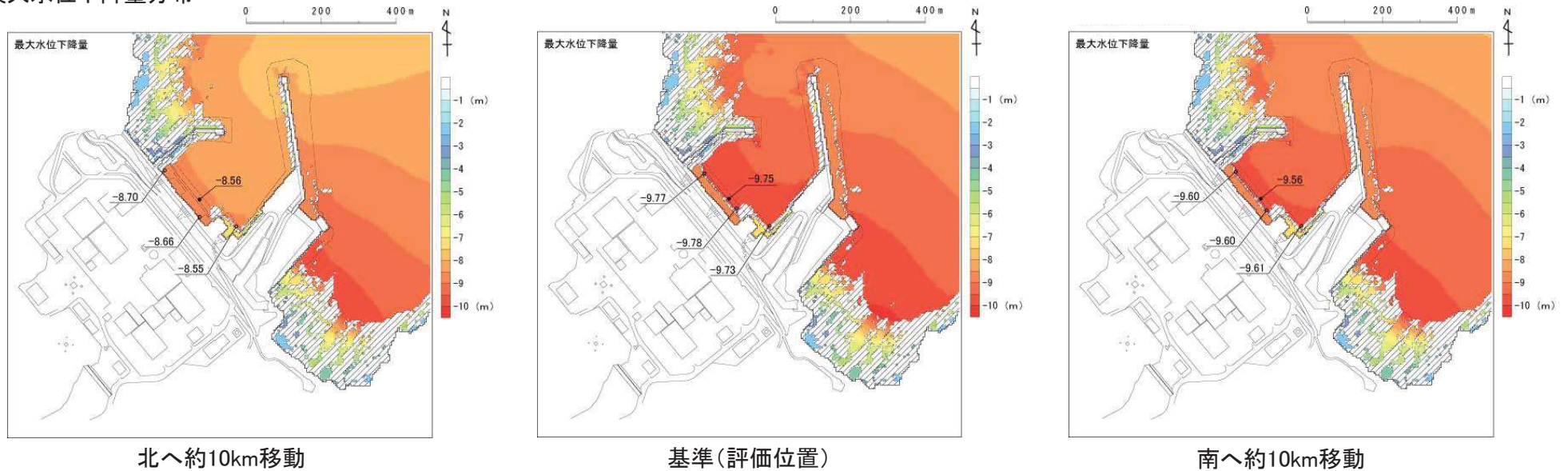
破壊伝播速度	北へ約10km移動 (破壊開始点:P6)		基準 (破壊開始点:P5)		南へ約10km移動 (破壊開始点:P5)	
	最大水位 下降量(m)	継続時間 (分) [※]	最大水位 下降量(m)	継続時間 (分) [※]	最大水位 下降量(m)	継続時間 (分) [※]
基準 (同時破壊)	<u>-9.01</u>	2.0	-8.98	2.3	-8.91	2.2
1.0(km/s)	-8.66	3.0	<u>-9.78</u>	2.9	<u>-9.60</u>	2.8
1.5(km/s)	-8.74	2.7	-9.23	2.8	-9.13	2.7
2.0(km/s)	-8.79	2.6	-8.94	2.7	-8.86	2.6
2.5(km/s)	-8.83	2.5	-8.76	2.7	-8.69	2.5

※: 取水口敷高(T.P.-7.04m(O.P.-6.3m))を下回る継続時間

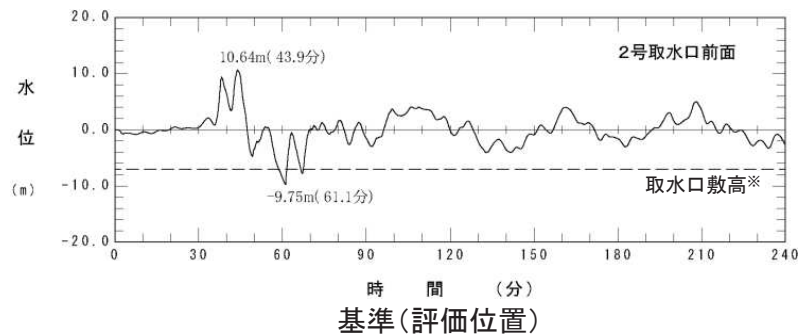
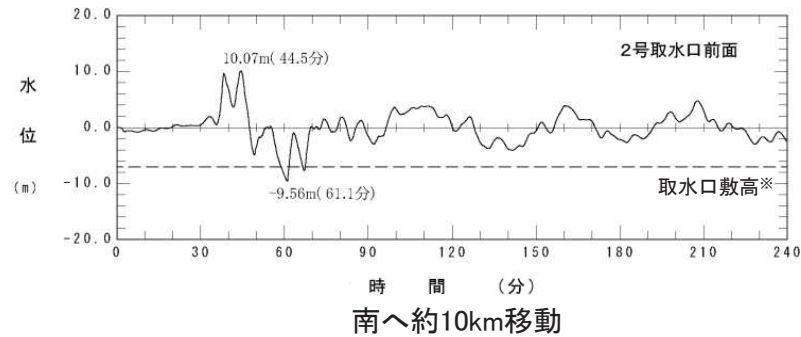
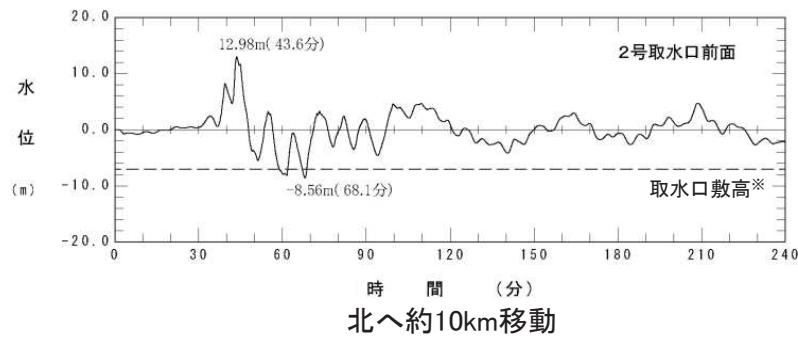
4.5.3(2)津波予測計算:基準断層モデル③(水位分布及び水位時刻歴波形)

各断層モデル最大ケースの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を以下に示す。

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



※: T.P.-7.04m (O.P.-6.3m)

I. 第4章 4.5 津波予測計算 4.5.3 水位下降側評価の妥当性確認

4.5.3(3)まとめ

- 各基準断層モデルの大すべり域・超大すべり域の評価位置前後を対象に破壊開始点、破壊伝播速度の不確かさを考慮した検討を実施し、水位下降側の評価は妥当であることを確認した。

【水位下降側】

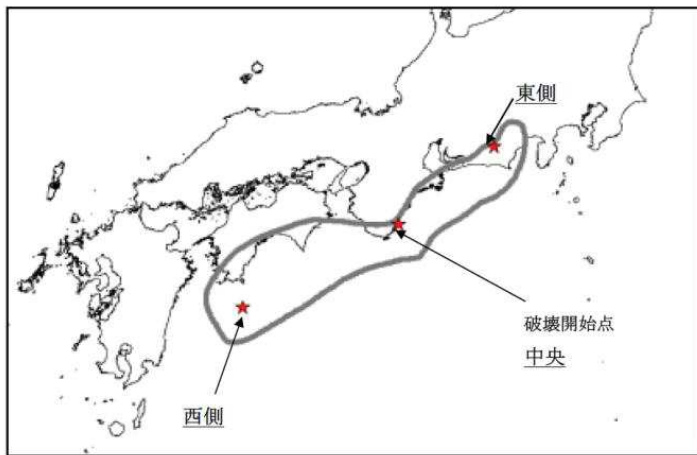
特性化モデル	大すべり域・ 超大すべり域 の位置	波源特性の不確かさ		2号取水口前面	
		破壊開始点	破壊伝播速度	最大水位下降量 (m)	取水口敷高を下回る 継続時間(分)
基準断層モデル ①-1	北へ約30km 移動	P6	1.0(km/s)	-10.22	2.6
基準断層モデル ②-1	基準	P5	1.0(km/s)	<u>-10.38</u>	2.6
基準断層モデル ③-1	基準	P5	1.0(km/s)	-9.78	2.9
2号機非常用海水ポンプの運転可能継続時間				約26	

4.5.4(1)検討方針(1/2)

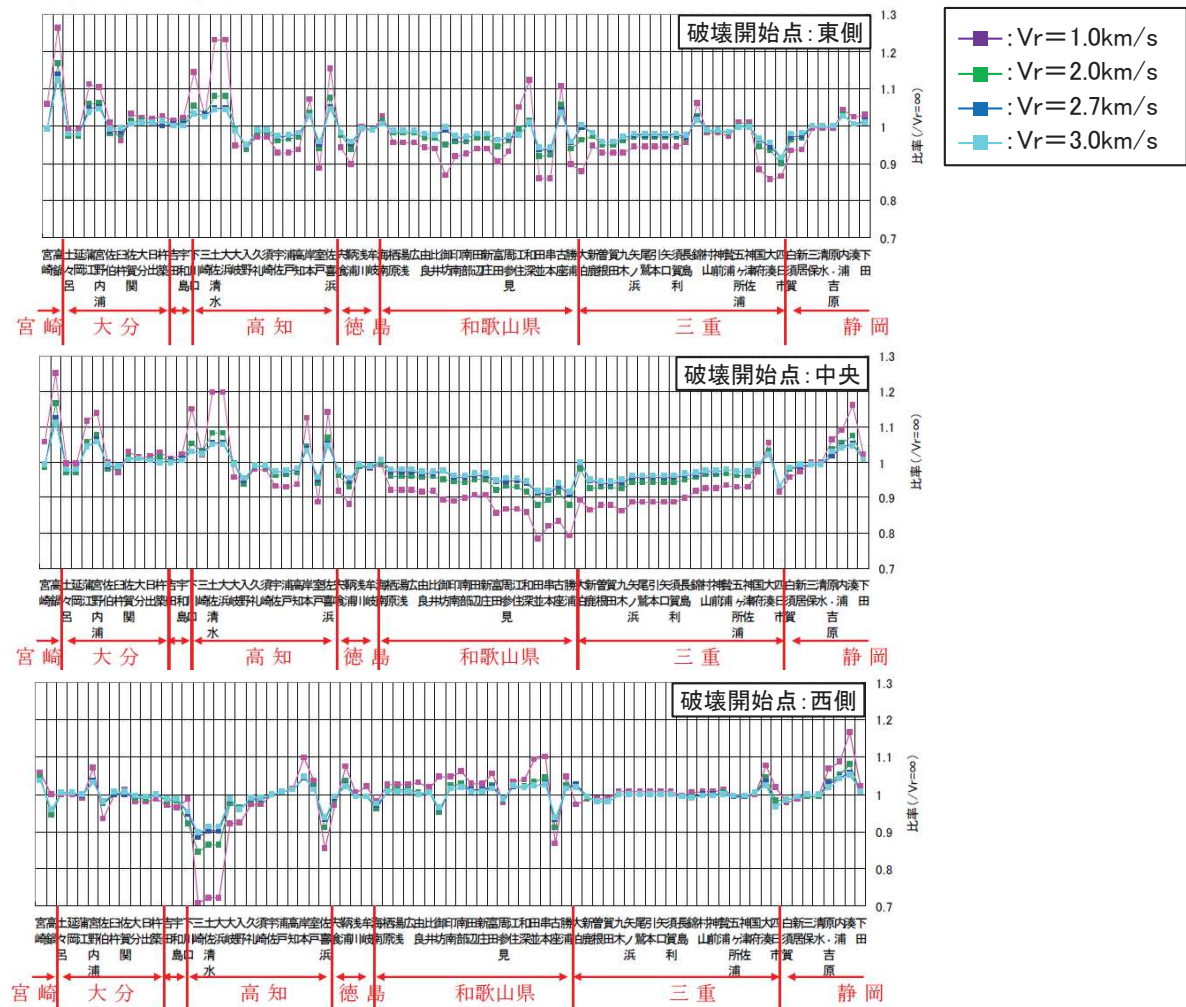
- 水位上昇側について、「基準断層モデル①-1」と「基準断層モデル③-1」は、同時破壊ケースが決定ケースとなる一方で、「基準断層モデル②-1」は、破壊開始点を設けたケースが決定ケースとなり、基準断層モデル間で不確かさの影響度合いに違いが見られることから、その要因を分析した。
- 破壊開始点、破壊伝播速度が津波高さに与える影響について、内閣府中央防災会議(2003)では、東海・東南海・南海地震の断層モデルを用いて検討し、以下のとおり考察している。

【同時破壊ケースに対する破壊開始点及び破壊伝播速度を変化させた場合の影響】

- 破壊が伝播していく方向では、津波のディレクティビティ効果により、津波高さは大きくなる。また、その程度は破壊伝播速度が遅いほど大きい。
- 逆に、反対側の津波高さは小さくなる。



断層モデルと破壊開始点の位置
(内閣府中央防災会議(2003))

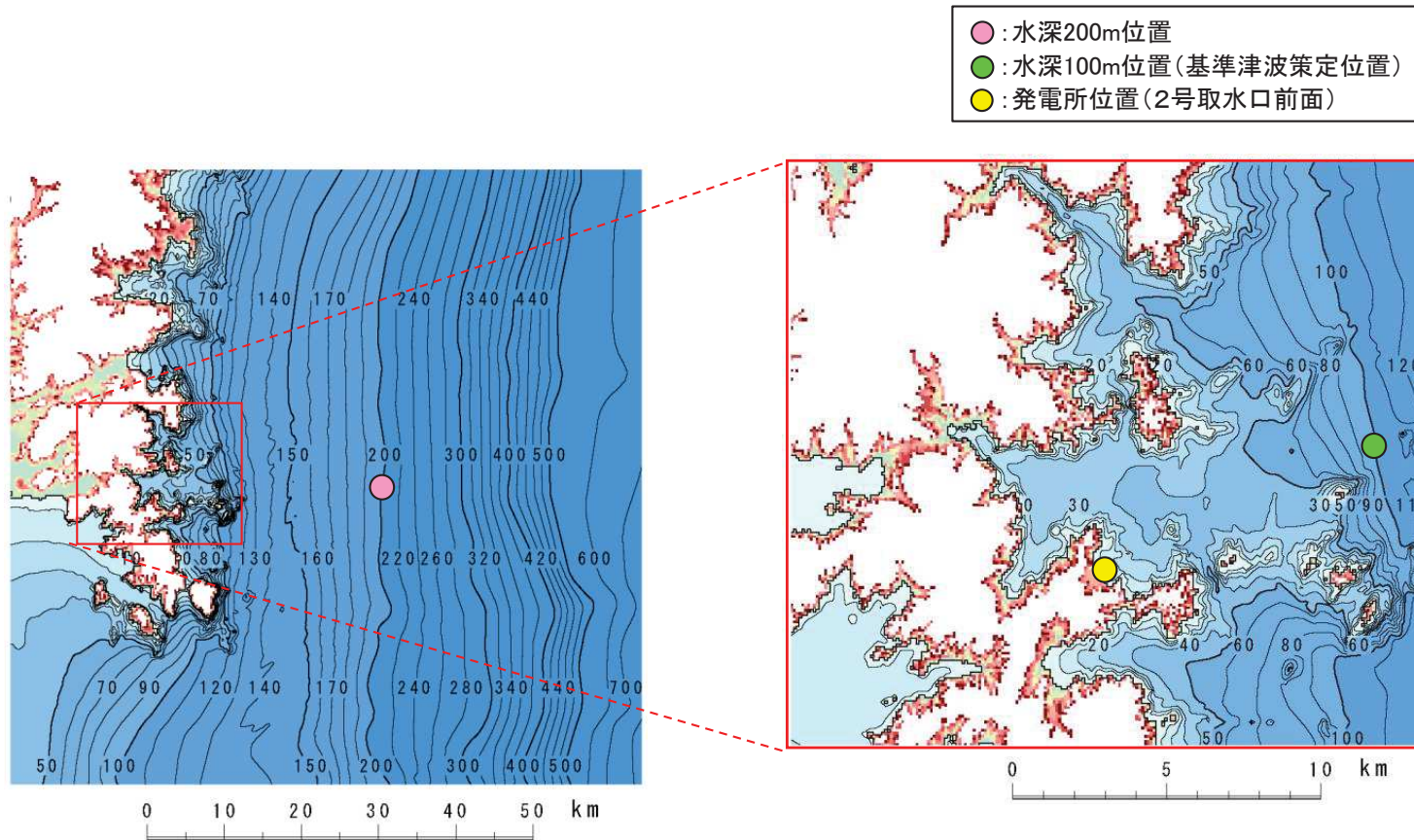


破壊開始点、破壊伝播速度を考慮した場合の津波の高さ($V_r = \infty$ に対する比)(内閣府中央防災会議(2003)に一部加筆)

I. 第4章 4.5 津波予測計算 4.5.4 波源特性の不確かさの影響分析

4.5.4(1)検討方針(2/2)

- 内閣府中央防災会議(2003)の知見を参考として、各基準断層モデルにおける同時破壊ケースと破壊開始点設定ケースの水位時刻歴波形を比較し、各モデル間の違いを整理した。
- また、それらの要因について、津波高さに支配的となる地殻変動量分布と破壊開始点位置の関係の違いから考察した。



水位時刻歴波形の比較位置

I. 第4章 4.5 津波予測計算 4.5.4 波源特性の不確かさの影響分析

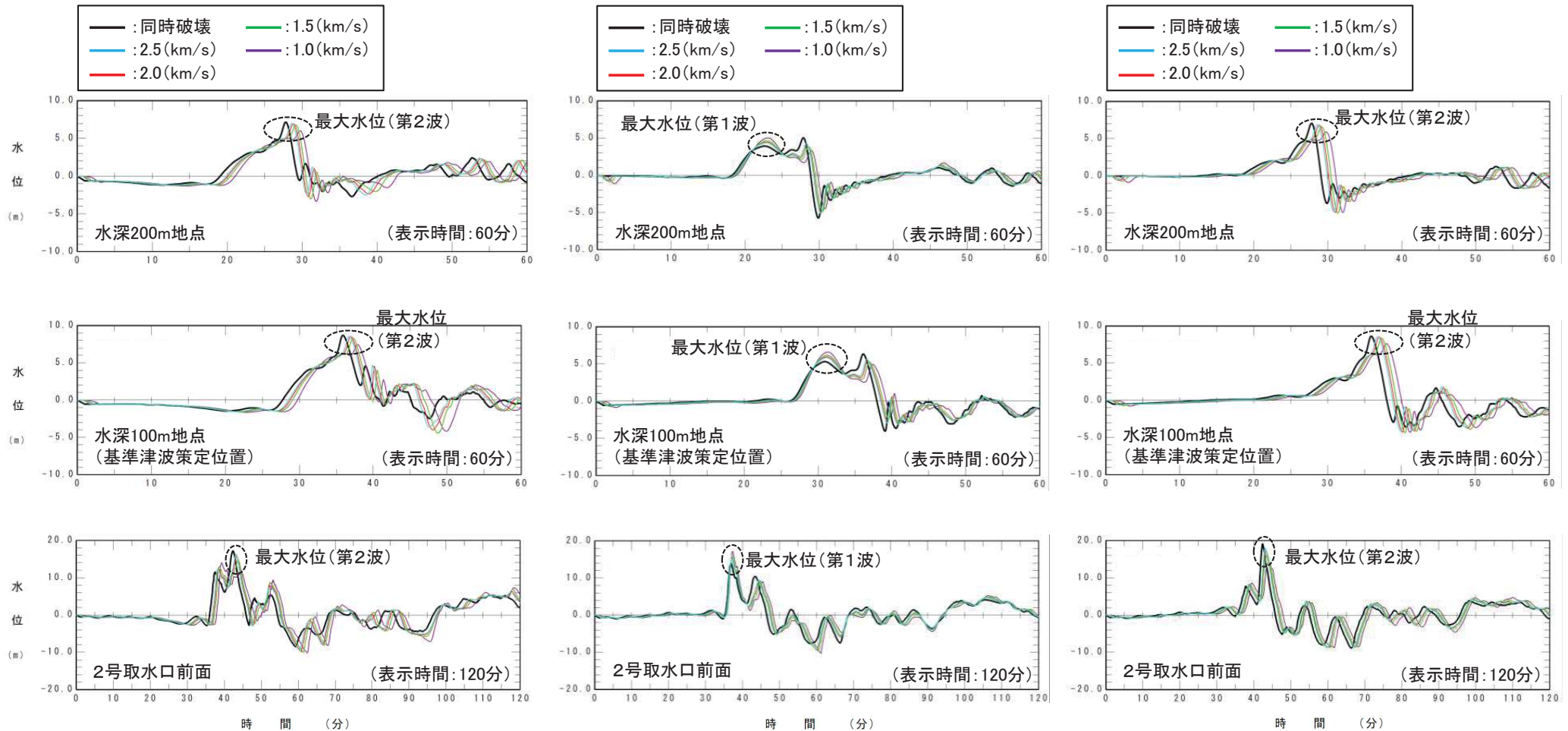
4.5.4(2)水位時刻歴波形の比較

- 「基準断層モデル②-1」は、第1波で最大水位が発生する。また、破壊開始点を設定した方が津波高さは大きくなり、その程度は、内閣府中央防災会議(2003)の結果と同様に、破壊伝播速度が遅いほど大きい。
- 「基準断層モデル①-1」と「基準断層モデル③-1」は、第2波で最大水位が発生する。また、破壊開始点を設定した方が津波高さは小さくなり、その程度は、破壊伝播速度が遅いほど大きい。

【基準断層モデル①-1】

【基準断層モデル②-1】

【基準断層モデル③-1】

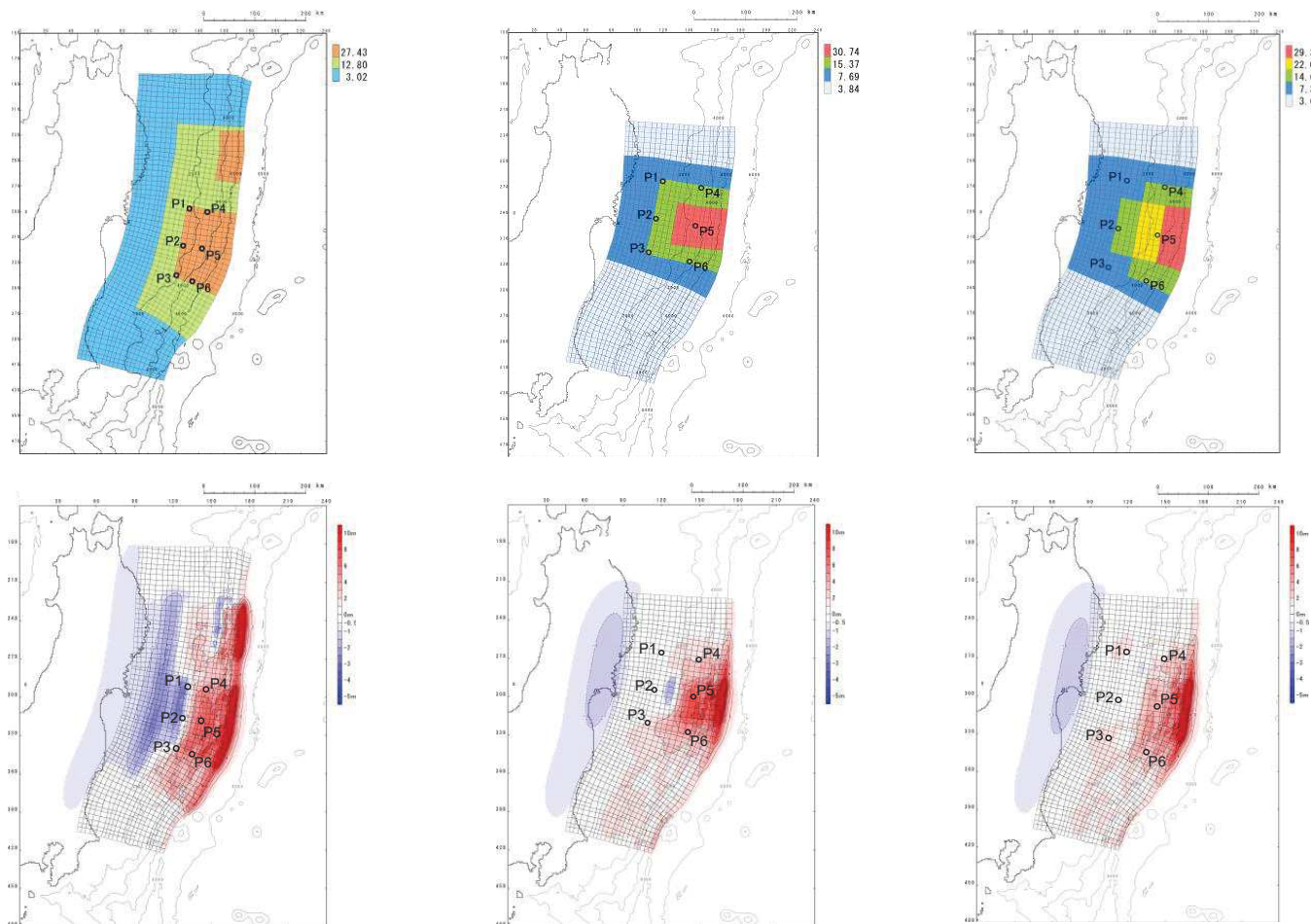


I. 第4章 4.5 津波予測計算 4.5.4 波源特性の不確かさの影響分析

4.5.4(3)分析結果

- 「基準断層モデル①-1」と「基準断層モデル③-1」は、「基準断層モデル②-1」と比較して、海溝側の地殻変動量が沿岸の津波高さに与える影響が大きい。
- 破壊開始点(P4~P6)は海溝沿いより陸側に位置することから、津波のディレクティビティ効果により「基準断層モデル①-1」と「基準断層モデル③-1」は、同時破壊ケースに比べて破壊開始点を設けたケースの津波高さが小さくなる。
- 一方、「基準断層モデル①-1」と「基準断層モデル③-1」に比べて陸側の地殻変動量が沿岸の津波高さに与える影響が大きい「基準断層モデル②-1」は、津波のディレクティビティ効果により破壊開始点を設けたケースの方が津波高さが大きくなる。

■各モデルのすべり量分布・破壊開始点位置(上図)と地殻変動量分布(ライズタイム300(s)相当, 下図)



基準断層モデル①-1

基準断層モデル②-1

基準断層モデル③-1

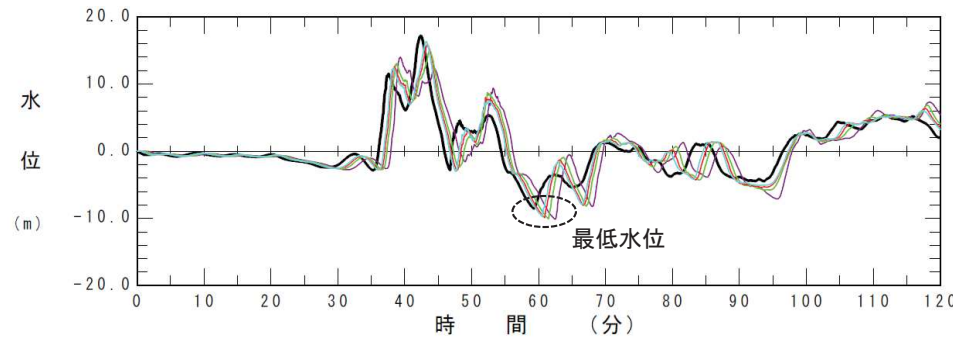
I. 第4章 4.5 津波予測計算 4.5.4 波源特性の不確かさの影響分析

4.5.4(4)まとめ

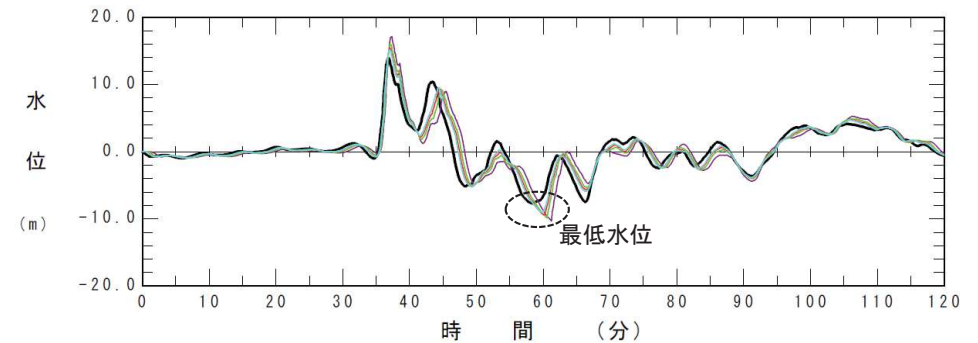
- 水位上昇側について、「基準断層モデル①-1」と「基準断層モデル③-1」は同時破壊ケースが決定ケースとなる一方で、「基準断層モデル②-1」は破壊開始点を設けたケースが決定ケースとなり、基準断層モデル間で不確かさの影響度合いに違いが見られたことから、その要因を分析した。
- 分析の結果、沿岸の津波高さに与える影響が大きい地殻変動範囲と破壊開始点の位置関係の違いによるものと考えられる。
- なお、水位下降側については、各モデルともに破壊開始点を設けたケースが決定ケースとなり、最低水位は第1波以降の後続波で評価されている。これは、破壊開始点を設定することに伴う津波の増幅効果によるものと考えられる(下図参照)。

■ 水位下降側決定ケースの2号取水口前面における水位時刻歴波形

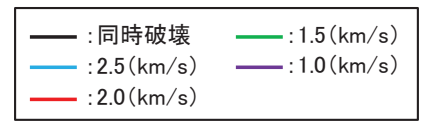
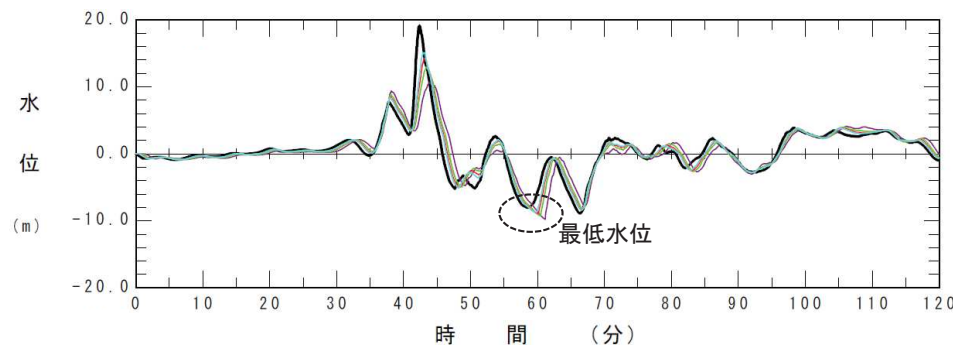
【基準断層モデル①-1 (破壊開始点:P6)】



【基準断層モデル②-1 (破壊開始点:P5)】

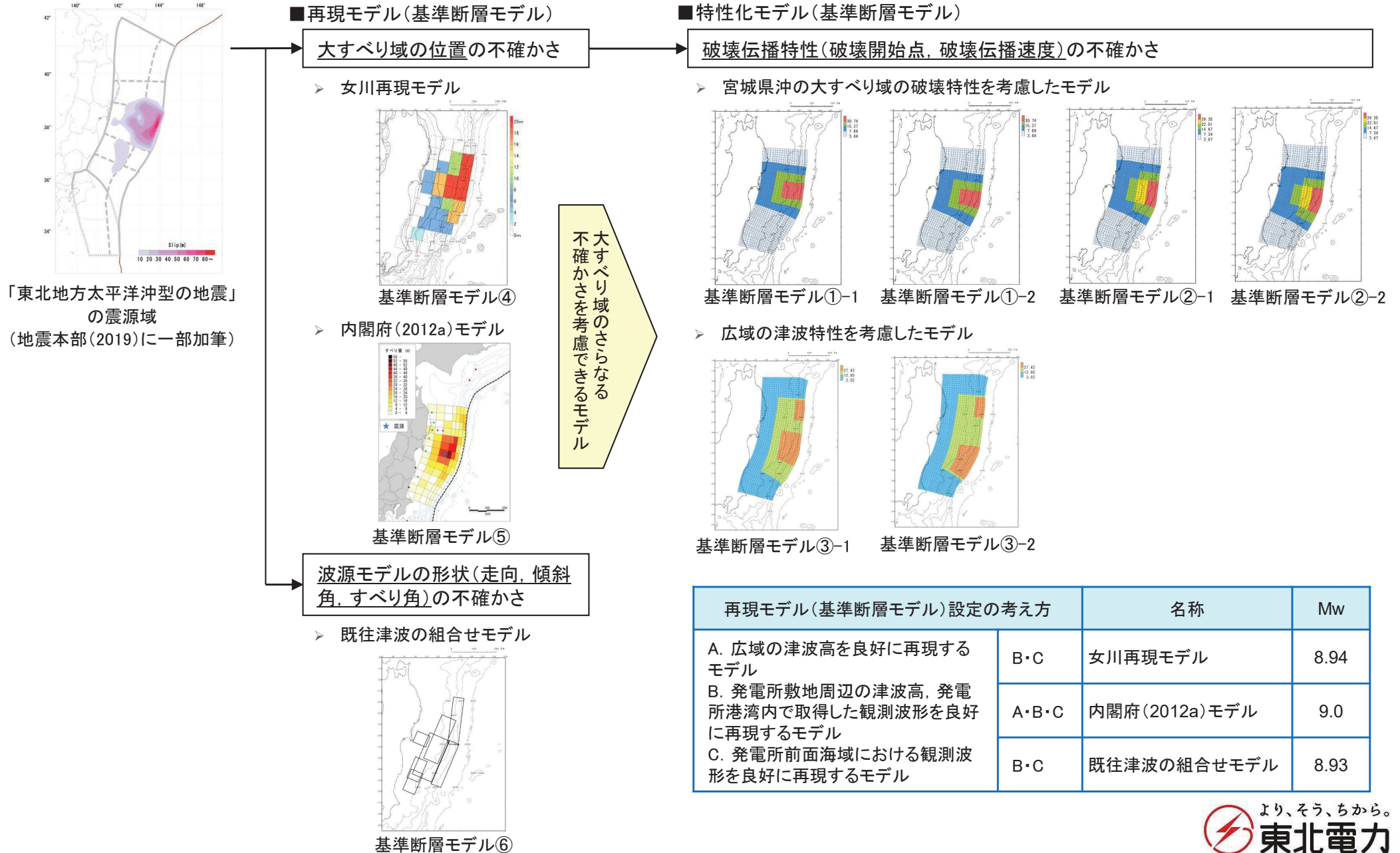


【基準断層モデル③-1 (破壊開始点:P5)】



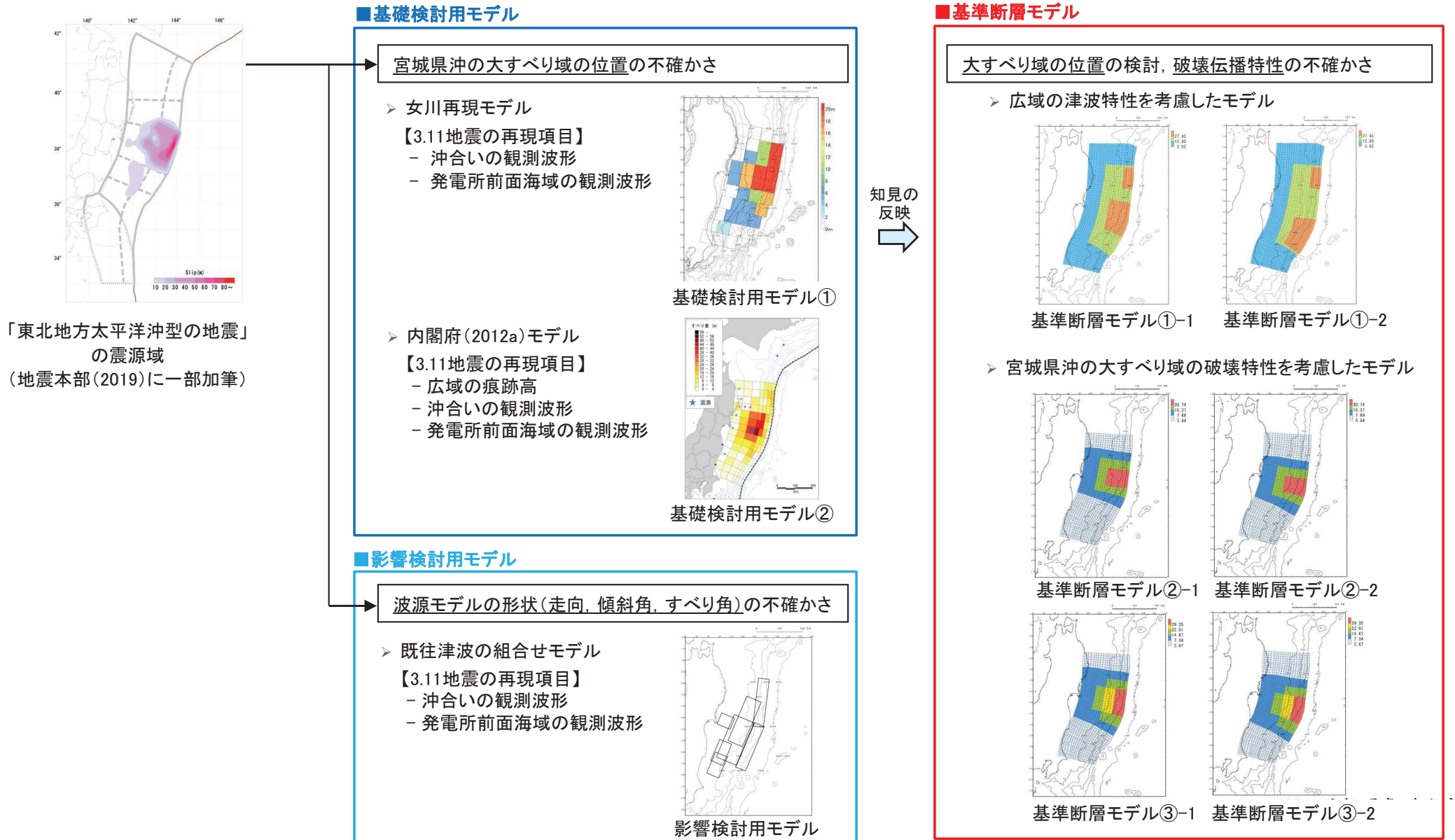
4.6.1 概要:申請時

- M9クラスの巨大地震の発生要因に応じた各波源特性の不確かさを適切に考慮するため、3.11地震の破壊現象を表すモデルとして、広域～発電所周辺の痕跡高及び観測波形を良好に再現する再現モデル(基準断層モデル)を設定するとともに、発電所の津波高さに与える影響が大きい宮城県沖の大すべり域のさらなる不確かさを考慮できるモデルとして、特性化モデル(基準断層モデル)を設定した。



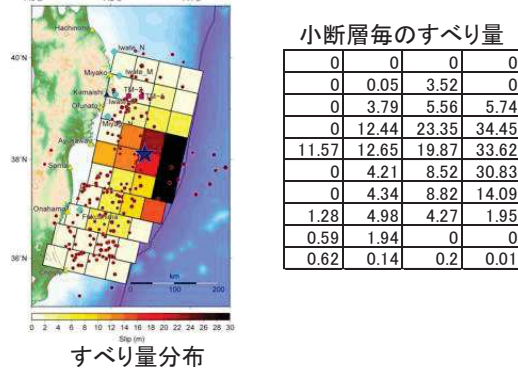
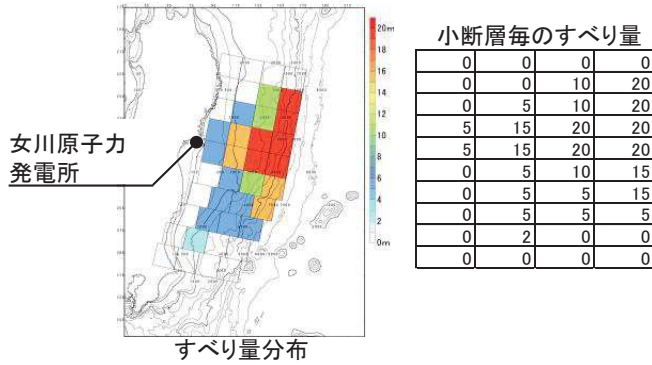
4.6.1 概要: 基準断層モデルの再整理

- **女川再現モデル・内閣府(2012a)モデル**は、3.11地震時に見られた宮城県沖における大すべり域の位置の不確かさが発電所の津波高さに与える影響を検討するモデルであるとともに、特性化モデル設定にあたって反映が必要な知見を整理する(基となる)モデルでもあることを踏まえ、基準断層モデルから基礎検討用モデルとして位置付けを変更した。
- **既往津波の組合せモデル**は、3.11地震を基本として、土木学会(2002, 2016)で示される不確かさの考慮方法を適用した場合の影響を検討するモデルであり、プレート境界面の形状や3.11地震の破壊現象を表すモデルでは無いことを踏まえ、基準断層モデルから影響検討用モデルとして位置付けを変更した。
- 以上から、**特性化モデル**のみを、「東北地方太平洋沖の地震」に起因する津波の評価に用いる基準断層モデルとした。

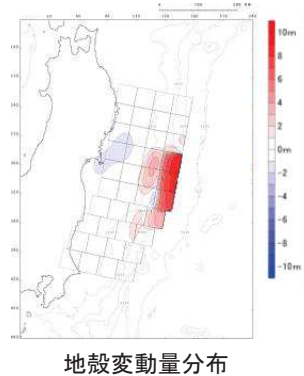
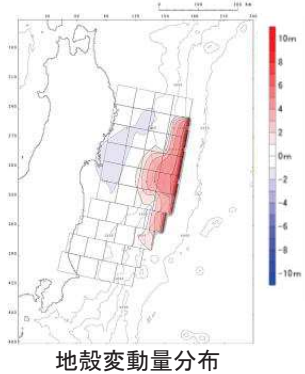
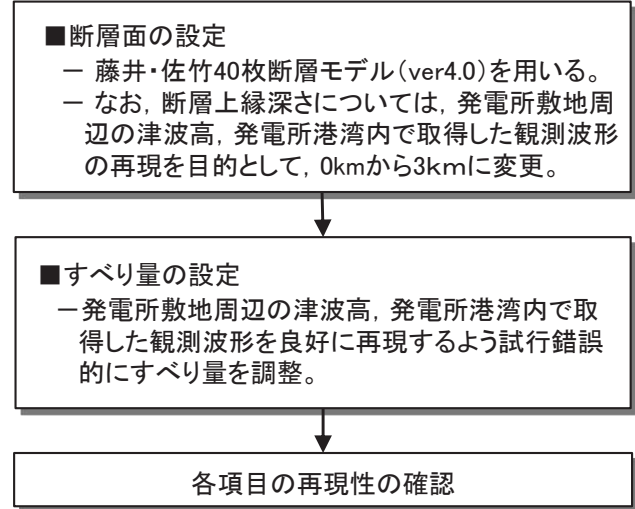


■基礎検討用モデル①

(参考)藤井・佐竹40枚断層モデル(ver.4.0)



【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(2016)	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

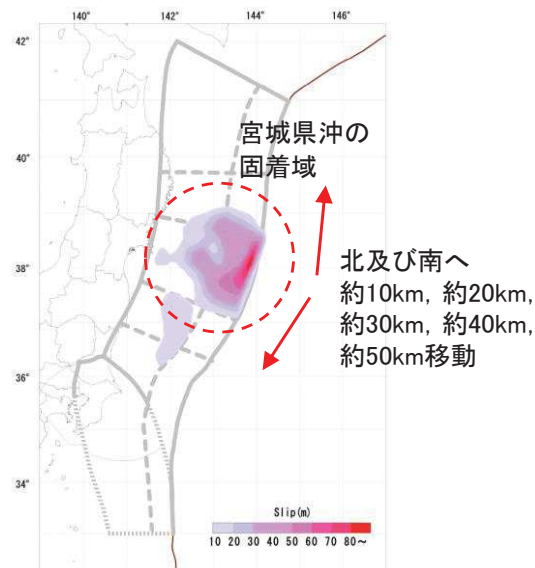
断層パラメータ		設定方法	設定値
走向	θ (°)	藤井・佐竹(ver.4.0) [*]	193
断層上縁深さ	d(km)	東北電力(2011)	3
傾斜角	δ (°)	藤井・佐竹(ver.4.0) [*]	14
すべり角	λ (°)	藤井・佐竹(ver.4.0) [*]	81
最大すべり量	D _{max} (m)	東北電力(2011)	20.00
ライズタイム	τ (s)	東北電力(2011)	60

^{*} 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。

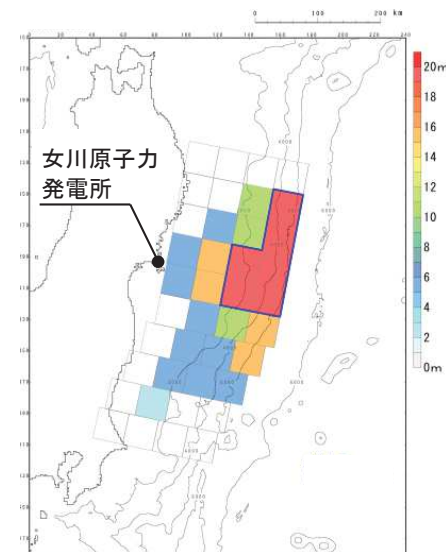
4.6.2(2)波源特性の不確かさの考慮

- 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、破壊位置にゆらぎが存在する可能性(不確かさ)を考慮した検討を実施した。
- 変動範囲について、同モデルは、3.11地震における宮城県沖の破壊現象を再現するモデルであることを考慮して、宮城県沖の領域内で検討した。

項目	変動範囲
位置	基準, 北へ約10km, 約20km, 約30km, 約40km, 約50km, 南へ約10km, 約20km, 約30km, 約40km, 約50km移動



大すべり域の位置の不確かさの検討範囲
(地震調査研究推進本部(2019)に一部加筆)

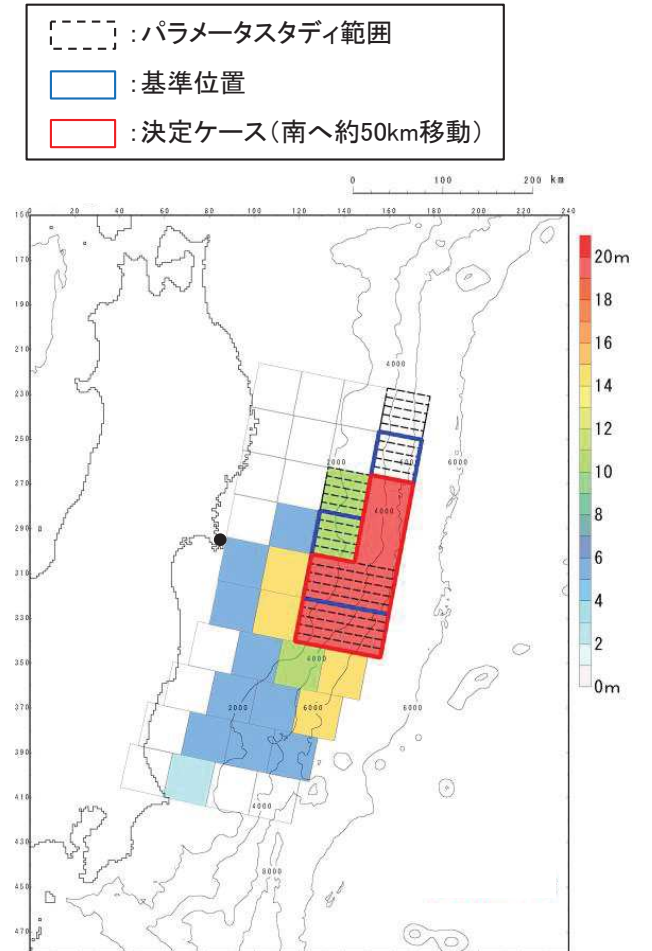


基礎検討用モデル①

4.6.2(3)津波予測計算結果: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
位置							
北へ約50km移動	10.29	10.13	10.15	10.15	9.46	9.38	
北へ約40km移動	12.41	12.11	12.15	12.14	11.09	11.20	
北へ約30km移動	11.85	11.71	11.73	11.66	10.69	10.81	
北へ約20km移動	11.84	11.56	11.58	11.58	10.79	10.80	
北へ約10km移動	12.16	11.82	11.88	11.88	11.19	11.16	
基準	12.46	12.22	12.21	12.16	11.57	11.52	
南へ約10km移動	12.69	12.35	12.31	12.29	11.80	11.68	
南へ約20km移動	12.90	12.59	12.60	12.62	12.27	12.10	
南へ約30km移動	13.83	13.44	13.41	13.39	13.26	13.09	
南へ約40km移動	15.07	14.23	14.35	14.37	14.39	14.06	
南へ約50km移動	15.89	15.00	15.22	15.24	15.22	14.78	決定ケース



検討した大すべり域の位置

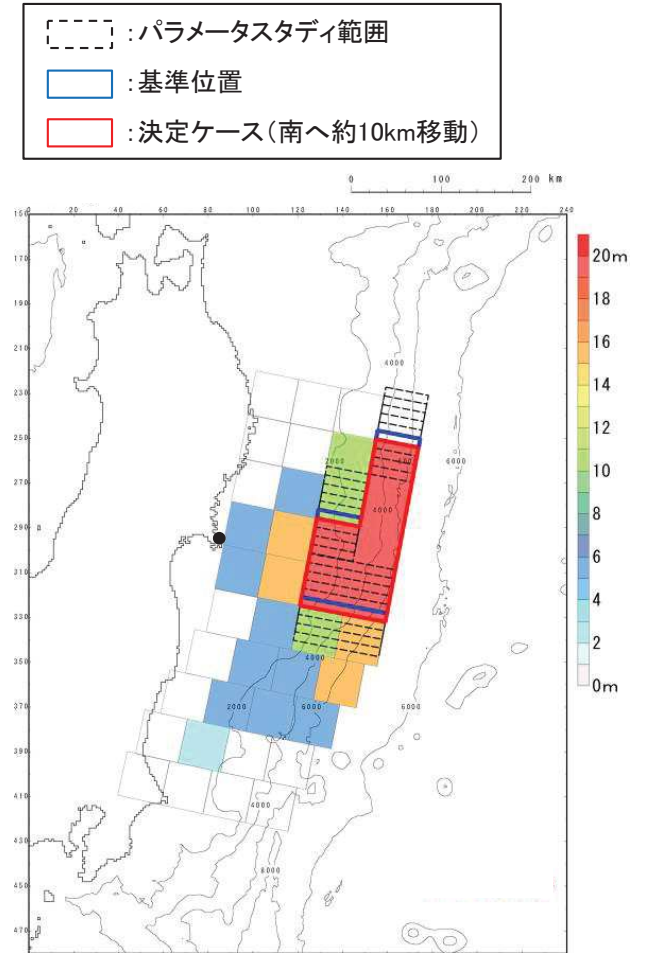
4.6.2(3)津波予測計算結果:水位下降側

第378回審査会合(H28.7.8)
資料1-2 p77 再掲

パラメータの変動範囲	2号取水口 前面	備考
位置		
北へ約50km移動	-6.99	
北へ約40km移動	-7.09	
北へ約30km移動	-6.08	
北へ約20km移動	-5.28	
北へ約10km移動	-6.71	
基準	-8.02	
南へ約10km移動	-8.25	決定ケース
南へ約20km移動	-7.77	
南へ約30km移動	-6.75	
南へ約40km移動	-7.08	
南へ約50km移動	-7.49	

(単位:(m))

(参考) 1号取水口 前面	(参考) 3号取水口 前面
-7.00	-6.89
-6.88	-6.97
-6.29	-6.08
-5.21	-5.31
-6.82	-6.74
-8.02	-8.02
-8.16	-8.34
-7.80	-7.75
-6.88	-6.72
-7.01	-7.05
-7.42	-7.52

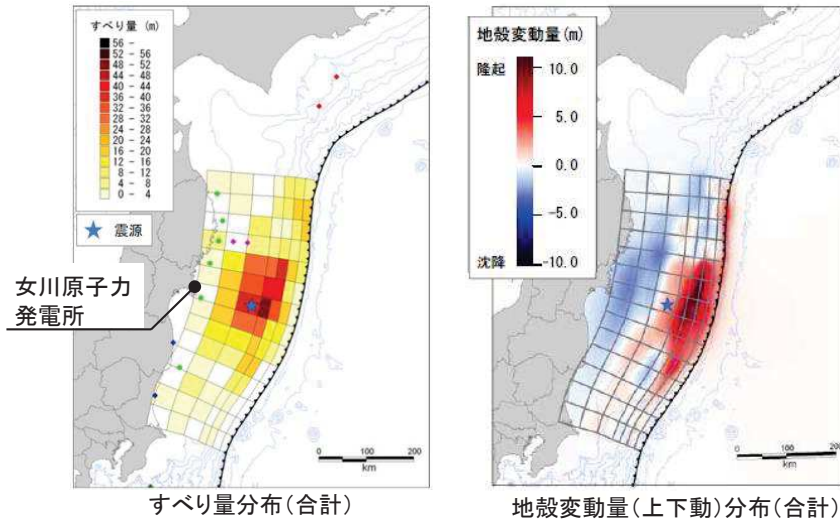


検討した大すべり域の位置

4.6.3(1)設定概要

・ 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

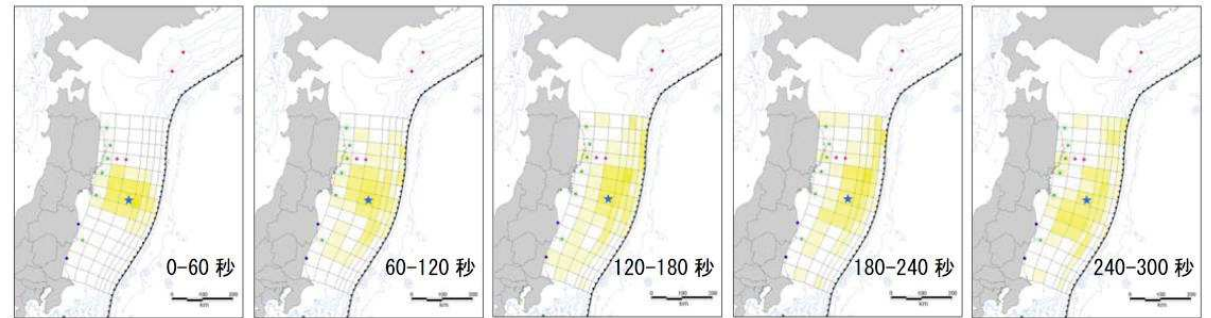
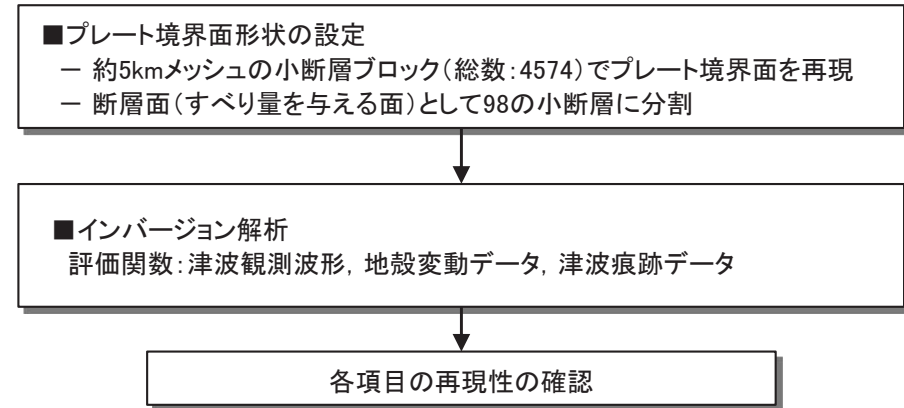


基礎検討用モデル②

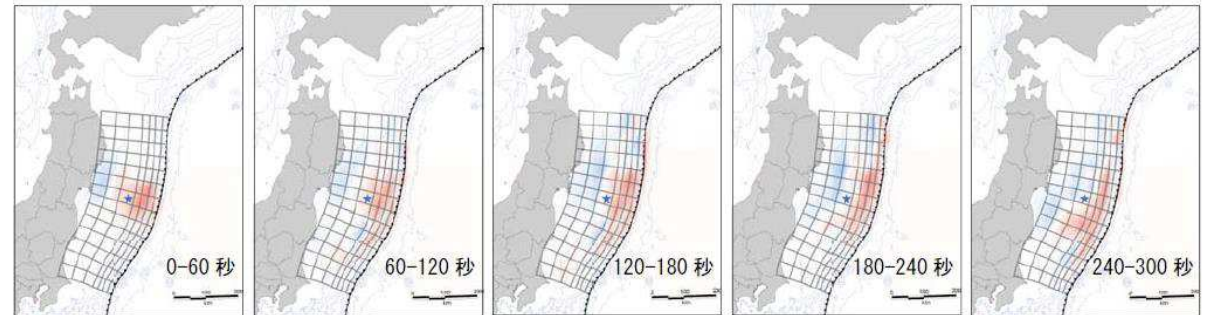
諸元

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($\Delta\sigma$)	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)

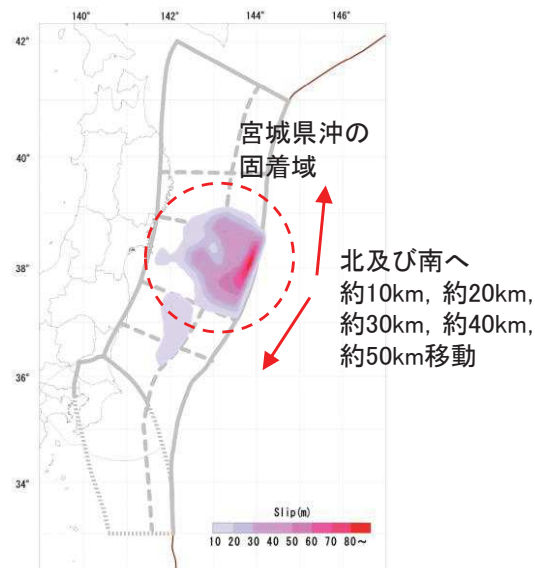


地殻変動量(上下動)分布(60秒間隔)

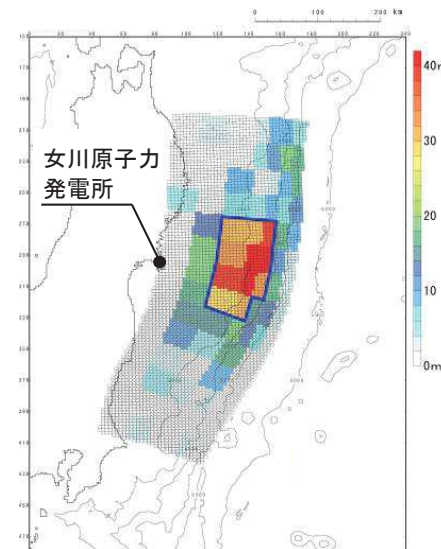
4.6.3(2)波源特性の不確かさの考慮

- 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、破壊位置にゆらぎが存在する可能性(不確かさ)を考慮した検討を実施した。
- 変動範囲について、同モデルは、3.11地震における宮城県沖の破壊現象を再現するモデルであることを考慮して、宮城県沖の領域内で検討した。

項目	変動範囲
位置	基準, 北へ約10km, 約20km, 約30km, 約40km, 約50km, 南へ約10km, 約20km, 約30km, 約40km, 約50km移動



大すべり域の位置の不確かさの検討範囲
(地震調査研究推進本部(2019)に一部加筆)



基礎検討用モデル②

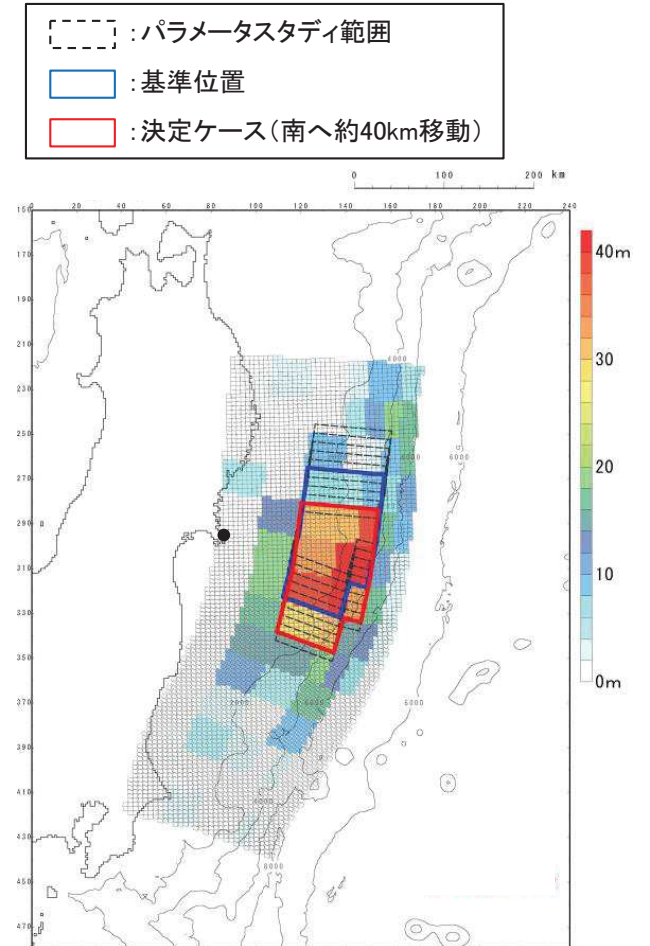
□ : 大すべり域の位置
(基準位置)

4.6.3(3)津波予測計算:水位上昇側

第378回審査会合(H28.7.8)
資料1-2 p80 再掲

(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	11.98	11.79	11.76	11.75	11.59	11.54	
北へ約40km移動	11.24	10.91	10.92	10.97	10.75	10.72	
北へ約30km移動	11.86	11.62	11.66	11.68	11.11	11.17	
北へ約20km移動	11.59	11.40	11.41	11.44	10.84	10.95	
北へ約10km移動	11.68	11.42	11.39	11.33	11.16	11.18	
基準	12.61	12.18	12.18	12.14	12.00	12.01	
南へ約10km移動	13.52	12.98	13.05	13.09	12.93	12.81	
南へ約20km移動	14.92	14.55	14.50	14.50	14.18	14.17	
南へ約30km移動	16.45	16.15	16.11	16.08	15.45	15.43	
南へ約40km移動	17.54	17.15	17.03	16.92	15.93	15.86	決定ケース
南へ約50km移動	17.49	17.00	16.87	16.71	15.31	15.31	



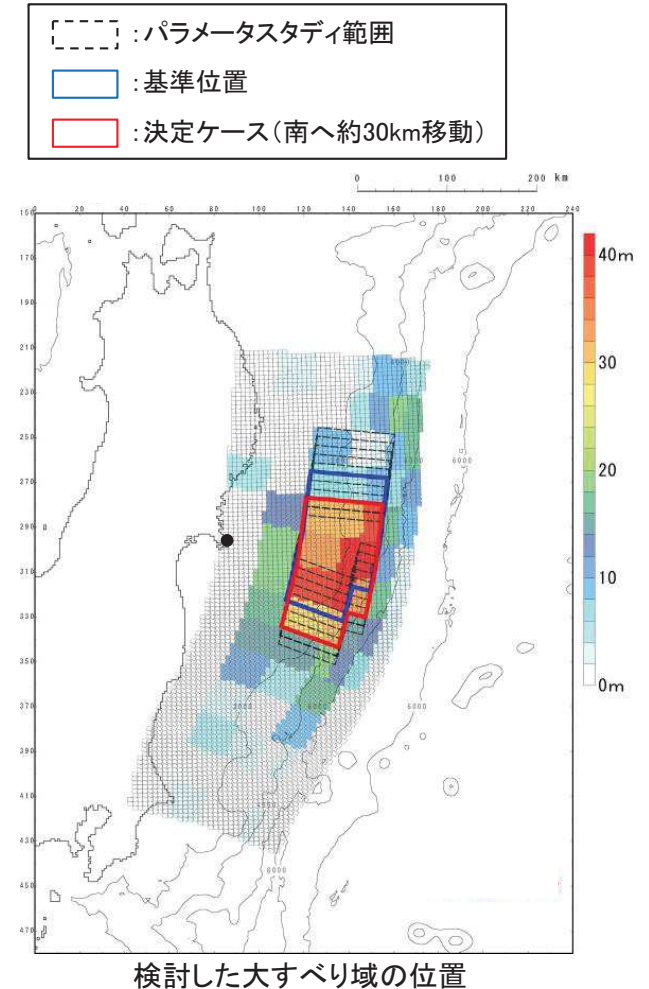
検討した大すべり域の位置

4.6.3(3)津波予測計算:水位下降側

第378回審査会合(H28.7.8)
資料1-2 p81 再掲

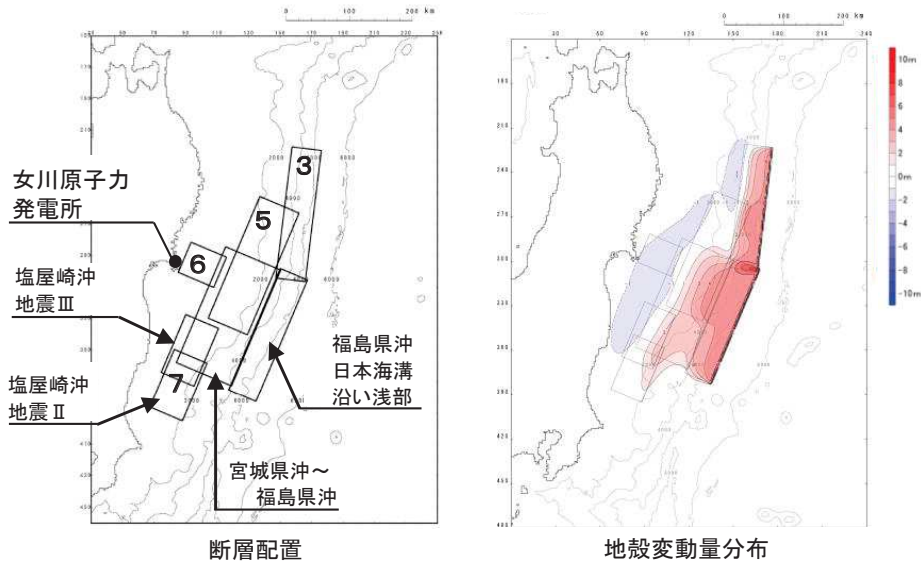
(単位:(m))

パラメータの変動範囲 位置	2号取水口 前面	備考	(参考) 1号取水口 前面	(参考) 3号取水口 前面
北へ約50km移動	-8.22		-8.27	-8.23
北へ約40km移動	-8.50		-8.46	-8.52
北へ約30km移動	-8.91		-8.83	-8.92
北へ約20km移動	-8.95		-8.89	-8.96
北へ約10km移動	-8.67		-8.63	-8.64
基準	-9.15		-9.03	-9.16
南へ約10km移動	-9.14		-9.04	-9.19
南へ約20km移動	-9.61		-9.48	-9.59
南へ約30km移動	-9.84	決定ケース	-9.80	-9.82
南へ約40km移動	-9.69		-9.64	-9.66
南へ約50km移動	-9.08		-9.03	-9.10



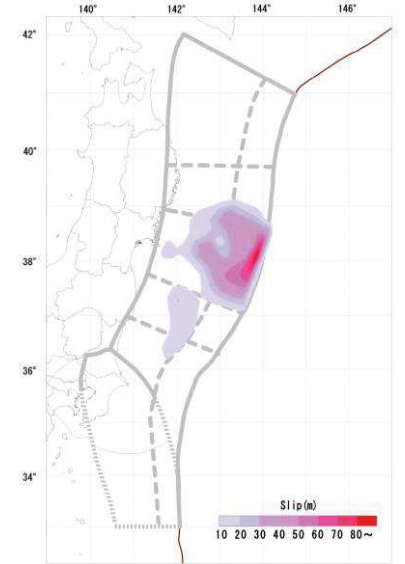
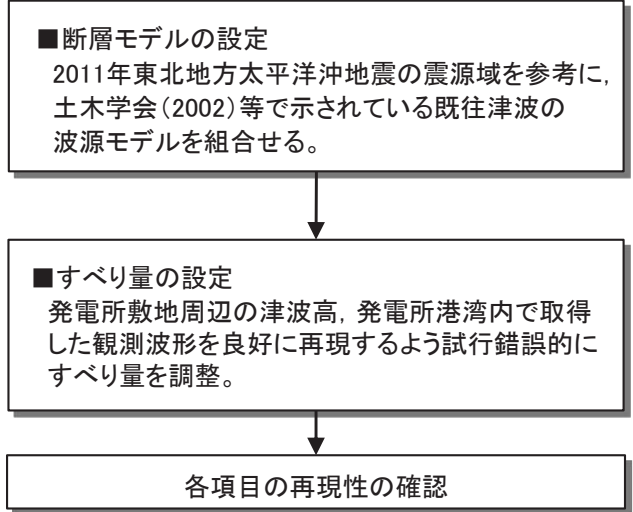
4.6.4(1)設定概要(1/5)

第378回審査会合(H28.7.8)
資料1-2 p82 一部修正



影響検討用モデル

【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(2019))

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(2016)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(2016)モデル)
領域6	1978年の津波(土木学会(2016)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。

4.6.4(1)設定概要(2/5)

■ 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(2016)	50
剛性率	μ (N/m ²)	土木学会(2016)	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(2016)	20
すべり角	λ (°)	土木学会(2016)	75
ライズタイム	τ (s)	相田(1986)	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(2016)	210
幅	W(km)	土木学会(2016)	70
剛性率	μ (N/m ²)	土木学会(2016)	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	M ₀ (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(2016)	15
すべり角	λ (°)	土木学会(2016)	90
ライズタイム	τ (s)	相田(1986)	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(2016))。

※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(2016))。

4.6.4(1)設定概要(3/5)

■ 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(2016) 地震本部(2012)	52
幅	W(km)	土木学会(2016)	65
剛性率	μ (N/m ²)	土木学会(2016)	5.0×10^{10} ※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(2016)	20
すべり角	λ (°)	土木学会(2016)	90
ライズタイム	τ (s)	相田(1986)	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)	5.0×10^{10} ※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)	相田(1986)	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(2016))。

4.6.4(1)設定概要(4/5)

■ 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(2016)	$5.0 \times 10^{10} \times 1$
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)	相田(1986)	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(2016)	$5.0 \times 10^{10} \times 1$
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)	相田(1986)	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(2016))。

4.6.4(1)設定概要(5/5)

■ 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(2016)	50
剛性率	μ (N/m ²)	土木学会(2016)	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(2016)	20
すべり角	λ (°)	土木学会(2016)	75
ライズタイム	τ (s)	相田(1986)	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(2016))。

■ 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>

4.6.4(2)波源特性の不確かさの考慮

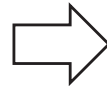
- 土木学会(2016)を参考として、走向を変動させた検討(概略パラメータスタディ)において水位上昇量、水位下降量が最大となるケースについて、傾斜角及びすべり角を変動させた検討(詳細パラメータスタディ)を実施した。
- 各パラメータの変動範囲については、土木学会(2002, 2016)を参考に設定※した。

※: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±5°
	プレート間地震 : 基準, 基準±10°

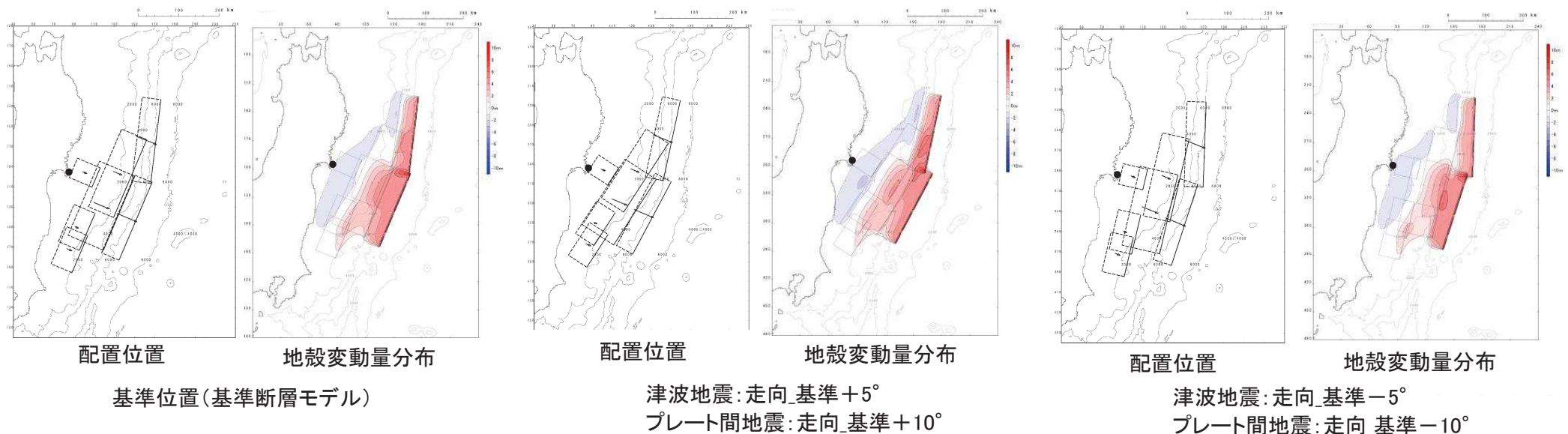
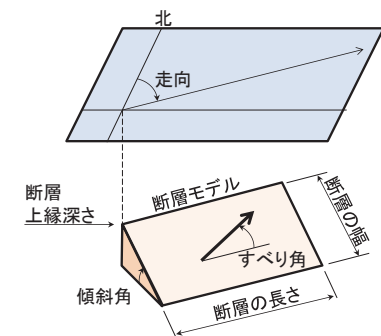
最大水位上昇量・
下降量決定ケース



【詳細パラメータスタディ】

項目	変動範囲
傾斜角	基準, 基準±5°
すべり角	基準, 基準±10°

(参考)断層パラメータ



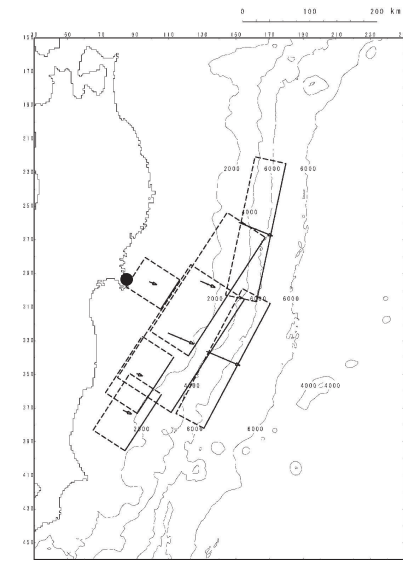
4.6.4(3)津波予測計算結果:概略パラメータスタディ

第378回審査会合(H28.7.8)
資料1-2 p88 再掲

■水位上昇側

(単位:(m))

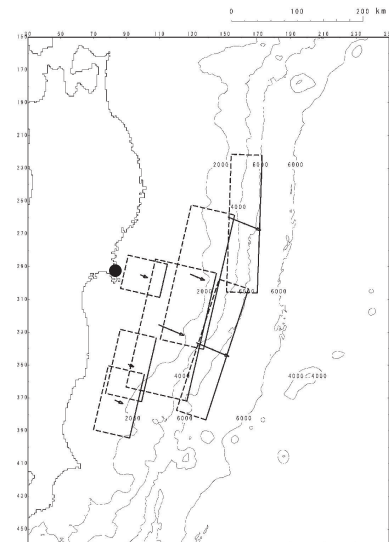
パラメータの変動範囲	敷地 前面	1号 取水口 前面	2号 取水口 前面	3号 取水口 前面	1号 放水口 前面	2・3号 放水口 前面	備考
走向							
津波地震:基準 -5° プレート間地震:基準 -10°	16.18	15.25	15.13	15.03	13.57	13.76	詳細パラメータ スタディ①
基準	13.05	12.64	12.67	12.66	12.41	12.26	
津波地震:基準 $+5^{\circ}$ プレート間地震:基準 $+10^{\circ}$	15.26	14.79	14.90	14.94	13.96	13.98	詳細パラメータ スタディ②

津波地震:走向_基準 $+5^{\circ}$
プレート間地震:走向_基準 $+10^{\circ}$

■水位下降側

(単位:(m))

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

津波地震:走向_基準 -5°
プレート間地震:走向_基準 -10°

I. 第4章 4.6 基礎検討用モデル・影響検討用モデルを用いた検討 4.6.4 影響検討用モデル(既往津波の組合せモデル)

4.6.4(3)津波予測計算結果:詳細パラメータスタディ(水位上昇側)

第378回審査会合(H28.7.8)
資料1-2 p89 再掲

■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	備考
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°	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°	16.41	15.26	15.10	14.98	13.37	13.67	
基準+5°	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	決定ケース
	基準+10°	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②(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	備考
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°	16.99	15.58	15.81	15.84	14.16	14.77	決定ケース
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°	15.50	14.97	15.14	15.19	14.12	14.11	
基準+5°	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°	14.46	14.02	14.08	14.07	13.37	13.33	

4.6.4(3)津波予測計算結果:詳細パラメータスタディ(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		2号取水口 前面	備考	(参考) 1号取水口 前面	(参考) 3号取水口 前面
傾斜角	すべり角				
基準-5°	基準-10°	-7.43		-7.57	-7.46
	基準	-8.11		-8.28	-8.12
	基準+10°	-8.61		-8.67	-8.64
基準	基準-10°	-9.63		-9.57	-9.56
	基準	-10.07		-10.08	-10.06
	基準+10°	-10.28		-10.38	-10.22
基準+5°	基準-10°	-10.73		-10.79	-10.72
	基準	-10.81		-10.88	-10.79
	基準+10°	-10.82	決定ケース	-10.85	-10.81

I. 第4章 4.7 各津波発生要因に関する評価とその知見の反映

4.7.1 検討方針

・各津波発生要因について以下の検討を実施し、それから得られる知見が基準断層モデル③に適切に反映されていることを確認した。

【その他の地震】

分岐断層

(1) 規模に関する評価

- ・南海トラフ沿いに認められる規模の分岐断層が、日本海溝沿いにも認められるかどうかを地質構造の観点から検討。

(2) 津波特性に関する知見の整理

- ・地質構造・地震学的見地から発生要因に関する分析を実施して、同断層に伴う津波の特性を整理。

海底活断層

(1) 津波特性に関する知見の整理

- ・最新の知見を収集し、同断層に伴う津波の特性を確認。

【日本海溝付近の海底地すべり】

日本海溝陸側斜面の海底地すべり

(1) 津波水位の評価

- ・小平ほか(2012)で示されている海底地すべりを対象に津波解析を実施。

(2) 発電所(沿岸)の津波高さに与える影響(知見)の整理

- ・(1)の結果を踏まえ、日本海溝付近で発生する海底地すべりが発電所(沿岸)の津波高さに与える影響を整理。

海山付近の海底地すべり

(1) 規模に関する評価

- ・最新の知見を収集し、海底地すべりの規模を検討。

(2) 発電所(沿岸)の津波高さに与える影響(知見)の整理

- ・(1)の結果並びに「日本海溝付近の海底地すべり」に関する評価結果を踏まえ、発電所(沿岸)の津波高さに与える影響を整理。

【基準断層モデル③の津波特性】

(1) 地殻変動量分布

- ・短周期の波を発生させる分岐断層の地殻変動量分布と比較し、類似性が見られるかを確認。

(2) 周期特性

- ・基準津波策定位置における水位時刻歴波形を用いてスペクトル解析を実施し、短周期成分の波が卓越する波形特性を有しているかを確認。

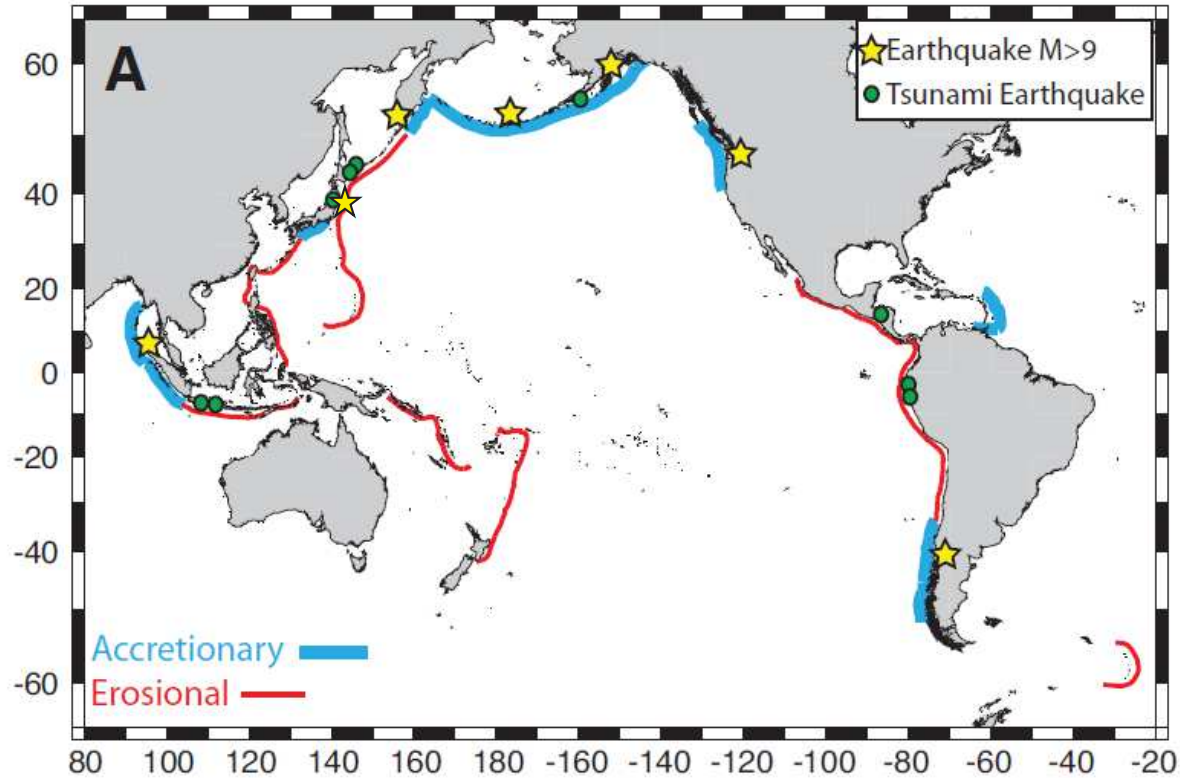
(3) 各津波発生要因から得られた知見との比較

- ・(1), (2)の結果を踏まえ、各津波発生要因に関する知見が、基準断層モデル③に適切に反映されていることを確認。



I. 第4章 4.7 各津波発生要因に関する評価とその知見の反映 4.7.2 分岐断層
4.7.2(1)規模に関する評価:世界の沈み込み帯の分類

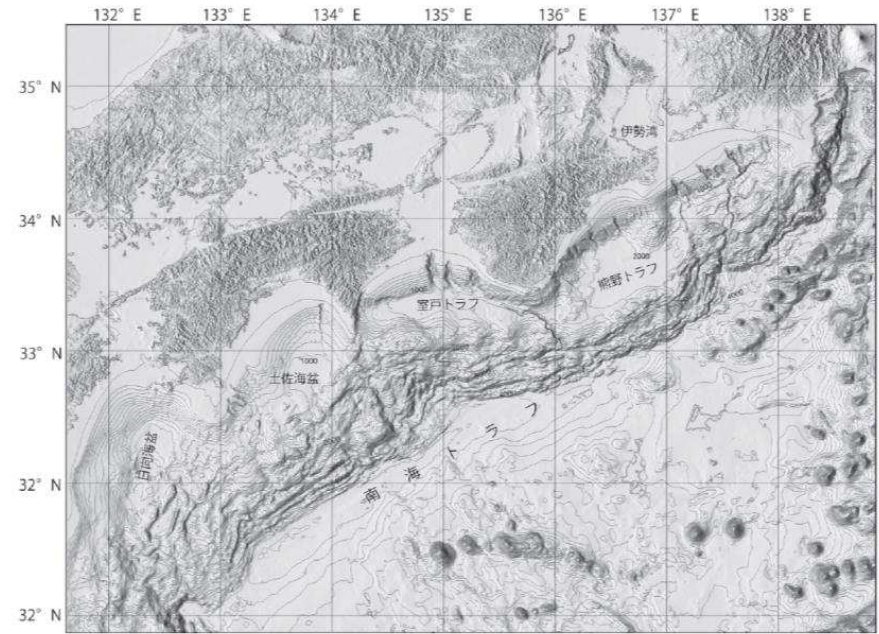
- 日本海溝沿いは造構性侵食作用が卓越し、付加体が未発達な沈み込み帯に分類される(Bilek(2010))。



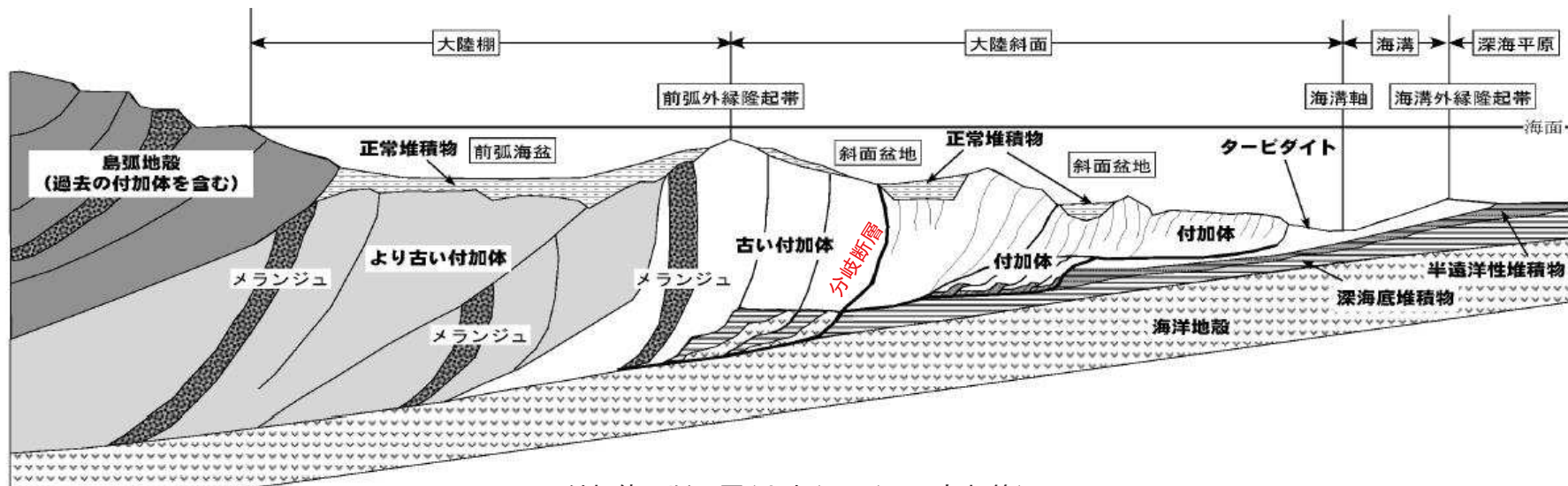
世界の沈み込み帯の分類
(Bilek(2010)に一部加筆)

I. 第4章 4.7 各津波発生要因に関する評価とその知見の反映 4.7.2 分岐断層
4.7.2(1)規模に関する評価:南海トラフ沿いの地質構造

- 南海トラフでは、フィリピン海プレートの沈み込みにより、フィリピン海プレートを覆う遠洋性堆積物と南海トラフのタービダイトが陸側プレートにはぎ取られることによって付加体が発達し、その陸側には、下部大陸斜面、外縁隆起帯、前弧海盆、大陸棚が広がる(芦ほか(1999), 岡村(2012))。
- 付加体の内部では、プレート境界からの分岐断層の活動により、外縁隆起帯が形成され、その内側に前弧海盆が形成されている(小出(2012))。
- 分岐断層は、単独で活動するのではなく、プレート境界地震に伴う副次的な活動によるものとみなされている(地震調査研究推進本部(2013))。



南海トラフ沿いの海底地形
(岡村(2012))



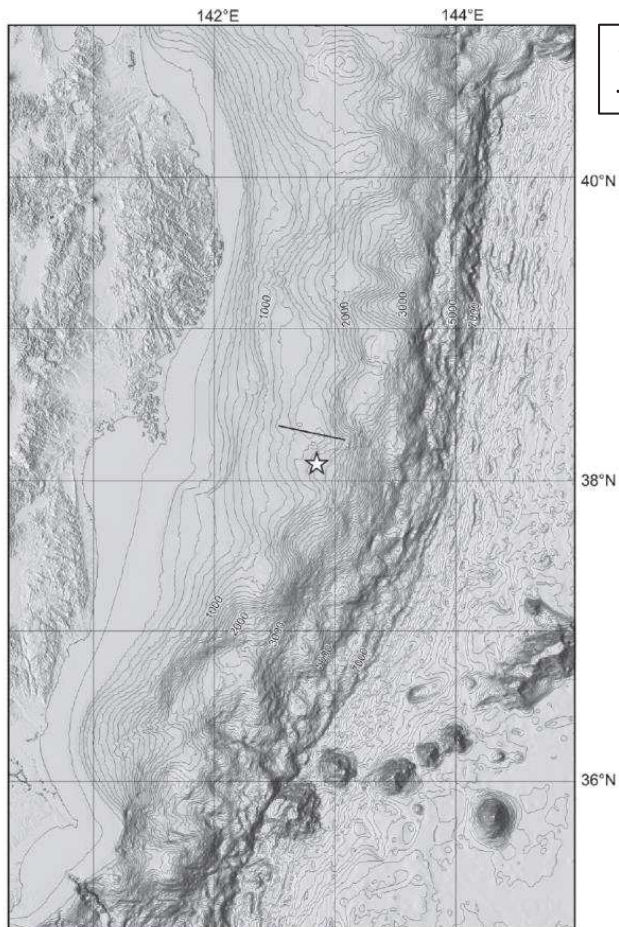
付加体の断面図(小出(2012)に一部加筆)

I. 第4章 4.7 各津波発生要因に関する評価とその知見の反映 4.7.2 分岐断層

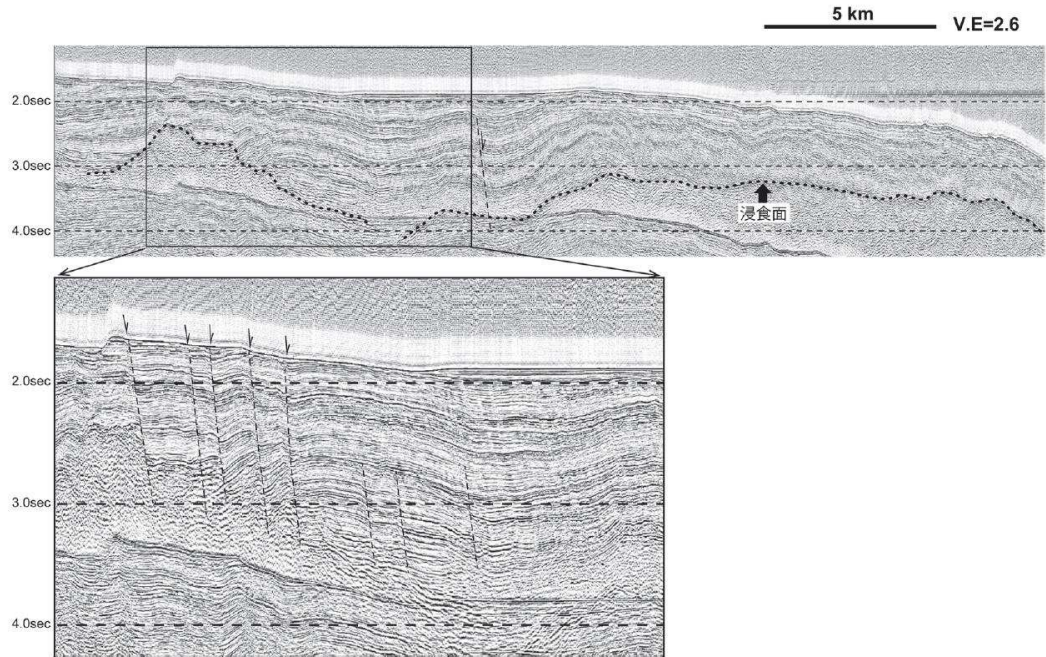
4.7.2(1)規模に関する評価:日本海溝沿いの地質構造(1/3)

・ 岡村(2012)は、日本海溝沿いの地質構造を以下のとおり整理している。

- 日本海溝沿いの海底地形は、水深約3000mまでは傾斜が緩やかで起伏がほとんど無い深海平坦面が広がり、その海側で急傾斜の海溝陸側斜面となる。海溝陸側斜面は幅約50kmで、水深7000~8000mの日本海溝まで深くなる。
- 3000m以浅の深海平坦面には、小規模な正断層が多数見られるが、圧縮変形を示す明瞭な断層・褶曲はほとんど認められず、南海トラフのような明瞭なセグメント境界を示す構造は認められない。
- 海溝陸側斜面下部には、小規模な付加体が形成されており、その内部には明瞭な構造が認められない。南海トラフ海溝沿いに見られる外縁隆起帯に、逆断層の活動を示すような連続的なリッジは認められない。



☆ : 3.11地震の震央
— : 右図の反射断面位置



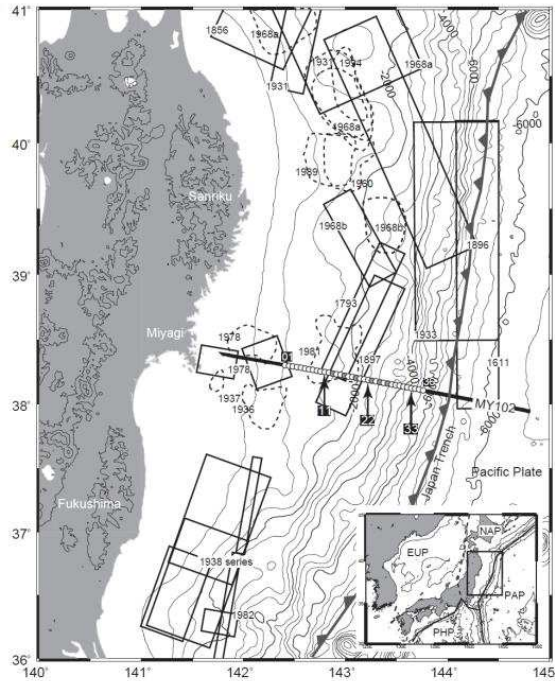
前弧斜面(牡鹿半島沖の深海平坦面)の反射断面
(岡村(2012))

日本海溝沿いの海底地形(岡村(2012))

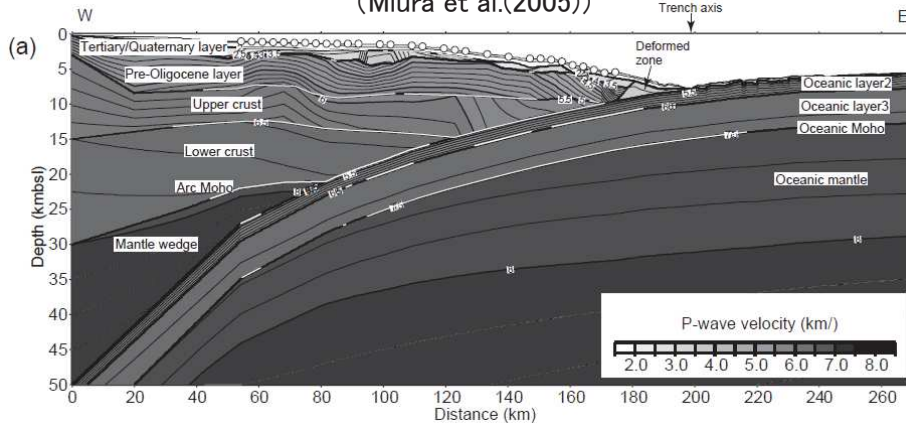
I. 第4章 4.7 各津波発生要因に関する評価とその知見の反映 4.7.2 分岐断層

4.7.2(1)規模に関する評価: 日本海溝沿いの地質構造(2/3)

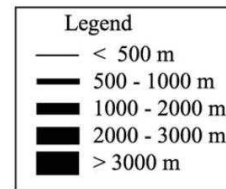
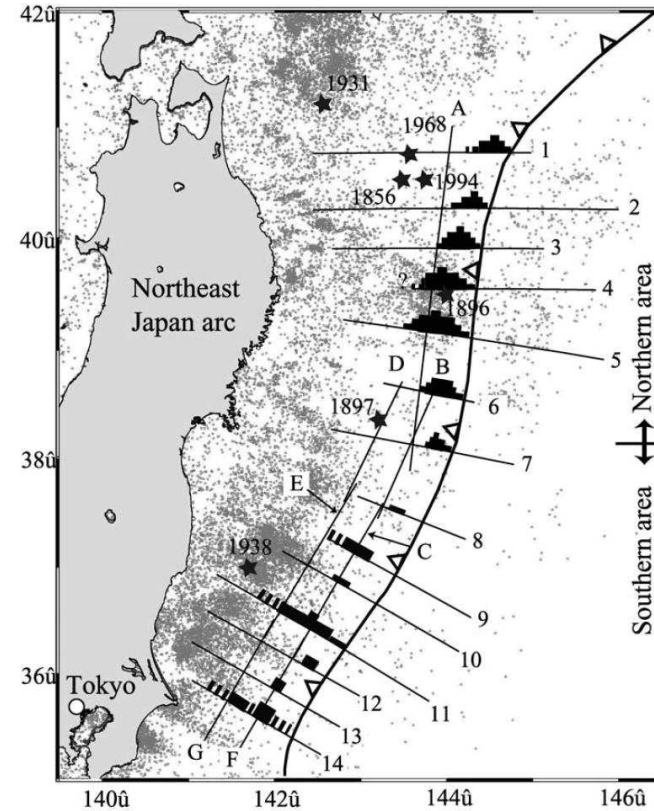
- Miura et al.(2005)の宮城県沖のP波速度構造によれば、海溝軸から陸側の約25kmの範囲にP波速度3km/s未満の付加体が存在する。
- 付加体の厚さは南北方向で変化し、宮城県沖から北の範囲では宮城県沖が最も小さく、宮城県沖から南の範囲では付加体が存在しない領域(測線)もある(Tsuru et al.(2002))。



反射地震探査の測線位置 (MY102)
(Miura et al.(2005))



P波速度構造 (MY102) (Miura et al.(2005))

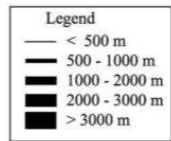
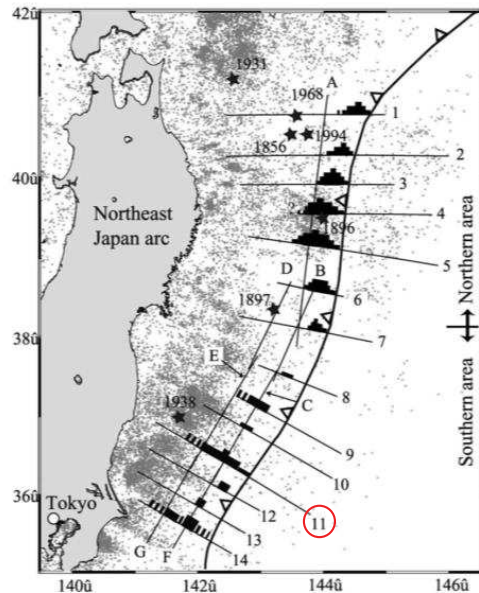


低速度堆積ユニットの厚さの地的変化
(Tsuru et al.(2002))

I. 第4章 4.7 各津波発生要因に関する評価とその知見の反映 4.7.2 分岐断層

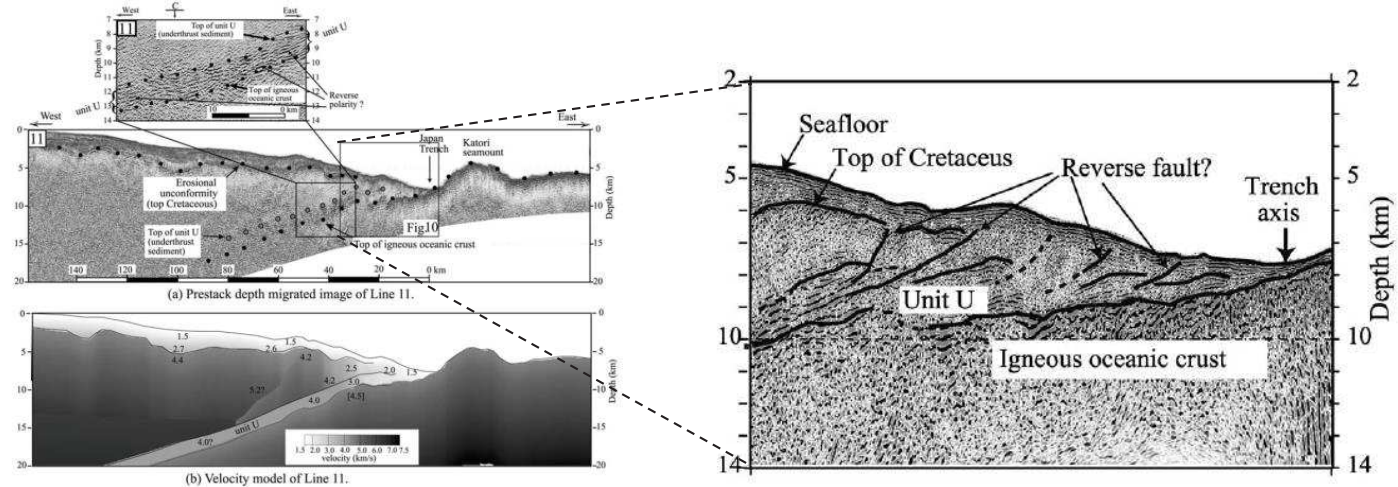
4.7.2(1)規模に関する評価: 日本海溝沿いの地質構造(3/3)

- 宮城県沖より南部に見られる付加体は、海溝軸に向かって複数の逆断層センスの変形構造を有している(Tsuru et al.(2002))。
- 上記変形構造は、3.11地震時に大きなすべりを生じた宮城県沖における海溝軸付近の地下構造(JAMSTEC(2012))と同様の変形構造に見える。



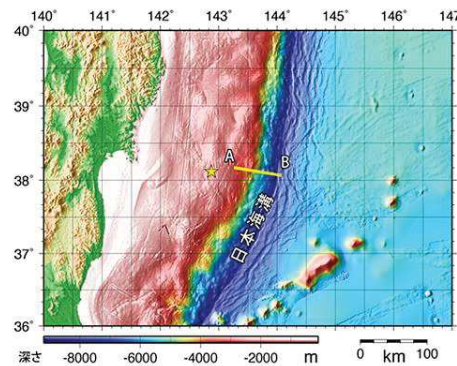
低速度堆積ユニットの厚さの地域的变化
(Tsuru et al.(2002)に一部加筆)

■ 東南北部(Line11)における付加体の形状

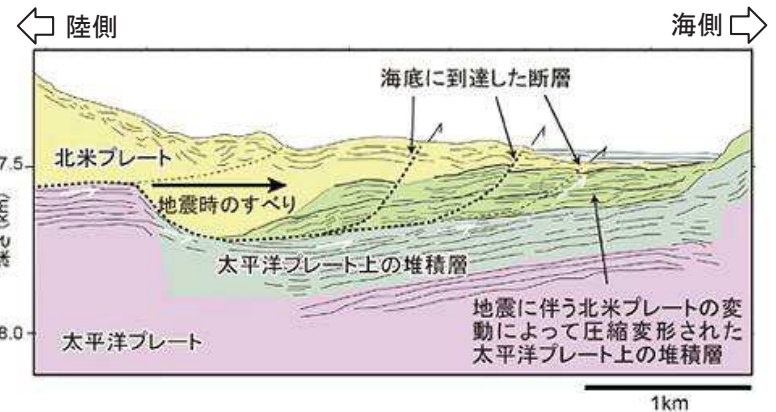


東南北部(Line11)における付加体の形状 (Tsuru et al.(2002))

■ 3.11地震時における宮城県沖における海溝軸の変形構造



調査位置 (JAMSTEC(2012))

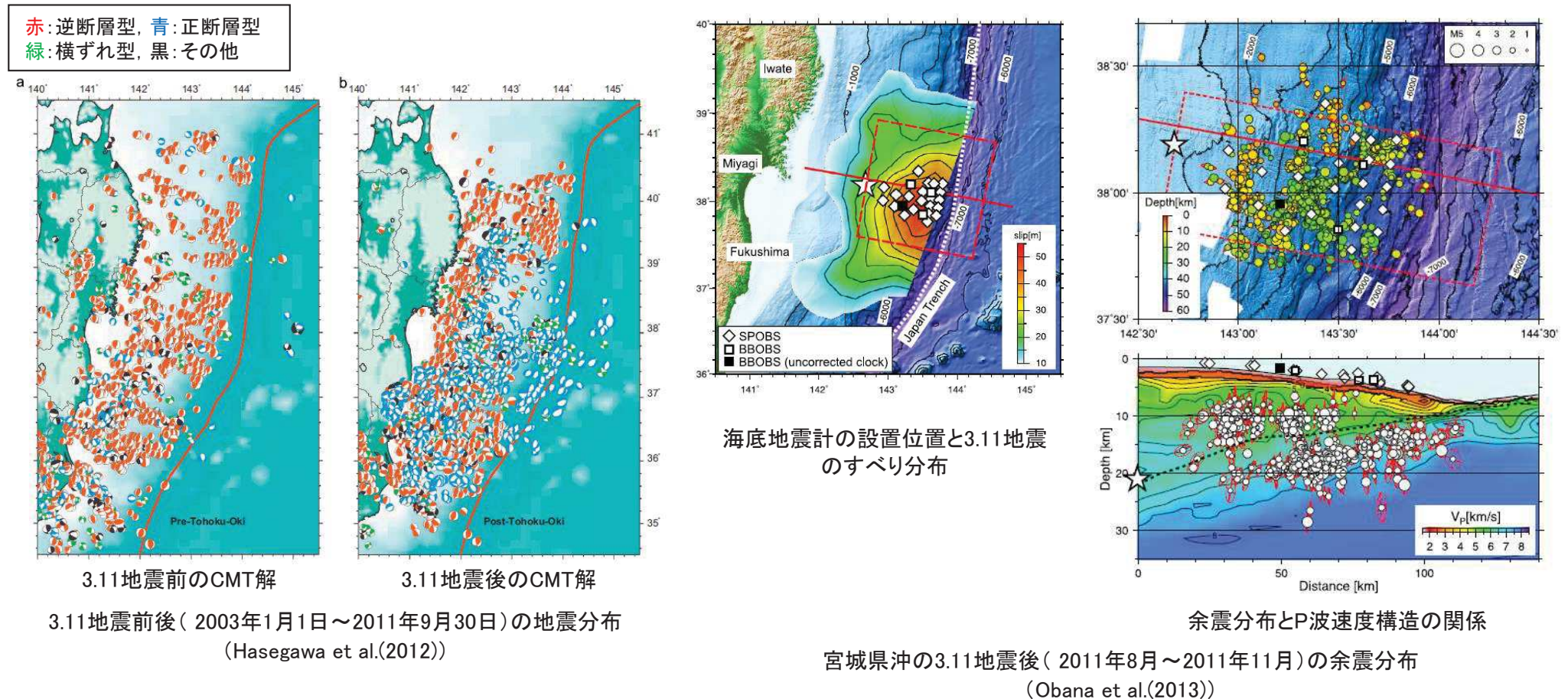


3.11地震後の宮城県沖における地下構造の解釈図 (JAMSTEC(2012))

以上から、日本海溝沿いでは南海トラフ沿いに認められる規模の分岐断層は存在しないものの、付加体内部に逆断層センスの変形構造を有する付加体が存在する。

4.7.2(1)規模に関する評価:付加体内部に見られる変形構造の発生要因

- Hasegawa et al.(2012)による3.11地震前後の地震分布によれば, 3.11地震発生前のプレート境界地震は海溝軸から陸側に約35km離れた位置で発生している。
- また, Obana et al.(2013)による3.11地震で大きなすべりを生じた領域における余震分布によれば, 上盤のプレート内における地震は, 海溝軸から陸側に約45km離れた位置で発生している。
- 文部科学省(2014)は, 「3.11地震の際に大きく滑った海溝軸近傍のプレート境界で, 本震の前後ともに小地震の活動が見られないことは, そこで自発的な震源核形成が起こらないことを示唆する。」としている。
- 以上の地震学的見地から, 海溝軸付近に存在する付加体の固着は, プレート境界面の固着と比較して小さいと考えられる。



地質構造に関する知見, 並びに地震学的見地から, 付加体内部に見られる逆断層センスの変形構造は, 南海トラフ沿いに認められる分岐断層と同様に, プレート境界地震に伴う副次的な活動で発生したものと考えられる。

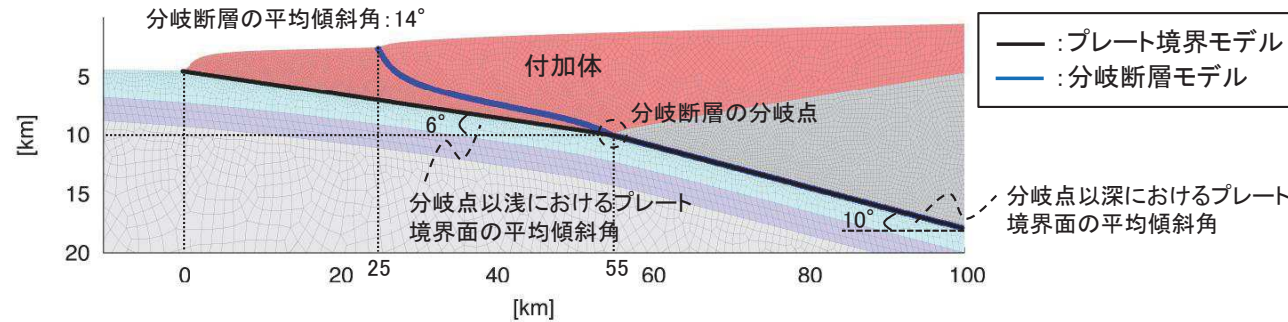
I. 第4章 4.7 各津波発生要因に関する評価とその知見の反映 4.7.2 分岐断層

4.7.2(2)分岐断層により発生する津波の特性に関する知見(1/2)

- 奥村・後藤(2013)は、南海トラフの熊野灘外縁部に認められる地質構造をモデル化して、①プレート境界と分岐断層が各々単独で破壊する場合を想定した断層破壊シミュレーション※¹を実施して両者の力学的な違いを考察するとともに、②同シミュレーションから得られる地殻変動を用いた津波伝播シミュレーション※²から、津波特性の違いを以下のとおり考察している。

- ① プレート境界に破壊が伝播する場合の方が、相対的に大きな最終すべり量が生じる。
- ② 分岐断層の破壊シナリオは、大きな津波が沿岸に到達したとしても、周期が比較的短く、陸域への総流入量は大きくなりにくい。一方、プレート境界による破壊シナリオは、地殻変動がトラフ沿いの水深の深い海域まで生じるため、沿岸に到達する津波は大きく増幅され、より大きな水位変動をもたらす可能性がある。

■地質構造モデル(奥村・後藤(2013)に一部加筆)



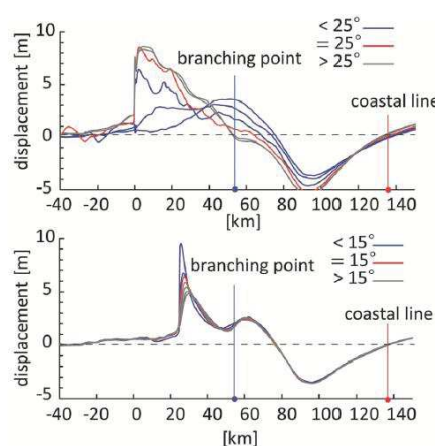
※1: 動力学モデル(断層に働く応力状態, 断層面の摩擦特性をモデル化し, すべりそのものを力学に基づいて発生させる方法)を用いて実施。
 ※2: 非線形長波理論を用いて実施。空間格子間隔: 50m, 時間格子間隔: 0.1秒, 計算時間: 1.5時間。

■津波伝播シミュレーション※²結果(奥村・後藤(2013))

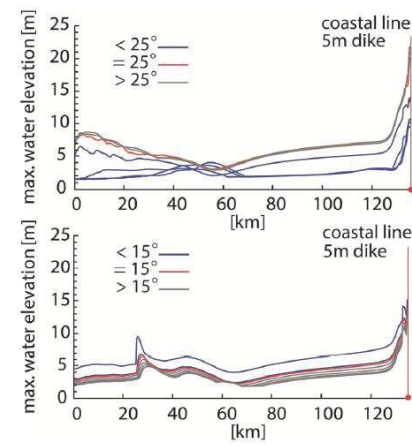
上: プレート境界の破壊シナリオ
 下: 分岐断層の破壊シナリオ
 角度: 最大主応力方向

※3: 横軸は、地質構造モデルの横軸に対応する距離。

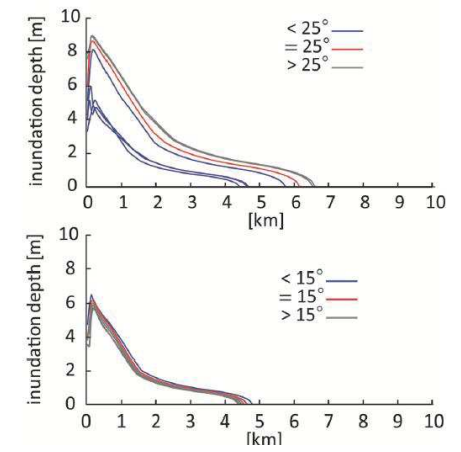
※4: 横軸は、海岸線から内陸方向への距離。



地殻の上下変動の比較※³



海面の最大変位分布※³



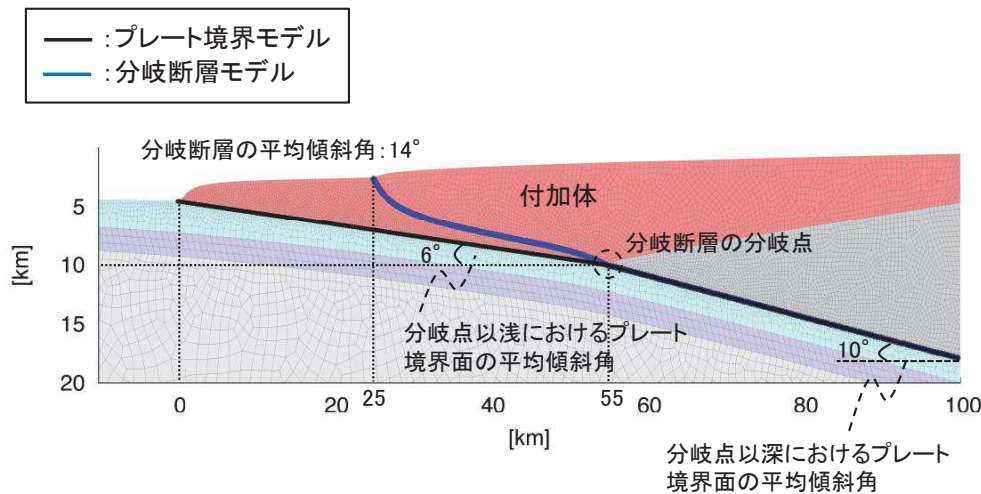
津波の浸水深の比較※⁴

I. 第4章 4.7 各津波発生要因に関する評価とその知見の反映 4.7.2 分岐断層

4.7.2(2)分岐断層により発生する津波の特性に関する知見(2/2)

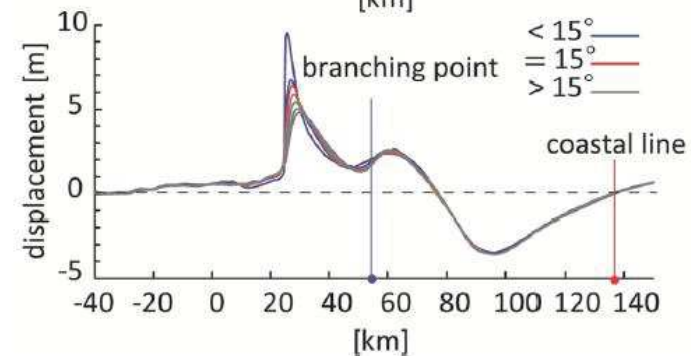
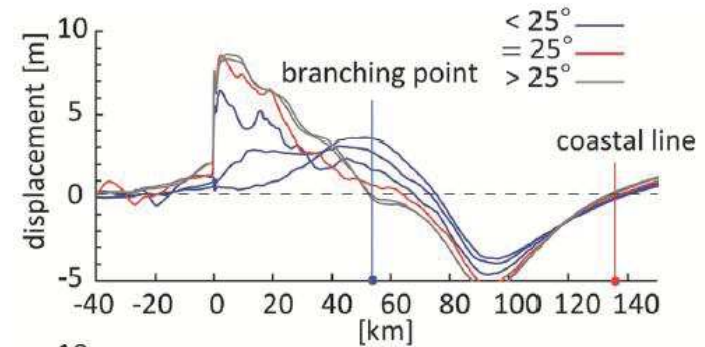
・ 奥村・後藤(2013)を踏まえた南海トラフ沿いの分岐断層により発生する津波の特性の整理結果を以下に示す。

- 分岐断層による破壊シナリオに伴う津波は、プレート境界による破壊シナリオに伴う津波よりも周期が短い。
- これは、分岐断層による破壊シナリオの方が、周期特性が現れる海溝沿いにおける隆起域の距離が短い(断層幅が小さい)ためと考えられる。



地質構造モデル
(奥村・後藤(2013)に一部加筆)

上:プレート境界の破壊シナリオ
下:分岐断層の破壊シナリオ
角度:最大主応力方向



地殻の上下変動の比較
(奥村・後藤(2013)に一部加筆)

4.7.2(3)まとめ

(1)規模に関する評価

- 南海トラフ沿いに認められる規模の分岐断層が、日本海溝沿いにも認められるかどうかを、両海域の地質構造の観点から検討した。
- 検討の結果、日本海溝沿いには、南海トラフ沿いに認められる規模の分岐断層は存在しないものの、付加体内部に逆断層センスの変形構造を有する付加体が存在することを確認した。
- なお、上記変形構造は、地質構造に関する知見、並びに地震学的見地から、南海トラフ沿いに認められる分岐断層と同様に、プレート境界地震に伴う副次的な活動で発生したものと考えられる。

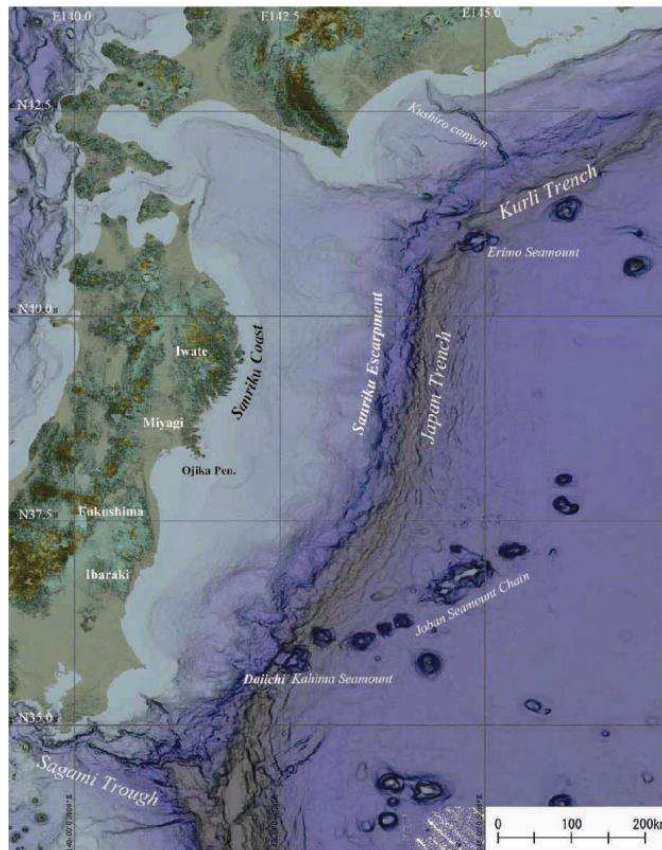
(2)分岐断層により発生する津波の特性に関する知見の整理

- 南海トラフ沿いで発生する分岐断層に伴う津波に関する知見(奥村・後藤(2013))から、同断層により発生する津波の特性を以下のとおり整理した。
 - 分岐断層による破壊シナリオに伴う津波は、プレート境界による破壊シナリオに伴う津波よりも周期が短い。
 - これは、分岐断層による破壊シナリオの方が、周期特性が現れる海溝沿いにおける隆起域の距離が短い(断層幅が小さい)ためと考えられる。

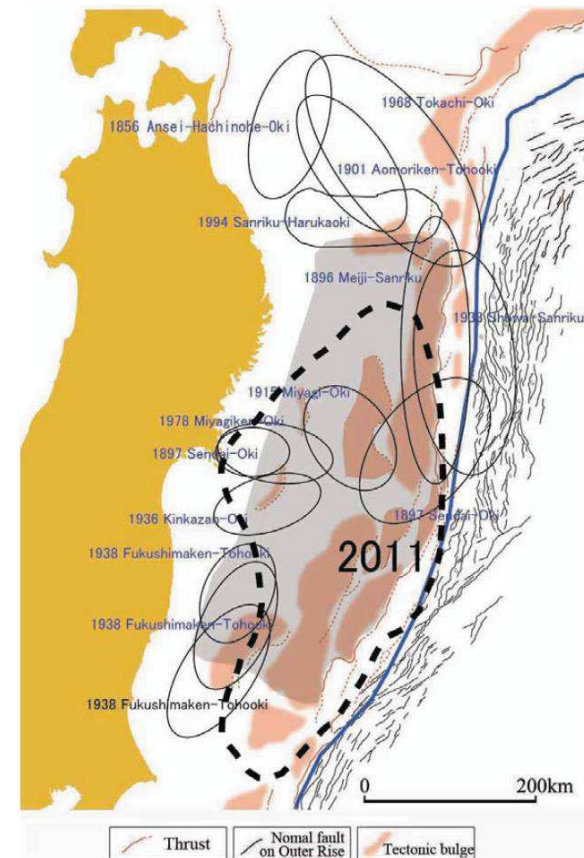
I. 第4章 4.7 各津波発生要因に関する評価とその知見の反映 4.7.3 海底活断層

4.7.3(1)最新の知見の収集

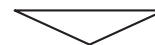
- Nakata et al.(2012)は、150mグリッドDEMデータを基にした海底地形画像解析から、日本海溝沿い周辺の海底地形には既往地震に対応する変動地形や海底活断層が分布するとしている。
- そのうち、3.11地震は、岩手県沖南部から茨城県沖の海溝陸側斜面下部に連続する長大な海底活断層が活動したものとしている。



日本海溝沿い周辺の海底地形
(Nakata et al.(2012))



変動地形並びに海底活断層の分布と既往地震の関係
(Nakata et al.(2012))

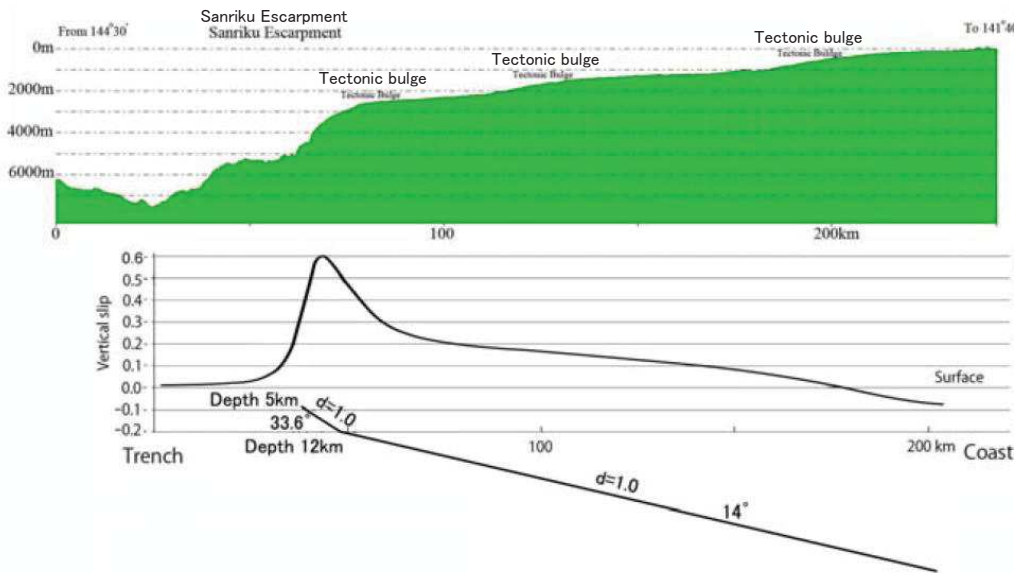


岡村(2012)は、Nakata et al.(2012)について「反射断面に認められている海底下の地質構造や、3.11地震の変動については全く考慮していない。」と述べている。したがって、海底活断層に関する研究動向については、引き続き注視する必要がある。

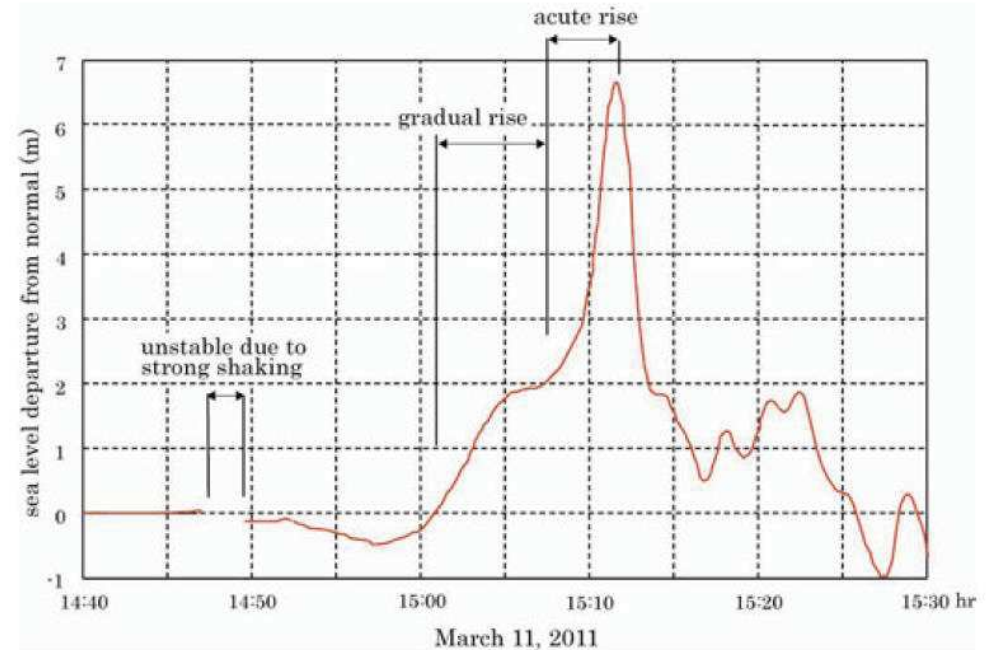
I. 第4章 4.7 各津波発生要因に関する評価とその知見の反映 4.7.3 海底活断層

4.7.3(2)津波特性に関する知見の整理

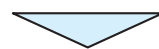
- Nakata et al.(2012)は単一の断層面を仮定した海底地形変動のシミュレーションを実施し、同シミュレーションから得られる海底地形変動は、海溝陸側斜面上部に認められる幅約20kmの地形的高まりを再現できるとともに、3.11地震時に岩手県南部沖のGPS波浪計で取得した津波の第一波の波形と同様のパターンを示すとしている。
- 以上から、海底活断層により発生する津波は、短周期の波が卓越する特性を有すると考えられる。



海底地形変動のシミュレーション結果
(Nakata et al.(2012)に一部加筆)



港湾空港技術研究所 岩手県南部沖GPS波浪計
で捉えた3.11地震に伴う津波の第一波
(Nakata et al.(2012))



- 3.11地震は、岩手県沖南部から茨城県沖の海溝陸側斜面下部に連続する長大な海底活断層によるものと指摘する知見があるが、「反射断面に認められている海底下の地質構造や、3.11地震の変動については全く考慮していない。」との指摘もあるため、今後の研究動向を引き続き注視する必要がある。
- なお、仮に、3.11地震の発生要因が、長大な海底活断層とした場合、同断層に伴う津波は短周期の波が卓越する特性を有すると考えられる。

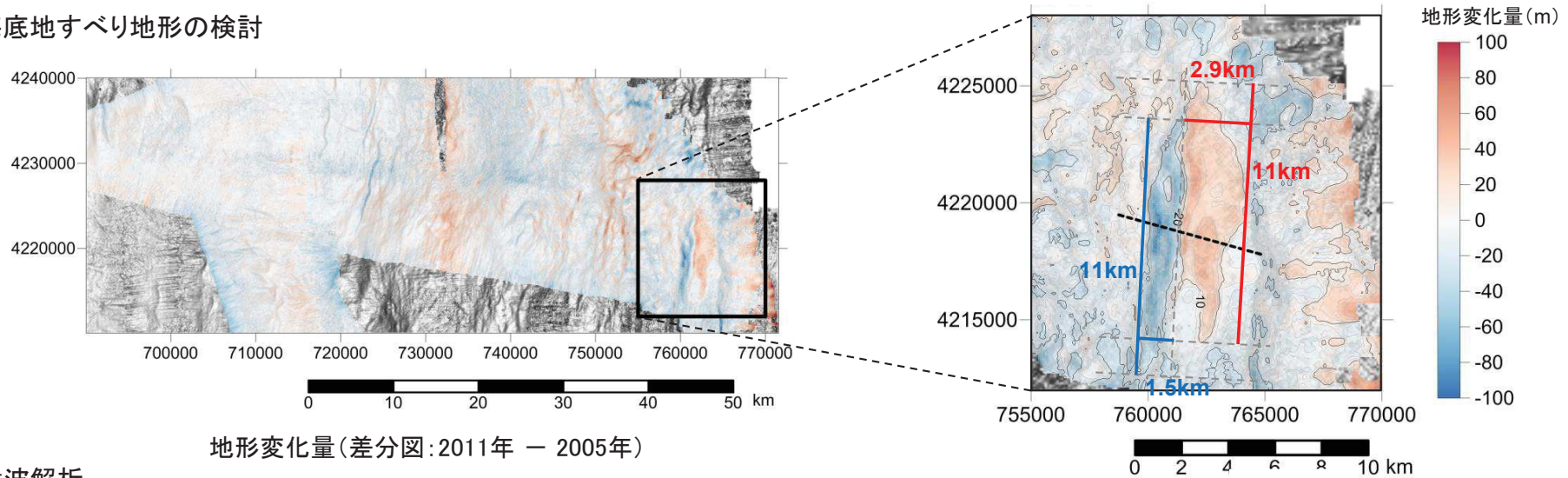
4.7.4 日本海溝付近の海底地すべり

第750回審査会合(R1.7.26)
資料1-5-2 p217~224 再掲(要約)

コメントS188

- 小平ほか(2012)は、3.11地震前後の海底地形データの比較から、日本海溝陸側斜面で海底地すべりが発生したとしていることを踏まえ、小平ほか(2012)と同様に、JAMSTEC(藤本(2005), 海宝(2011))によって取得された3.11地震前後のデータを用いて地すべり地形を検討し、海底地すべり位置の水深効果が考慮されているWatts et al.(2005)による予測式により算定される初期水位分布を用いて津波解析を実施した。
- 検討の結果、同海底地すべりによる最大水位上昇量は0.4m程度であり、発電所(沿岸)の津波高さに与える影響は小さいことを確認した。

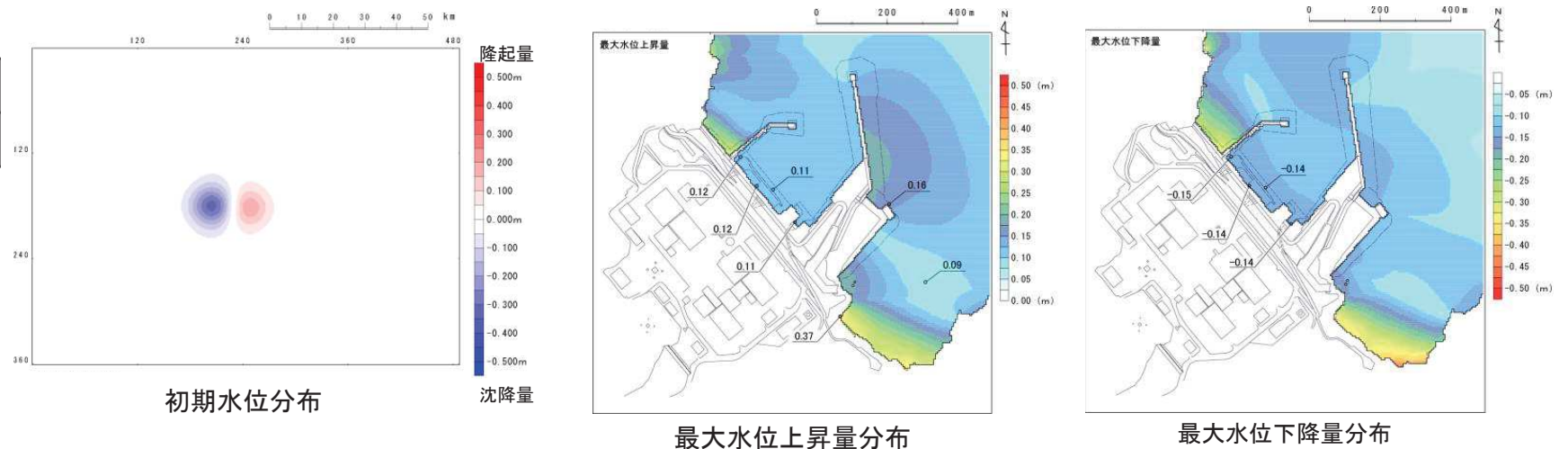
■ 海底地すべり地形の検討



■ 津波解析

波源振幅の推定値

$\eta_{0,2D}(m)$	0.56
$\eta_{0,3D}(m)$	0.32

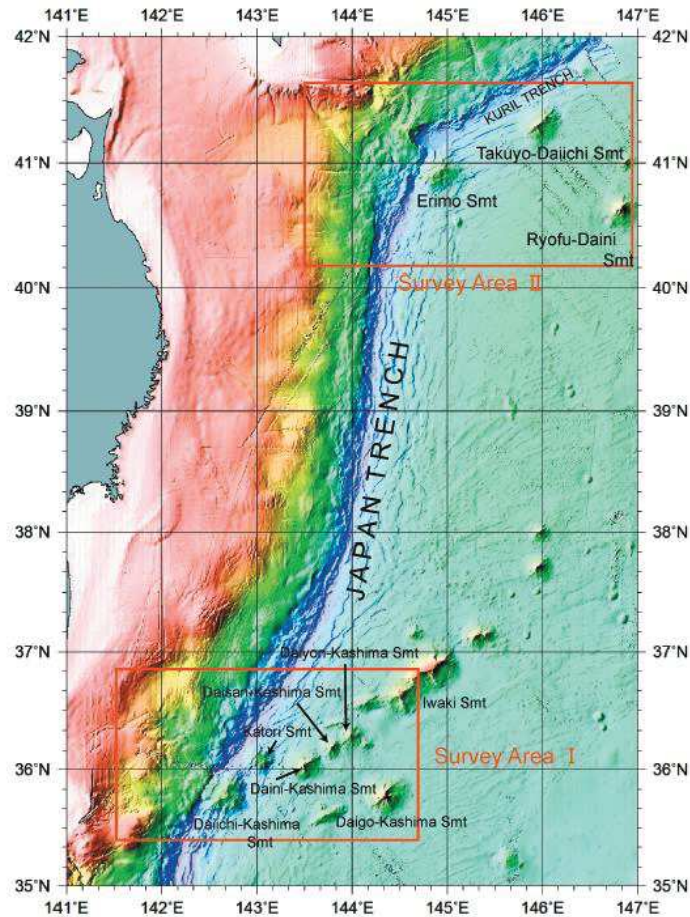


日本海溝陸側斜面で発生する海底地すべりに伴う津波は、水深が7000~8000mと深いために海底地すべり位置の津波振幅が小さく、発電所(沿岸)の津波高さに与える影響は小さい※。 ※:評価の詳細は、補足説明資料「II. 3. 日本海溝付近の海底地すべり」に記載。

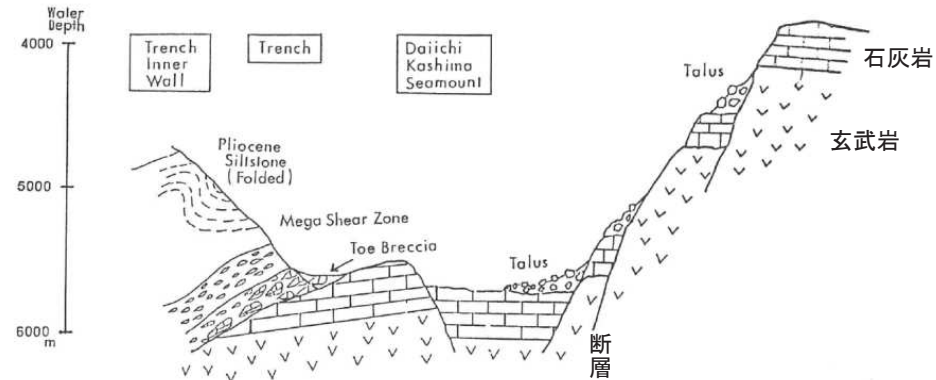
I. 第4章 4.7 各津波発生要因に関する評価とその知見の反映

4.7.5 日本海溝付近における海山付近の海底地すべり

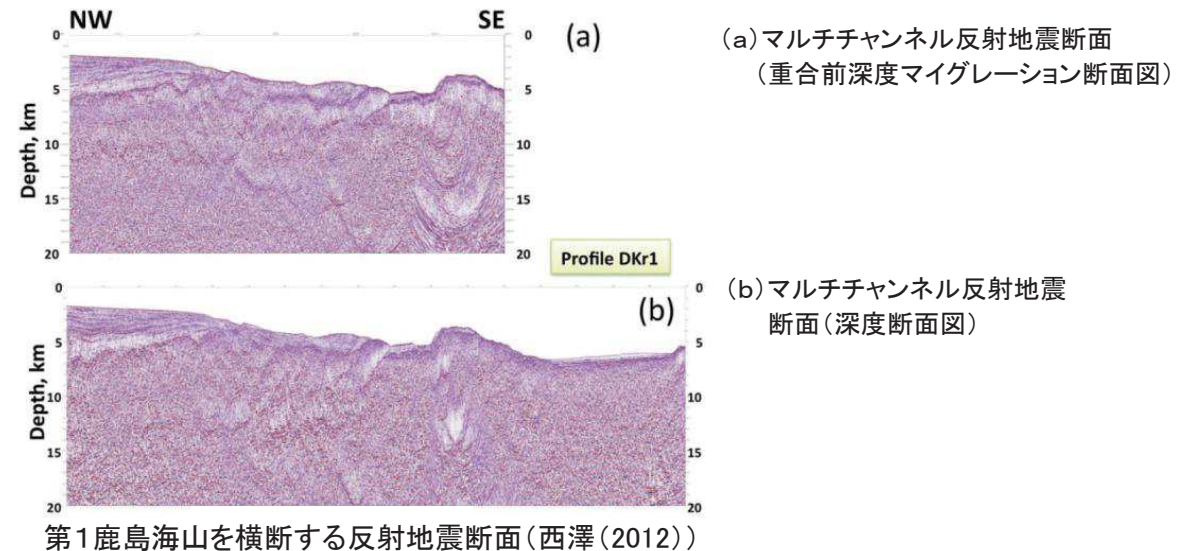
- 渡邊ほか(2017)は、日本海溝と伊豆・小笠原諸島日本海溝と伊豆・小笠原海溝の会合部付近に第1鹿島海山が存在し、その背後には、香取海山、第2～5鹿島海山、岩城海山といった一連の海山列が北東側へ続くとしている。また、日本海溝と千島海溝の島弧会合部付近には襟裳海山が存在し、その東側に広がる深海平坦面には拓洋第1海山、凌風第2海山等が分布するとしている。
- 第一鹿島海山、襟裳海山に関する最新の知見を収集した結果、両海山付近に大規模な海底地すべり地形は確認されないものの、第一鹿島海山には断層の活動に伴う小規模な崩壊地形が存在する。



日本海溝付近の海山(渡邊ほか(2007))



第1鹿島海山付近の模式地質断面(藤岡・平(1987)に一部加筆)

(a) マルチチャンネル反射地震断面
(重合前深度マイグレーション断面図)(b) マルチチャンネル反射地震
断面(深度断面図)

第1鹿島海山を横断する反射地震断面(西澤(2012))

第一鹿島海山には断層の活動に伴う小規模な崩壊地形が存在するが、大規模な海底地すべりは確認されないとしている。以上から、日本海溝付近における海山付近の海底地すべりが発電所に与える影響は小さいと考えられる※。

※: 評価の詳細は、補足説明資料「II. 4. 日本海溝付近における海山付近の海底地すべり」に記載。

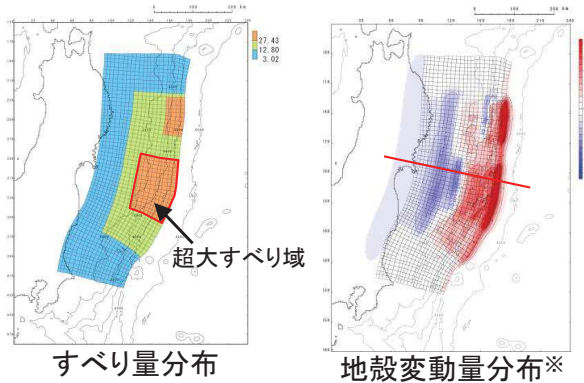
I. 第4章 4.7 各津波発生要因に関する評価とその知見の反映 4.7.6 基準断層モデル③の津波特性

4.7.6(1)地殻変動量分布

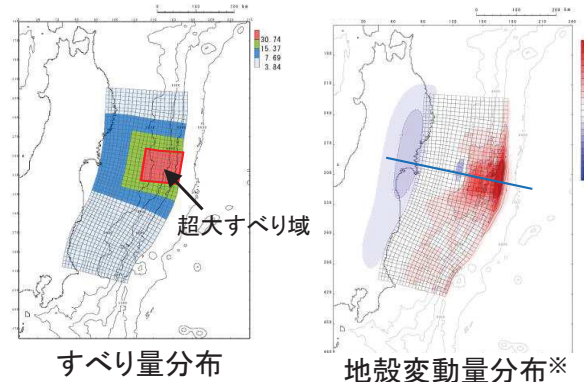
- 基準断層モデル③-1は、基準断層モデル①-1、基準断層モデル②-1と比較して超大すべり域の幅が小さいことから、奥村・後藤(2013)に示される南海トラフ沿いの分岐断層の地殻変動量分布に類似していることを確認した。

■すべり量分布と地殻変動量分布

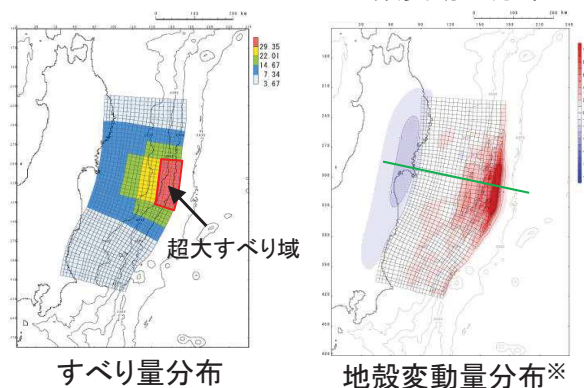
➤ 基準断層モデル①-1



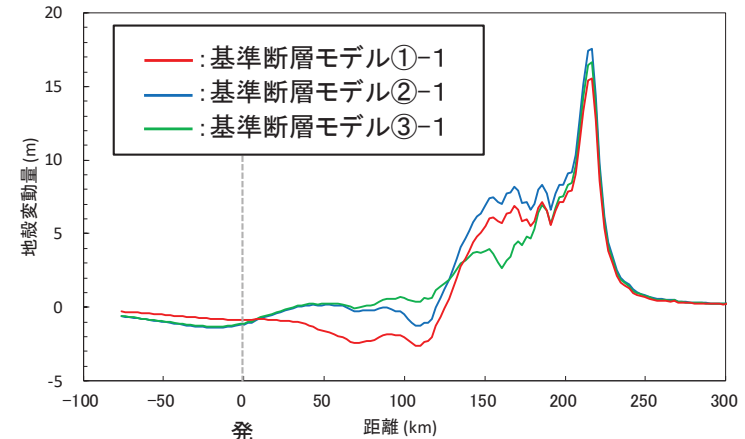
➤ 基準断層モデル②-1



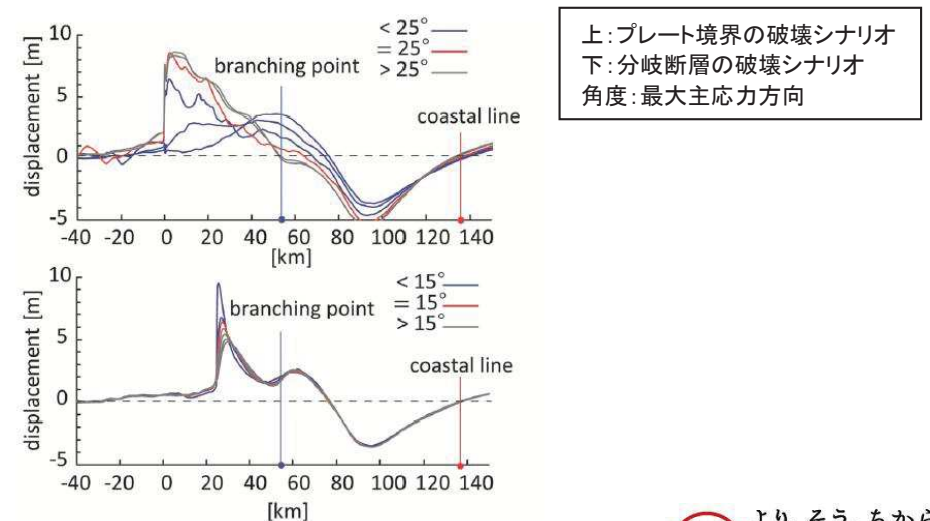
➤ 基準断層モデル③-1



■各基準断層モデルの地殻変動量分布の比較



■南海トラフ沿いにおける分岐断層の地殻変動量分布



地殻の上下変動の比較(奥村・後藤(2013))

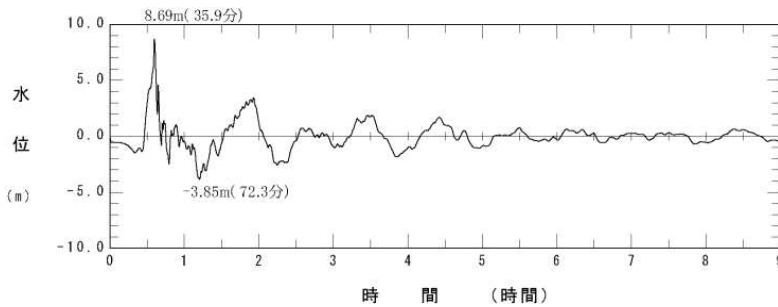
I. 第4章 4.7 各津波発生要因に関する評価とその知見の反映 4.7.6 基準断層モデル③の津波特性

4.7.6(2) 周期特性

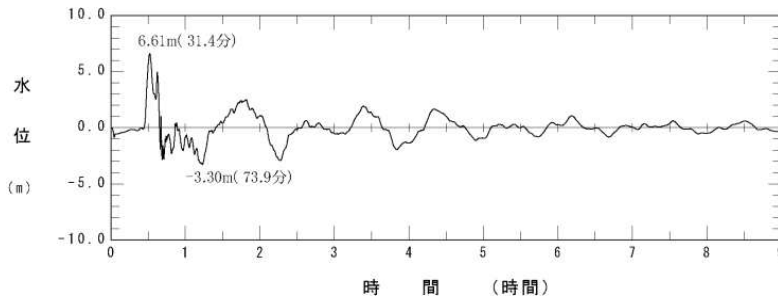
- 各基準断層モデルの敷地前面最大ケース(水位上昇側)の基準津波策定位置における水位時刻歴波形を用いて、スペクトル解析を実施した。
- 基準断層モデル③-1による津波は、基準断層モデル①-1並びに基準断層モデル②-1と比較して、短周期成分の波(8分~13分程度)が卓越していることを確認した。

■ 基準津波策定位置における水位時刻歴波形

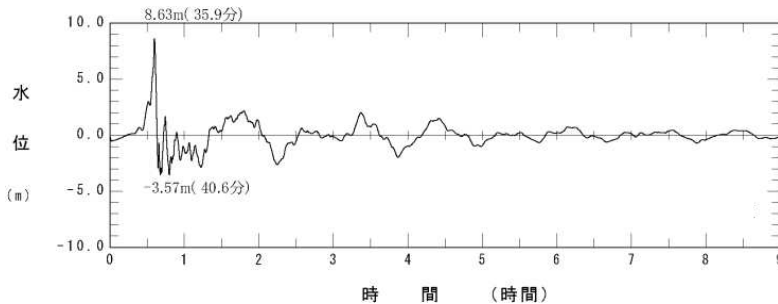
➤ 基準断層モデル①-1



➤ 基準断層モデル②-1



➤ 基準断層モデル③-1



■ 各基準断層モデルの周期特性(スペクトル解析結果)

