

# 大洗研究所(南地区) 高速実験炉原子炉施設(「常陽」)

## 津波評価について (補足説明資料)

令和4年7月11日  
国立研究開発法人日本原子力研究開発機構

# 目次

1. 既往津波	3
2. 既往津波の再現解析	74
3. 地震に起因する津波の評価	89
4. 地震以外に起因する津波の評価	138
5. 分岐断層について	155
6. 津波の伝播特性	157
7. 日本海溝沿いの地震活動の長期評価(平成31年2月26日公表)の影響の確認について	164
参考文献	170

## 1. 既往津波

### 1. 津波痕跡及び津波堆積物に関する調査

#### (1) 評価概要

# (1) 評価概要

以下のフローに従い、津波痕跡及び津波堆積物に関する調査を行った。

## ■文献調査

敷地周辺等において、津波痕跡、津波堆積物、伝承を含む歴史記録等に関する文献の整理・検討を行う。

### 津波痕跡に関する文献調査

- 敷地周辺において、既往津波の痕跡高の有無を確認。
- 敷地周辺において、比較的大きな影響を及ぼした可能性のある既往津波を確認。

### 津波堆積物に関する文献調査

- 津波堆積物が存在する場合に、同様の傾向を示すと考えられる一連の沿岸地形である塩屋埼から銚子の範囲において、津波堆積物の有無を確認。

※国内外の主な科学技術系論文データベース等を対象  
 ✓ 地震調査研究推進本部  
 ✓ JDREAM III  
 ✓ ScienceDirect  
 ✓ SpringerLink  
 ✓ AGU Publications etc.

- 1677年延宝房総沖地震津波
- 2011年東北地方太平洋沖地震津波

※関東地震について、敷地周辺に影響を示す津波の痕跡はない。

- 茨城県日立市十王町で津波堆積物(1677年延宝房総沖地震と推定)が見つかった(産業技術総合研究所(以下、「産総研」という)、澤井(2012a)及びSawai et al.(2012))。
- 千葉県銚子市で津波堆積物(1677年延宝房総沖地震と推定)が見つかった(Yanagisawa et al.(2016))。

※2011年東北地方太平洋沖地震津波は近年発生し、正確な水位情報が得られていることから除外。  
 ※関東地震の津波堆積物は、敷地周辺において見つかっていない。

## ■津波堆積物調査

既往津波の痕跡高については、古記録の情報を得るために必要に応じて実施する。

### 地形判読

- 津波堆積物が存在する場合に、同様の傾向を示すと考えられる一連の沿岸地形である塩屋埼から銚子の範囲を対象とした地形判読を行い、津波堆積物の残存の可能性を確認。

- 塩屋埼から銚子の範囲では茨城県十王町付近及び銚子市付近に津波堆積物の残存の可能性がある。

### 津波堆積物調査

- 判読された地形について、津波の痕跡に関するデータ拡充を図るため、現地において詳細な調査が可能と判断。

- 文献で示されている産総研やYanagisawa et al.(2016)の調査した地点が調査に最も適する地形であるため、その結果を引用。

## 解析結果との比較

- 基準津波の波源である「茨城県沖から房総沖に想定するプレート間地震の津波波源」の水位と1677年延宝房総沖地震及び2011年東北地方太平洋沖地震の痕跡高とを比較し、過去に基準津波の波源を上回るような津波堆積物があるかどうかを検証。

- 基準津波の波源による津波水位は、津波堆積物調査等から推定された1677年延宝房総沖地震及び2011年東北地方太平洋沖地震津波の津波痕跡高を上回ることを確認。

## 1. 既往津波

### 1. 津波痕跡及び津波堆積物に関する調査

#### (2) 津波痕跡に関する文献調査

## (2) 津波痕跡に関する文献調査(敷地周辺に影響を及ぼした過去の津波)

- 敷地周辺における既往津波の被害状況及び日本海溝沿いにおける津波の発生状況について文献調査を行った。

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

発生年月日 元号	波源域	地震規模 <sup>1)</sup>		津波規模 <sup>2)</sup> m	地震・津波の概要 <sup>3)</sup>	敷地への影響
		Mj	Mw			
869.7.13 貞観11	三陸沖	8.3 ±1/4	—	4, — [4]	三陸沿岸:城郭・倉庫・門櫓・垣壁など崩れ落ち倒潰するもの無数。津波が多賀城下を襲い、溺死約1千。流光屋のごとく隠映するという。三陸沖の巨大地震とみられる。	東北地方太平洋沖型の地震に伴う津波と同等もしくは下回る規模
1611.12.2 慶長16	三陸沖	≒8.1	—	4, — [3-4]	三陸沿岸および北海道東岸:三陸地方で強震。震害は軽く、津波の被害が大きかった。伊達領内で死1783、南部・津軽で人馬の死3千余という。三陸沿岸で家屋の流出が多く、北海道東部でも溺死が多かった。1933年三陸地震津波に似ている。	敷地付近への影響を示す津波の痕跡はない。
1677.11.4 延宝5	房総沖	≒8.0	—	2, — [-]	磐城・常陸・安房・上総・下総:上旬より地震が多かった。磐城から房総にかけて津波があり、小名浜・中之作・薄磯・四倉・江名・豊間などで死・不明130余、水戸領内で溺死36、房総で溺死246余、奥州岩沼領で死123	茨城県那珂湊(現ひたちなか市)で4.5～5.5m、磯浜村で5.0～6.0m以上
1700.1.26 元禄12	北米 北西部沖	—	9.0	—, —	北米北西部沖(カスケード地帯):三陸～紀伊半島にかけて津波が来た。各地の津波の高さは岩手県宮古3m、同大槌で2m、茨城県那珂湊で約2mと推定される記録がある。宮古で津波の被害があったという。	茨城県那珂湊(現ひたちなか市)で約2m
1793.2.17 寛政5	三陸沖	8.0～8.4	—	2, <u>2.5</u> [2]	陸前・陸中・磐城:仙台領内で家屋損壊1千余、死12。沿岸に津波が来て、全体で家潰流失1730余、船流破33、死44以上。余震が多かった。相馬・いわきにおいて引きで津波がはじまっているのは1896年明治三陸地震と似ている。	敷地付近への影響を示す津波の痕跡はない。

1)地震規模は、宇佐美ほか(2013)を参照した。

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

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

## (2) 津波痕跡に関する文献調査(敷地周辺に影響を及ぼした過去の津波)

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

発生年月日 元号	波源域	地震規模 <sup>1)</sup>		津波規模 <sup>2)</sup> m	地震・津波の概要 <sup>3)</sup>	敷地への影響
		Mj	Mw			
1896.6.15 明治29	三陸沖	8・1/4	—	4, <u>3.5</u> [3-4]	三陸沖:『明治三陸地震津波』:震害はない。津波が北海道より牡鹿半島にいたる海岸に襲来し、死者総数は21959(青森343、岩手18158、宮城3452、北海道6)。家屋流失全半潰8~9千、船の被害約7千。波高は、吉浜24.4m、綾里38.2m、田老14.6mなど。	敷地付近への影響を示す津波の痕跡はない。
1933.3.3 昭和8	三陸沖	8.1	8.4	3, <u>3</u>	三陸沖:『三陸地震津波』:震害は少なかった。津波が太平洋岸を襲い、三陸沿岸で被害は甚大。死・不明3064、家屋流失4034、倒潰1817、浸水4018。波高は綾里湾で28.7mにも達した。日本海溝付近で発生した巨大な正断層型地震と考えられている。	敷地付近への影響を示す津波の痕跡はない。
1952.11.4 昭和27	カムチャツカ半島南東沖	—	9.0	1, —	カムチャツカ半島南東沖:『カムチャツカ津波』:太平洋沿岸に津波、波高は1~3m程度。広範囲で家屋の浸水があり、三陸沿岸では漁業関係の被害があった。	福島県沿岸で約0.5~1.5m
1960.5.22 昭和35	チリ南部沖	—	9.5	2~3, —	チリ南部沖:『チリ地震津波』:津波が日本各地に襲来、波高は三陸沿岸で5~6m、その他で3~4m。北海道南岸・三陸沿岸・志摩半島付近で被害が大きく、沖縄でも被害があった。日本全体で死・不明142(うち沖縄で3)、家屋全壊1500余、半壊2千余	茨城県久慈港で約2.3m
1964.3.27 昭和39	アラスカ湾	—	9.2	0, —	アラスカ湾:『アラスカ地震津波』:津波は太平洋沿岸各地に波及した。日本沿岸の検潮記録によると、津波の高さは三陸沿岸南部でやや高かった。このため、この沿岸で浅海漁業施設に若干の被害があった。	小名浜で0.35m、銚子で0.36m

1)地震規模は、宇佐美ほか(2013)を参照した。

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

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

## (2) 津波痕跡に関する文献調査(敷地周辺に影響を及ぼした過去の津波)

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

発生年月日 元号	波源域	地震規模 <sup>1)</sup>		津波規模 <sup>2)</sup> m	地震・津波の概要 <sup>3)</sup>	敷地への影響
		Mj	Mw			
1968.5.16 昭和43	青森県 東方沖	7.9	8.2	2, <u>2.5</u>	青森県東方沖:『1968年十勝沖地震』:青森を中心に北海道南部・東北地方に被害。死52、傷330、建物全壊673、半壊3004。青森県下で道路損壊も多かった。津波があり、三陸沿岸3~5m、浸水529、船舶流失沈没127。コンクリート造建築の被害が目立った。	敷地付近への影響を示す津波の痕跡はない。
2011.3.11 平成23	三陸沖	8.4	9.0	—, <u>4</u>	東北沖:『平成23年(2011年)東北地方太平洋沖地震、東日本大震災』:日本海溝沿いの沈み込み帯の大部分、三陸沖中部から茨城県沖までのプレート境界を震源域とする逆断層型超巨大地震。3月9日にM7.3(Mw7.4)の前震、震源域内や付近の余震・誘発地震はM7.0以上が6回、M6.0以上が97回、死18493、不明2683、傷6217、住家全壊 128801、半壊269675。死者の90%以上が水死で、被害の多くは巨大津波(現地調査によれば最大約40m)によるもの。	大洗研究所近傍で約7m

1)地震規模は、宇佐美ほか(2013)を参照した。

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

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



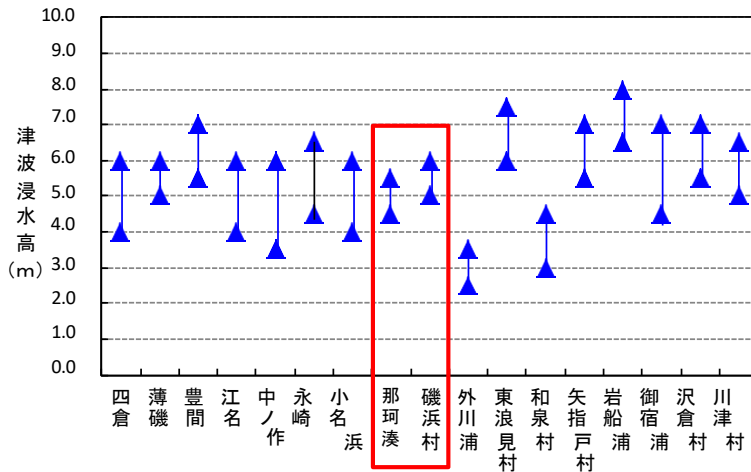
## (2) 津波痕跡に関する文献調査(1677年延宝房総沖地震津波の痕跡高の調査結果)

- 竹内他(2007)に基づけば、1677年延宝房総沖地震津波による敷地周辺の津波浸水高(推定)は、茨城県那珂湊(現ひたちなか市)で4.5~5.5m、大洗町(磯浜村)で5.0~6.0m以上と示されている。

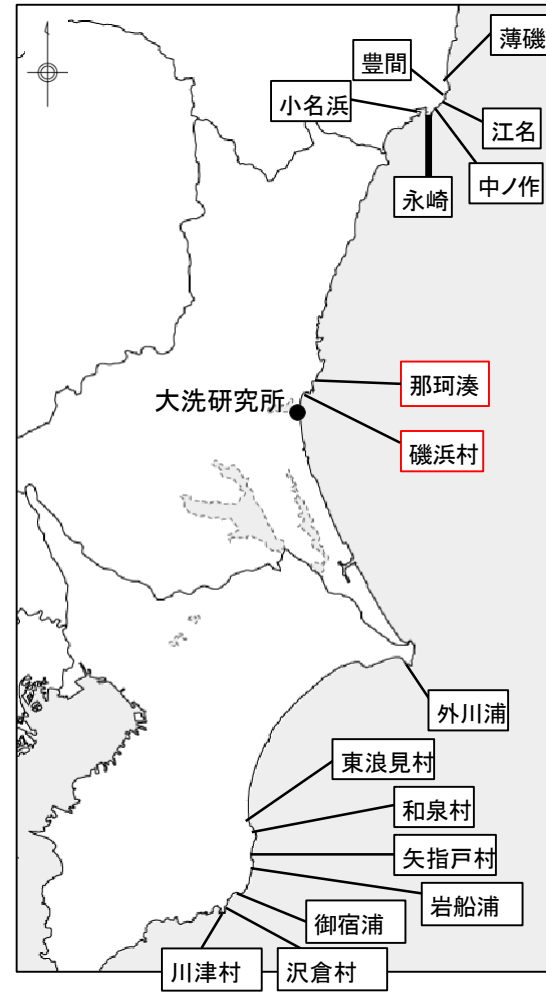


図019-1 延宝房総沖津波を発生させた地震の震度分布

(渡辺(1998))



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



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

## (2) 津波痕跡に関する文献調査(1677年延宝房総沖地震津波の痕跡高の調査結果)

- 竹内他(2007)に基づけば、1677年延宝房総沖地震津波による敷地周辺の津波浸水高は、建物被害の記録から推定したと示されている。

浸水高の推定結果(福島県～茨城県)

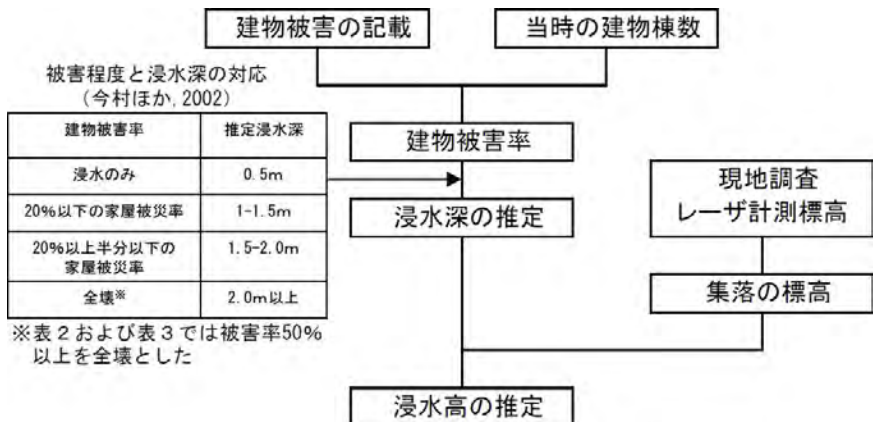
市町村	場所	被害記事(史料番号)	被害軒数	推定棟数	建物被害	推定される浸水深	集落(地点)の標高	推定浸水高	
福島県いわき市	豊間	・江名・豊間両浦で218軒流失、44人溺死(①) ・下川～四倉 流死84人、潰家487軒(②)		218	170 50%以上	2m以上	3.5-5.0m	5.5-7.0m以上	
福島県いわき市	江名	・江名・豊間両浦で218軒流失、44人溺死(①) ・下川～四倉 流死84人、潰家487軒(②)		218	210 50%以上	2m以上	2.0-4.0m	4.0-6.0m以上	
福島県いわき市	四倉	・小名浜・長崎・中作・薄磯・四倉・江■にて流失330軒、溺死75人(①) ・下川～四倉 流死84人、潰家487軒(②)		330	430 20-50%	1.5-2.0m	2.5-4.0m	4.0-6.0m	
福島県いわき市	薄磯	・小名浜・長崎・中作・薄磯・四倉・江■にて流失330軒、溺死75人(①) ・下川～四倉 流死84人、潰家487軒(②)			130 20-50%	1.5-2.0m	3.0-4.0m	4.5-6.0m	
福島県いわき市	中ノ作	・小名浜・長崎・中作・薄磯・四倉・江■にて流失330軒、溺死75人(①) ・下川～四倉 流死84人、潰家487軒(②)			60 20-50%	1.5-2.0m	2.0-4.0m	3.5-6.0m	
福島県いわき市	永崎	・小名浜・長崎・中作・薄磯・四倉・江■にて流失330軒、溺死75人(①) ・下川～四倉 流死84人、潰家487軒(②) ・小名浜、神白、永崎にて80人余押し流され(③)			70 20-50%	1.5-2.0m	3.0-4.5m	4.5-6.5m	
福島県いわき市	小名浜	・小名浜・長崎・中作・薄磯・四倉・江■にて流失330軒、溺死75人(①) ・下川～四倉 流死84人、潰家487軒(②) ・小名浜、神白、永崎にて80人余押し流され(③)			170 20-50%	1.5-2.0m	2.5-4.0m	4.0-6.0m	
茨城県ひたちなか市	那珂港	・那珂港の別館(漢御殿)の前まで津波が及ぶ(④)				浸水のみ	0.5m以下	4.0-5.0m	4.5-5.5m
茨城県大洗町	磯浜村	・320軒流失(⑤)	320	640	50%	2m以上	3.0-4.0m	5.0-6.0m以上	

※平凡社(1982)の「茨城県の地名」によれば、湊村(現ひたちなか市)にて「流失民家30軒、溺死男女30人の被害を出した(『水戸歴世譚』)」とある。同書によれば、家屋数は1,024戸(時期不明)なので、被害率は20%未満となり、浸水深は1-1.5mと推定される。海岸付近の集落の地盤高を4m程度とすれば、浸水深5-5.5m程度となり、表2とは矛盾しない。

浸水高の推定結果(千葉県)

市町村	場所	被害記事(史料番号)	被害軒数	推定棟数	建物被害	推定される浸水深	集落(地点)の標高	推定浸水高
千葉県銚子市	笠上新田	・男女2人浪にとられ死(⑥)						
千葉県銚子市	外川浦	・漁舟被害(⑥)			浸水のみ	0.5m以下	2.0-3.0m	2.5-3.5m
千葉県一宮町	東浪見村	・潰家52軒、死者137人(⑦)	52	340	20%以下	1.0-1.5m	5.0-6.0m	6.0-7.5m
千葉県岬町	御領和泉村	・被害家数不明、死者13人(⑧)		170	20%以下	1.0-1.5m	2.0-3.0m	3.0-4.5m
千葉県大原町	小浜浦	・25,6軒流失、死者9人(⑧)	26	440	20%以下	1.0-1.5m	4.0-5.0m	5.5-7.0m
千葉県大原町	矢指戸村	・24.5軒流失、死者13人(⑧)	25	300	20%以下	1.0-1.5m	5.0-6.0m	6.5-8.0m
千葉県大原町	岩船浦	・40軒流失、死者57人(⑧)	40	200	20-50%	1.5-2.0m		
千葉県御宿町	御宿浦	・170軒流失、死者53人(⑧)	170	90	50%以上	2m以上	3.0-5.0m	5.0-7.0m以上
千葉県勝浦市	郡原村(部原村?)	・56軒流失、死者2人(子供)(⑧)	56	100	50%以上	2m以上		
千葉県勝浦市	沢倉村	・11軒流失(⑧)	11	40	20-50%	1.5-2.0m	4.0-5.0m	5.5-7.0m
千葉県勝浦市	川津村	・19軒流失(⑧)	19	140	20%以下	1.0-1.5m	4.0-5.0m	5.0-6.5m

竹内他(2007)



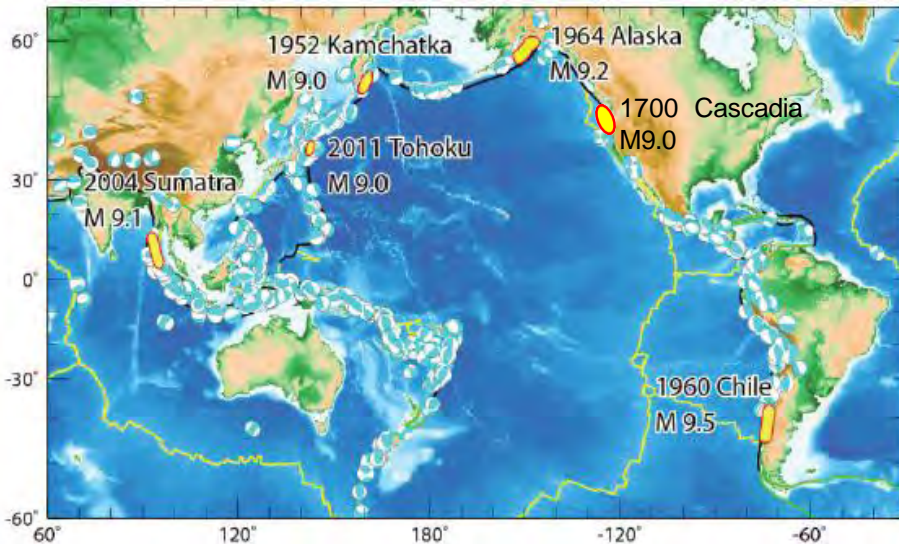
津波浸水高推定のフロー

(2) 津波痕跡に関する文献調査(1700年カスケード地震津波、1952年カムチャッカ地震津波及び1964年アラスカ地震津波の痕跡高)

- 渡辺(1998)等に基づけば、1700年カスケード地震津波、1952年カムチャッカ地震津波及び1964年アラスカ地震津波の痕跡高は、それぞれ茨城県那珂湊(現ひたちなか市)で約2m、福島県沿岸で約0.5~1.6m、小名浜で0.35m、銚子で0.36mと示されている。

区分	地震種別	名称	文献調査結果※
遠地津波	プレート間地震	1700年カスケード地震津波	茨城県那珂湊(現ひたちなか市)で約2m
		1952年カムチャッカ地震津波	福島県沿岸で約0.5~1.5m
		1964年アラスカ地震津波	小名浜で0.35m、銚子で0.36m

※渡辺(1998)



環太平洋における大地震の分布  
(佐竹(2013a)に加筆)

1952年カムチャッカ津波の高さ  
(単位m)

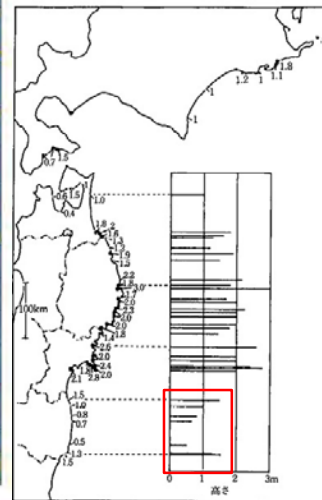


図25-1 1952年カムチャッカ津波の高さ  
(単位m)  
\*印は家屋浸水のあった地域

1964年アラスカ津波の場合、日本沿岸における検潮記録による平常潮位上の津波高さ

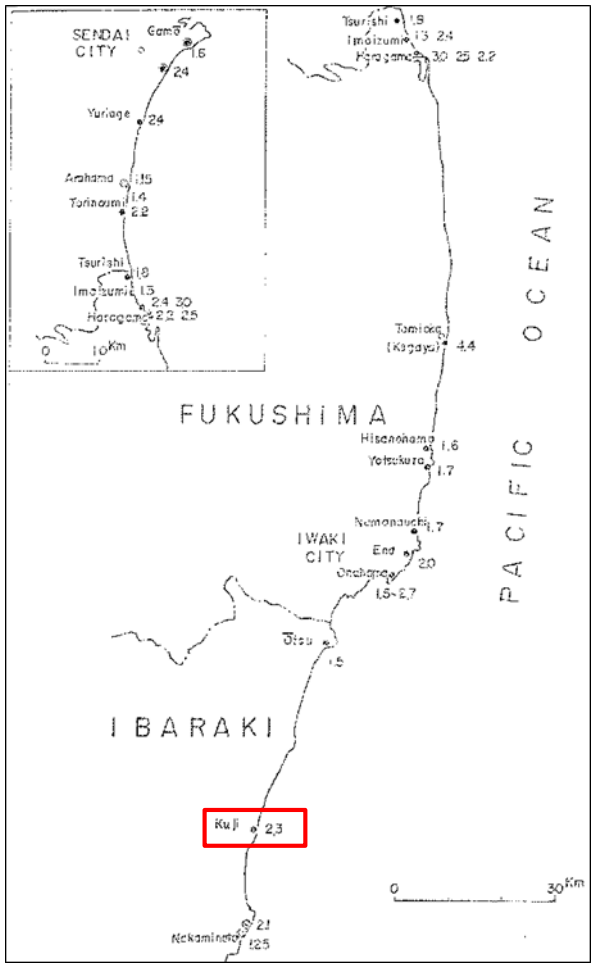
表25-1 1964年アラスカ津波の場合、日本沿岸における検潮記録による平常潮位上の津波高さ

検潮所	高さ (cm)	検潮所	高さ (cm)
稚内	34	東京	10
紋別	10	横浜	17
網走	12	油壺	18
花咲	36	八丈島	7
浦河	40	内浦	12
函館	25	清水	6
青森	38	御前崎	30
青森	32	鳥羽	15
網走	46	浦神	25
八戸	60	半木	45
宮古	14	海南	15
釜石	38	高知	20
大船渡	75	土佐清水	24
江ノ島(宮城)	15	細島	12
女川	50	青島	15
小名浜	35	油津	39
銚子	36	名瀬	20
布良	33		

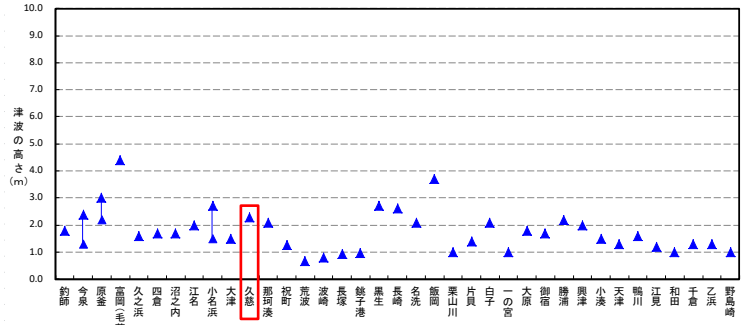
(渡辺(1998)に加筆)

## (2) 津波痕跡に関する文献調査(1960年チリ地震津波の痕跡高)

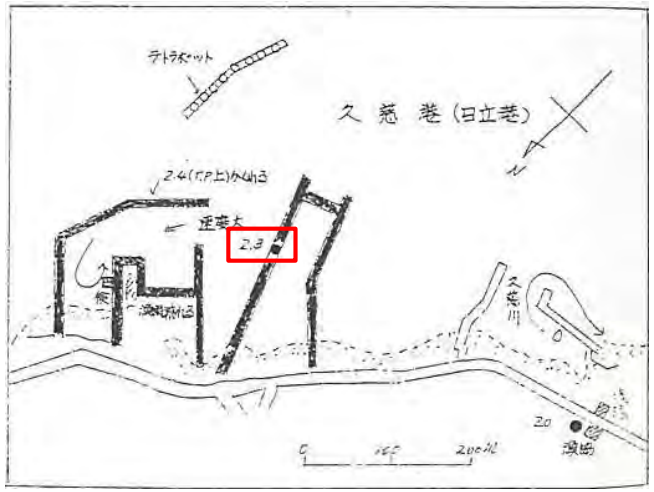
• チリ津波合同調査班(1961)に基づけば、1960年チリ地震津波による敷地周辺の津波の痕跡高は、茨城県久慈港約2.3mと示されている。



1960年チリ地震津波による福島県～茨城県の津波の高さ分布図 (チリ津波合同調査班(1961)に加筆)



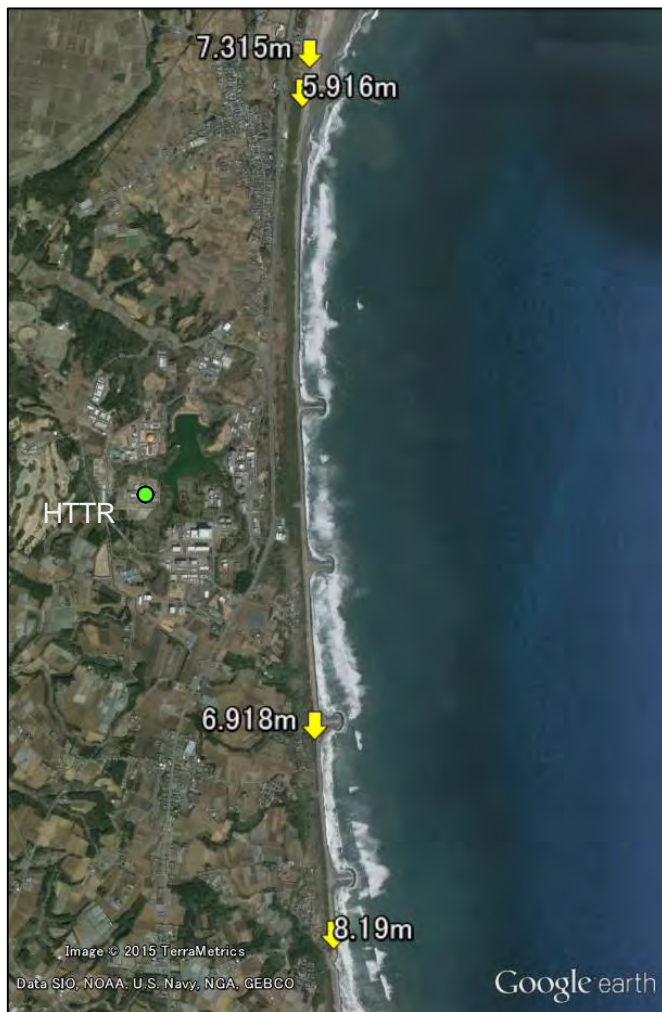
1960年チリ地震による福島県～茨城県及び千葉県(南端)の津波の高さ分布図



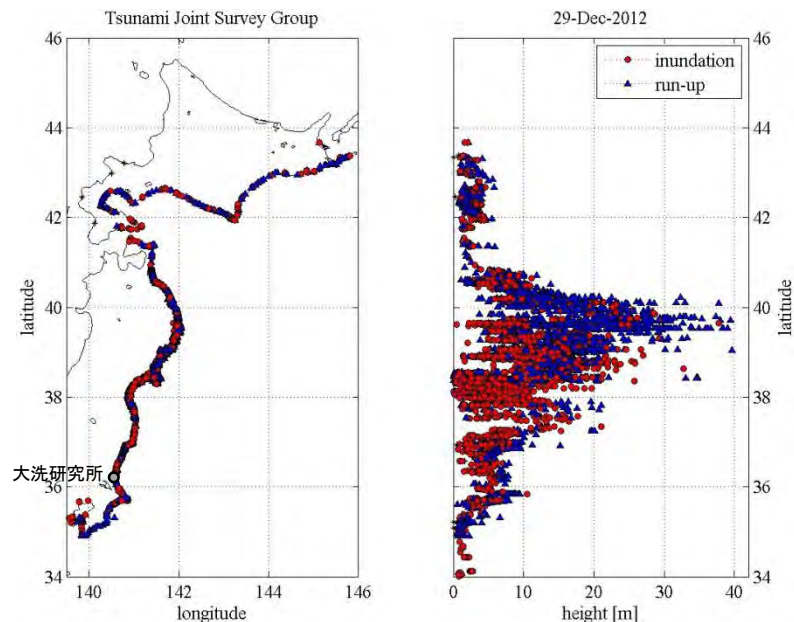
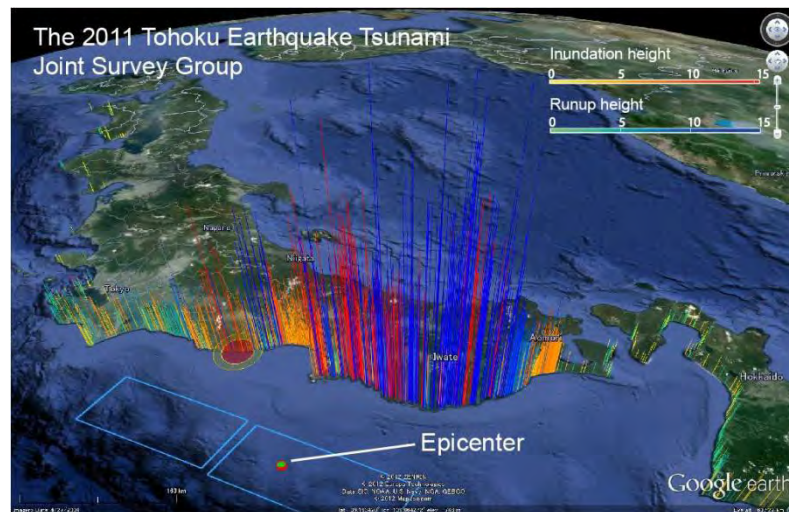
1960年チリ地震津波による久慈港(日立港)の津波の高さ (チリ津波合同調査班(1961)に加筆)

## (2) 津波痕跡に関する文献調査(2011年東北地方太平洋沖地震津波の痕跡高)

- 2011年東北地方太平洋沖地震津波による大洗研究所近傍の津波の痕跡高は、約7mである。



2011年東北地方太平洋沖地震津波による敷地近傍の痕跡高  
(東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループ(2011)による)



2011年東北地方太平洋沖地震による浸水高及び遡上高分布図  
(東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループ(2011)に加筆)

(2) 津波痕跡に関する文献調査(まとめ)

• 敷地に最も影響を及ぼしたと考えられる津波は、日本海溝沿いの津波であり、敷地に襲来した津波の最大痕跡高は1677年延宝房総沖地震津波及び2011年東北地方太平洋沖地震津波で、大洗研究所近傍で約7mである。

区分		地震種別		名称	文献調査結果	
近地津波	日本海溝沿い	海洋プレート内地震		1611年の津波(正断層型)	敷地付近への影響を示す津波の痕跡はない	
				1933年昭和三陸地震津波	敷地付近への影響を示す津波の痕跡はない	
		プレート間地震	東北地方太平洋沖型の地震	869年の津波	東北地方太平洋沖型の地震に伴う津波と同等もしくは下回る規模	
				2011年東北地方太平洋沖地震津波	大洗研究所近傍で約7m	
			津波地震	1611年の津波	敷地付近への影響を示す津波の痕跡はない	
				1677年延宝房総沖地震津波	茨城県那珂湊(現ひたちなか市)で4.5～5.5m	
				1896年明治三陸地震津波	敷地付近への影響を示す津波の痕跡はない	
					1793年宮城県沖地震に伴う津波	敷地付近への影響を示す津波の痕跡はない
					17世紀初頭の地震(500年間隔地震)に伴う津波	敷地付近への影響を示す津波の痕跡はない
					1968年十勝沖地震に伴う津波	敷地付近への影響を示す津波の痕跡はない
遠地津波		プレート間地震		1700年カスケード地震津波	茨城県那珂湊(現ひたちなか市)で約2m	
				1952年カムチャッカ地震津波	福島県沿岸で約0.5～1.5m	
				1960年チリ地震津波	茨城県久慈港で約2.3m	
				1964年アラスカ地震津波	小名浜で0.35m、銚子で0.36m	

## 1. 既往津波

### 1. 津波痕跡及び津波堆積物に関する調査

#### (3) 津波堆積物に関する文献調査

### (3) 津波堆積物に関する文献調査(津波堆積物調査の範囲)

- 津波堆積物に関する調査の目的は、評価地点に影響を与えた可能性のある津波を検出することである。したがって、同一の津波により同様の影響を受けると考えられる範囲を検討対象とする。
- 国土交通省(2012)による「津波浸水想定の設定の手引き」においては、同様の見地に基づき、海岸保全基本計画を作成すべき海岸の区分である「地域海岸」を、「湾の形状や山付け等の自然条件」等に基づき「同一の津波外力を設定しうると判断される一連の海岸線」と規定している。自治体ではこれに基づき、岬や河川を境とする区分を行っている。
- 本検討においては、海岸構造物に対する津波外力のわずかな違いを考慮する必要はないため、より広域的に一連とみなせる海岸線を調査対象とした。その範囲は、両端に明瞭な岬を有する概ね茨城県北端から千葉県銚子付近までとなる。
- 以上より、福島県塩屋埼から千葉県銚子の範囲において、津波堆積物調査の有無を確認した。



大洗研究所を含む広義の「一連の海岸線」(国土地理院地図に加筆)

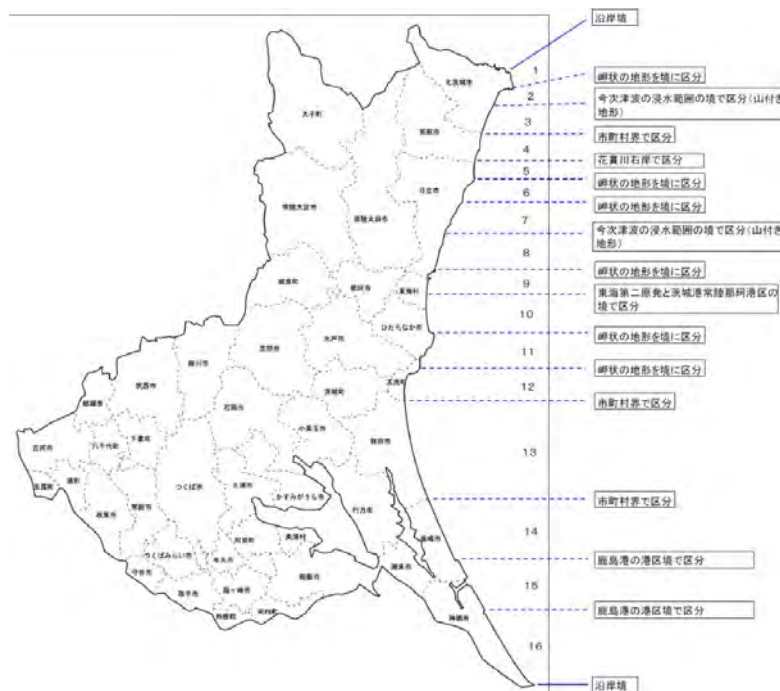
#### (1) 地域海岸について

海岸保全基本計画を作成すべき一体の海岸の区分(沿岸)を

- 湾の形状や山付け等の自然条件
- 文献や被災履歴等の過去に発生した津波の実績津波高さ及びシミュレーションの津波高さ

から、同一の津波外力を設定しうると判断される一連の海岸線に分割したものをいう。

(国土交通省(2012))



茨城県による地域海岸の設定(茨城県(2012))



(3) 津波堆積物に関する文献調査(福島県・茨城県・千葉県沿岸における津波堆積物に関する文献の検索結果)

- 国内外の主な科学技術系論文データベース等を対象に、福島県～千葉県沿岸における津波堆積物に関する論文等の検索を行った。
- 検索の結果、塩屋崎～銚子市の一連の海岸線で歴史津波の津波堆積物調査が実施されていることを示す文献が3点抽出された。

データベース名	運営主体	データベースの概要	検索条件: キーワード	検索条件 (ヒット文献 の出版年)	ヒット件数	ヒット件数のうち、福島県 塩屋崎～千葉県銚子市 における津波堆積物に関 するもの※1
JDREAM III	株式会社 ジー・サーチ ※2	国内外の論文等を対象 とした日本最大級の科 学技術文献情報デー タベース	津波堆積物 and (福島 or 茨城 or 千葉)	1981～ (1996～)	132	1※3
ScienceDirect	Elsevier	世界最大のフルテキスト データベース。Elsevier が発行する2,500誌以上 の科学・技術等の電子 ジャーナル等を収録	“Tsunami deposit” and (Fukushima or Ibaraki or Chiba)	全て (1989～)	90	0
SpringerLink	Springer Science+Busi ness Media	Springerが発行する科 学技術系出版物を収録	“Tsunami deposit” and (Fukushima or Ibaraki or Chiba)	全て (2006～)	69	0
AGU Publications	John Wiley & Sons, Inc.	Journal of Geophysical Research等、AGU(アメ リカ地球物理学連合)の 出版物を収録	“Tsunami deposit” and (Fukushima or Ibaraki or Chiba)	全て (1997～)	96	2※4

※1 塩屋崎以南の福島県、茨城県及び銚子市以北の千葉県における歴史津波の津波堆積物調査に関する文献数(タイトル及びアブストラクトに基づき判断)

※2 2013年4月に(独)科学技術振興機構より継承

※3 澤井祐紀・宍倉正展(2010):宮城県中南部と常磐海岸に見られる巨大津波の地質学的痕跡,日本地震学会秋季大会講演予稿集, p.129.

= Sawai et al. (2012)で詳述された茨城県日立市における調査の概要を記載

※4 Sawai et al. (2012)及びYanagisawa et al. (2016)

### (3) 津波堆積物に関する文献調査(福島県塩屋埼から千葉県銚子の範囲における津波堆積物の分布)

- 国内外の主な科学技術系論文データベース等を用いて津波堆積物の有無を確認した。その結果、茨城県日立市十王町及び千葉県銚子市で津波堆積物が見つかった(産総研、澤井(2012a)、Sawai et al.(2012) 及びYanagisawa et al.(2016))。
- なお、産総研で行った津波堆積物調査結果は、産総研により津波堆積物データベースを通じて公開されており、「津波堆積物(イベント堆積物)が見つかった場所」とされているのは、茨城県日立市十王町の調査結果のみである(2017年3月末時点)。
- また、2011年東北地方太平洋沖地震津波及び関東地震の津波堆積物に関する情報についても確認した※1,2。

※1 2011年東北地方太平洋沖地震津波の津波堆積物に関する情報の詳細は、参考資料1「茨城県から千葉県沿岸における2011年東北地方太平洋沖地震津波の津波堆積物に関する文献調査」に記載

※2 関東地震の津波堆積物に関する情報の詳細は、参考資料2「関東地震の津波堆積物に関する文献調査」に記載




## 津波堆積物データベース

□Menu非表示

- 背景地図を選択
  - 地理院地図
  - 基図
  - GoogleMaps
    - 道路図
    - 地形図
    - 衛星+道路図
    - 衛星
- 表示データを選択
  - 青森県
  - 宮城県
  - 福島県
  - 茨城県
    - 北茨城市
    - 日立市
    - イベント堆積物がある場所
    - 津波堆積物(イベント堆積物)が見つからない場所
  - 千葉県
  - 静岡県
  - 三重県

#### 津波堆積物調査



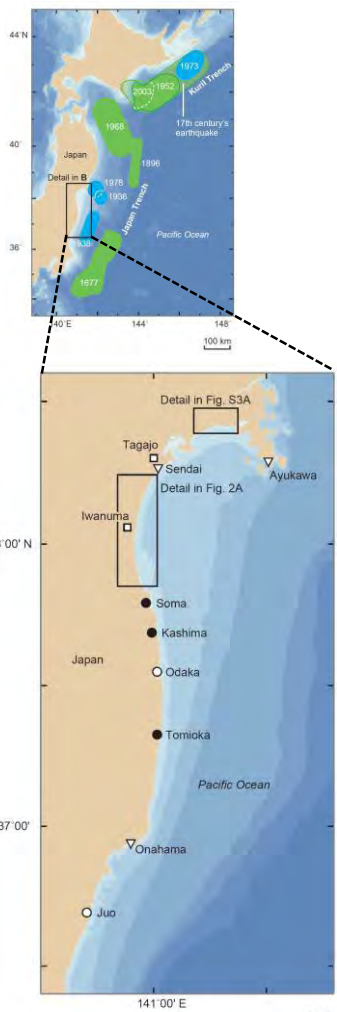

凡例

- : 津波堆積物(イベント堆積物)が見つかった場所
- : 津波堆積物(イベント堆積物)が見つかった場所(Yanagisawa.et al(2016))
- : 津波堆積物を見つけるために掘削調査をした場所(掘削地点の位置情報のみ)

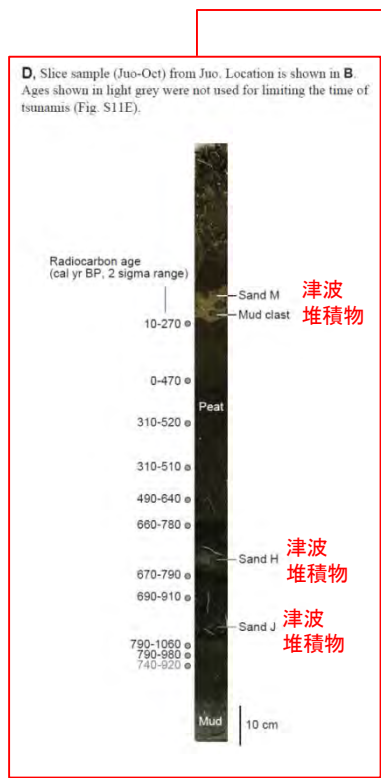
「津波堆積物(イベント堆積物)が見つかった場所」の分布

### (3) 津波堆積物に関する文献調査(茨城県日立市十王町における調査結果)

- 津波堆積物に関する文献調査を行った結果、敷地に最も近い地点として、日立市十王町(敷地から約48km地点)で津波堆積物が確認されている。(澤井(2012a), Sawai et al. (2012))
- Sawai et al. (2012)で示される津波堆積物調査結果は、茨城県日立市十王町の低地の水田地帯においてハンドコアラーやハンディージオスライサーにより取得した柱状堆積物試料の分析結果である。年代分析は泥炭から取得した有機物のC14年代測定により行っている。
- 澤井(2012a)は、この地点では2011年東北地方太平洋沖地震津波による砂やデブリ(植物片など)も検出されているが、以前の津波堆積物と分布範囲が大きく異なっており、これは地形等の人工改変による影響であろうとしている。



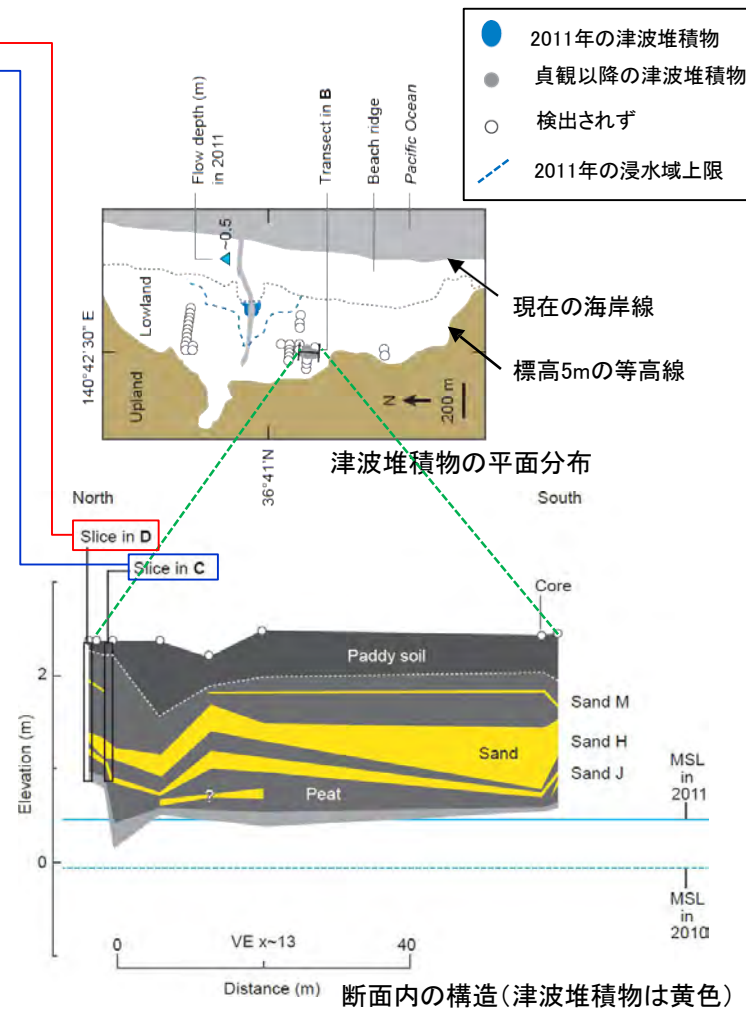
調査位置図



※数値はC14年代値  
(薄い文字は採用しなかった値)

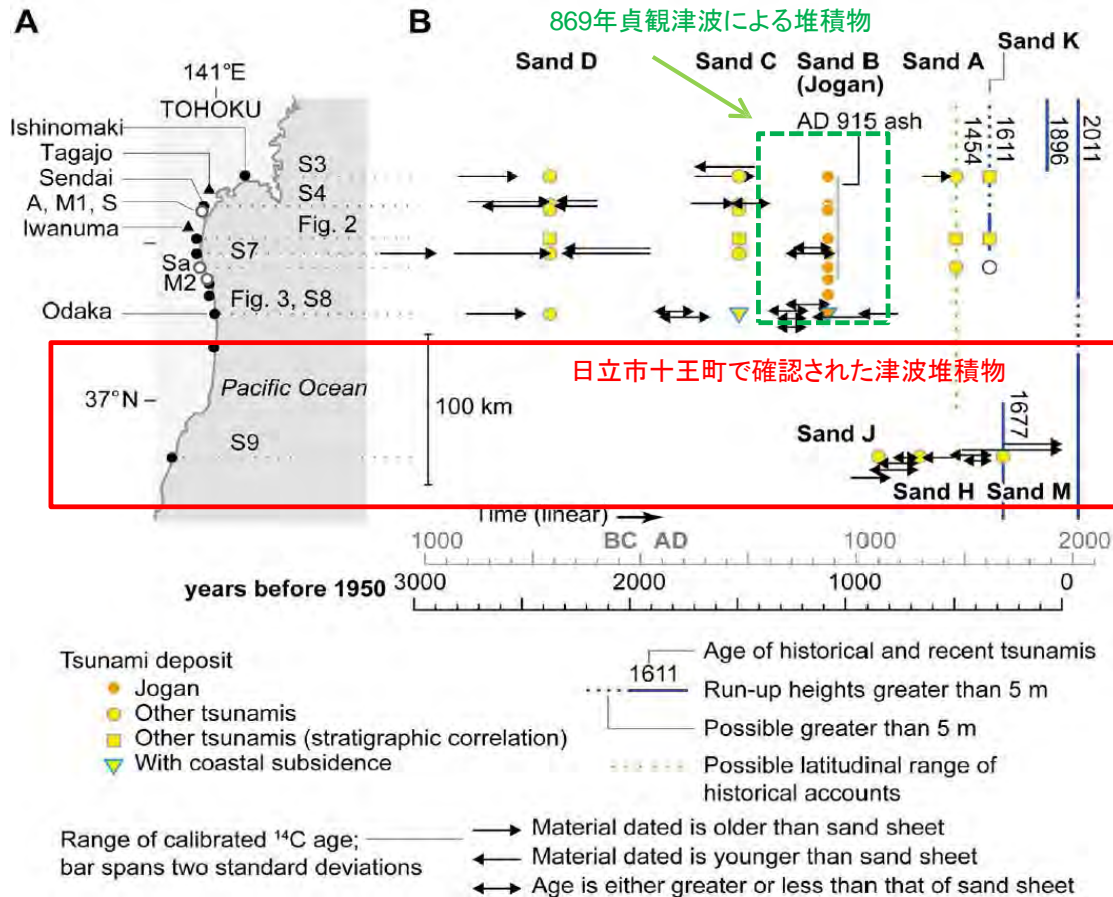


コアの構造とC14年代



### (3) 津波堆積物に関する文献調査(敷地周辺における調査結果)

- Sawai et al.(2012) は、日上市十王町で確認された津波堆積物は、仙台平野や福島県南相馬市小高と共通のものではないとしている。日上市十王町では 869 年貞観津波より後に約1000年間で3回分の津波堆積物がみられ、そのうち最新のものは1677年延宝房総沖地震津波に対比されるとしている。
- Pilarczyk et al. (2016)は、千葉県九十九里浜において津波堆積物の特徴を有する2層の砂層を確認したとしている。このうち上位の砂層は1677年延宝房総沖地震津波に対比され、下位のイベントは979～903年前と推定している。



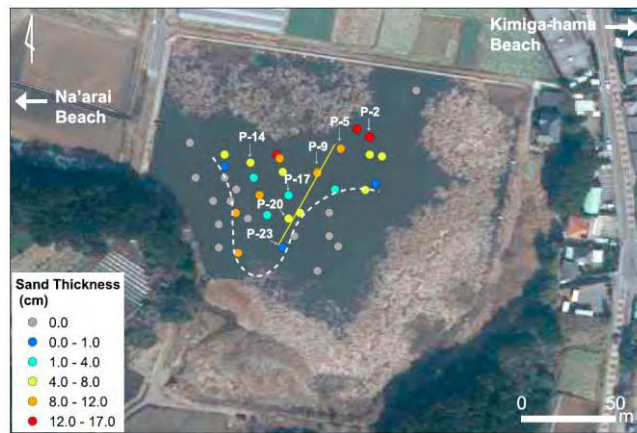
宮城県～茨城県で確認された津波堆積物の分布と推定年代(Sawai et al.(2012)に加筆)

### (3) 津波堆積物に関する文献調査(千葉県銚子市における調査結果)

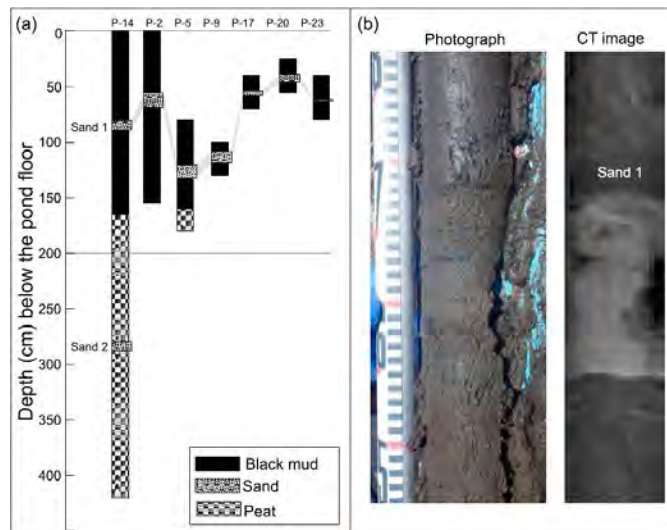
- Yanagisawa et al.(2016)は、古文書及び津波堆積物調査に基づき、1677年延宝房総沖地震津波が銚子市の小畑池(T.P.+11.3m)に浸水したと解釈した。
- Yanagisawa et al.(2016)は、津波の遡上シミュレーションを実施した結果、1677年の津波に関する既往断層モデルでは小畑池への浸水が再現できなかった。そこで、既往断層モデルのすべり量を割増すことにより、銚子市付近の浸水範囲を概ね再現するモデルを決定しているが、広域の痕跡高との関係は検証されていない。広域の痕跡高に対しては過大となる可能性が高く、1677年の津波の再現モデルとしての適切さについては検討の余地がある。

1677年の津波が小畑池に浸水したと解釈した根拠:

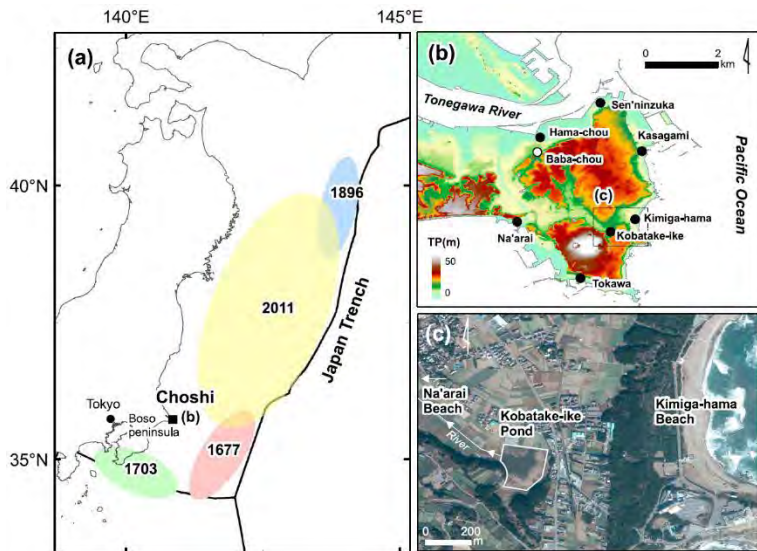
- 古文書「玄蕃先代集」の記述
  - 津波が複数の村に被害を与えた。津波は君ヶ浜近傍の浜堤(T.P.+13m)を越流し、海岸で約1万本の木を倒壊させ、君ヶ浜から500m内陸にある小畑池(T.P.+11.3m)に到達した。
- 津波堆積物調査
  - 小畑池の底40点からコアを採取し、分析を行った。君ヶ浜からの浸水経路となる北に向かって厚くなる1~18.5cm厚砂層が検出された。C14年代分析及び火山灰分析により、砂層は西暦1405年から1707年に堆積したと推定された。
  - 池の標高や海岸からの距離からみて、暴浪による堆積の可能性は低いとした。
  - 年代からみて1703年元禄関東地震津波の影響も否定できないが、波源域がこの地点に正対していることから、1677年に形成された津波堆積物であると判断した。



コア採取位置



コア構造



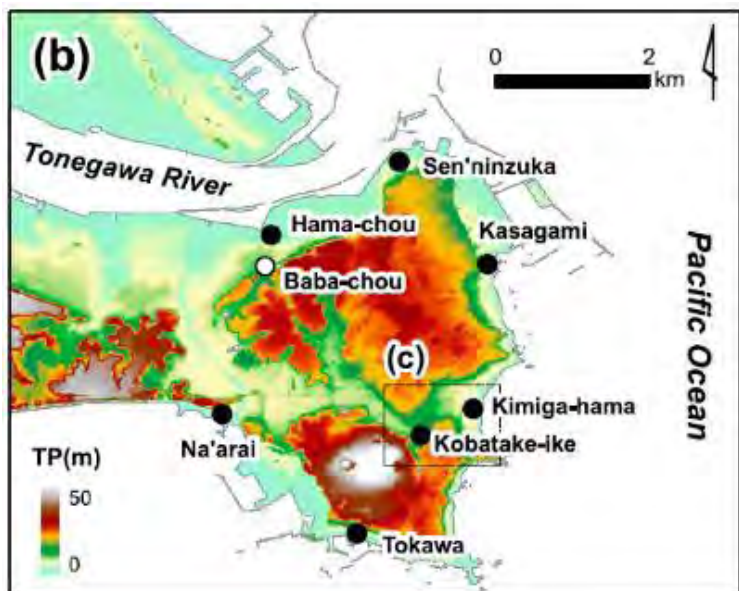
- (a) 1677年延宝房総沖地震津波の推定波源位置  
 (b) 千葉県銚子市付近の標高分布と古文書に基づく1677年の津波の影響範囲 (●:津波被害あり,○:津波被害なし)  
 (c) 小畑池~君ヶ浜周辺の航空写真

(3) 津波堆積物に関する文献調査(Yanagisawa et al. (2016)に掲載された1677年の津波の痕跡高の根拠)

- Yanagisawa et al.(2016)によれば、1677年の津波の影響範囲のうち、小畑池以外の地点については古文書等の記述に基づき痕跡高を推定している。

Yanagisawa et al. (2016)に掲載された1677年の津波の痕跡高の根拠のまとめ

地点	痕跡高の根拠	古文書等の記述
千人塚	古文書「玄蕃先代集」 浸水	当該地点に浸水し、池が現れた
浜町	古文書「玄蕃先代集」 浸水	当該地点に浸水した
馬場町	古文書「玄蕃先代集」 浸水せず	数名が浜町の浸水を逃れて当該地点まで来た
君ヶ浜	古文書「玄蕃先代集」 被害記録	千本の木が津波の流れにより倒壊した
君ヶ浜浜堤	都司他(2012) 小畑池への浸水に基づく解釈	津波が君ヶ浜から小畑池に浸水するために最低限通過すべき標高
外川	古文書「玄蕃先代集」 被害記録	漁船が津波の流れにより損壊した
名洗	伝承 浸水	君ヶ浜から侵入した津波が名洗に到達した



(b)千葉県銚子市付近の標高分布と古文書に基づく1677年の津波の影響範囲 (●:津波被害あり、○:津波被害なし)

Yanagisawa et al. (2016)

※Yanagisawa et al. (2016)においては、小畑池の痕跡高のみ津波堆積物調査に基づく。

### (3) 津波堆積物に関する文献調査(1677年延宝房総沖地震津波の調査結果)

- 竹内他(2007)に基づけば、1677年延宝房総沖地震津波による敷地周辺の津波浸水高(推定)は、茨城県那珂湊(現ひたちなか市)で4.5~5.5m、福島県小名浜で4.0~6.0mと示されている。
- 茨城県日立市十王町は小名浜と那珂湊の間に位置しており、小名浜や那珂湊と同程度の津波が到達したと推定される。

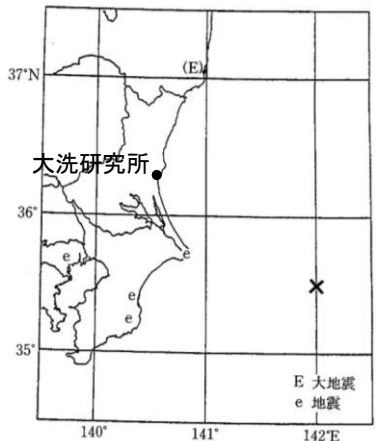
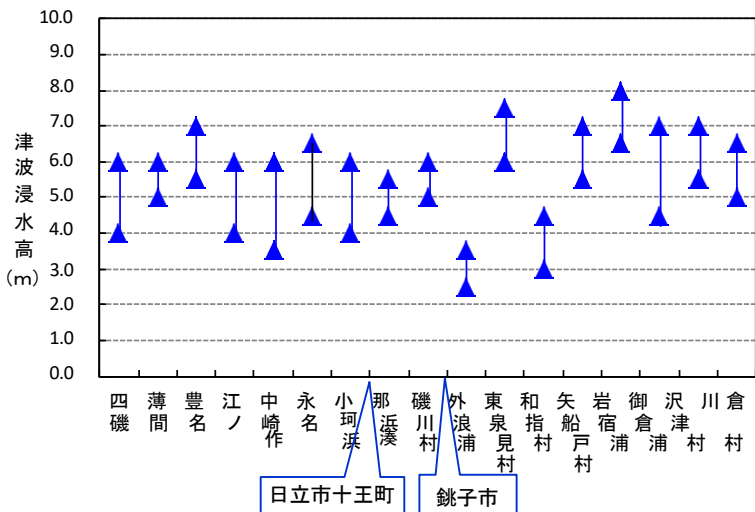
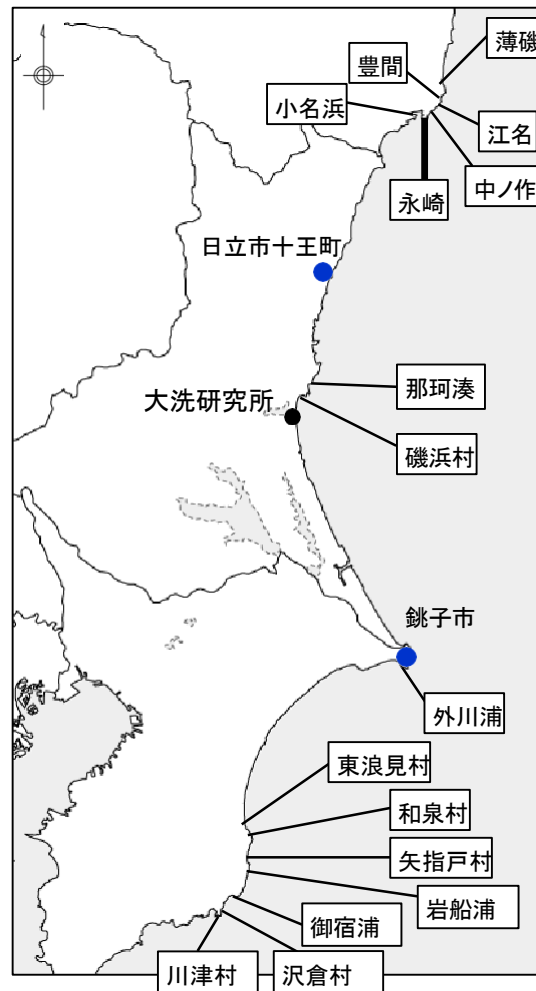


図019-1 延宝房総沖津波を発生させた地震の震度分布 (渡辺(1998)に加筆)



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



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

## 1. 既往津波

### 1. 津波痕跡及び津波堆積物に関する調査

#### (3) 津波堆積物に関する文献調査

### 【参考資料1】

茨城県から千葉県沿岸における2011年東北地方太平洋沖地震  
津波の津波堆積物に関する文献調査



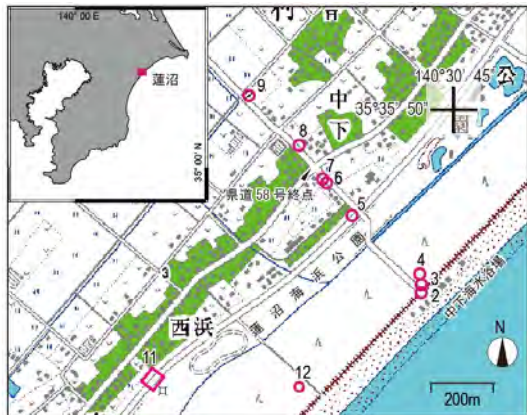
## 茨城県から千葉県沿岸における2011年東北地方太平洋沖地震津波の津波堆積物に関する文献調査

- 2011年東北地方太平洋沖地震後に茨城県から千葉県沿岸で実施された津波堆積物調査の概要をとりまとめた。
- 千葉県九十九里浜を中心に津波直後に調査された複数の事例がみられ、堆積構造、層厚及び粒度等の観点から整理を行っている。

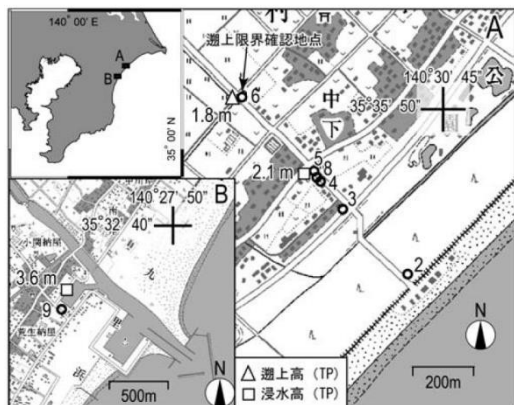
文献	地点	津波記録	津波堆積物厚さ	津波堆積物分布の特徴
藤原他 (2011, 2012)	千葉県 蓮沼海岸、 片貝漁港	蓮沼海岸:最大高さ6m 以上、海岸から約1km、 標高約1.8mまで到達 片貝漁港:浸水高約3.6m	蓮沼海岸:2~35cm(海岸線 近傍の防砂林)、1cm未満 (遡上限界) 片貝漁港:6cm(河口から 1km遡った港、図読)	<ul style="list-style-type: none"> <li>砂丘の背面(陸側)では越流した津波による浸食が卓越し、津波堆積物の主要な供給源となっている。</li> <li>津波堆積物を特徴付けるベッドフォーム(カレントリップル、バルハンリップル)がみられ、これらは津波の「方向性」と「流速」を反映している。</li> </ul>
Matsumoto et al. (2016)	千葉県 蓮沼海岸			<ul style="list-style-type: none"> <li>蓮沼海岸では、分厚い堆積物は海岸線から350m以内に分布する。</li> <li>内陸へ向かって細粒化・薄層化する傾向がみられる。</li> <li>堆積構造と粒度の分布から、津波堆積物は複数のユニットに分割される。これは複数回の浸水があったことに対応しているとみられる。</li> </ul>
青野(2012)	千葉県 一宮町、 御宿海岸	遡上高2~3m(御宿海岸)	—	<ul style="list-style-type: none"> <li>一宮町の津波堆積物は海岸の砂と変わらず粒度が粗く淘汰が良い。</li> <li>津波水位の大きかった宮城県南三陸町では沖合の泥や内陸土壌を巻き込んだ結果、粒度が細かく淘汰が悪い。</li> </ul>
岡崎・大木 (2012)	千葉県九十九里 浜の北東部約 35km内の11地点	遡上高2.1~7.9m	九十九里町不動堂納屋(不動堂海水浴場):3~34cm、 山武市本須賀納屋(本須賀海浜浴場):約7cm、 旭市上永井(刑部岬下):約55cm	<ul style="list-style-type: none"> <li>津波堆積物は層厚数cmから約15cmで級化構造と植物片や偽礫を挟む。</li> <li>2層からなる津波堆積物がみられ、最低2回の津波の侵入が推定される。</li> </ul>
山田・藤野 (2013)	茨城県北茨城市 関南・鹿島港、千 葉県旭市飯岡	関南:遡上高6.0m 鹿島港:遡上高4.0~ 6.1m 飯岡:遡上高5.0~7.3m	関南:最大28cm、 鹿島港:最大24cm、 飯岡:最大28cm	<ul style="list-style-type: none"> <li>内陸へ向かって薄層化する傾向がみられる。</li> <li>内陸へ向かって細粒化する顕著な傾向は観察されず、津波堆積物に共通する特徴とは断言できない。</li> </ul>

## 茨城県から千葉県沿岸における2011年東北地方太平洋沖地震津波の津波堆積物に関する文献調査

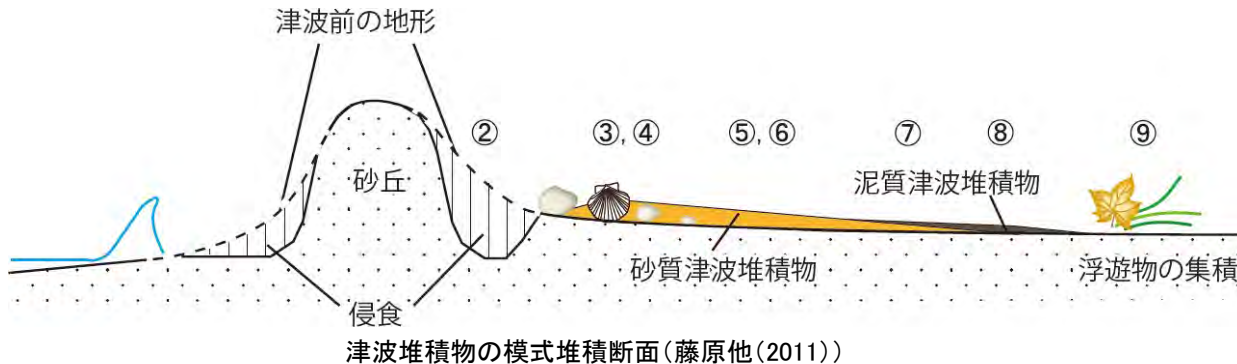
- 藤原他 (2011, 2012)は、2011年東北地方太平洋沖地震後に千葉県九十九里海岸(蓮沼海岸・片貝漁港)で実施された津波堆積物調査の概要をとりまとめ、津波堆積物の堆積構造、層厚及び粒度等の観点から整理を行っている。



藤原他 (2011)による調査位置



藤原他 (2012)による調査位置  
A:蓮沼海岸、B:片貝漁港



津波堆積物の模式堆積断面(藤原他(2011))



図5 図. 道路の分離帯に形成されたリップルを持つ津波堆積物 (2011/3/13). 海岸から400 m 付近の遡上流による堆積物。淘汰の良い細粒砂層からなり、層厚は最大で約10 cm。リップルの波長は長いもので10 cm。写真中央には直線状のカレントリップル、左手には舌状のカレントリップル、右手には三日月形バルハンが見られる。活断層・地震センターのHPより転載。

### ◆津波堆積物分布の特徴

- 内陸に向かって薄層化した津波堆積物の分布がみられた。遡上した津波は内陸に向かうにつれ流速と浸水深が減少し、流れのキャパシティ(流れが運べる粒子の全容量)が小さくなる。運びきれなくなった大きく重い粒子が順次堆積することにより、薄層化する。
- 堆積の過程で、流れの強さと粒子サイズに応じたベッドフォーム(各種のリップル等)や堆積構造が形成される。
- 遡上限界付近では、流速がほとんどゼロになるため、浮遊物が沈殿してマッドレイブ(薄い泥層)が形成される。

蓮沼海岸でみられたバルハンリップルをもつ津波堆積物(藤原他(2011))

## 茨城県から千葉県沿岸における2011年東北地方太平洋沖地震津波の津波堆積物に関する文献調査

- Matsumoto et al. (2016)は、2011年東北地方太平洋沖地震後に千葉県九十九里海岸（蓮沼海岸）で実施された津波堆積物調査の分析結果に基づき、津波堆積物の堆積構造、層厚及び粒度等の観点から整理を行っている。

## ◆津波堆積物分布の特徴

- 浸水域は海岸線から約1kmに達したが、分厚い津波堆積物は海岸線から350m以内に限られた。津波堆積物は、3断面に沿った掘削によりサンプリングされ、最大厚さは35cmであった。主によく淘汰された中砂～細砂で構成される。
- 堆積物の構造と粒径に基づき、津波堆積物を複数の堆積単位に分割した。これは複数回の浸水に対応する可能性がある。
- 類似の地形にもかかわらず、3断面間で堆積単位数とそれらの特徴が異なる。この差異は、津波堆積物に対する標高、植生、微地形等の局所的影響がかなり強いことを意味する。



Fig. 1 Locations of the Hasunuma site and the surveyed transects. (a) Index map of eastern Japan showing the position of the Hasunuma site and the epicenter of the 2011 Tohoku-oki earthquake (star). (b) Aerial view of the Hasunuma site showing the major geomorphic features, topographic survey lines (dashed lines), and the locations of the views shown in panels c-e (rectangles), and of the photographs shown in Fig. 3 (arrowheads). (c) Survey locations along transect A. Peel samples were acquired at locations marked by filled circles. (d) Survey locations along transect B. (e) Survey locations along transect C. Aerial photos in panels b-e are from the Geospatial Information Authority of Japan (CKT-2011-4-C27-1, 2, 3) and were taken in February 2012.

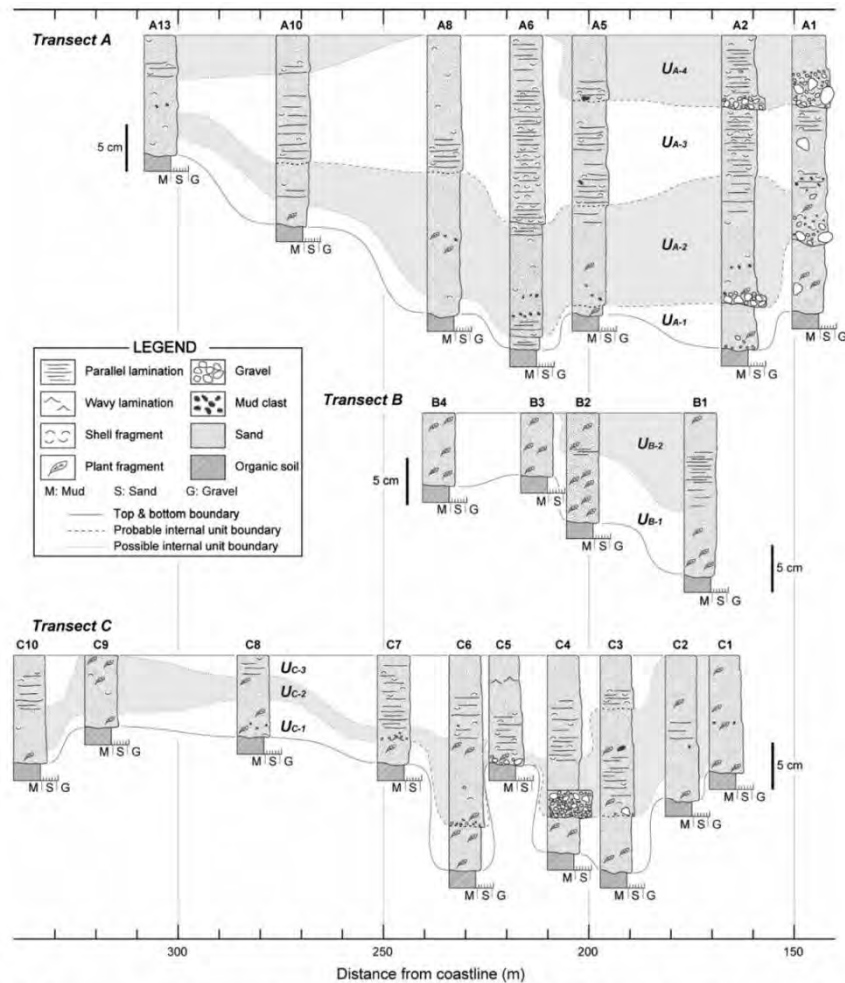


Fig. 8 Columnar profiles of the tsunami deposit at locations along transects A-C. Solid connecting lines show the base of the tsunami deposit. Internal unit boundaries are shown by dashed lines (probable) or dotted lines (uncertain).

Matsumoto et al. (2016)による調査位置及び断面内の堆積構造

## 茨城県から千葉県沿岸における2011年東北地方太平洋沖地震津波の津波堆積物に関する文献調査

- 青野(2012)は、2011年東北地方太平洋沖地震後に千葉県夷隅郡御宿海岸、千葉県長生郡一宮町、及び宮城県本吉郡南三陸町で津波堆積物の観察を行い、津波堆積物の粒度等の観点から整理を行っている。

### ◆津波堆積物分布の特徴

- 津波高が比較的低かった房総半島の一宮町では、海岸の砂と変わらず、より粒度が粗く淘汰度は良い。逆に波高が最大級であった宮城県の南三陸町では、より粒度が細くなり、泥質の部分が多くなり、淘汰度は悪くなっていた。
- これは、津波の波高が高い(エネルギーが大きい)ほど内陸への遡上が激しく生じ、海岸の砂だけではなく、海底沖合の泥や内陸の土壌を巻き込んで引き波となった時に、カレントリップルを伴う堆積物として残されたものと考えられる。

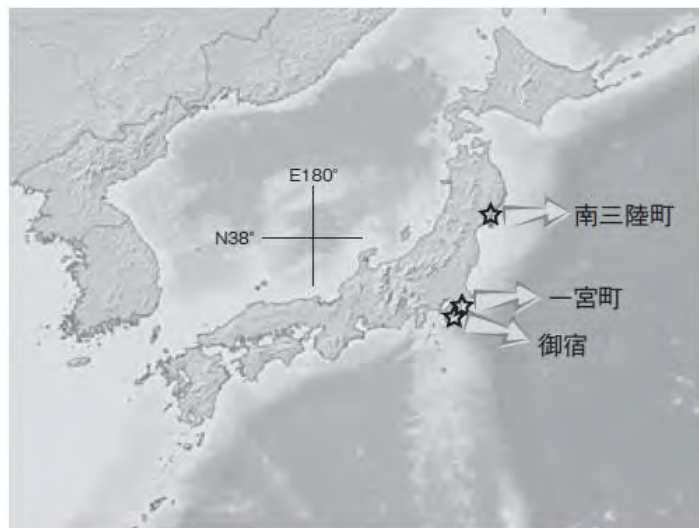


図1：東北地方太平洋沖地震による津波堆積物の調査地点

青野(2012)

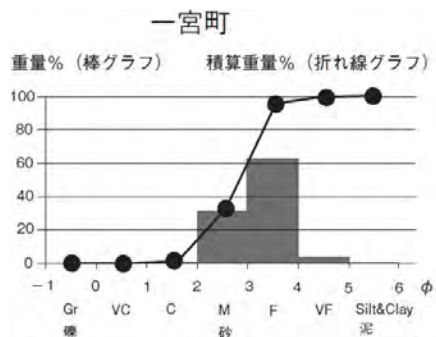


図2：東北地方太平洋沖地震による津波堆積物の粒度分布曲線(千葉県長生郡一宮町)

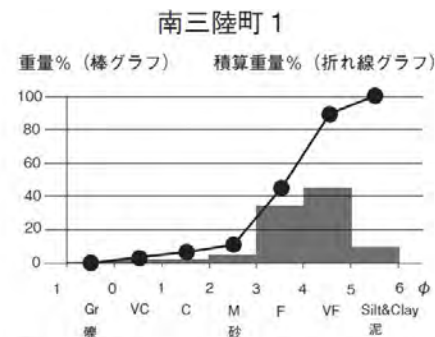
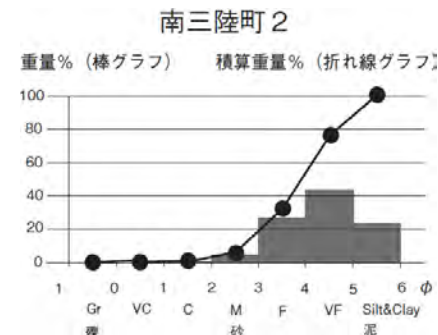


図3：東北地方太平洋沖地震による津波堆積物の粒度分布曲線(宮城県本吉郡南三陸町-1)



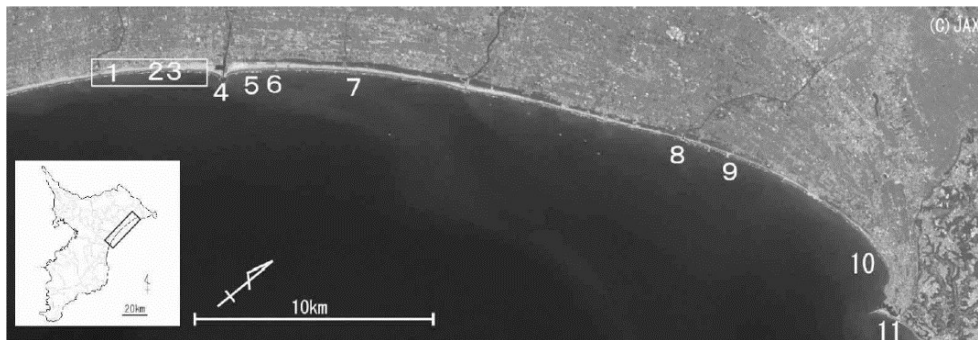
千葉県一宮町(左)と宮城県南三陸町(右)における東北地方太平洋沖地震津波の津波堆積物の粒度分布曲線(青野(2012))

# 茨城県から千葉県沿岸における2011年東北地方太平洋沖地震津波の津波堆積物に関する文献調査

- 岡崎・大木(2012)は、2011年東北地方太平洋沖地震後に千葉県九十九里浜の北東部約35km内にある11地点の海岸部における津波堆積物の観察を行い、津波堆積物の堆積構造、層厚及び粒度等の観点から整理を行っている。

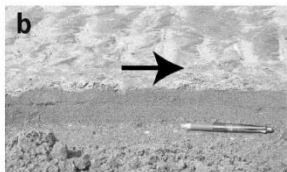
### ◆津波堆積物分布の特徴

- 津波堆積物は概ね層厚数cmから約15 cmで級化構造と植物片や偽礫を挟む。
- 2層からなる津波堆積物がみられ、最低2回の津波の侵入が推定される。



岡崎・大木(2012)による調査位置

1: 九十九里町不動堂納屋、2: 九十九里町粟生納屋、3: 九十九里町屋形、  
4: 片貝漁港、5: 作田海岸、6: 山武市本須賀納屋、7: 山武市蓮沼、  
8: 新川、9: 旭市仁玉浜、10: 旭市横根西浜、11: 旭市刑部岬下(屏風ヶ浦)



不動堂海岸の津波堆積物(岡崎・大木(2012))

- a: 海岸駐車場に入った津波堆積物、白矢印は津波の侵入方向
- b: 津波堆積物断面とその上に残るカレントリップル、黒矢印は公園入り口方向の流向
- c: 駐車場における津波堆積物の断面

屏風ヶ浦の津波堆積物(岡崎・大木(2012))

- a: 地震前日(2011.3.10)と地震後(2011.4.8)の地形
- b: 津波堆積物断面(aの黒矢印位置)

海食崖基部の狭い水域では厚さ約55cmの、おもに2層から成る津波堆積物がみられた。この津波堆積物の下には、砂鉄を含んだ砂層で構成される津波前の海浜堆積物がある。押し波による侵食面の上位は貝殻片や礫を多く含んだ粗粒砂層とハンモック状斜交層理のみられる細粒砂層からなる。

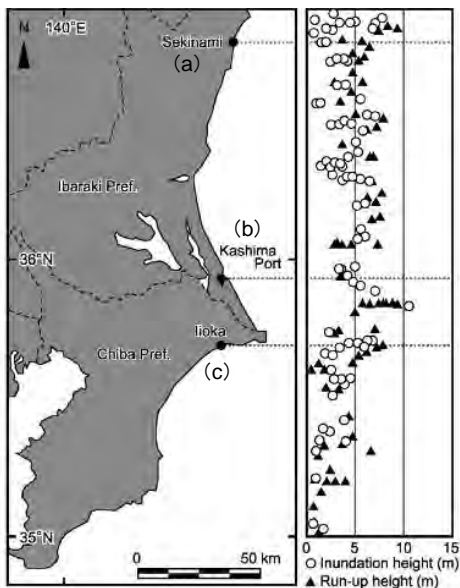


# 茨城県から千葉県沿岸における2011年東北地方太平洋沖地震津波の津波堆積物に関する文献調査

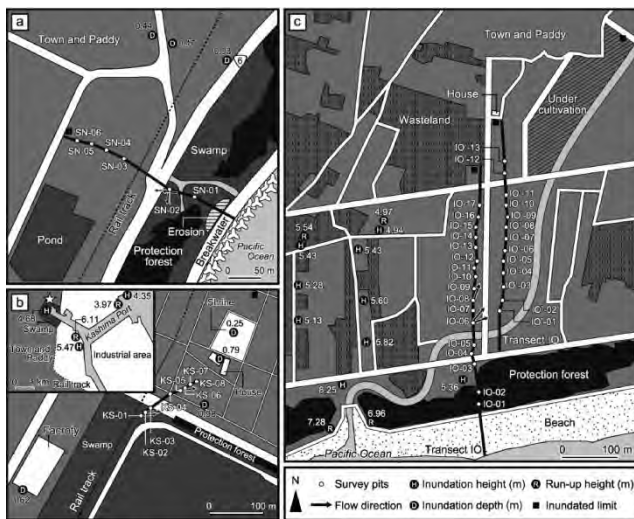
- 山田・藤野 (2013)は、2011年東北地方太平洋沖地震後に茨城県北茨城市関南、鹿島港、千葉県旭市飯岡の沿岸低地において分析を行い、津波堆積物の堆積構造、層厚及び粒度等の観点から整理を行っている。

## ◆津波堆積物分布の特徴

- 内陸へ向かって薄層化する傾向がみられる。
- 内陸へ向かって細粒化する顕著な傾向は観察されず、津波堆積物に共通する特徴とは断言できない。

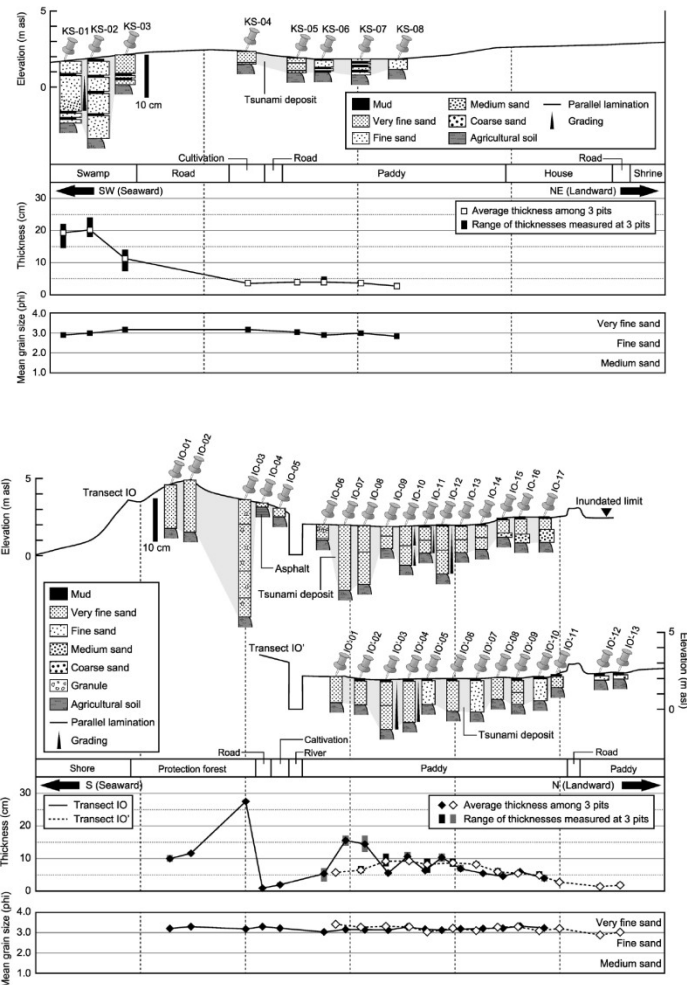


第1図 調査地域と津波の高さ (m)。津波の高さは The 2011 Tohoku Earthquake Tsunami Joint Survey Group (2011) に基づく。遡上高は津波来襲時の潮位から津波が這い上がった地点までの高さを表し、浸水高は津波来襲時の潮位から津波が這い上がる途中に建物等に残した痕跡までの高さを表す。



第2図 調査路線と津波の痕跡。浸水高、遡上高は The 2011 Tohoku Earthquake Tsunami Joint Survey Group (2011) に基づく。a: 茨城県北茨城市関南。b: 茨城県鹿島港。大枠図は第2図b中左上の小枠図中に☆で示した地域の拡大図。c: 千葉県旭市飯岡。

調査位置と津波の高さ(山田・藤野 (2013)に加筆)



鹿島港(上)及び飯岡(下)における測線内の地形断面、柱状図、及び層厚変化(山田・藤野(2013))

## 1. 既往津波

### 1. 津波痕跡及び津波堆積物に関する調査

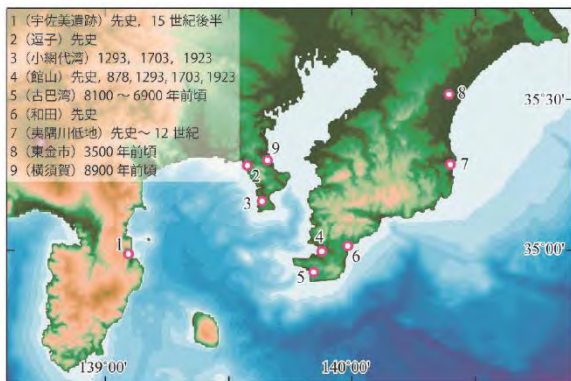
#### (3) 津波堆積物に関する文献調査

## 【参考資料2】

関東地震の津波堆積物に関する文献調査

# 関東地震の津波堆積物に関する文献調査

- 藤原(2012, 2013)は、外房から三浦半島で実施された津波堆積物調査結果をレビューした。これらの堆積物は約1200年前以降及び縄文時代早期の関東地震と対応づけられるとし、関東地震の再来期間を推定した。
- これらの地域では、津波堆積物と日本海溝沿いに発生する津波との対応づけはなされていない。



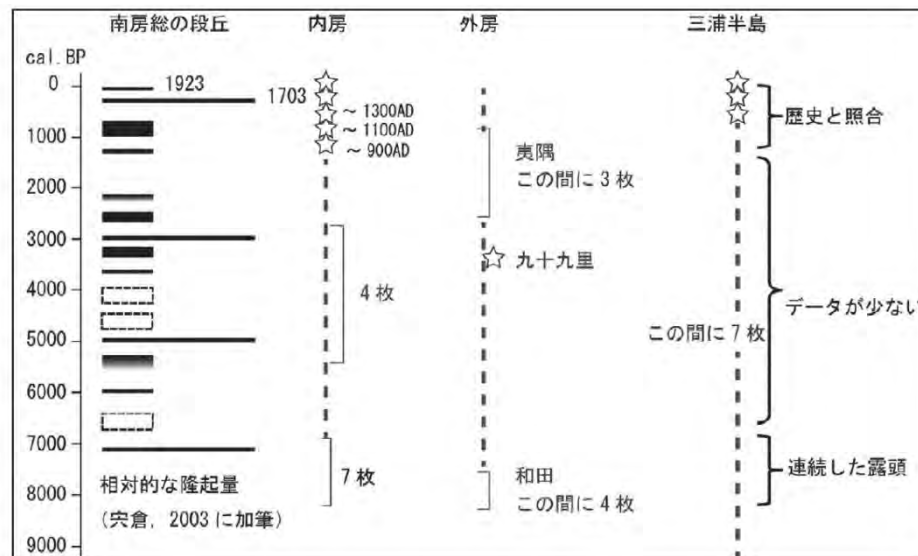
第1図 関東地震に関連する津波堆積物の可能性がある堆積層が報告された場所とその年代

藤原(2012)\*

※藤原(2012)に引用されている論文

- 藤原他(2007)
- 宍倉(2003)
- Shimazaki et al. (2011)
- 藤原他(2006)
- 藤原他(2011)
- Fujiwara and Kamataki (2007).
- 藤原及び鎌滝(2003)
- Sakai et al. (2006)
- 藤原 未公表データ
- 金子(2012)

No.	地点	歴史地震との対応づけがなされている津波堆積物
1	伊東市宇佐美遺跡	1498年明応地震(南海トラフ)
3	小網代湾	1923年大正地震、1703年元禄地震、1293年永仁地震
4	館山	1923年大正地震、1703年元禄地震、AD1300年頃(1293年永仁地震?)、AD900年頃(878年元慶地震?)



第2図 津波堆積物の可能性がある堆積層の形成時期

房総半島南部の完新世海岸段丘の隆起時期も合わせて示す。

「南房総の段丘」欄のボックスの横幅: 相対的な隆起量、縦方向の長さは年代の推定範囲を表す。

破線のボックス: 年代が明らかでないイベントを表す。

地域名の欄: C14年代測定がなされた堆積物を☆で表記

個別の年代が明らかでない堆積物を「この間に○枚」で表記

藤原(2012)による外房から三浦半島における調査結果のまとめ



## 1. 既往津波

### 1. 津波痕跡及び津波堆積物に関する調査

#### (4) 津波堆積物調査

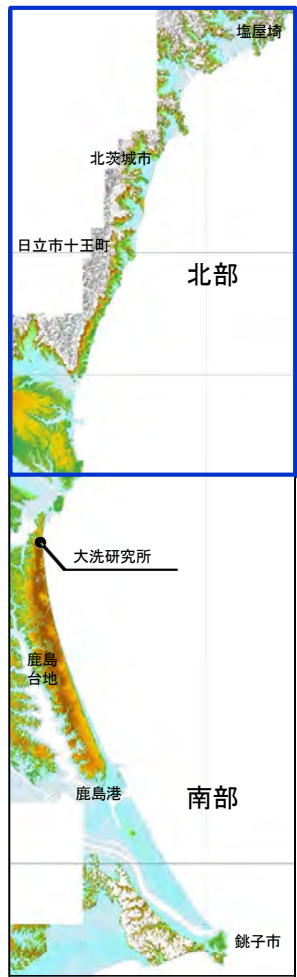
## (4) 津波堆積物調査(津波堆積物調査場所の選定)

- 津波堆積物調査結果を総括した文献(藤原(2004, 2015)、道口他(2014)、澤井(2012b))を参考に、津波堆積物調査に適した場所について整理した。

	着目点(地形的特徴)
適している場所	<p>以下の3要素を満たす場所が調査に適している。</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>➤ 津波堆積物が形成されやすい環境。</li> <li>➤ 津波堆積物が保存されやすい環境。</li> <li>➤ 津波堆積物が認定しやすい環境。</li> </ul> <p>具体的には</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>① 浜堤列平野(複数の浜堤列と堤間湿地)</li> <li>② 沿岸湖沼、内湾(静穏な堆積環境)</li> </ul>
適さない場所	<ul style="list-style-type: none"> <li>③ 勾配のある海岸低地等 (侵食作用が大きいため保存されにくい。また、平常時に粗粒堆積物が堆積しているため認定が困難である。)</li> <li>④ 規模の大きい河川の河口部 (津波堆積物の流入は起きやすいが、侵食作用が大きいため保存されにくい。また、平常時に粗粒堆積物が堆積しているため認定が困難である。)</li> <li>⑤ 大規模な土地改変場所</li> </ul>

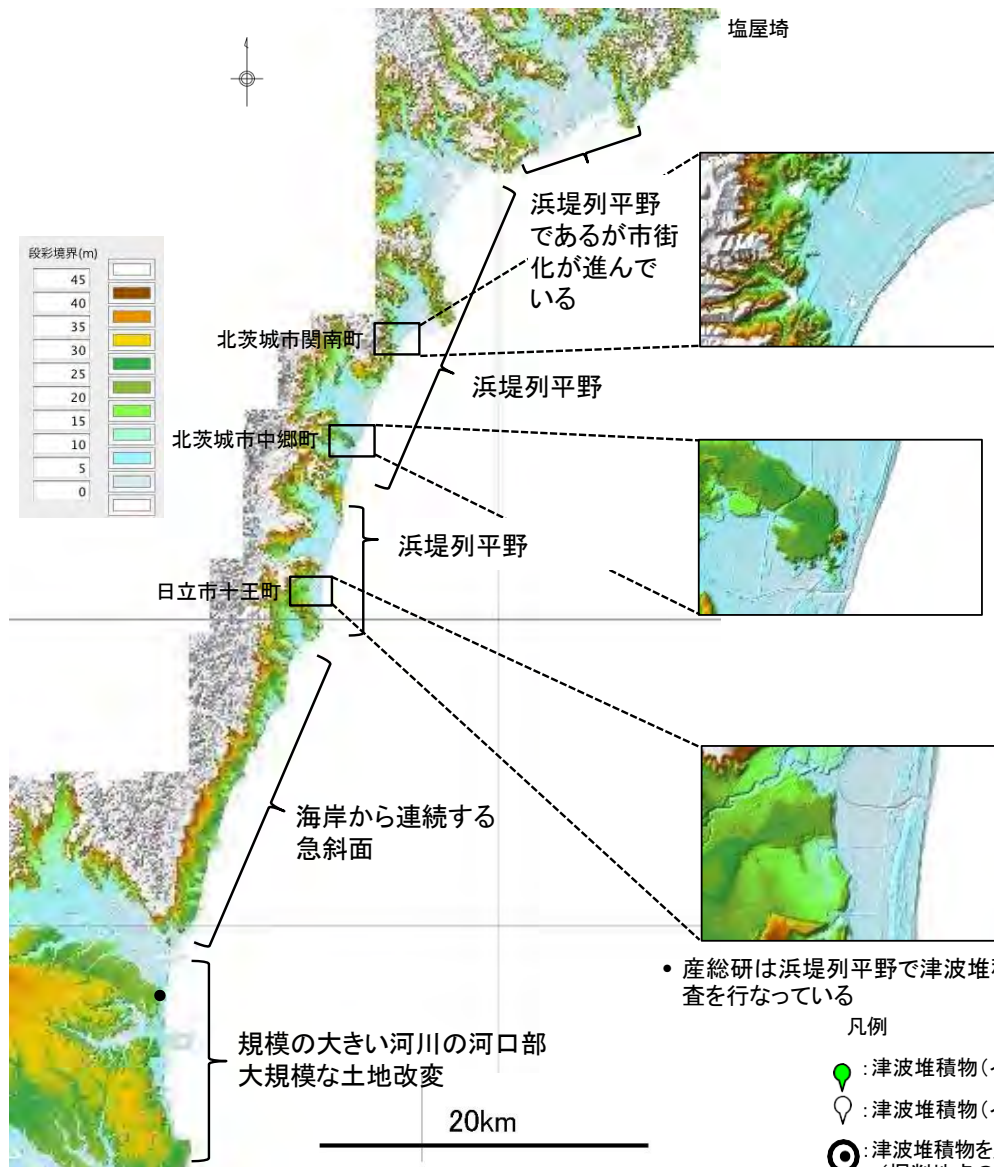
## (4) 津波堆積物調査(北部)

- 地形判読調査の結果、塩屋埼から銚子の範囲では茨城県十王町付近及び銚子市付近に津波堆積物の残存の可能性がある判断される。
- 津波堆積物の残存の可能性がある範囲のうち、文献で示されている産総研やYanagisawa et al.(2016)の調査した地点が調査に最も適する地形であるため、その結果を引用した。



福島県南部から千葉県沿岸の標高分布図  
※国土地理院5mDEMから作成

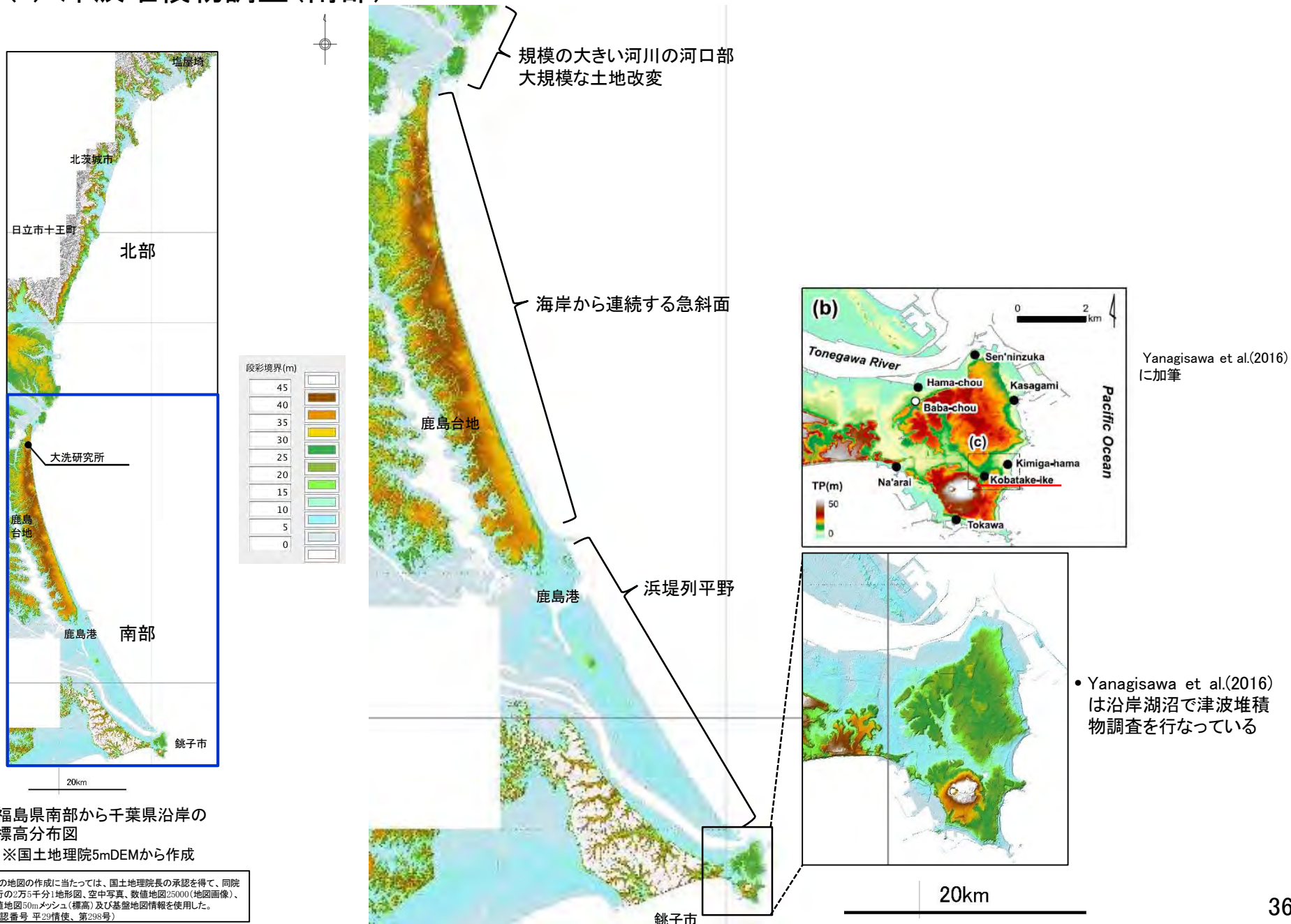
この地図の作成に当たっては、国土地理院長の承認を得て、同院発行の2万5千分1地形図、空中写真、数値地図25000(地図画像)、数値地図50mメッシュ(標高)及び基礎地図情報を使用した。(承認番号 平29情使、第298号)



- 産総研は濱堤列平野で津波堆積物調査を行なっている

- 凡例
- : 津波堆積物(イベント堆積物)が見つかった場所
  - : 津波堆積物(イベント堆積物)が見つからない場所
  - ◎ : 津波堆積物を見つけるために掘削調査をした場所 (掘削地点の位置情報のみ)

## (4) 津波堆積物調査(南部)





## 1. 既往津波

### 1.2 行政機関による既往評価

## 1.2 行政機関による既往評価

- 行政機関による津波評価としては、茨城県(2012)が下記の津波に対する評価を実施している。
  - ✓ 東北地方太平洋沖地震津波
  - ✓ H23想定津波

対象津波	東北地方太平洋沖地震津波	H23 想定津波
マグニチュード	Mw = 9.0 Mt = 9.1~9.4	Mw = 8.4 Mt = 8.6~9.0
使用モデル	中央防災会議モデル	茨城県モデル
説明	平成 23 年 3 月 11 日、三陸沖を震源とした地震により発生した津波。東日本大震災を引き起こし、東北から関東を中心に甚大な被害をもたらした津波の再来を想定。	地震調査研究推進本部から平成 23 年 11 月に公表された「三陸沖から房総沖にかけての地震活動の長期評価(第二版)について」を基に想定した地震。(平成 19 年に茨城県で想定した津波「延宝房総沖地震津波」の震源域等を参考にした地震。)
概要 震源域		

茨城県(2012)

### ■大洗研究所

最大遡上高は下記のとおりである。  
 ・地域海岸12 T.P.+9.0m  
 ・地域海岸13 T.P.+8.7m

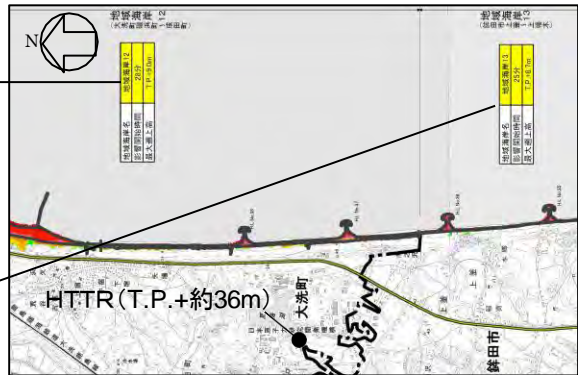
地域海岸名		地域海岸12
影響開始時間		28分
最大遡上高		T.P.+9.0m

(天洗町磯浜町(成))  
地域海岸12

地域海岸名		地域海岸13
影響開始時間		25分
最大遡上高		T.P.+8.7m

(銚田市上釜(上幡木))  
地域海岸13



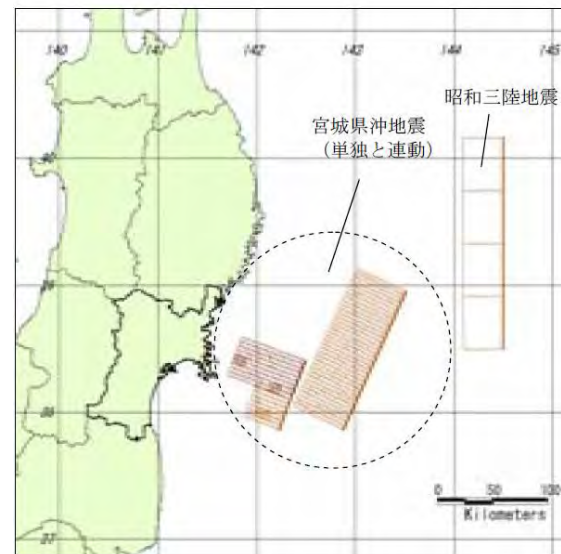
浸水深分布図

## 1.2 行政機関による既往評価

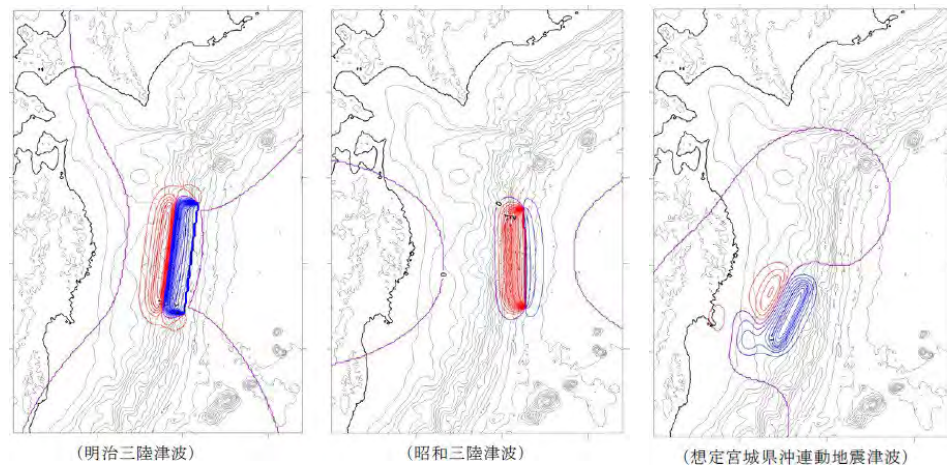
- 行政機関による津波評価として、岩手県(2004)、宮城県(2004)、福島県(2013)、千葉県(2012)は下記の津波に対する評価を実施している。

行政機関	想定地震	規模
岩手県	明治三陸地震 昭和三陸地震 宮城県沖地震(連動)	Mt=8.3 Mt=8.2 Mw=8.0
宮城県	宮城県沖地震(単独) 宮城県沖地震(連動) 昭和三陸地震	Mw=7.7※ Mw=8.0※ Mw=8.4※
福島県	福島県沖地震	M=7.7
千葉県	延宝地震 元禄地震	Mw=8.5 Mw=8.1

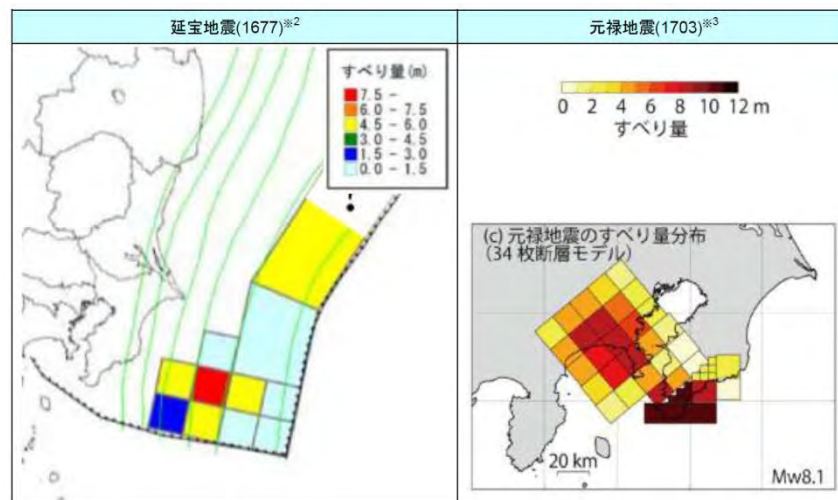
※公表された断層パラメータより土木学会(2016)の剛性率を用いて算出



(宮城県(2004))



(岩手県(2004))



(千葉県(2012))

## 1. 既往津波

### 1.3 2011年東北地方太平洋沖地震の特徴と関連する知見

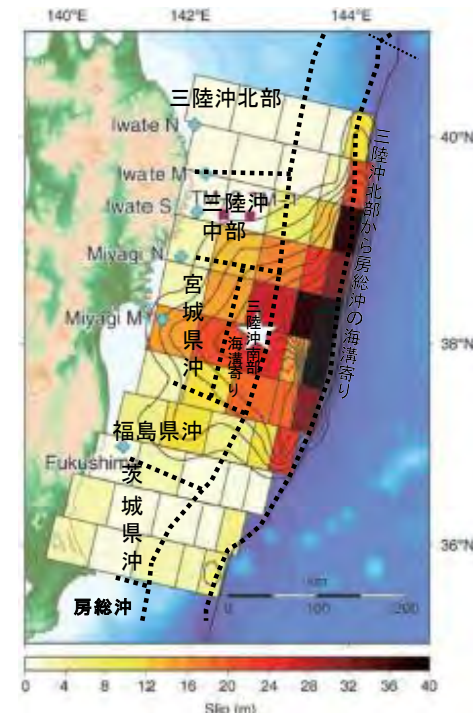
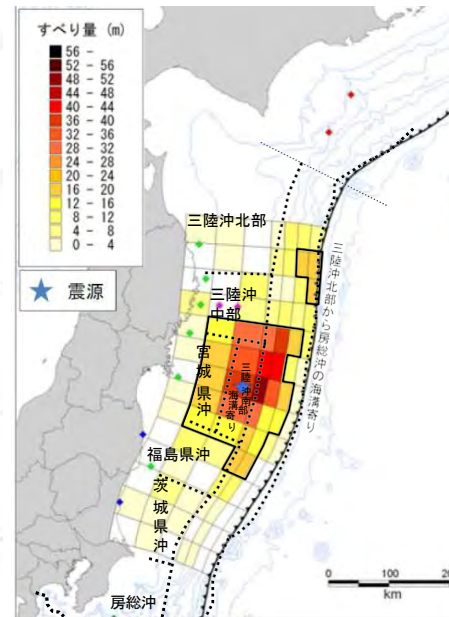
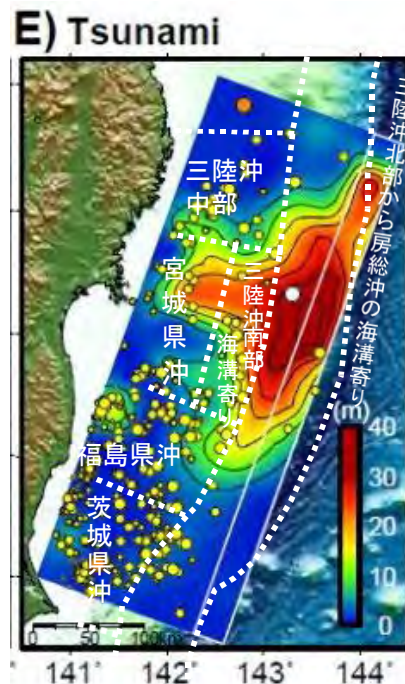
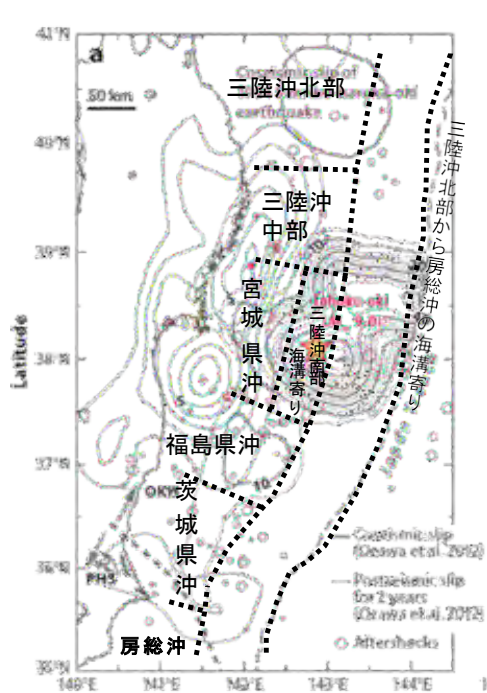


### 1.3 2011年東北地方太平洋沖地震の特徴と関連する知見(破壊領域とすべり)

他機関の検討(Ozawa et al. (2012), Koketsu et al.(2011), 内閣府(2012)及びSatake et al.(2013))に基づけば、2011年東北地方太平洋沖地震の破壊領域とすべりには以下の傾向が見られる。

「複数の領域が連動して破壊した。」

「すべりには不均質性が認められ、大きなすべりが生じた領域は三陸沖中部の一部、宮城県沖、三陸沖南部海溝寄り、福島県沖の一部の4領域及びその沖合の海溝軸付近である。」



陸上・海上のGPS及び水圧計データに基づく2011年東北地方太平洋沖地震のすべり量分布(黒線)  
(Ozawa et al. (2012)に加筆)

津波インバージョン解析  
(Koketsu et al. (2011)に加筆)

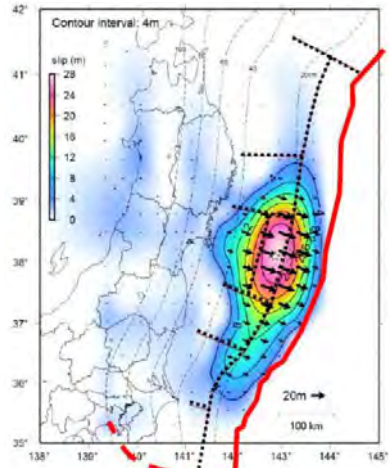
津波インバージョン解析  
(内閣府(2012)に加筆)

津波インバージョン解析  
(Satake et al. (2013)に加筆)

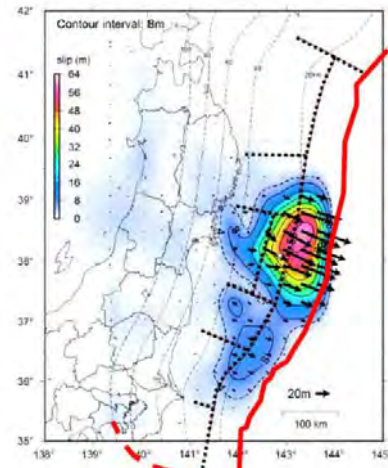
### 1.3 2011年東北地方太平洋沖地震の特徴と関連する知見(すべりの不均質性)

地震調査研究推進本部(2012)

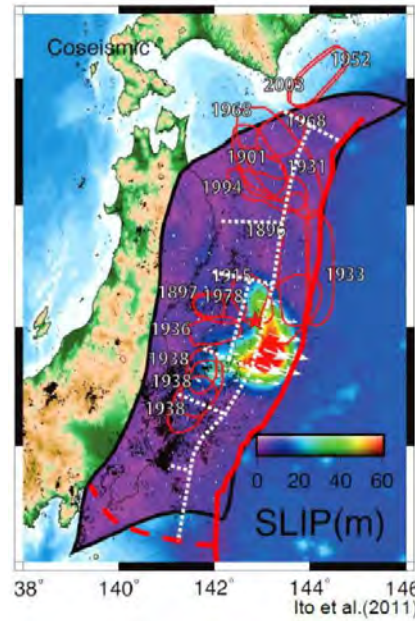
■GPSデータによる地震時のすべり分布モデル



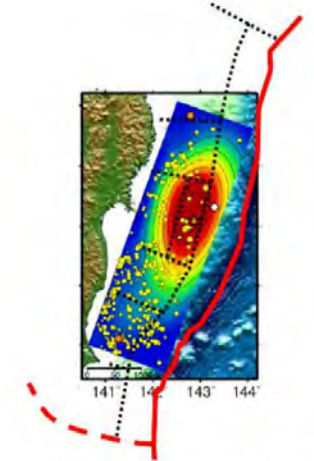
国土地理院作成



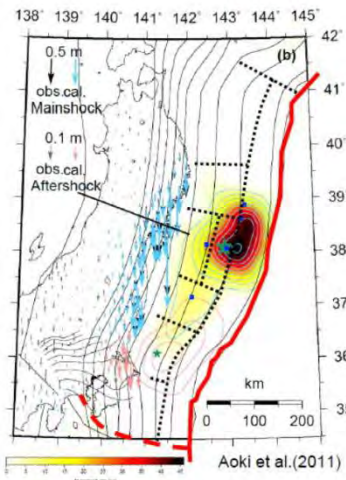
GPS+海底基準点 国土地理院・海上保安庁作成



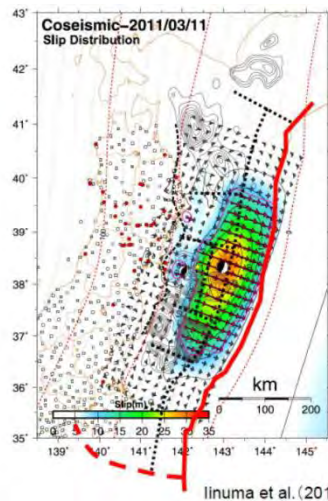
Ito et al.(2011)



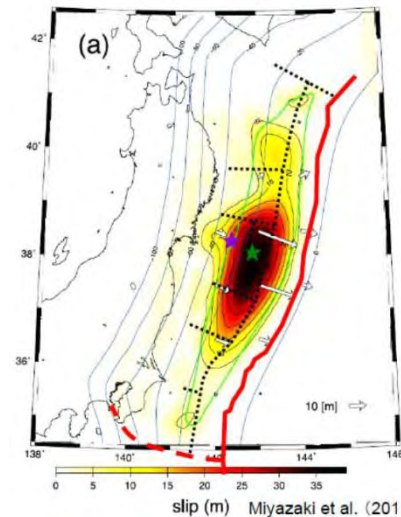
Koketsu et al. (2011)



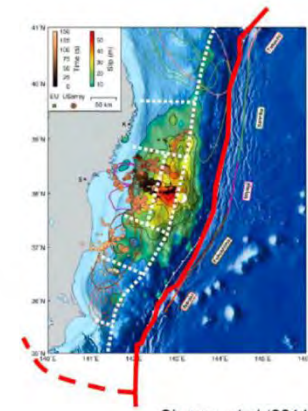
Aoki et al.(2011)



Iinuma et al. (2011)



Miyazaki et al. (2011)

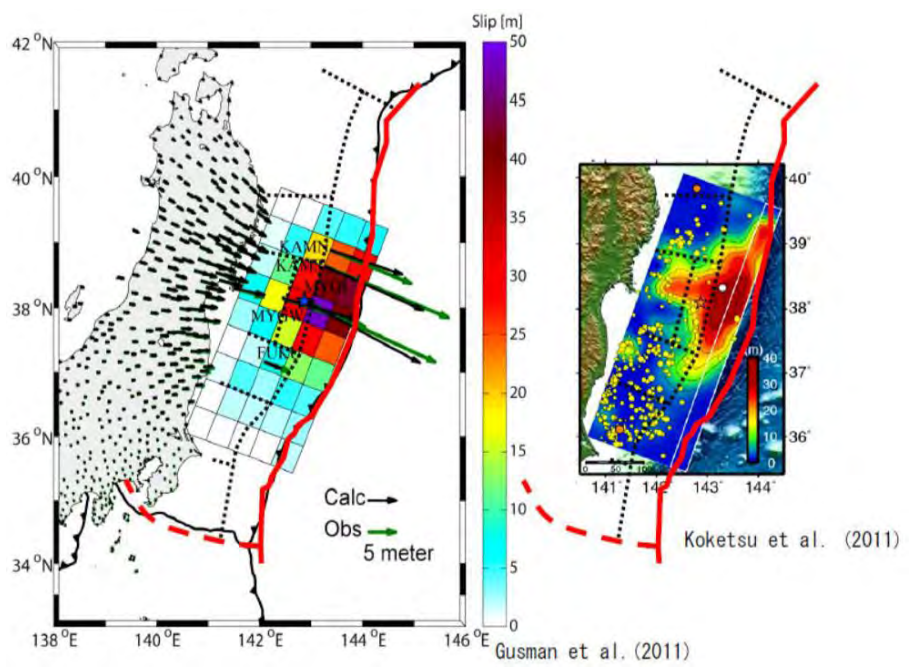
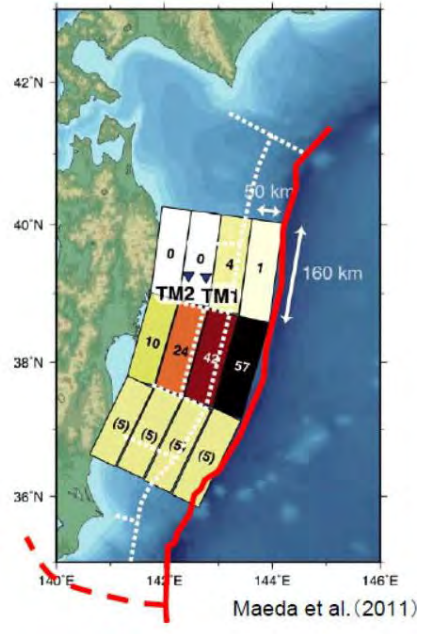
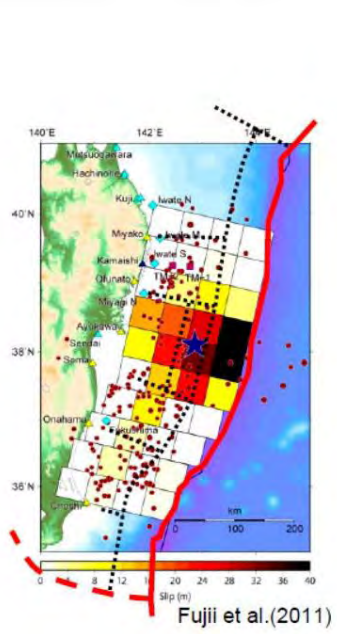


Simons, et al.(2011)

### 1.3 2011年東北地方太平洋沖地震の特徴と関連する知見(すべりの不均質性)

地震調査研究推進本部(2012)

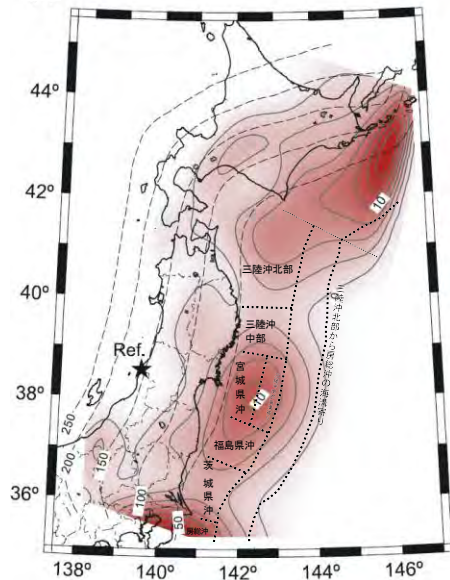
■津波波形解析によるすべり分布モデル



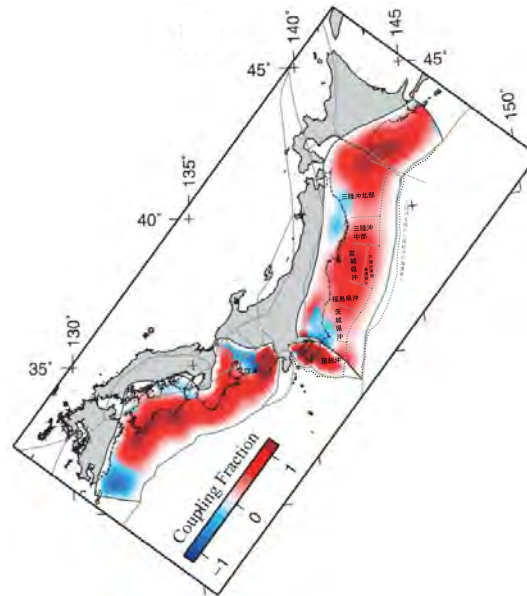
### 1.3 2011年東北地方太平洋沖地震の特徴と関連する知見(固着の程度とすべり)

他機関の検討(Suwa et al. (2006)、Loveless and Meade (2010, 2011))に基づけば、固着の程度とすべりについて以下の傾向が見られる。  
 「大きなすべりが生じた領域は、固着の程度が大きい領域に対応している。」

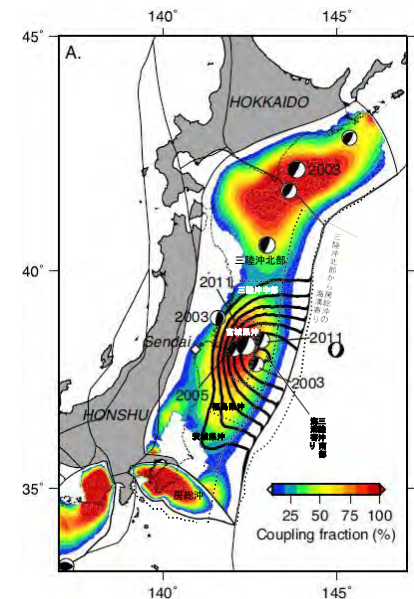
- Suwa et al. (2006), Loveless and Meade (2010, 2011) は、宮城県沖に固着が強い領域が認められるとしている。



1997～2001年のGPSデータに基づく  
すべり欠損速度  
(Suwa et al. (2006)に加筆)



1997～2000年のGPSデータに基づく  
プレート間カップリング率  
(Loveless and Meade (2010)に加筆)

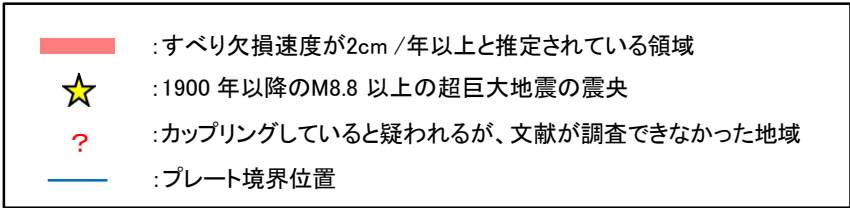
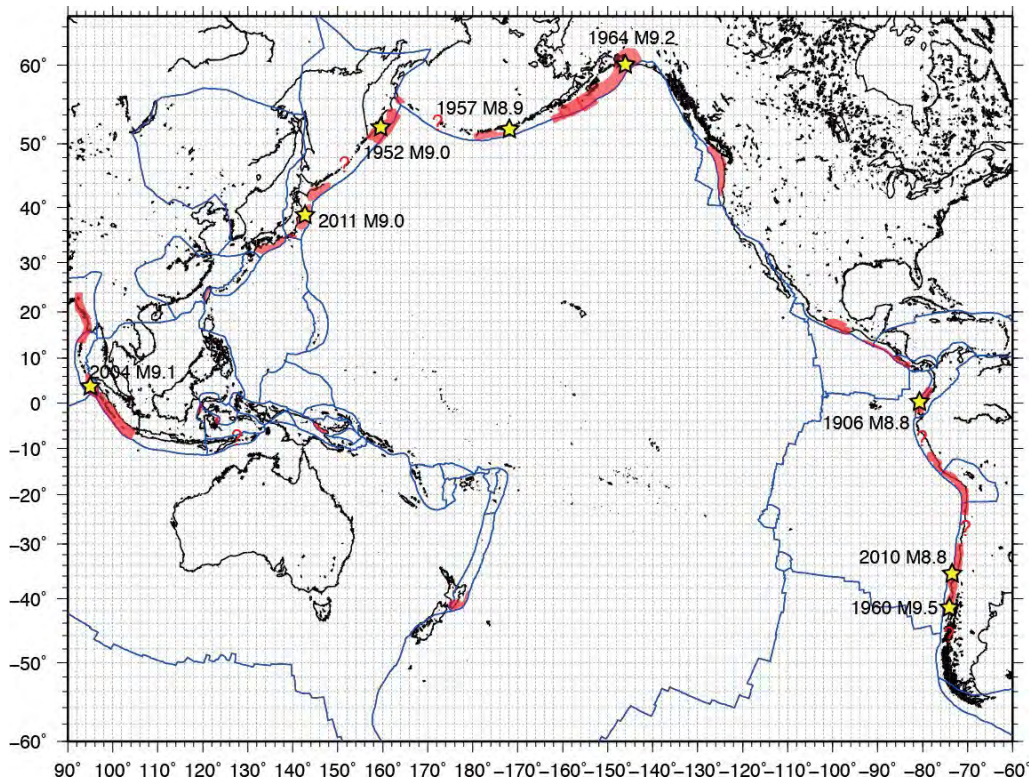


カラーコンター: 1996～2000年GEONET  
データに基づくカップリング率  
黒線: 地震時すべり量(2.5m間隔)  
震源球: 1994年から本震までに発生した  
Mw7.0以上、深さ100km未満の  
地震のメカニズム  
(Loveless and Meade (2011)に加筆)

### 1.3 2011年東北地方太平洋沖地震の特徴と関連する知見(固着の程度とすべり)

西村(2013)は、固着の程度とすべりについて以下の見解を示している。  
 「大きなすべりが生じた領域は、固着の程度が大きい領域に対応している。」

- 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領域で発生しているとしている。



**【カップリング係数が大きい(1に近い)地域】**

- 北米カスケード、チリ、スマトラ、西南日本(南海トラフ)

**【カップリング係数が中程度の地域】**

- 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、東北日本(日本海溝、千島海溝)

**【カップリング係数が小さい地域】**

- 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

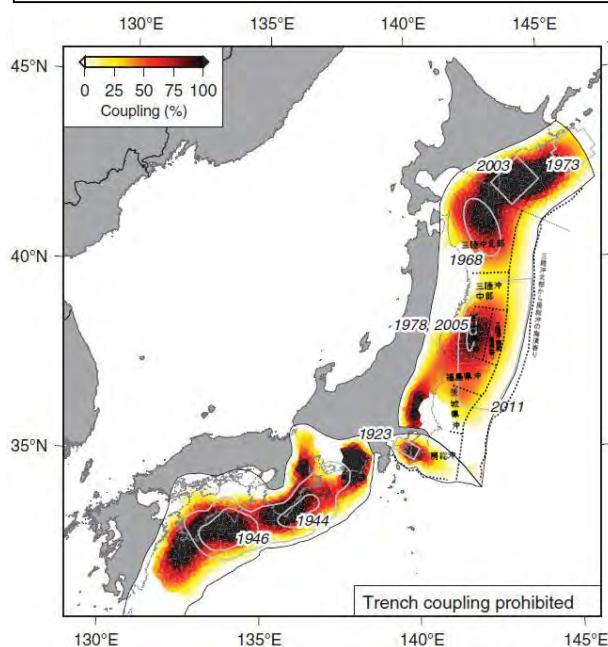
環太平洋とその周辺における測地データから推定されたプレート間カップリング分布  
 (西村(2013))

### 1.3 2011年東北地方太平洋沖地震の特徴と関連する知見(固着の程度と破壊領域)

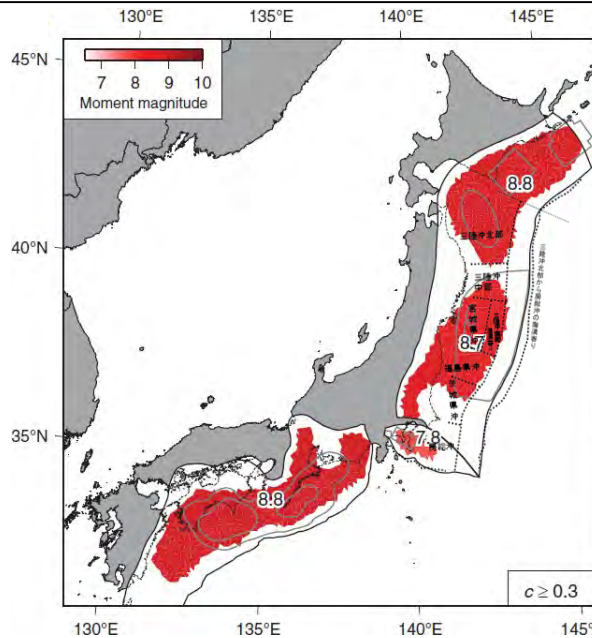
Loveless and Meade(2015)は、固着の程度と破壊伝播について、以下の見解を示している。

「本震については固着の程度が小さい領域が破壊伝播のバリアとなっている。」

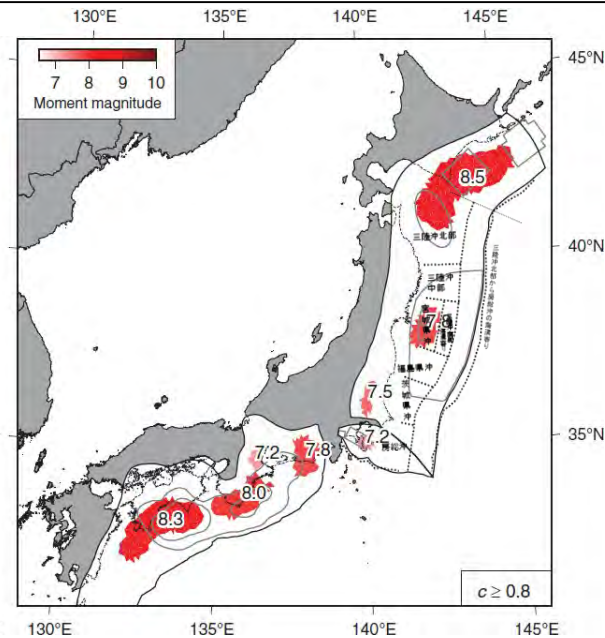
- 日本海溝では、カップリング率0.3以上の領域と、東北地方太平洋沖地震の破壊領域はよく対応している。一方、カップリング率0.8以上の領域は日本周辺における20世紀以降の地震(東北地方太平洋沖地震を除く)の破壊領域と対応している。
- カップリング率0.8以上の領域は比較的頻度の高い地震の破壊領域を規定し、カップリング率0.3以上の領域は稀で巨大な地震の破壊領域に対応している可能性がある。
- カップリング率の低い領域が、地震時の破壊伝播に対し運動学的バリアとして働くと考えれば、将来発生する地震のポテンシャルを領域ごとに特定できる。



1997~2000年のGPSデータに基づくプレート間カップリング率



プレート間カップリング率が0.3以上の領域



プレート間カップリング率が0.8以上の領域

いずれの図においても灰色の曲線は、各種文献に基づく過去の地震のすべり量コンターを表す。

- 1946年東南海地震 (Mw 8.3) 及び 1944年東南海地震 (Mw 8.1) : すべり量1m及び3mのコンター
- 1923年関東地震 (Mw - 7.9) : モデル化された破壊領域
- 2011年東北地方太平洋沖地震 (Mw 9.0) : すべり量4mのコンター
- 1978年宮城沖 (Mw 7.6) : 余震域
- 2005年宮城沖 (Mw 7.0) : 震央位置
- 1968年十勝沖 (Mw 8.2) : 余震域
- 2003年十勝沖 (Mw 8.2) : モデル化された破壊領域
- 1973年根室沖 (Mw 8.0) : すべり量1mのコンター

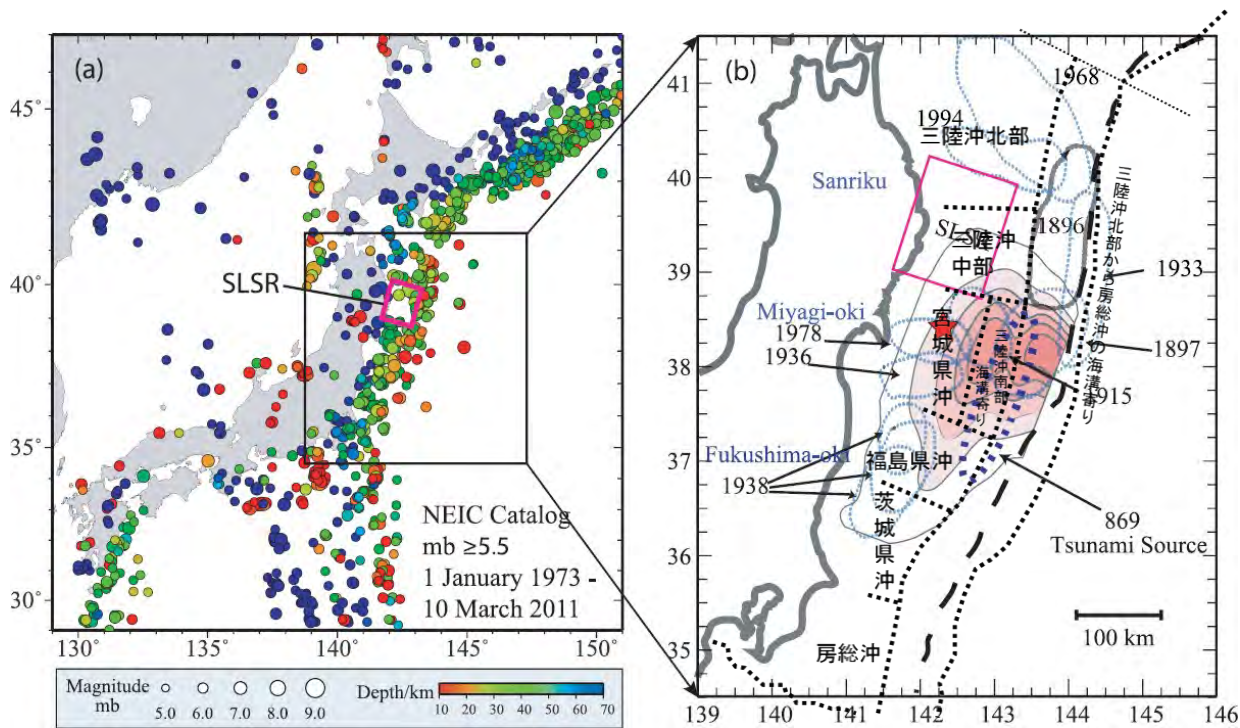
(Loveless and Meade (2015)に加筆)

### 1.3 2011年東北地方太平洋沖地震の特徴と関連する知見(固着の程度と破壊領域)

地震調査研究推進本部(2012) 及びYe et al.(2012)は、固着の程度と破壊領域について以下の見解を示している。

「固着の程度が小さい領域が破壊伝播のバリアとなっている。」

- 地震調査研究推進本部(2012)は、三陸沖中部については、(中略)カップリング率は他の領域に比べると低いと考えられるとしている。
- Ye et al.(2012) は、三陸沖中部のプレート境界深部には、非地震性のすべりにより歪みが解放される低地震活動領域(SLSR(Sanriku-Oki low-seismicity region))が存在し、2011年東北地方太平洋沖地震の大きなすべりの北限とSLSRが対応するとしている。



左: 米国立地震情報センター(NEIC)による1973年から2011年東北地方太平洋沖地震以前のM5.5以上の地震の震源分布  
 右: SLSRの位置(赤線)、主な既往地震の震源域(水色線)、1896年明治三陸地震の波源域(灰色線)、及び東北地方太平洋沖地震のすべり量分布のコンター  
 三陸沖中部における低地震活動領域(SLSR)と地震の分布の関係

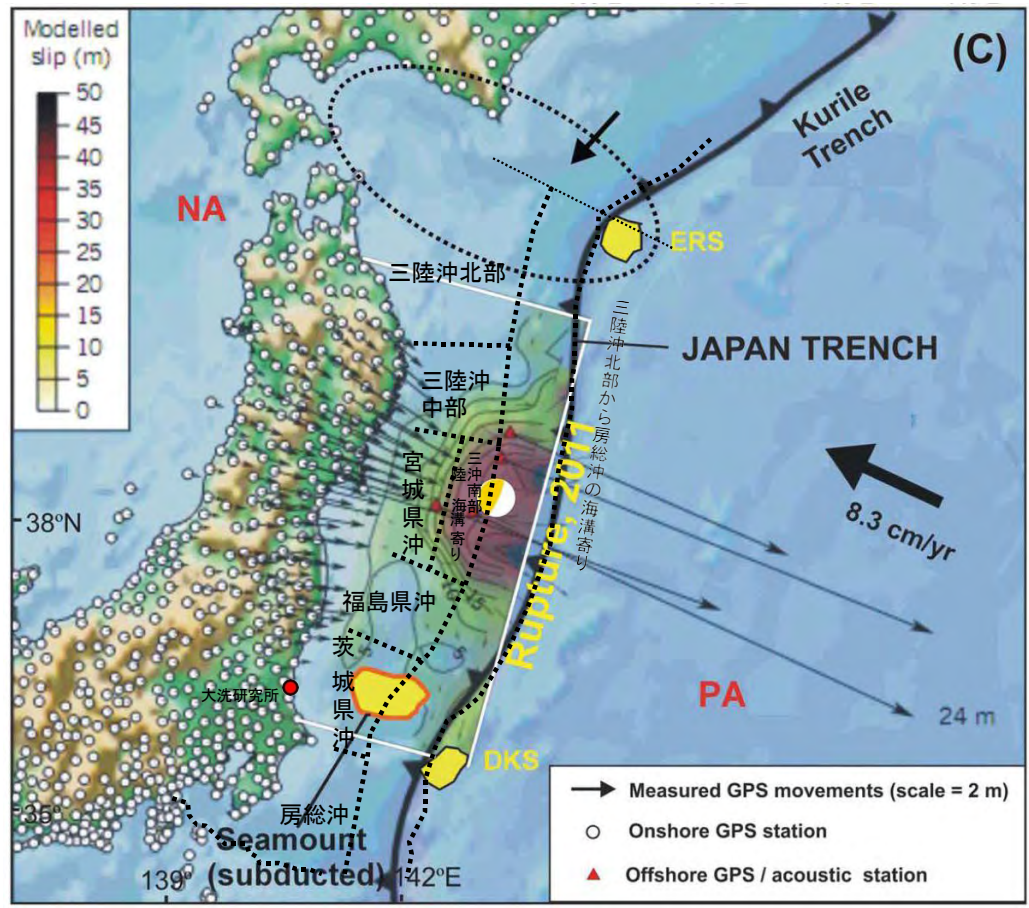
(Ye et al.(2012)に加筆)

### 1.3 2011年東北地方太平洋沖地震の特徴と関連する知見(固着の程度と破壊領域)

Kundu et al.(2012)は、固着の程度と破壊領域について以下の見解を示している。

「固着の程度が小さい領域が破壊伝播のバリアとなっている。」

- 2011年東北地方太平洋沖地震の大きなすべり領域(high slip patch)の南限では、沈み込む海山がプレート間のカップリングを弱め、2011年東北地方太平洋沖地震の破壊のバリアとして作用したとしている。



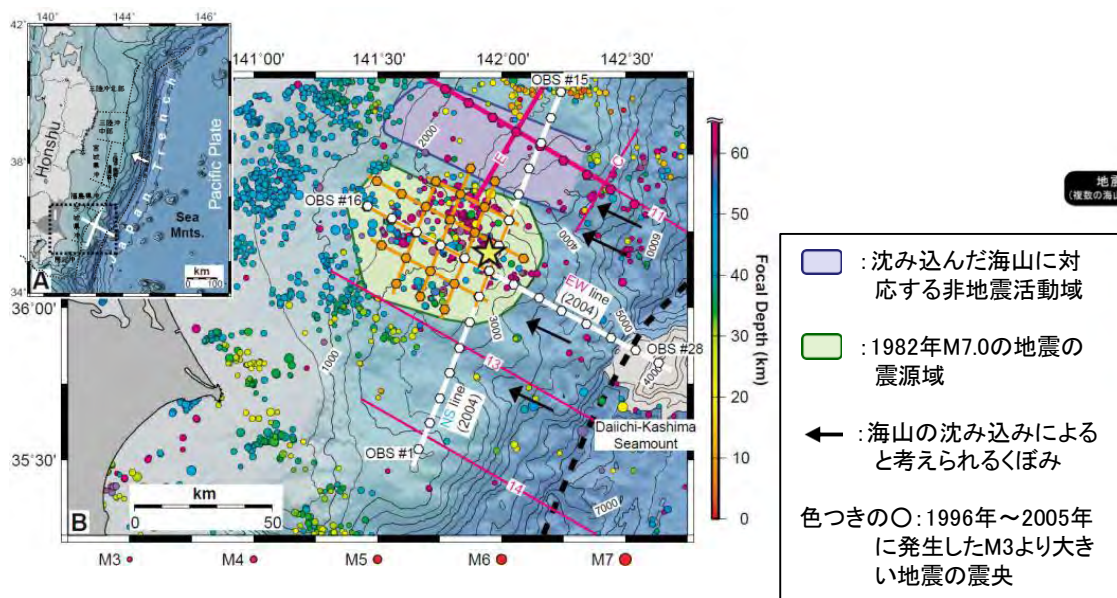
2011年東北地方太平洋沖地震の破壊領域(矩形)、陸上及び海域のGPSより推定したすべり量分布(コンター)及び海山の配置(黄色)(Kundu et al.(2012)に加筆)



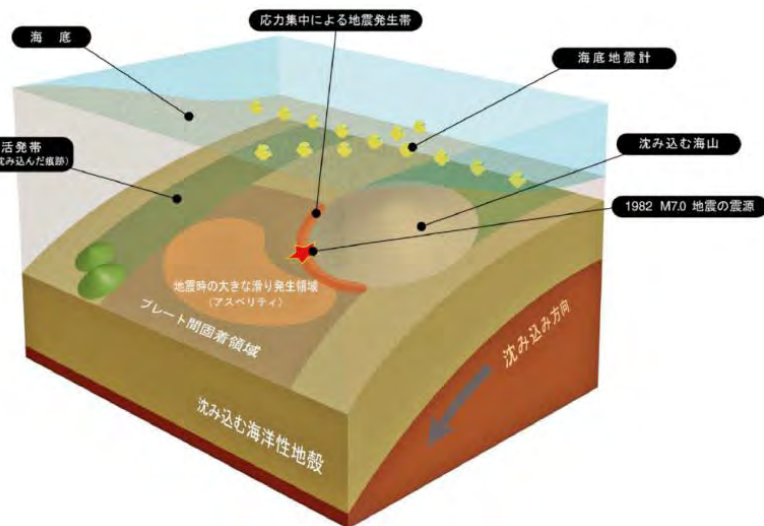
### 1.3 2011年東北地方太平洋沖地震の特徴と関連する知見(固着の程度と破壊領域)

Mochizuki et al. (2008)、望月(2011)及び Nakatani et al.(2015)は、固着の程度と破壊領域について以下の見解を示している。  
 「固着の程度が小さい領域が破壊伝播のバリアとなっている。」

- Mochizuki et al. (2008)及び望月(2011)は、以下の見解を示している。
  - ✓ 海山上のプレート境界はこれまで予測されていた性質とは異なり、固着強度が弱い。すなわち海山自身はアスペリティにはならない。
  - ✓ 茨城県沖北端付近の複数の海山が沈み込んだ領域ではプレート境界面上に海溝軸から堆積物が沈み込んでいることが確認されており、このことがプレート境界における固着を弱くしている(したがって地震が発生しない)。この非活発帯は海山の沈み込みによってプレート境界に接する下部地殻が削り取られ、そこに堆積物がたまっているために地震活動が非活発になっている。過去に海山の通った痕跡がアスペリティの境界になっている可能性がある。
  - ✓ 南側の沈み込む海山上のプレート境界では地震が発生しておらず、海山の麓周辺でM7程度の地震が集中的に発生している。この海山の沈み込みに伴って上盤側底部が破壊されることによって歪エネルギーを蓄えることができないために地震活動が非活発である可能性が考えられる。
- Nakatani et al.(2015)は、稠密海底地震計観測に基づき、北から伝播した東北地方太平洋沖地震本震の破壊は茨城沖海域を手前に停止したとしている。



複数の海山が沈み込んだ領域と地形及び地震活動の関係  
 (Mochizuki et al. (2008)に加筆)



周辺海域の構造の模式図  
 (望月(2011))

### 1.3 2011年東北地方太平洋沖地震の特徴と関連する知見(破壊領域)

文部科学省測地学分科会(2013)は、破壊領域について以下の見解を示している。

「沈み込む海山及びプレート境界が破壊伝播のバリアとなっている。」

- 2011年東北地方太平洋沖地震の余震については、大きなすべりの領域は震源から南東方向に約20kmの浅い領域に位置しており、この領域は沈み込むフィリピン海プレートの北東限と沈み込む海山に囲まれた場所に位置するため、この地震の破壊の伝播の伝達がフィリピン海プレートと海山によって止められたように見え、大地震の発生場所と規模(震源域の広がり)を海底地形やプレート構造などの地学的要因と関係する可能性があることが分かったとしている。

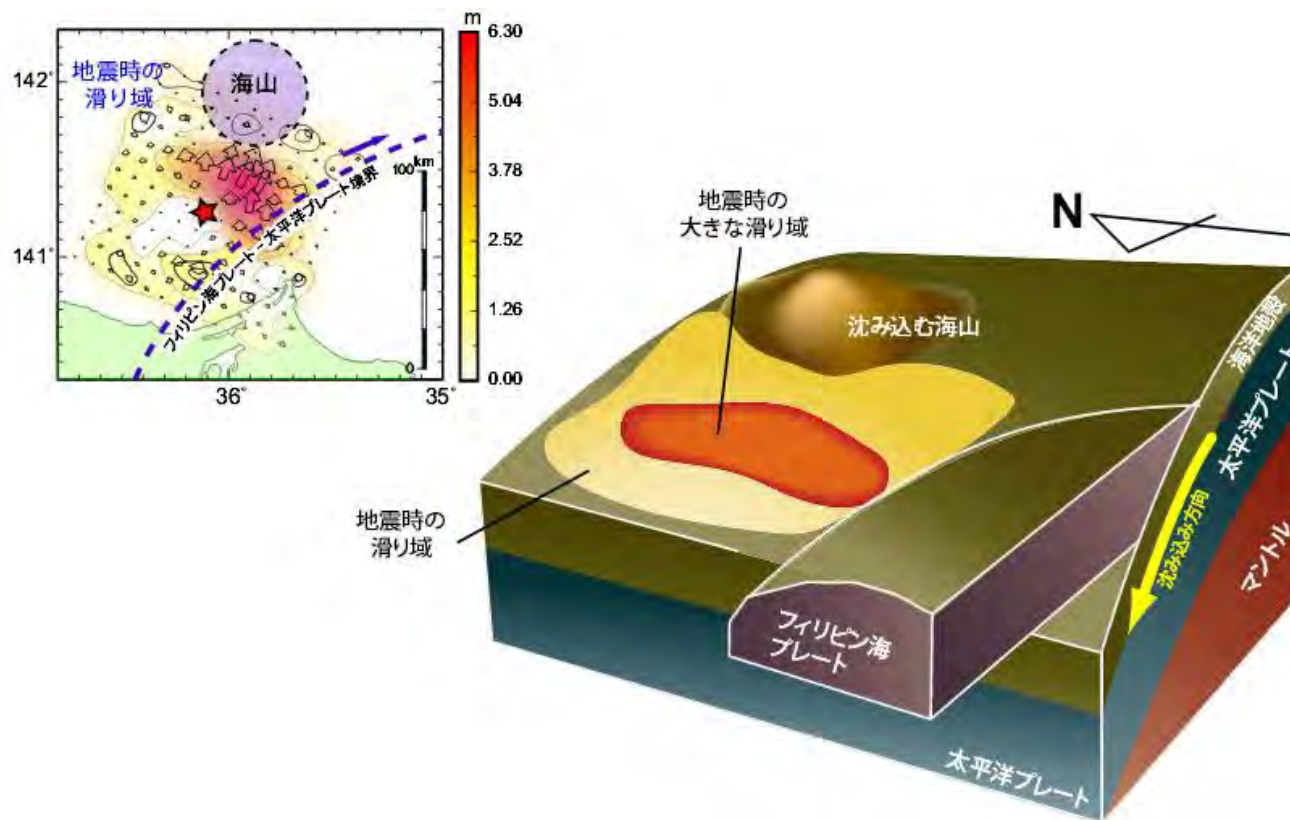


図12 (茨城県沖地震) 2011年茨城県沖の地震(M7.6)震源域の模式図。右上図は、近地強震波形とGNSSデータ解析から求められた断層面上における滑り分布。大きな滑り域が太平洋プレート/フィリピン海プレート境界(青点線)と太平洋プレートとともに沈み込む海山(紫点線)に挟まれた位置にあり、これらの構造の境界が滑りを止めた可能性が考えられる。

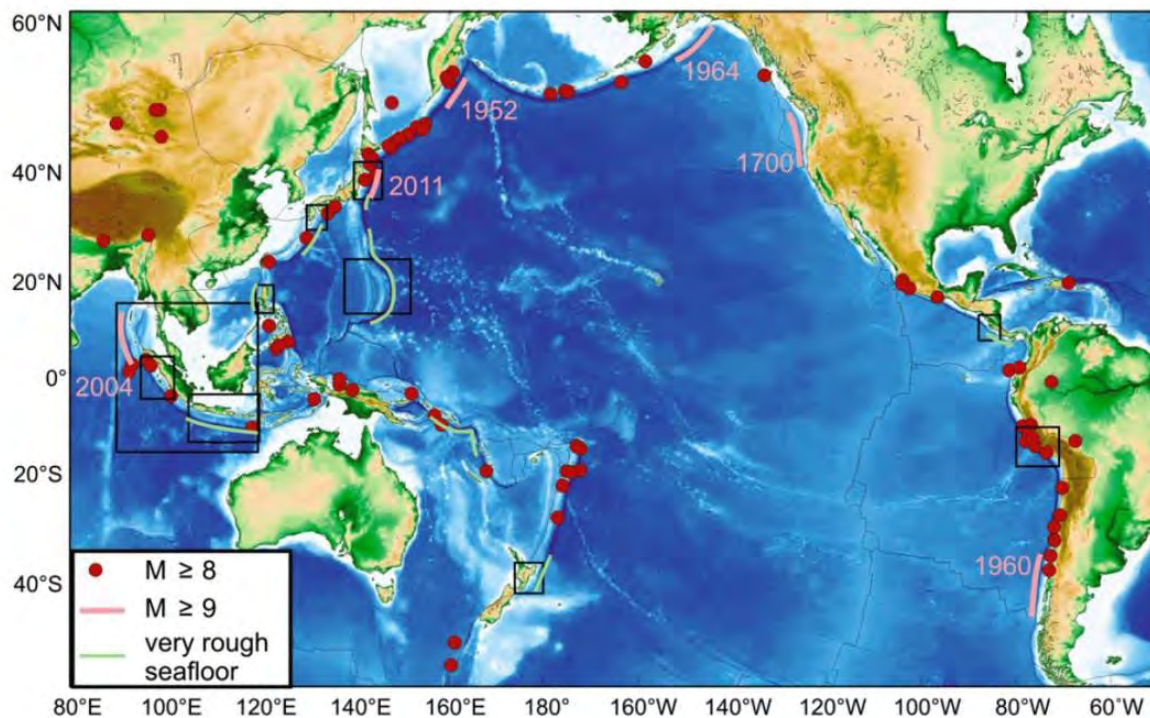
(文部科学省測地学分科会(2013))

### 1.3 2011年東北地方太平洋沖地震の特徴と関連する知見(固着の程度と破壊領域)

Wang and Bilek (2014)は、固着の程度と破壊領域について以下の見解を示している。

「固着の程度が小さい領域が破壊伝播のバリアとなっている。」

- 機器観測された全ての巨大地震は、滑らかな地形が沈み込む海域で発生している。起伏の激しい地形を伴うプレート境界はクリープしており、超巨大地震を発生しない。
- 沈み込む海山は、起伏の激しい地形の典型例である。海山が沈み込む領域では中小規模の地震を伴うが、大地震を発生する証拠は得られていない。2011年東北地方太平洋沖地震の破壊の南側での停止は、フィリピン海プレートが下盤となる位置ではなく、海山が沈み込む領域で生じた。



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

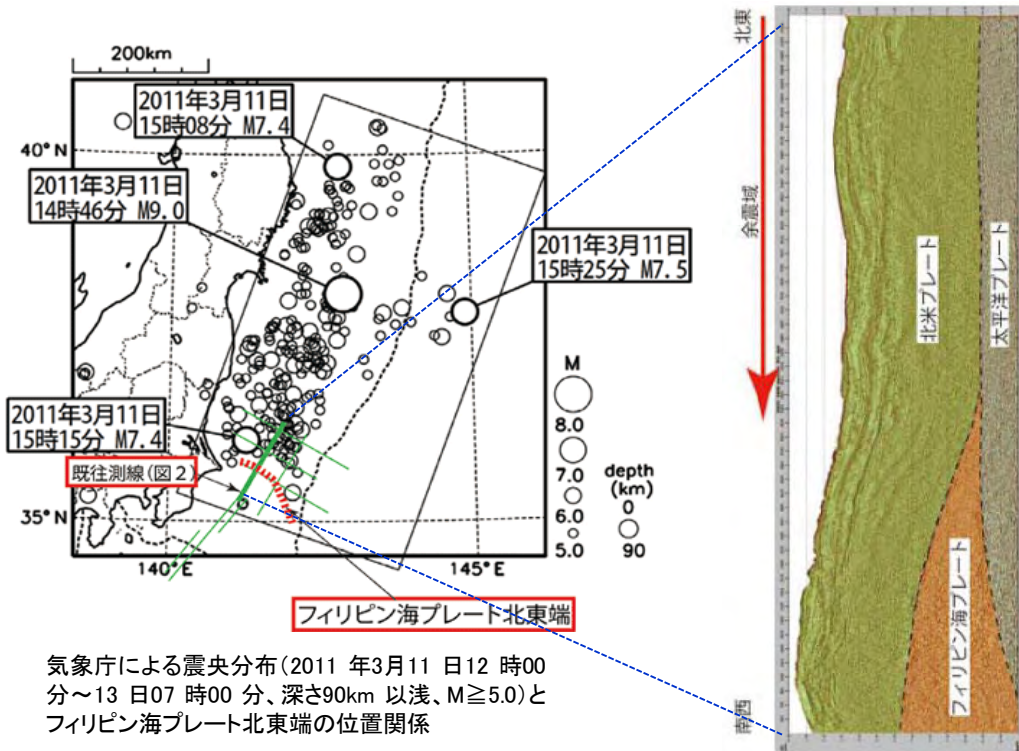
起伏の激しい海底と巨大地震の発生位置の分布

(Wang and Bilek (2014))

### 1.3 2011年東北地方太平洋沖地震の特徴と関連する知見(破壊領域)

海洋研究開発機構(2012) 及びShinohara et al.(2011)は、破壊領域について以下の見解を示している。  
 「プレート境界が破壊伝播のバリアとなっている。」

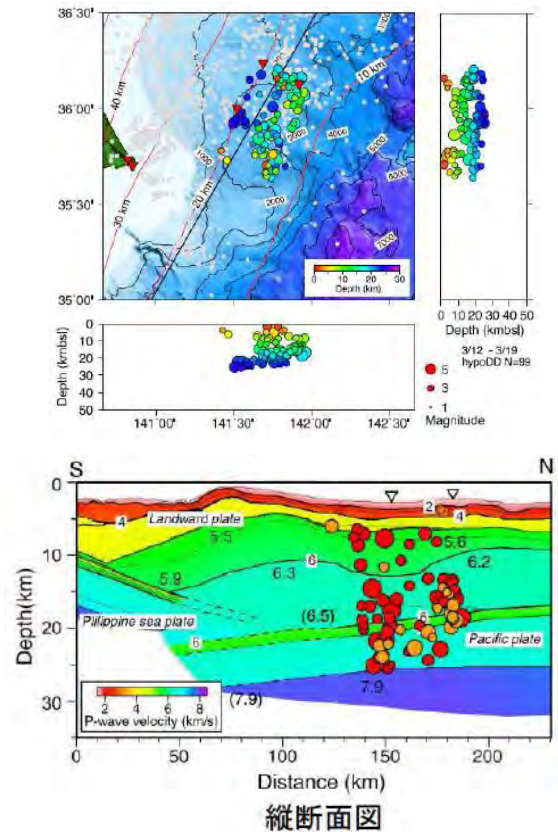
- 海洋研究開発機構(2012)は、2011年東北地方太平洋沖地震の余震分布はフィリピン海プレート北東端をほぼ南限としており、沈み込む太平洋プレートの上へのプレートが、北米プレートからフィリピン海プレートに変わる領域において、破壊の南への伝播が止められたとしている。
- Shinohara et al.(2011)は、2011年東北地方太平洋沖地震の余震分布に関する分析から、フィリピン海プレート北東端の位置と破壊域が一致していることを明らかにするとともに、フィリピン海プレートは、破壊伝播のバリアとして作用する重要な役割を果たす可能性があるとしている。



気象庁による震央分布(2011年3月11日12時00分~13日07時00分、深さ90km以浅、M≥5.0)とフィリピン海プレート北東端の位置関係

反射法地震探査に基づく解釈図  
 房総沖では、銚子付近から南東方向に向かって、フィリピン海プレート北東端が太平洋プレートと接している

(海洋研究開発機構(2012)に加筆)



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

### 1.3 2011年東北地方太平洋沖地震の特徴と関連する知見(地震のメカニズム)

Hasegawa et al.(2012)は、地震のメカニズムについて以下の見解を示している。

「地震前後で、プレート境界上盤側の応力状態が圧縮状態から引張状態へ変化したことから、三陸沖中部～福島沖に蓄積されていた歪みはほぼ完全に解消された。」

- 2011年東北地方太平洋沖地震の発生前後で、応力状態が変化していることにより、三陸沖中部～福島沖に蓄積されていた歪みはほぼ完全に解消されたと考えられるとしている。

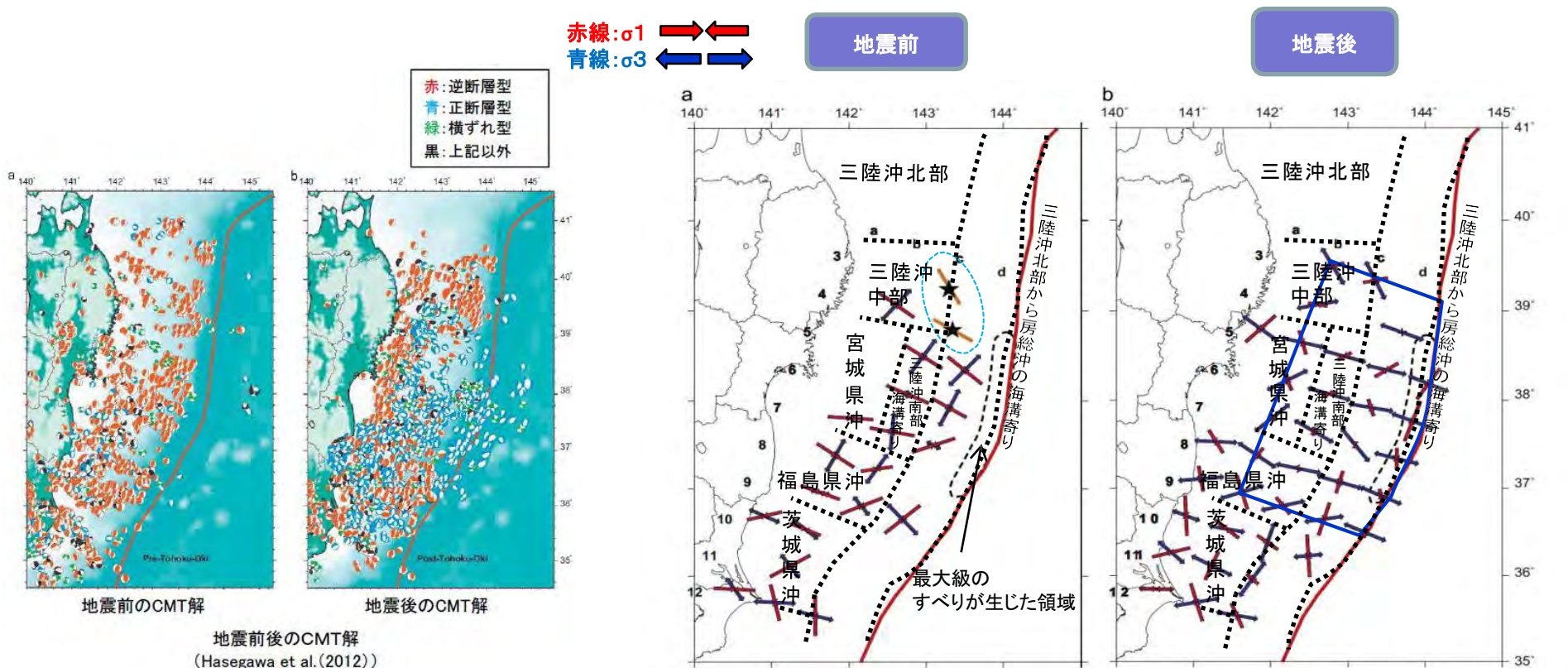


Fig. 6. Orientations of the best-fit  $\sigma_1$  and  $\sigma_3$  axes obtained by stress tensor inversions of upper plate events before (a) and after (b) the Tohoku-Oki earthquake. The  $\sigma_1$  and  $\sigma_3$  axes are indicated by red and blue arrows, respectively, at each grid node. The lengths of arrows correspond to the plunge of the principal stress axes. Orange bars with stars in (a) show the orientations of the maximum horizontal principal stress axis estimated from borehole breakout at two sites on ODP Leg 186 (Lin et al., 2011). The area of the estimated largest slip is enclosed by a dashed line near the trench axis.

(Hasegawa et al. (2012)に加筆)

### 1.3 2011年東北地方太平洋沖地震の特徴と関連する知見(巨大地震の発生)

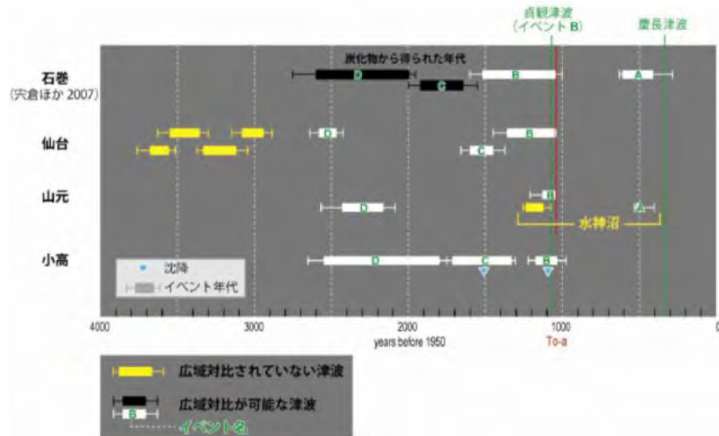
菅原他(2013)及び地震調査研究推進本部(2012)は、巨大地震の発生について以下の見解を示している。  
 「過去に同規模の巨大地震が数百年間隔で発生している。」

- 菅原他(2013)に基づけば、貞観869年の津波と2011年東北地方太平洋沖地震の仙台平野における浸水域や津波堆積物の到達限界は殆ど重なる。したがって、過去にも同じ海域で東北地方太平洋沖型の地震と同規模の地震が発生していたと推測される。
- 地震調査研究推進本部(2012)は、東北地方太平洋沖型の地震の特徴のひとつである広い浸水をもたらす津波は、過去2500年間で5回発生していたと確認され、これらの津波をもたらした地震が繰り返し発生したとするとその発生間隔は400年～800年程度で平均発生間隔は600年程度であるとされている。

表2 三陸沖～房総沖で発生した主な地震のマグニチュード等

地震発生領域	地震発生年月日	地震の平均的発生頻度等 注1	地震規模			死傷者数 <sup>注5</sup>	
			M 注2	Mt 注3	Mw 注4	死者	負傷者
東北地方太平洋沖型の地震	2011/ 3/11 14:46	平均発生間隔は600年程度	9.0	9.1 ～ 9.4	9.0	16,019 行方不明 3,805	6,121
	15世紀 869/ 7/13 1-5世紀 紀元前3-4世紀		8.3		8.4～ 注4	多数	—

(地震調査研究推進本部(2012))



(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 研究開発局他(2010)に加筆)

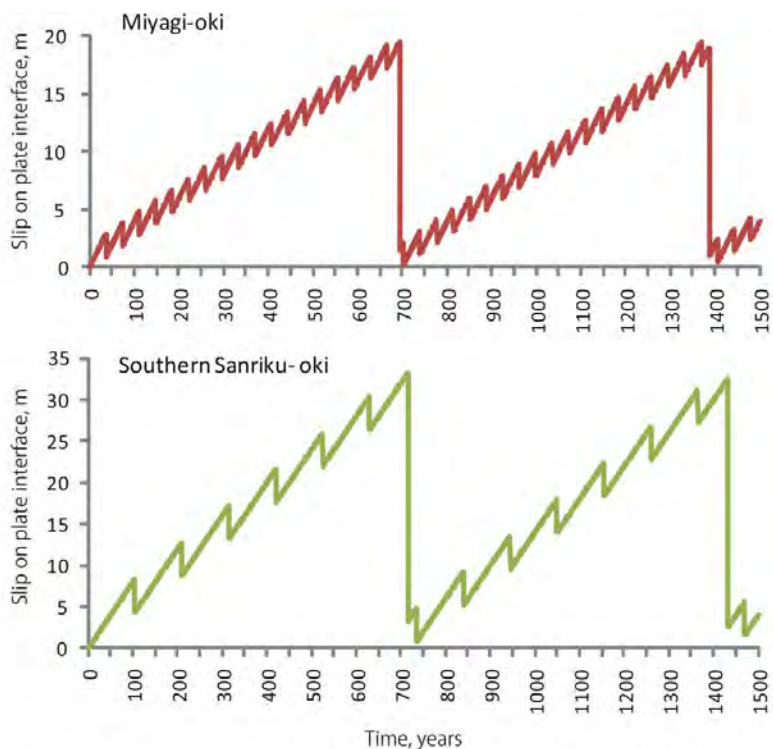


仙台平野における869年の津波と2011年東北地方太平洋沖地震津波の浸水域の比較  
 (菅原他(2013))

### 1.3 2011年東北地方太平洋沖地震の特徴と関連する知見(巨大地震の発生)

佐竹(2011)は、巨大地震の発生について以下の見解を示している。  
 「巨大地震が数百年間隔で発生している。」

- 頻度の高い中規模地震と数百年に一度の大規模地震の組合せで、プレートの沈み込みに伴う歪みの解放を説明できるモデルを提示しており、すべり残しが2011年型の地震ですべて解放されると仮定すると、そのサイクル(スーパーサイクル)は約700年となるとしている。



第3図 宮城沖(上)と三陸沖南部(下)における地震発生サイクルのモデル。第2図のすべり残しが2011年型の地震ですべて解放されると仮定すると、そのサイクル(スーパーサイクル)は約700年となる。横軸は時間(年)、縦軸はプレート境界におけるすべり(m)を示す。

第1表 日本海溝沿いの各領域における固有地震と2011年型地震のすべり量と発生間隔  
 Table 1. Size and recurrence intervals of characteristic and 2011-type earthquakes along Japan Trench

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

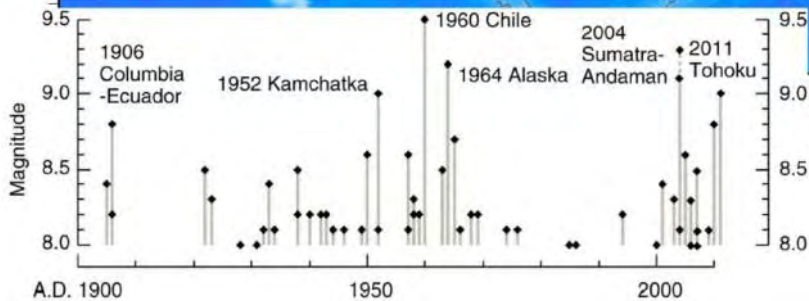
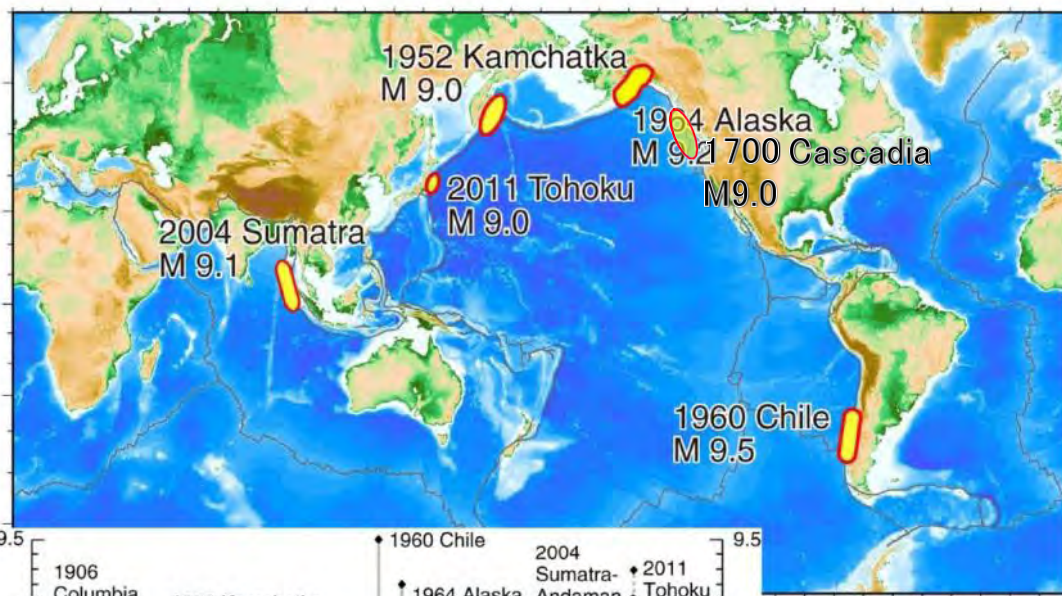
(佐竹(2011)に加筆)

### 1.3 2011年東北地方太平洋沖地震の特徴と関連する知見(巨大地震の発生)

他機関の文献※1~※6に基づけば、巨大地震の発生について以下の傾向が見られる。  
 「過去に同規模の巨大地震が数百年間隔で発生している。」

- プレート間で発生するM9クラスの巨大地震については、数百年間隔で繰返し発生している。

	日本海溝沿いの 巨大地震 (2011年)	カスケード沈み込み帯の 巨大地震 (1700年)	カムチャッカ沖の 巨大地震 (1952年)	チリ沖の 巨大地震 (1960年)	アラスカ沖の 巨大地震 (1964年)	スマトラ沖の 巨大地震 (2004年)
M9クラスの巨大地震 の平均発生間隔	約600年 (※1)	平均約500年(全域の破壊) (※2)	平均100~400年 (※3)	平均約300年 (※4)	平均約600年 (※5)	平均400~500年 (※6)



- ※1. 地震調査研究推進本部(2012)
- ※2. 佐竹(2013)
- ※3. 谷岡(2013)
- ※4. 央倉(2013)
- ※5. Shennan et al.(2007)
- ※6. Rajendran(2013)

Updated  
 Satake and Atwater (2007,  
 Ann. Rev. Earth Planet. Sci.)

(Satake(2012)に加筆)



## 1.3 2011年東北地方太平洋沖地震の特徴と関連する知見(巨大地震の発生)

本検討結果に基づけば、巨大地震の発生について以下の傾向が見られる。

「巨大地震が数百年間隔で発生している。」

- 他機関の文献で得られた知見に基づくM9クラスの巨大地震の平均発生間隔、プレート相対運動速度及びカップリング係数で概算したすべり量と地震時すべり量には調和的な関係がある。

	カスケード沈み込み帯の 巨大地震※ (1700年)	カムチャッカ沖の巨大地震※ (1952年)	チリ沖の 巨大地震※ (1960年)	アラスカ沖の 巨大地震※ (1964年)	スマトラ沖の 巨大地震※ (2004年)
マグニチュード(M)	9.0	9.0	9.5	9.2	9.1
M9クラスの巨大地震の平均 発生間隔①	平均約500年 (全域の破壊)	平均100～400年	平均約300年	平均約600年	平均400～500年
プレート相対運動速度②	3.2～3.8cm/年	6.9～8.4cm/年	6.3～7.5cm/年	2.2～5.2cm/年	1.6～4.4cm/年
カップリング係数③	1.0	0.5	1.0	0.6	0.5～1.0
概算のすべり量(A) (①、②、③より算出)	500年間で16～19m	100年間で3.5～4.2m 400年間で14～17m	385年間で24～29m 128年間で8～10m	600年間で8～19m 1000年間で13～31m	500年間で4～22m



地震時すべり量(a)	最大19m 平均14m	最大11.4m 平均3.2m	最大25～30m 平均11m	最大22m 平均8.6m	最大23m 平均8.6m
------------	----------------	-------------------	-------------------	-----------------	-----------------

※本資料42～48頁参照

### 1.3 2011年東北地方太平洋沖地震の特徴と関連する知見(地震調査研究推進本部の評価)

- 地震調査研究推進本部(2012)は、次の東北地方太平洋沖型の地震は、過去に発生した地震の規模から、少なくとも宮城県沖と三陸沖南部海溝寄りから福島県沖にかけての領域に連動してMw8.4程度、さらに震源域が広がり、東北地方太平洋沖地震と同様にMw9.0前後になる可能性があるとしている(左表)。
- 地震調査研究推進本部(2012)は、次の東北地方太平洋沖の地震の発生確率を算出(2012年1月1日を起点として、BPT分布モデルに平均発生間隔600年及び発生間隔のばらつき  $\alpha = 0.24$ を適用)し、今後100年以内の発生確率はほぼ0%と評価している。
- 地震調査研究推進本部(2014)は、「東北地方太平洋沖型の地震」の想定波源領域を三陸沖中部から茨城県沖、その地震規模をMw9.0として、地震ハザードを評価している(右図)。

表4-1 次の東北地方太平洋沖型の地震の発生確率等

項目	将来の地震発生確率等 <sup>注1</sup>	備考	評価の信頼度 <sup>注4</sup>
今後10年以内の発生確率	ほぼ0%	津波堆積物調査で判明した過去3000年で4回の津波をもたらした地震及び2011年東北地方太平洋沖地震より、BPT分布モデルに平均発生間隔600年及び発生間隔のばらつき $\alpha = 0.24$ (データから最尤法により求めた値) を適用して算出した。	C
今後20年以内の発生確率	ほぼ0%		
今後30年以内の発生確率	ほぼ0%		
今後40年以内の発生確率	ほぼ0%		
今後50年以内の発生確率	ほぼ0%		
今後100年以内の発生確率	ほぼ0%		
今後300年以内の発生確率	0.2%程度		
集積確率	ほぼ0%		
地震後経過率	0.00	経過時間0.8年を発生間隔600年で除した値。	
<u>次の地震の規模</u>	<u>Mw8.4 ~9.0</u>	過去に発生した地震のM, Mt, Mwを参考にし、総合的に判断した。	C

注1: 評価時点は全て2012年1月1日現在

注4: 評価の信頼度は、評価に用いたデータの量的・質的な充足性などから、評価の確からしさを相対的にランク付けしたもので、AからDの4段階で表す。各ランクの一般的な意味は次のとおりである。

A: (信頼度が) 高い B: 中程度 C: やや低い D: 低い

評価の信頼度は、想定地震の発生領域、規模、発生確率のそれぞれの評価項目について与える。発生確率の評価の信頼度は、地震発生切迫度を表すのではなく、確率の値の確からしさを表すことに注意する必要がある。なお、規模及び発生確率の信頼度ランクの具体的な意味は以下のとおりである。分類の詳細な方法については(付表)を参照のこと。

- B: 想定地震と同様な過去の地震の規模から想定規模を推定した。過去の地震データが多くはなく、規模の信頼性は中程度である。
- C: 規模を過去の事例からでなく地震学的知見から推定したため、想定規模の信頼性はやや低い。
- D: 規模を過去の事例からでなく地震学的知見から推定したが、地震学的知見も不十分で想定規模の信頼性は低い。

発生確率の評価の信頼度

- A: 想定地震と同様な過去の地震データが比較的多く、発生確率を求めるのに十分な程度あり。発生確率の値の信頼性は高い。
- B: 想定地震と同様な過去の地震データが多くはないが、発生確率を求め得る程度にあり、発生確率の値の信頼性は中程度である。
- C: 想定地震と同様な過去の地震データが少なく、必要に応じ地震学的知見を用いて発生確率を求めたため、発生確率の値の信頼性はやや低い。今後の新しい知見により値が大きく変わり得る。
- D: 想定地震と同様な過去の地震データがほとんど無く、地震学的知見等から発生確率の値を推定したため、発生確率の値の信頼性は低い。今後の新しい知見により値が大きく変わり得る。

(地震調査研究推進本部(2012)に加筆)



確率論的地震動予測地図の作成に用いた「東北地方太平洋沖型の地震」の断面図(地震調査研究推進本部(2014))

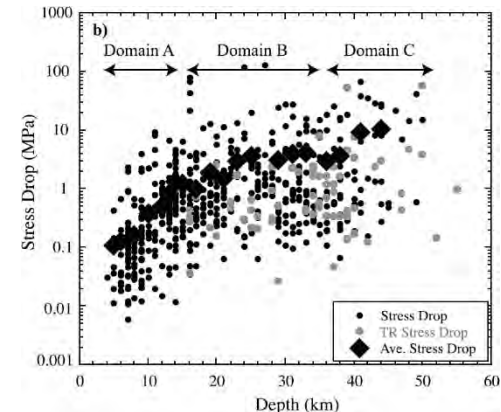
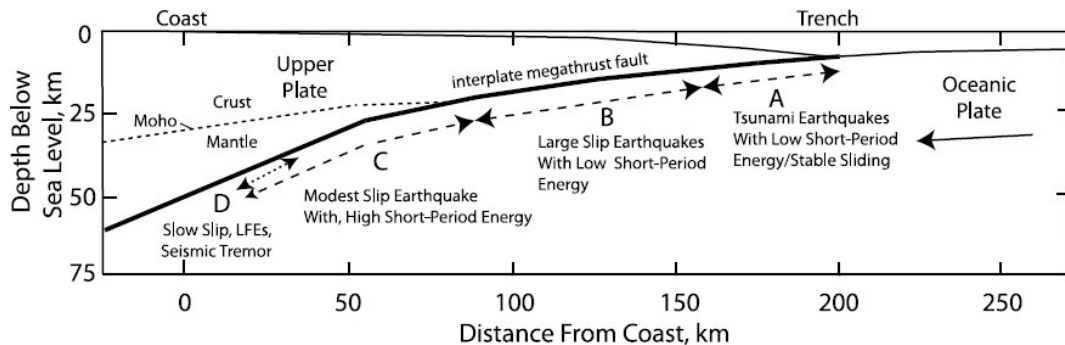
## 1. 既往津波

### 1.4 2011年東北地方太平洋沖地震(海溝軸付近)の特徴と関連する知見

## 1.4 2011年東北地方太平洋沖地震(海溝軸付近)の特徴と関連する知見(プレート境界の領域区分)

Lay et al. (2012)は、世界の巨大プレート間地震(メガスラスト地震)の放射特性を分析し、以下の見解を示している。  
 「プレート境界には地震動や津波を発生させる領域が存在する。」

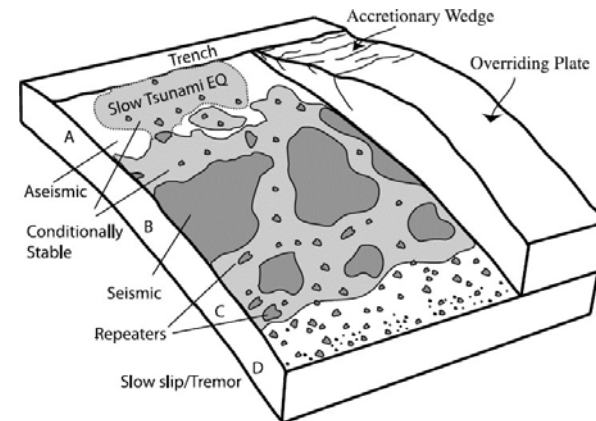
- 海溝軸付近の領域Aは、地震動はほとんど生成しないが、津波発生に強く寄与する。
- 領域B及びCでは領域Aより大きな応力降下がみられ、応力を蓄積していると考えられる。



世界の地震から求めた領域ごとの応力降下量

プレート境界の領域区分と特徴

領域	特徴
領域A (海溝から海面下約15kmまで)	・非地震性すべりと津波地震時の大きなすべり ・長いライズタイムと小さな破壊伝播速度
領域B (海面下15-30km)	・大きなすべりと中規模な短周期エネルギー放出
領域C (海面下35-55km)	・中程度のすべりと大規模な短周期エネルギー放出

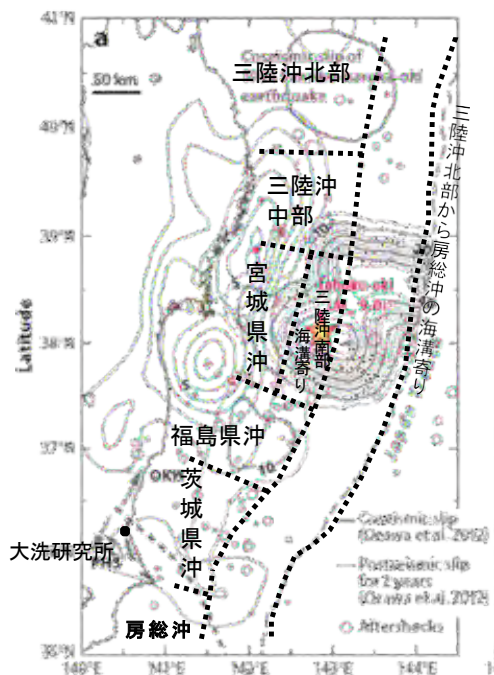


(Lay et al. (2012))

## 1.4 2011年東北地方太平洋沖地震(海溝軸付近)の特徴と関連する知見(固着の程度とすべり)

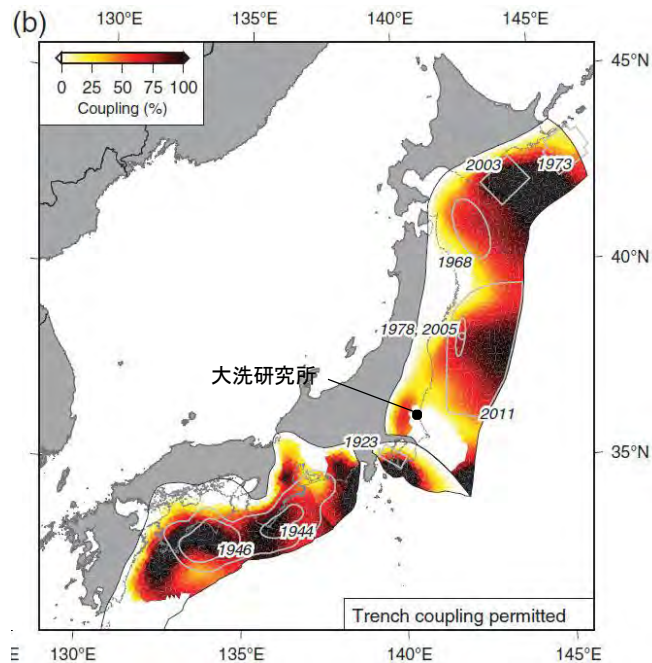
Loveless and Meade(2015)は、海溝軸付近の固着の程度とすべりの関係について、以下の見解を示している。  
 「海溝軸付近のすべりの大きさは固着の程度と対応している。」

- 海溝軸付近も固着していると仮定すれば、東北地方太平洋沖地震における海溝軸付近のすべり量分布は固着により説明できる。固着の弱い領域は、破壊のバリアとして作用すると考えられる。



陸上・海上のGPS及び水圧計データに基づく2011年東北地方太平洋沖地震のすべり量分布(黒線)

(Ozawa et al. (2012)に加筆)



海溝軸付近の固着を許容したときのプレート間カップリング率の分布 (Loveless and Meade (2015))

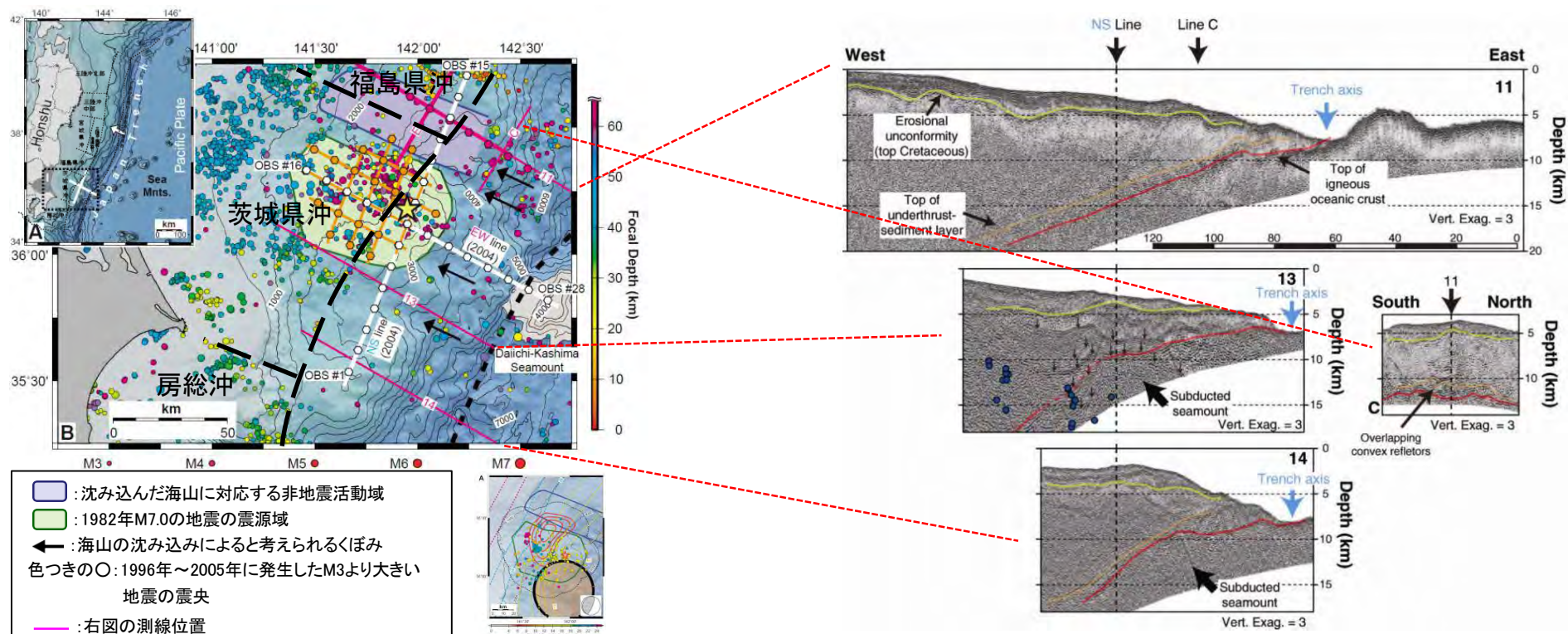
## 1.4 2011年東北地方太平洋沖地震(海溝軸付近)の特徴と関連する知見(固着の程度と破壊領域)

Mochizuki et al. (2008) 及び望月(2011)は、固着の程度と破壊領域について以下の見解を示している。

「固着の程度が小さい領域が破壊伝播のバリアとなっている。」

「茨城県沖北端付近では、海溝軸から海山が沈み込んでいることが確認されており、このことが固着を弱くしている。」

- 海山上のプレート境界はこれまで予測されていた性質とは異なり、固着強度が弱い。すなわち海山自身はアスペリティにはならない。
- 茨城県沖北端付近の複数の海山が沈み込んだ領域ではプレート境界面上に海溝軸から堆積物が沈み込んでいることが確認されており、このことがプレート境界における固着を弱くしている(したがって地震が発生しない)。この非活発帯は海山の沈み込みによってプレート境界に接する下部地殻が削り取られ、そこに堆積物がたまっているために地震活動が非活発になっている。過去に海山の通った痕跡がアスペリティの境界になっている可能性がある。
- 複数の海山が沈み込んだ領域は反射断面において、沈み込んだ海山が知られる位置と同程度に上に凸な堆積層が連続することから、複数の沈み込んだ海山の軌跡と解釈されている。
- 南側の沈み込む海山上のプレート境界では地震が発生しておらず、海山の麓周辺でM7程度の地震が集中的に発生している。この海山の沈み込みに伴って上盤側底部が破壊されることによって歪エネルギーを蓄えることができないために地震活動が非活発である可能性が考えられる。



複数の海山が沈み込んだ領域と地形及び地震活動の関係

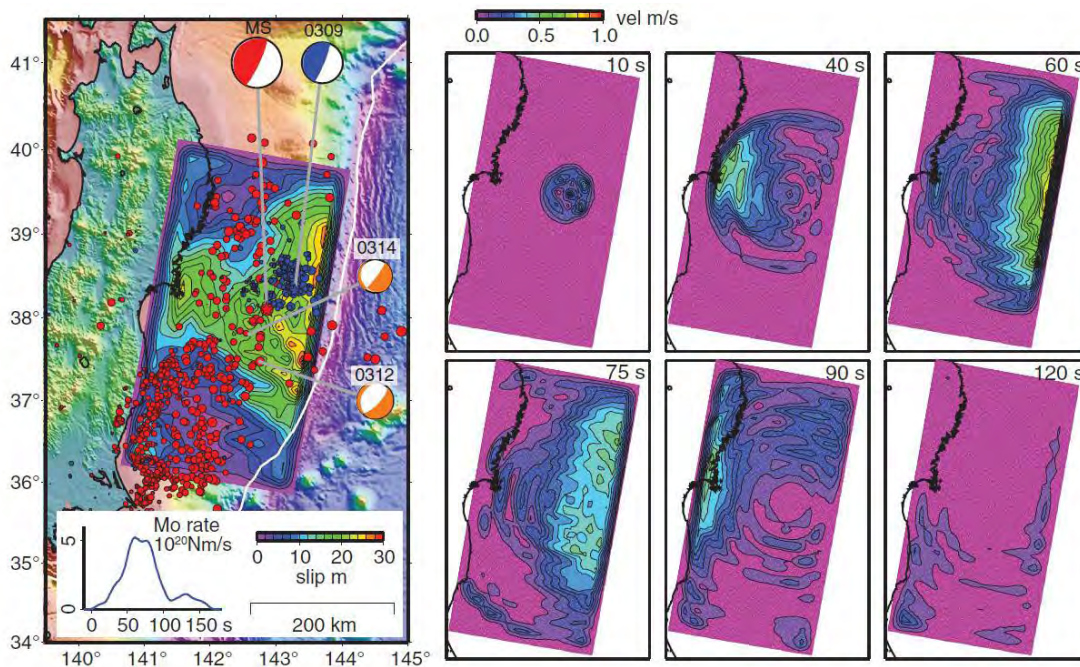
各測線における反射断面

(Mochizuki et al. (2008)に加筆)

## 1.4 2011年東北地方太平洋沖地震(海溝軸付近)の特徴と関連する知見(ダイナミックオーバーシュート)

Ide et al.(2011)は、2011年東北地方太平洋沖地震の地震波の解析に基づき、以下の見解を示している。  
「海溝軸付近のすべりの大きさは固着の程度よりも大きくなる場合がある(ダイナミックオーバーシュート)。」

- 2011年東北地方太平洋沖地震は、2つの破壊モードからなる。つまり、①浅部の比較的静かなすべり、②深部における高周波を放射する破壊である。
- このうち、①のすべりは地震以前に蓄えられていたひずみを解放するだけでなく、さらにすべり過ぎたことが、地震直後に陸側プレート内で正断層地震が発生したことから推定される。これがダイナミックオーバーシュート(動的過剰すべり)と呼ばれる現象である。
- 浅部のダイナミックオーバーシュートは、それに先立つ深部のエネルギー的な破壊により励起された。深部側の破壊が存在しなければ、巨大な津波は発生しなかった。

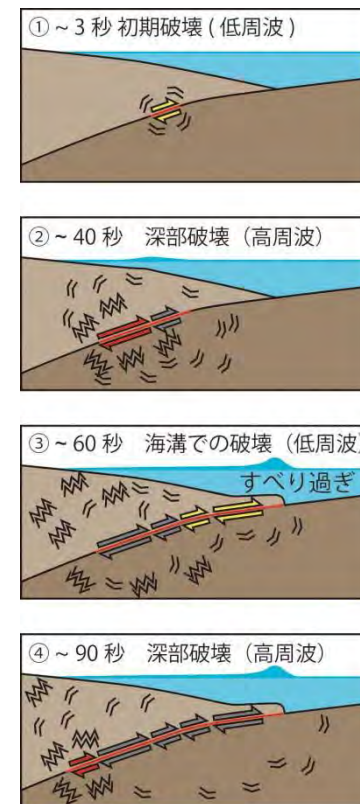


**Fig. 1.** The total slip distribution (left) and snapshots of the slip-rate distribution at six different times (right). Blue/white (0309), red/white (MS), and orange/white circles (0312 and 0314) show focal mechanisms of the foreshock on 9 March ( $M_w$  7.3), the mainshock, and two aftershocks with opposite mechanism on 12 March ( $M_w$  6.5) and 14 March ( $M_w$  6.1), connected to their

epicenters with gray lines. Circles are epicenters determined by the Japan Meteorological Agency. Smaller red circles are the mainshock (star) and aftershocks; smaller blue circles are the largest foreshock (star) and foreshocks. The fault plane is 440 by 220 km. A blue curve in the inset shows the global-moment rate function, which is the moment rate observed in the far-field perpendicular to the fault.

(左図)コンター: 総すべり量の分布, 0309: 前震( $M_w$ 7.3)のメカニズム, MS: 本震のメカニズム, 0312及び0314: 余震(それぞれ $M_w$ 6.5,  $M_w$ 6.1)のメカニズム, 青点: 前震の震央, 赤点: 余震の震央, グラフ: 地震モーメント放出速度の推移  
(右図)すべり速度分布のスナップショット

(Ide et al.(2011))



時間ごとの破壊過程の模式図(井出(2011))

## 1.4 2011年東北地方太平洋沖地震(海溝軸付近)の特徴と関連する知見(ダイナミックオーバーシュート)

Tsuji et al.(2012,2013)は、2011年東北地方太平洋沖地震の震源域周辺の海底構造を分析し、以下の見解を示している。  
 「海溝軸付近のすべりの大きさは固着の程度よりも大きくなる場合がある(ダイナミックオーバーシュート)。」

- 巨大津波が発生した宮城沖では、陸側プレートが伸張した結果、隆起域付近から陸に向かって傾斜する正断層が形成されている。
- 水深3500m付近にある正断層では、地震直後の2011年8月は非常に高かった温度(熱流量)が、1年後の2012年8月には通常の温度に下がっていた。これは本震時に、正断層が活動したことを示唆している。
- こうした正断層は、オーバーシュートの結果として生じ地形に残存する。また、バックストップ位置が海溝軸近くに達している領域に対応している。こうした特徴は、巨大津波を発生する位置の指標となるものである。

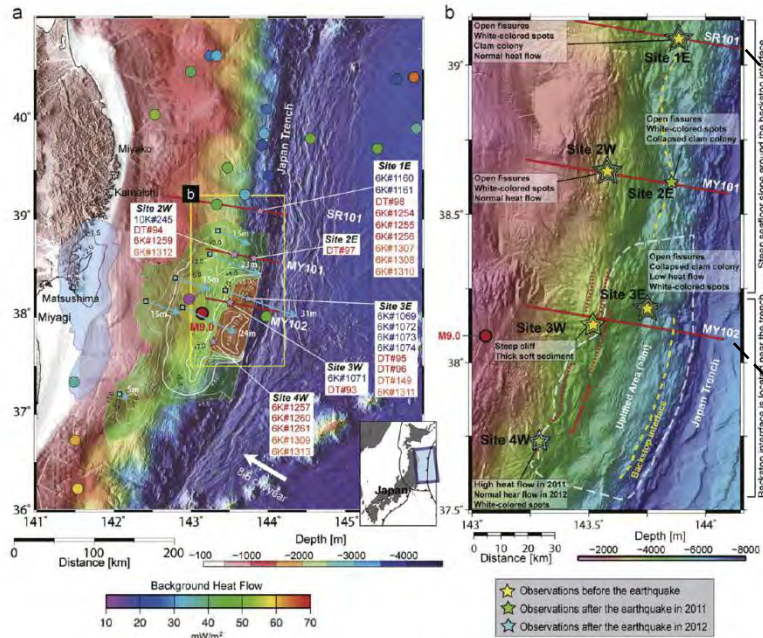
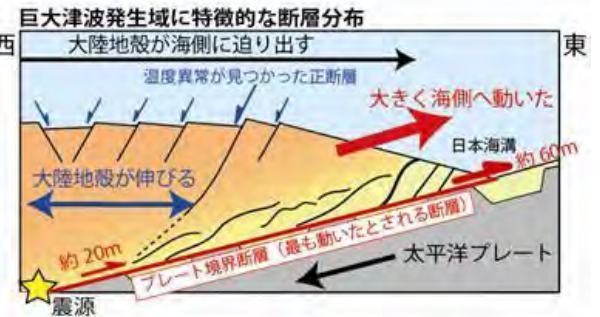
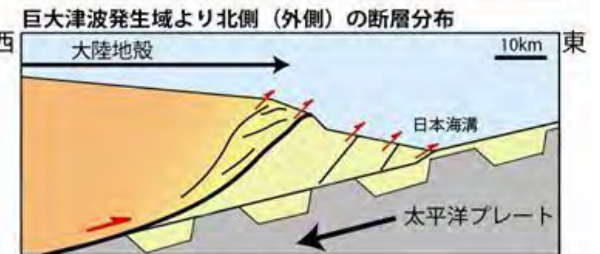
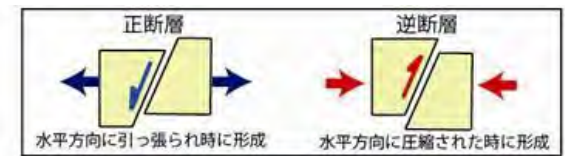


Fig. 1. Index maps for the 2011 Tohoku-oki earthquake in the Japan Trench (JCG, JAMSTEC, 2011). (a) Blue and white contour lines are subsidence and uplift, respectively, estimated from tsunami inversion (Fuji et al., 2011), with contour intervals of 0.5 m (subsidence) and 1.0 m (uplift). Blue arrows indicate dynamic seafloor displacements observed at seafloor observatories (Kido et al., 2011; Sato et al., 2011). Red lines are locations of seismic profiles (SR101, MY101, and MY102) shown in Fig. 2. Stars indicate diving sites and are labeled with dive numbers of pre-earthquake observations (blue numerals) and post-earthquake observations in 2011 (red numerals) and in 2012 (orange numerals). Background heat flow values measured before the 2011 earthquake are displayed as colored dots (Yamano et al., 2008; Kimura et al., 2012). (b) Enlarged map around the diving sites, corresponding to the yellow rectangle in panel (a). Red dashed lines indicate seafloor traces of normal faults (i.e., ridge structures). Yellow dashed lines indicate estimated locations of the backstop interface. The white dashed line indicates the boundary of the area of significant seafloor uplift (> 9 m uplift) and also the tsunami generation area (Fuji et al., 2011), corresponding to the reddish-brown area in panel (a). Observations made during the post-earthquake dives are described in panel (b).

(左図) 青コンター: 津波インバージョンに基づく沈降量, 白コンター: 津波インバージョンに基づく隆起量, 赤線: 調査断面, ○: 地震前の熱流量  
 (右図=拡大図) 赤線: 正断層の海底トレス, 黄破線: バックストップ(固結した付加体)の前面位置, ☆: 潜航調査地点  
 (Tsuji et al.(2013)に加筆)



巨大津波発生域(下)とその北側(上)の海溝軸付近における断面の模式図  
 太い黒線はバックストップ前面

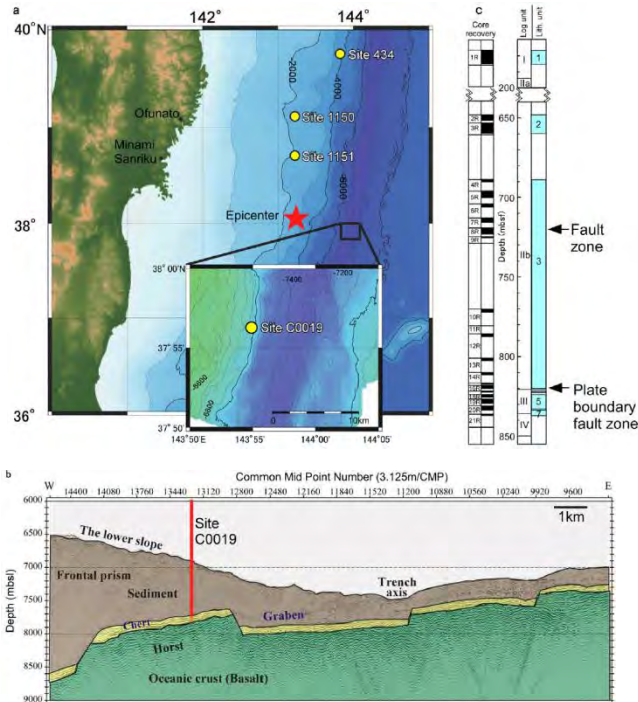
(九州大学(2013))



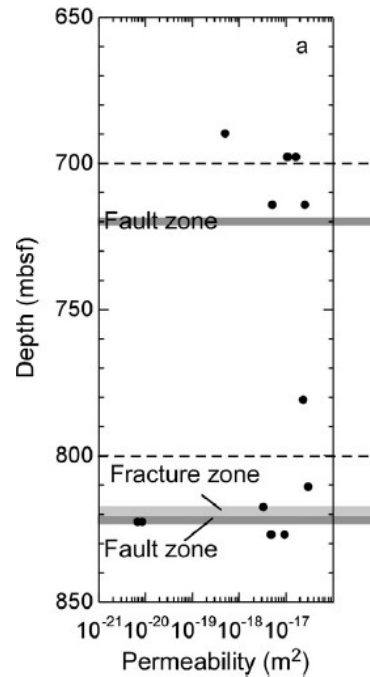
## 1.4 2011年東北地方太平洋沖地震(海溝軸付近)の特徴と関連する知見(ダイナミックオーバーシュート)

Tanikawa et al. (2013) 及び Ujiie et al. (2013) は、2011年東北地方太平洋沖地震の震源域周辺からドリリングにより採取した試料を分析し、以下の見解を示している。  
「ダイナミックオーバーシュートは、プレート境界面に存在する遠洋性粘土に起因する摩擦の低下(thermal pressurization)による。」

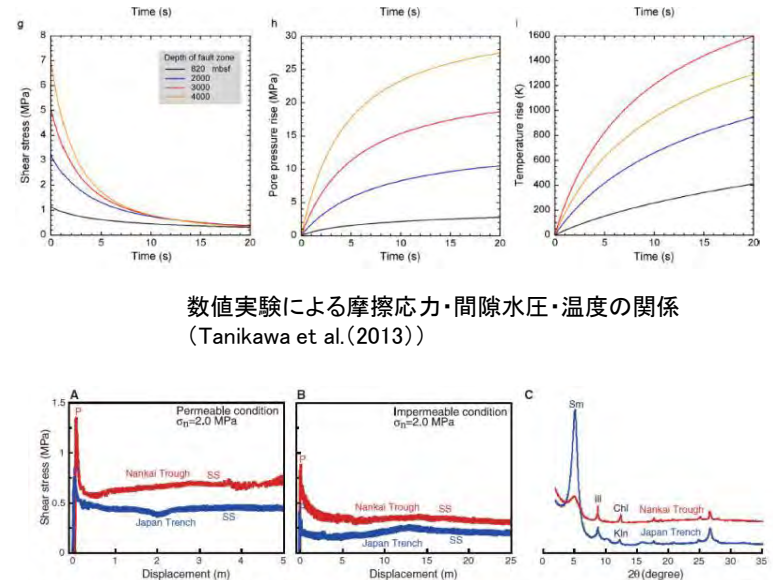
- Tanikawa et al. (2013) は、以下の見解を示している。
  - ✓ 地震断層のすべりに伴う摩擦発熱により流体の圧力が増加(thermal pressurization)し、大きなすべり摩擦係数低下を引き起こすことにより、浅部プレート境界断層までの大きな滑りにつながると考えられる。
  - ✓ プレート境界断層はスメクタイトに富む透水性の低い遠洋性粘土 (pelagic clay) により構成される。これは、断層内部で流体の移動が難しいことから、摩擦発熱によって一時的に増加した流体圧が長時間保持されうため、すべり摩擦力の低下が促されることを示唆している。
  - ✓ 実験結果をもとに、数値モデリングによって間隙水圧(プレート境界面にある地下水等の圧力)の変化を計算したところ、プレート境界断層浅部では、すべりとともに流体圧が急激に上昇し、摩擦が低下することが分かった。
- Ujiie et al. (2013) は、以下の見解を示している。
  - ✓ 高速すべり(1.3m/s)の条件下での実験から、含水状態の方が破壊に要するエネルギーは遙かに小さく、地震破壊はより伝播しやすい。
  - ✓ これは、豊富なスメクタイトが水を含むこととthermal pressurization効果により説明できる。この振る舞いは、プレート間浅部の非常に大きなすべりに説明を与えるものである。日本海溝の試料では、断層間物質の85%が海洋性粘土で、鉱物の78%がスメクタイトであった。



ドリリング調査による試料採取位置の分布  
(Tanikawa et al. (2013))



コアの深さと透水性  
(Tanikawa et al. (2013))



数値実験による摩擦応力・間隙水圧・温度の関係  
(Tanikawa et al. (2013))

Fig. 3. Comparison of experimental results for décollement materials of the Japan Trench and the Nankai Trough. Shear stress measured during high-velocity shearing under permeable (A) and impermeable (B) conditions at  $\sigma_n$  of 2.0 MPa, plotted as a function of displacement. P, initial peak shear stress; SS, steady-state shear stress. (C) X-ray diffraction patterns for the décollement materials from the Japan Trench and the Nankai Trough, obtained for the <2- $\mu$ m fractions in the ethylene-glycolated state. Sm, smectite; Ill, illite; Kln, chlorite; Kln, kaolinite.

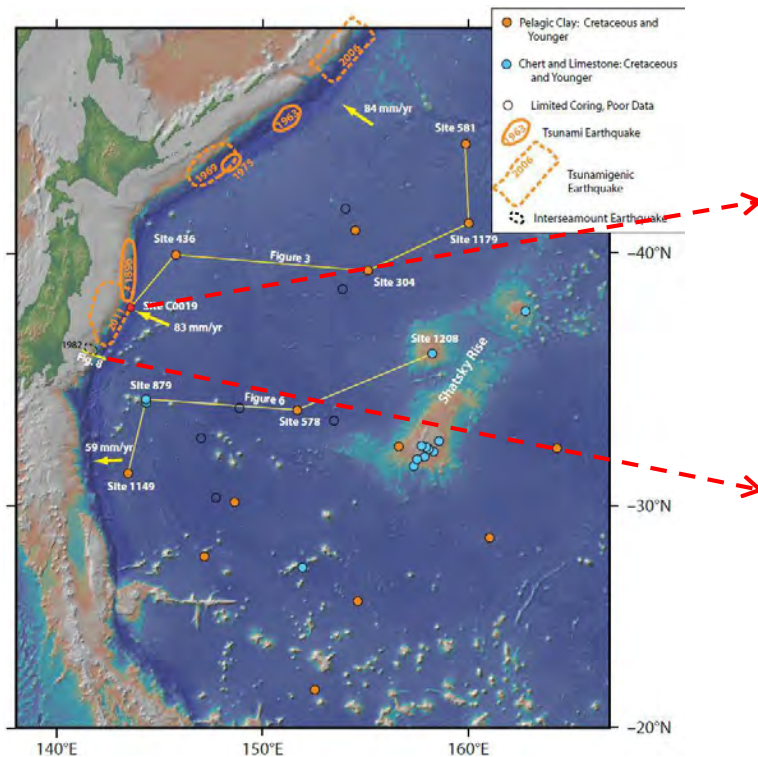
含水・非含水条件の実験におけるすべり量とせん断応力の関係、及び断層間物質のX線散乱パターン  
(Ujiie et al. (2013))

## 1.4 2011年東北地方太平洋沖地震(海溝軸付近)の特徴と関連する知見(ダイナミックオーバーシュート)

Moore et al.(2015)及びChester et al.(2013)は、2011年東北地方太平洋沖地震の震源域周辺からドリリングにより採取した試料を分析し、以下の見解を示している。

「茨城県沖北端付近では、海溝軸から海山が沈み込んでいることが確認されており、沈み込んだ海山が遠洋性粘土層を分断している。」

- プレート境界断層はスメクタイトを含む遠洋性粘土 (pelagic clay) 層の上端に発達しており、2011年東北地方太平洋沖地震の震源域浅部では最大でも約 5m という狭い領域に変形が集中している。この粘土層は地震時及び地震間いずれの期間でも、周囲の堆積層より弱く、津波を伴う地震の因子となっている可能性がある。
- 2011年東北地方太平洋沖地震の震源断層浅部では、遠洋性粘土層がプレート境界に沿って連続的に分布するため、すべりが妨げられない。それに対し、破壊領域の南側では沈み込んだ海山が遠洋性粘土層を分断するため、浅部でのすべりの連続を妨げ、津波を抑制する。



ドリリング調査による試料採取位置の分布  
オレンジ色の丸:遠洋性粘土を含む、水色の丸:遠洋性粘土を含まない。  
(Moore et al.(2015)に加筆)

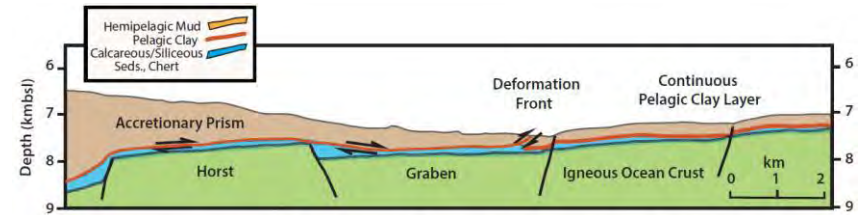


Figure 7. Tohoku earthquake shallow slip model showing localization of plate boundary faulting along pelagic clay as observed in the tsunamigenic Tohoku earthquake. Uninterrupted slip is fostered by the continuity of the weak pelagic clay layer and minimal overburden, in spite of the horsts and grabens on the incoming oceanic crust (kmbsl—kilometers below sea level; Seds.—sediments).

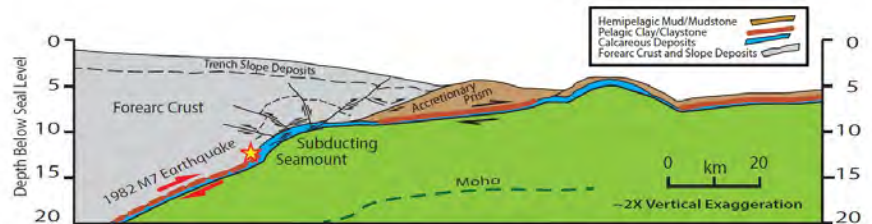


Figure 8. Seamount-induced compartmentalized earthquake failure: cross section is subduction of oceanic crust with carbonate-covered seamounts interspersed between regions of pelagic clay (Mochizuki et al., 2008). The 1982 earthquake initiated at the edge (star) of the subducting seamount. The earthquake propagated downdip away from the seamount and did not produce a significant tsunami. Here, similar ~M7 earthquakes repeat about every 20 yr (Mochizuki et al., 2008). The lack of ~M7 earthquakes centered on the seamount suggests that its weak interplate coupling is associated with distributed deformation of the seamount and overlying forearc crust during the interseismic period (Wang and Bilek, 2014). The geometry of the upper plate rock units is generalized from Tsuru et al. (2002) and von Huene et al. (1994).

ドリリング調査結果より推定した宮城県沖(上)と茨城県沖(下)のプレート境界付近の地質構造(Moore et al.(2015))

## 1. 既往津波

### 1.5 世界のM9クラスの巨大地震より得られた知見

## 1.5 世界のM9クラスの巨大地震より得られた知見(巨大地震の発生)

本検討結果に基づけば、巨大地震の発生について以下の傾向が見られる。

「巨大地震が数百年間隔で発生している。」

- 他機関の文献で得られた知見に基づくM9クラスの巨大地震の平均発生間隔、プレート相対運動速度及びカップリング係数で概算したすべり量と地震時すべり量には調和的な関係がある。

	カスケード沈み込み帯の 巨大地震 (1700年)	カムチャッカ沖の巨大地震 (1952年)	チリ沖の 巨大地震 (1960年)	アラスカ沖の 巨大地震 (1964年)	スマトラ沖の 巨大地震 (2004年)
マグニチュード(M)	9.0	9.0	9.5	9.2	9.1
M9クラスの巨大地震の平均 発生間隔①	平均約500年 (全域の破壊)	平均100~400年	平均約300年	平均約600年	平均400~500年
プレート相対運動速度②	3.2~3.8cm/年	6.9~8.4cm/年	6.3~7.5cm/年	2.2~5.2cm/年	1.6~4.4cm/年
カップリング係数③	1.0	0.5	1.0	0.6	0.5~1.0
概算のすべり量(A) (①、②、③より算出)	500年間で16~19m	100年間で3.5~4.2m 400年間で14~17m	385年間で24~29m 128年間で8~10m	600年間で8~19m 1000年間で13~31m	500年間で4~22m



地震時すべり量(a)	最大19m 平均14m	最大11.4m 平均3.2m	最大25~30m 平均11m	最大22m 平均8.6m	最大23m 平均8.6m
------------	----------------	-------------------	-------------------	-----------------	-----------------

## 1.5 世界のM9クラスの巨大地震より得られた知見(カスケード沈み込み帯の巨大地震)

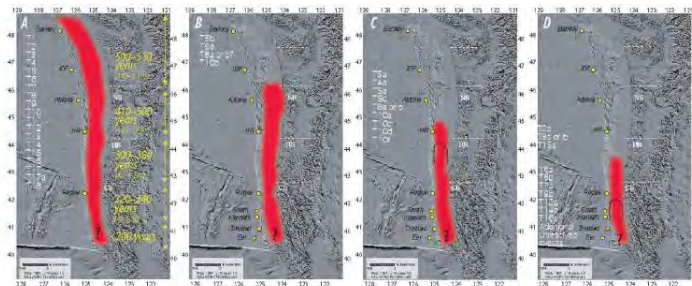
	数値	出所・備考
平均発生間隔①	平均約500年	佐竹(2013b)
プレート相対運動速度②	3.2-3.8cm/年	McCaffrey(2008)
カップリング係数③	1.0(地震学的) 1.0(測地学的)	Scholz and Campos (2012)
すべり量の蓄積(A)	<b>500年間で16~19m</b>	(A) = ① × ② × ③ (③ = 1.0とした)



地震時すべり量(1700年) (a)	<b>最大19m 平均14m</b>	Satake et al.(2003)
--------------------	------------------------	---------------------

### 【平均発生間隔①】

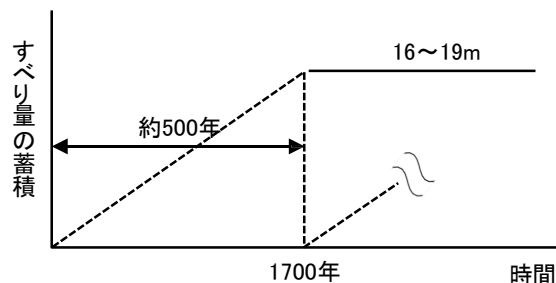
最新のタービダイトと沿岸地質データの対比によると、過去約1万年間に発生した41回の地震の平均間隔は約240年だが、このうち1700年地震のようにカスケード沈み込み帯全域を破壊したM9クラスの地震の数は約半分とされている。⇨ **約500年間隔**



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)<sup>15)</sup>による。

(佐竹(2013b))

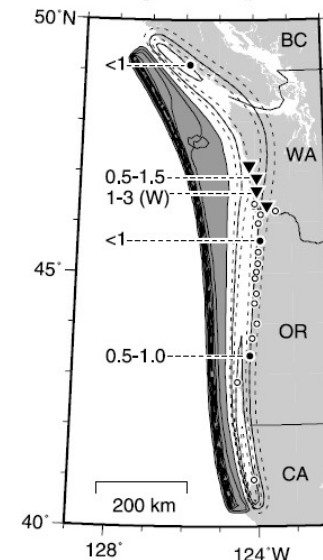
### 【すべり量の蓄積(A)】



### 【地震時すべり量(1700年)(a)】

最大すべり量 19m  
平均すべり量 14m

a Long-Narrow M<sub>w</sub> 9.0



(Satake et al. (2003))

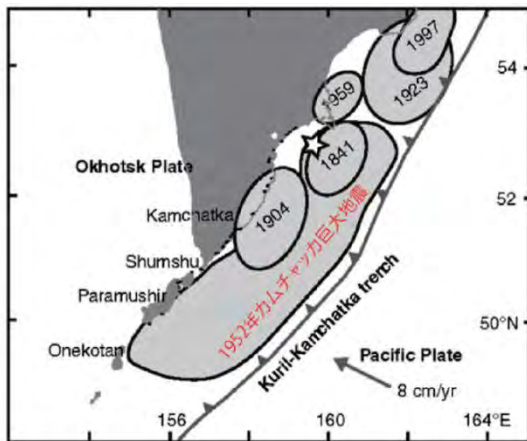
## 1.5 世界のM9クラスの巨大地震より得られた知見(カムチャッカ沖の巨大地震)

	数値	出所・備考
平均発生間隔①	平均100年～400年	谷岡(2013)
プレート相対運動速度②	6.9-8.4cm/年	McCaffrey(2008)
カップリング係数③	0.51(地震学的) 0.48~0.67(測地学的)	Scholz and Campos (2012)
すべり量の蓄積(A)	<b>100年間で3.5~4.2m</b> <b>400年間で14~17m</b>	(A) = ① × ② × ③ (③= 0.5とした)
⇕		
地震時すべり量(1952年) (a)	<b>最大11.4m</b> <b>平均3.2m</b>	Johnson and Satake (1999)

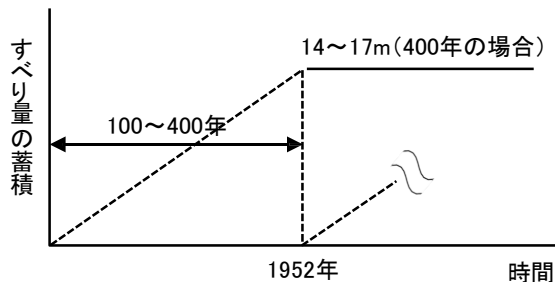
### 【平均発生間隔①】

カムチャッカから千島列島における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年から400年に1回は5mを超える津波に襲われていることが明らかになった。

⇨ 100年～400年間隔

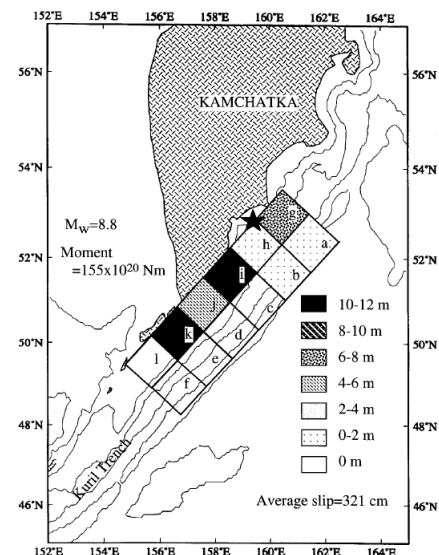


### 【すべり量の蓄積(A)】



### 【地震時すべり量(1952年)(a)】

最大すべり量 11.4m  
平均すべり量 3.2m



(谷岡(2013))

(Johnson and Satake (1999))

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。Maclines et al.(2010)の図に追記した。

## 1.5 世界のM9クラスの巨大地震より得られた知見(チリ沖の巨大地震)

	数値	出所・備考
平均発生間隔①	平均約300年	宍倉(2013)
プレート相対運動速度②	6.3-7.5cm/年	McCaffrey(2008)
カップリング係数③	0.82~1.0(地震学的) 0.96(測地学的)	Scholz and Campos (2012)
すべり量の蓄積(A)	<b>385年間で24~29m</b> <b>128年間で8~10m</b>	(A) = ① × ② × ③ (③= 1.0とした)



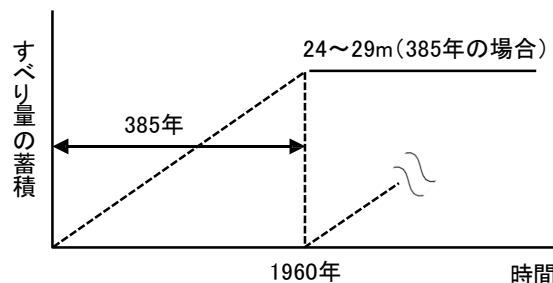
地震時すべり量(1960年)(a)	<b>最大25~30m</b> <b>平均11m</b>	Fujii and Satake (2012)
-------------------	---------------------------------	-------------------------

【平均発生間隔①】

最も古いイベントは2000年前頃であり、平均するとおよそ300年間隔で、地層に残す規模(1960年チリ地震と同程度)の地震が発生している。

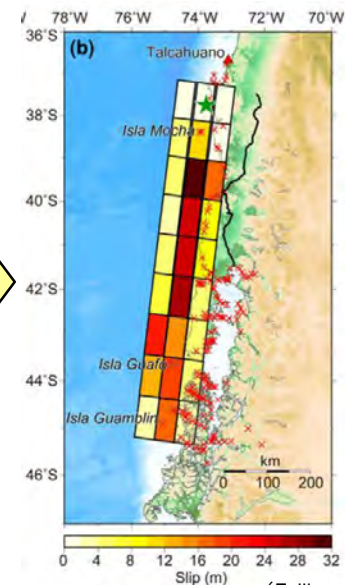
⇒ **300年間隔**

【すべり量の蓄積(A)】

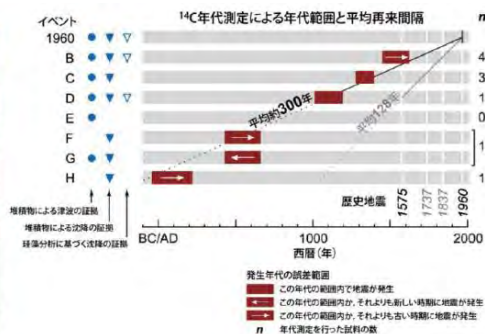


【地震時すべり量(1960年)(a)】

最大すべり量 25~30m  
平均すべり量 11m



(Fujii and Satake (2012))



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

(宍倉(2013))

## 1.5 世界のM9クラスの巨大地震より得られた知見(アラスカ沖の巨大地震)

	数値	出所・備考
平均発生間隔①	平均約600年	Shennan et al. (2007)
プレート相対運動速度②	2.2-5.2cm/年	McCaffrey(2008)
カップリング係数③	0.5~0.72(地震学的) 0.62(測地的)	Scholz and Campos (2012)
すべり量の蓄積(A)	<b>600年間で8~19m</b> <b>1000年間で13~31m</b>	(A) = ① × ② × ③ (③ = 0.6とした)



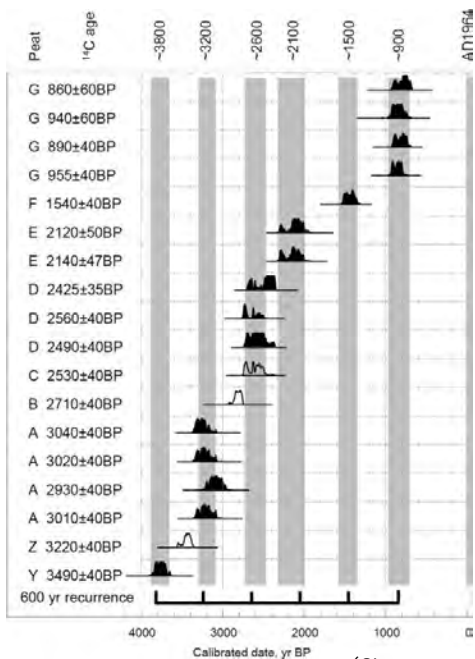
地震時すべり量(1964年)(a)	<b>最大22m</b> <b>平均8.6m</b>	Johnson et al.(1996)
-------------------	-------------------------------	----------------------

【平均発生間隔①】

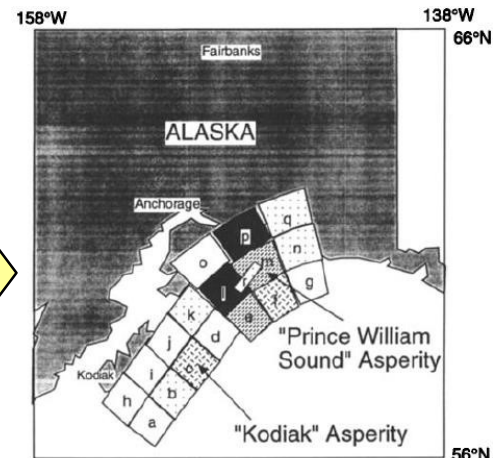
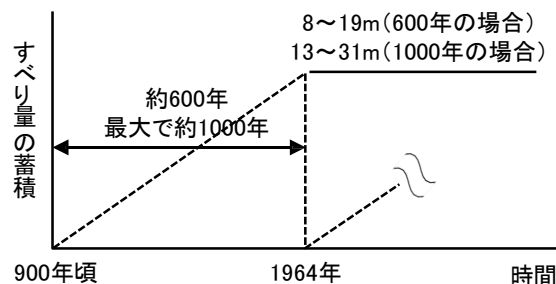
【すべり量の蓄積(A)】

【地震時すべり量(1964年)(a)】

- 泥炭とシルトの組 (peat-silt couplets) による地震時の沈降の推定から、1964年を除けば、約600年を避け、約600年間隔(推定誤差を考慮すると、最小で180年の間隔)となる。
- 最大は1964年とその前の間隔で、約1000年である。



(Shennan et al. (2007))



(Johnson et al. (1996))



# 1.5 世界のM9クラスの巨大地震より得られた知見(スマトラ沖の巨大地震)

	数値	出所・備考
平均発生間隔①	平均約500年	Rajendran (2013)
プレート相対運動速度②	1.6-4.4cm/年	McCaffrey(2008), アンダマンの値
カップリング係数③	0.5~0.83(地震学的) 1.0(測地学的)	Scholz and Campos (2012)
すべり量の蓄積(A)	<b>500年間で4~22m</b>	(A) = ①×②×③ (③= 0.5~1.0とした)



地震時すべり量(2004年)(a)	<b>最大23m 平均8.6m</b>	Tanioka et al. (2006)
-------------------	-------------------------	-----------------------

## 【平均発生間隔①】

インドネシア及びタイ沿岸における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。⇔ **500年間隔**

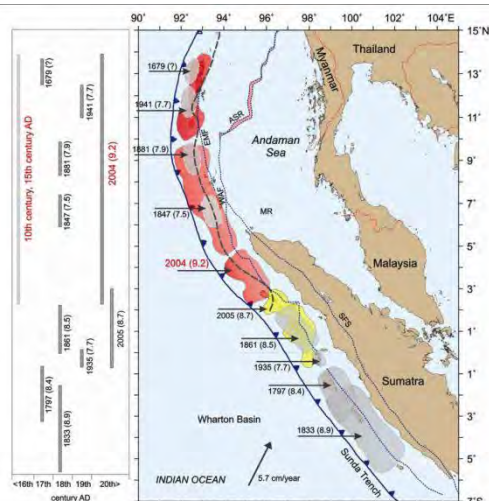
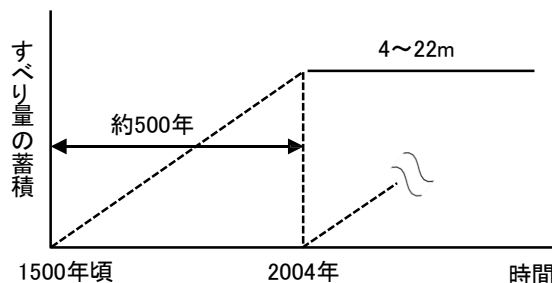


Figure 9. (Right) Schematic setting of the Sumatra-Andaman subduction zone showing rupture areas (shaded) of significant earthquakes. (Left) Their spatial and temporal rupture estimates. Faults marked on the overriding plate are EMF, WAF, SFS and ASR (from Natarwidigda<sup>1</sup>). Historical earthquake 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.<sup>2</sup>). EMF, Eastern Margin Fault; WAF, West Andaman Fault; ASR, Andaman Spreading Ridge; SFS, Sumatra Fault System.

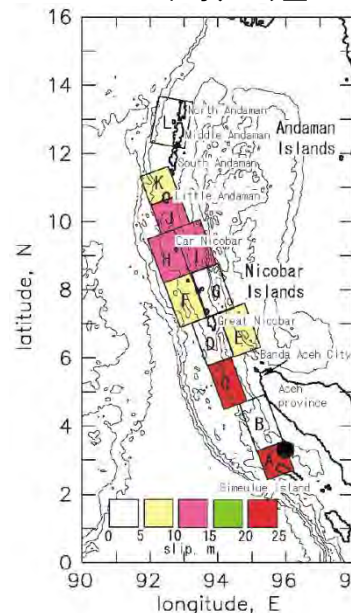
(Rajendran (2013))

## 【すべり量の蓄積(A)】



## 【地震時すべり量(2004年)(a)】

最大すべり量 23m  
平均すべり量 8.6m



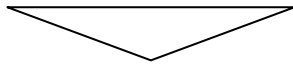
(Tanioka et al. (2006))

## 2. 既往津波の再現解析

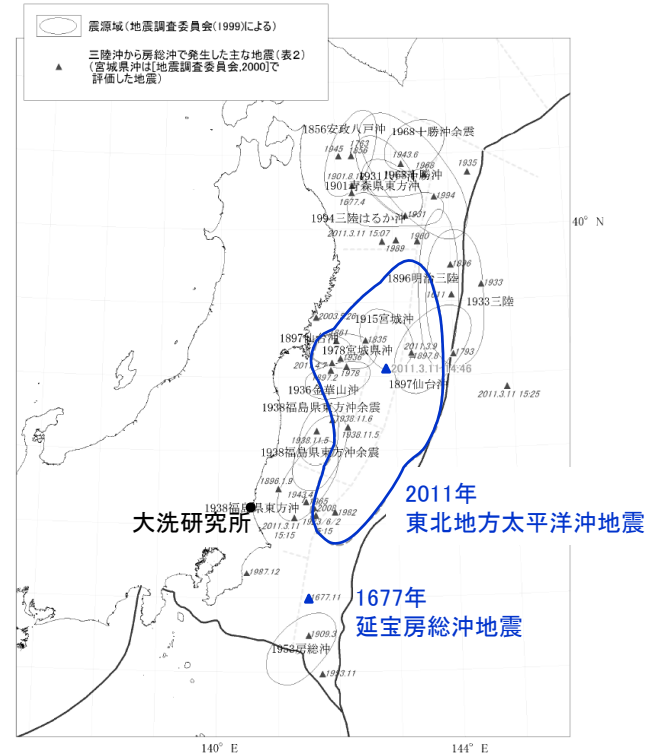
### 2.1 2011年東北地方太平洋沖地震津波

## 2.1.1 波源モデルの設定

- 文献調査によれば、敷地周辺に影響を与えたと考えられる津波は以下の通り。
  - ① 1677年延宝房総沖地震津波
  - ② 2011年東北地方太平洋沖地震津波
  
- 文献調査の結果を踏まえ、敷地周辺において痕跡高が比較的多く記録されており、敷地に与えた影響が大きいと想定される「2011年東北地方太平洋沖地震津波」を既往津波の数値シミュレーションの対象波源として抽出した。



- 抽出した既往津波について数値シミュレーションによる痕跡高の再現性検討を行い、空間格子間隔等の数値計算の妥当性を確認する。



三陸沖から房総沖にかけての主な地震と主な震源域  
 (地震調査研究推進本部(2012)に加筆)

敷地及び敷地周辺における痕跡高

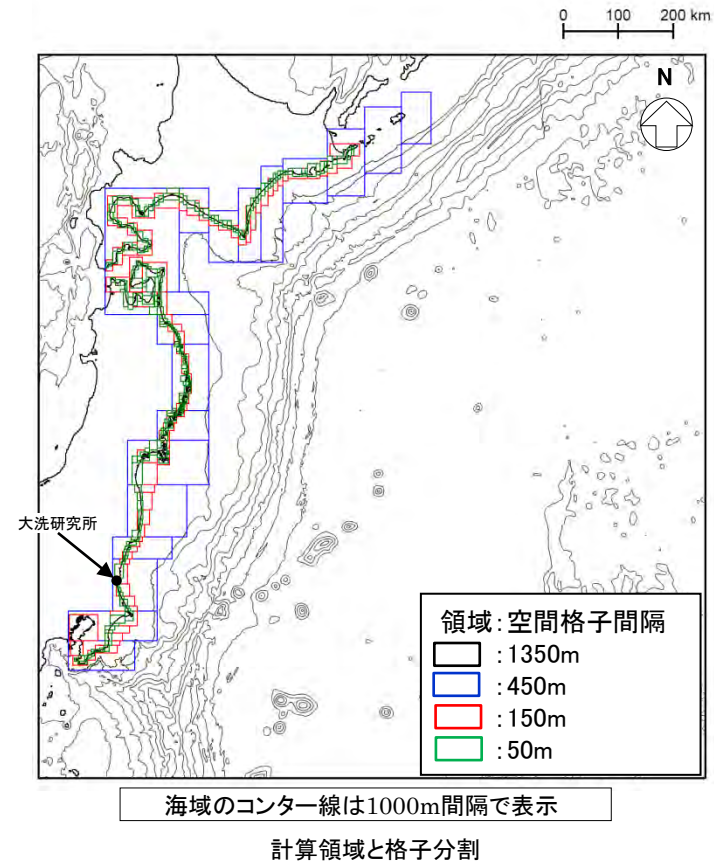
発生年	地震名	波源域	痕跡高
1677年	延宝房総沖地震	房総沖	茨城県那珂湊(現ひたちなか市)で4.5~5.5m
2011年	東北地方太平洋沖地震	三陸沖	大洗研究所近傍で約7m

## 2.1.2 計算条件(広域の再現解析)

- 津波の数値計算の妥当性を確認するため、2011年東北地方太平洋沖地震の津波痕跡高さの再現性の観点から以下の条件で検討した。
- 数値計算に用いる波源モデルについては特性化波原モデルとした。
- 特性化波源モデルについては、下記の計算条件を用い、2011年東北地方太平洋沖地震の津波痕跡高さの再現性が良好なモデルを設定した。

広域の再現解析の計算条件

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



## 2.1.2 計算条件(空間格子間隔 $\Delta s$ の設定)

- 土木学会(2016)より、津波の周期(T)※1は約7分(約420s=100×10<sup>3</sup>m/240m/s)程度と仮定。
- よって、周期7分以上の津波に対して、長谷川他(1987)の基準(1波長の1/20以下)を満足するように各接続境界を設定した。なお、敷地に襲来した2011年東北地方太平洋沖地震津波の周期は、津波観測波形から算出すると、30~40分程度である。

空間格子間隔 $\Delta s$ と土木学会の目安を満足するための最小水深  $h_{\min}$

空間格子間隔 $\Delta s$ (m)	最小水深 $h_{\min}$ (m)※2	小領域への接続水深 $h_c$ (m)
4320	4318.2	4765.0
2160	1079.6	1140.3
720	120.0	124.0
240	13.3	28.2
80	1.48	23.3
40	0.37	22.8
20	0.093	10.7
10	0.023	8.9
5	0.0058	—

### ※1:周期Tの算定方法

$$T = \lambda / C = \lambda / (gh)^{1/2}$$

ここで、

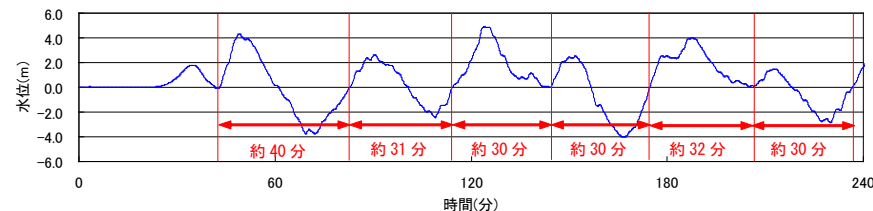
- $\lambda$  : 土木学会(2016)より、海溝付近に制限される断層幅50kmを半波長とし、1波長( $\lambda$ )をその2倍の100km程度と仮定
- C : 伝播速度 $(gh)^{1/2} = (9.8\text{m/s}^2 \times 6000\text{m})^{1/2} \doteq 240\text{m/s}$
- g : 重力加速度=9.8m/s<sup>2</sup>
- h : 海溝付近の水深=5000~7000m  $\doteq 6000\text{m}$

### ※2:最小水深 $h_{\min}$ の算定方法

$$h_{\min} = (\alpha \Delta s / T)^2 / g$$

ここで、

- $\alpha$  : 津波1波長に対する計算格子の個数=20
- $\Delta s$  : 空間格子間隔(m)
- T : 周期(s)=420s
- g : 重力加速度=9.8m/s<sup>2</sup>



2011年東北地方太平洋沖地震津波の周期  
(原子力科学研究所近傍(日本原子力発電東海第二発電所港湾外)  
の津波観測波形)

- 各小領域への接続水深 $h_c$ は最小水深 $h_{\min}$ を上回っており、長谷川他(1987)の基準(1波長の1/20以下)を満足している。

2.1.2 計算条件(時間格子間隔 $\Delta t$ の設定)

- 解の安定条件であるC.F.L.条件※を満足するように時間格子間隔 $\Delta t$ を設定した。

各領域の最大水深 $h_{\max}$ から算定される時間格子間隔 $\Delta t_{\max}$ と  
設定した時間格子間隔 $\Delta t$ の比較

空間格子間隔 $\Delta s$ (m)	最大水深 $h_{\max}$ (m)	最大水深 $h_{\max}$ から 算定される時間格 子間隔 $\Delta t_{\max}$ (s)	時間格子間隔 $\Delta t$ (s)
4320	9264.2	10.14	0.1
2160	9104.1	5.11	
720	5701.8	2.15	
240	775.9	1.95	
80	40.9	2.83	
40	35.9	1.51	
20	29.5	0.83	
10	17.6	0.54	
5	9.8	0.36	

※C.F.L.条件

$$\Delta t \leq \Delta s / (2gh_{\max})^{1/2}$$

ここで、

$\Delta t$ : 時間格子間隔(s)

$\Delta s$ : 空間格子間隔(m)

$h_{\max}$ : 各領域の最大水深(m)

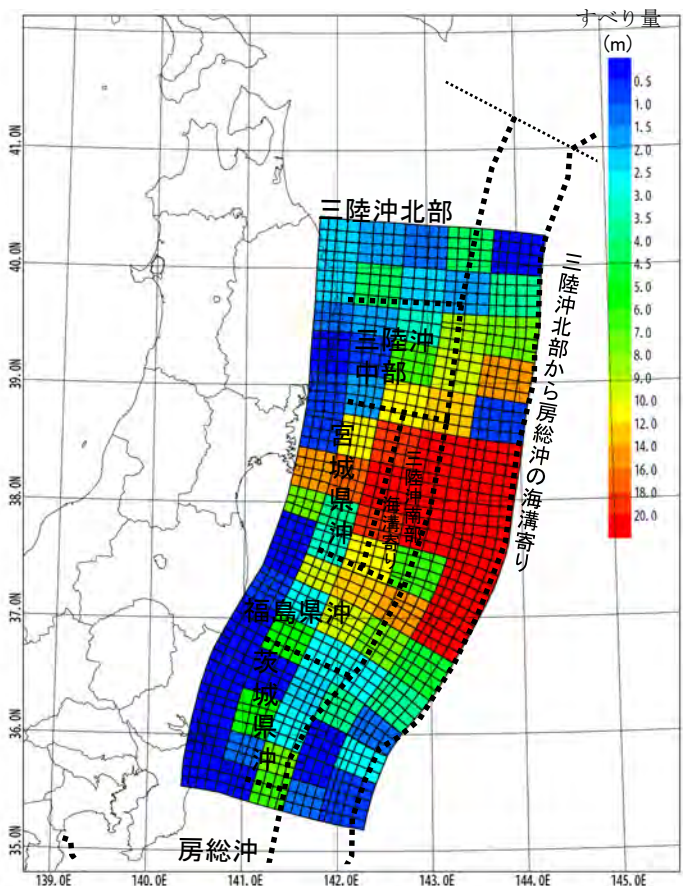
$g$ : 重力加速度( $m/s^2$ )( $=9.8m/s^2$ )

時間格子間隔 $\Delta t$ は、最大水深 $h_{\max}$ から算定される時間格子間隔 $\Delta t_{\max}$ よりも小さくなっており、解の安定条件であるC.F.L.条件を満足している。

### 2.1.3 再現性の確認(結果)

• 2011年東北地方太平洋沖地震津波のインバージョン解析を実施し、土木学会(2016)に示される再現性の目安を満足していることを確認した。

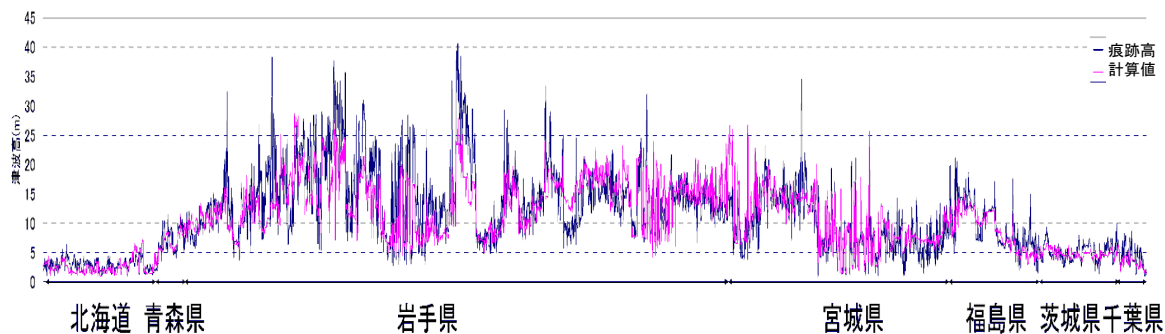
#### 【波源モデル】



広域再現モデル

破壊開始点 : 無し  
 破壊伝播速度 : ∞  
 立ち上がり時間 : 30秒

#### 【再現性の確認結果】



全痕跡データとの比較(実数軸)

※痕跡高は東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループ(2011)による

対象津波	地点数 n	幾何平均 K	幾何標準偏差 κ
2011年東北地方太平洋沖地震津波	2,820	1.04	1.40

【幾何平均K及び幾何標準偏差κの再現性の目安】(土木学会(2016))

$$0.95 < K < 1.05$$

$$\kappa < 1.45$$

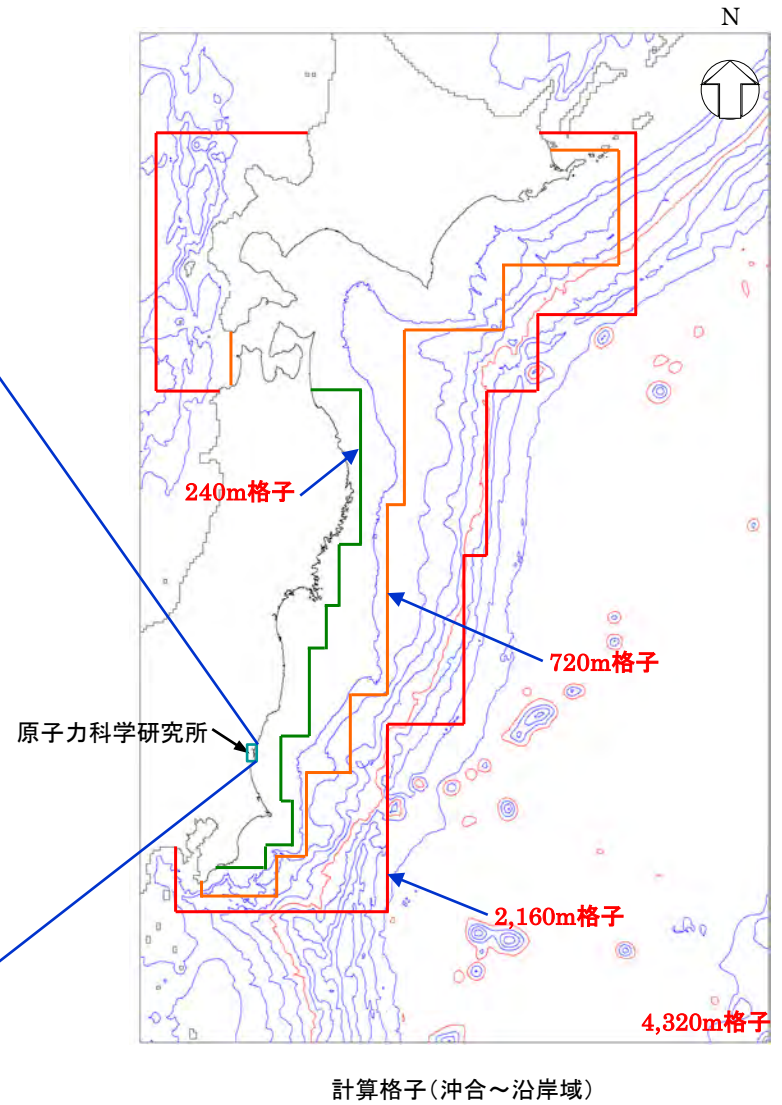
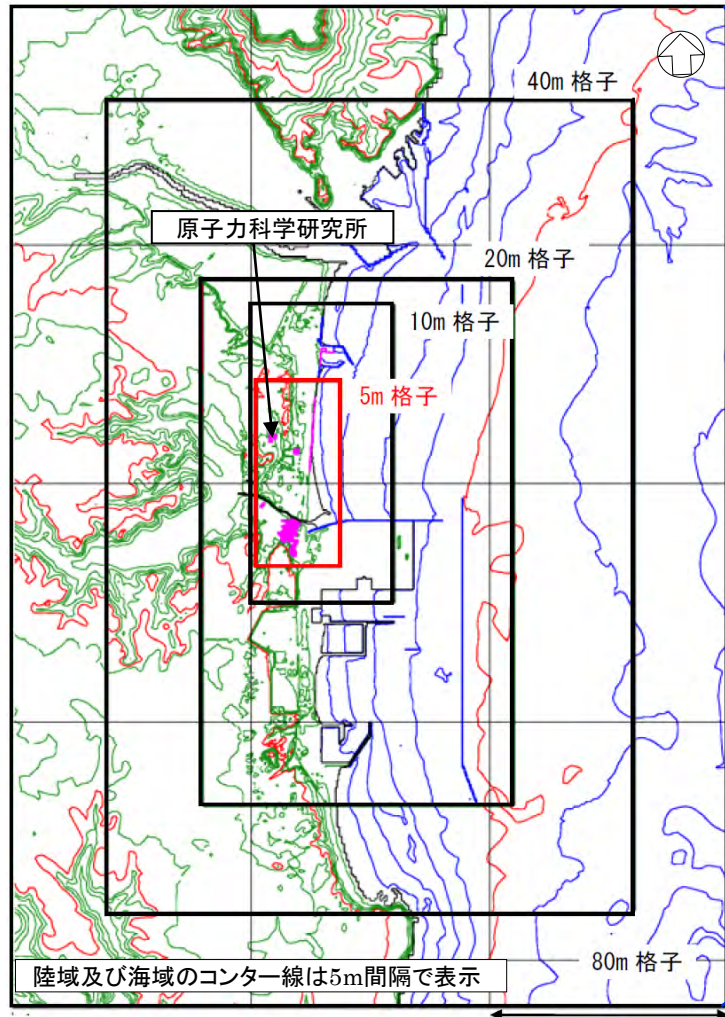
## 2.1.4 原子力科学研究所周辺の再現解析(計算条件)

敷地周辺の再現解析の計算条件

項目	条件	備考
計算領域	北海道から千葉房総付近までの太平洋 (南北約1300km、東西約800km)	
メッシュ構成	沖合4320m→2160m→720m→沿岸域240m→敷地周辺 80m→40m→20m→10m→5m	長谷川他(1987)
基礎方程式	非線形長波理論	後藤・小川(1982)の方法
計算スキーム	スタッガード格子、リーブ・フロッグ法	後藤・小川(1982)の方法
初期変位量	Mansinha and Smylie(1971)の方法	立ち上がり時間30秒
境界条件	沖側:後藤・小川(1982)の自由透過の条件 陸側:敷地周辺(計算格子間隔80m~5m)の領域は小谷他 (1998)の陸上遡上境界条件 それ以外は完全反射条件	
越流条件	防波堤:本間公式(1940) 護岸:相田公式(1977)	
海底摩擦係数	マンニングの粗度係数( $n=0.03\text{m}^{-1/3}\text{s}$ )	
水平渦動粘性係数	考慮していない( $K_h=0$ )	
計算時間間隔	$\Delta t=0.05$ 秒	C.F.L.条件を満たすように設定
計算時間	津波発生後240分間	十分な計算時間となるように設定
潮位条件	T.P.-0.49m	地震発生時の日立港潮位

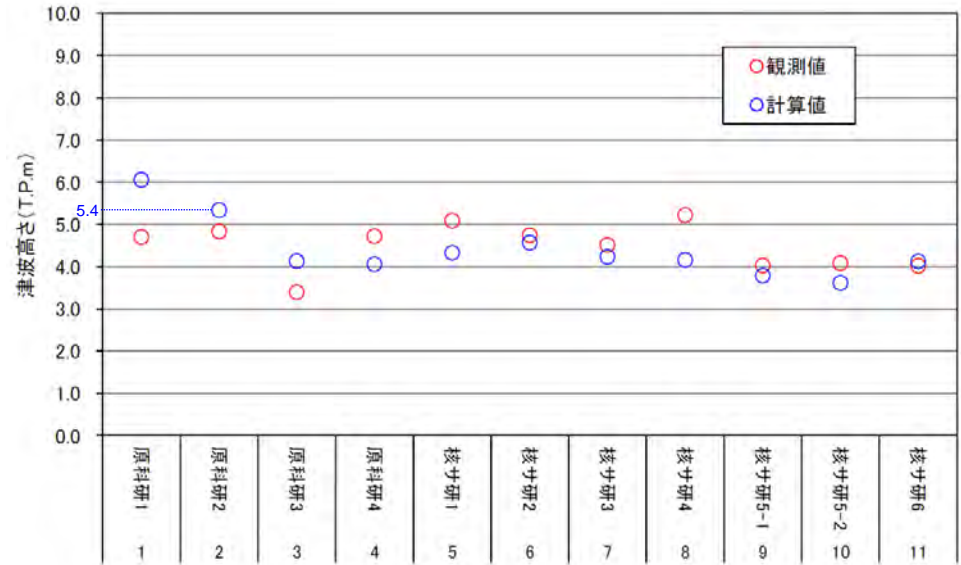


### 2.1.4 原子力科学研究所周辺の再現解析(計算領域)



## 2.1.4 原子力科学研究所周辺の再現解析(再現性の確認結果)

- 設定した特性化波源モデルは、研究所周辺において、土木学会(2016)の目安を満足することを確認した。



計算値と痕跡高の比較

地点数 n	幾何平均 K	幾何標準偏差 κ
11	1.02	1.16

【幾何平均K及び幾何標準偏差κの再現性の目安】

$$0.95 < K < 1.05$$

$$\kappa < 1.45$$

(土木学会(2016))

原科研2地点 津波高さ(T.P. m)
5.4

津波の計算条件及び東北地方太平洋沖型の特性化波源モデルの妥当性が確認された。

## 2. 既往津波の再現解析

### 2.2 1960年チリ地震津波

## 2.2.1 波源モデルの設定

- 文献調査の結果から、遠地津波のうち敷地に比較的大きな影響を及ぼしたと考えられる既往津波として1960年チリ地震津波を抽出した。
- 波源モデルはBarrientos and Ward(1990)によるモデルを用いた。

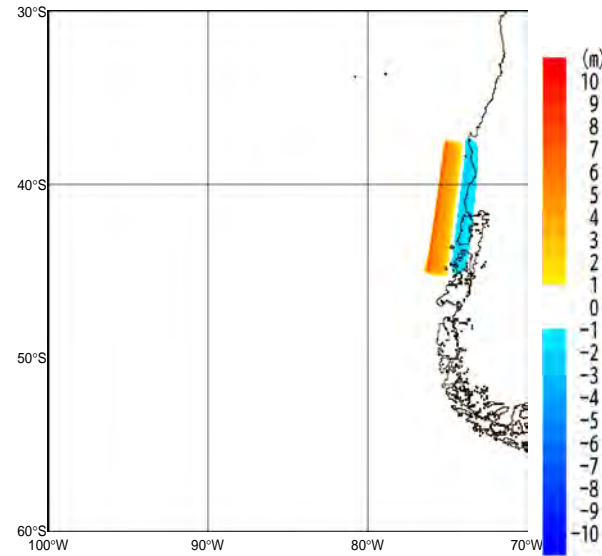


: 発生位置

発生位置(1960年チリ地震)

(Google mapに加筆)

破壊開始点 : 無し  
 破壊伝播速度 :  $\infty$   
 立ち上がり時間 : 30秒



地殻変動量(1960年チリ地震)

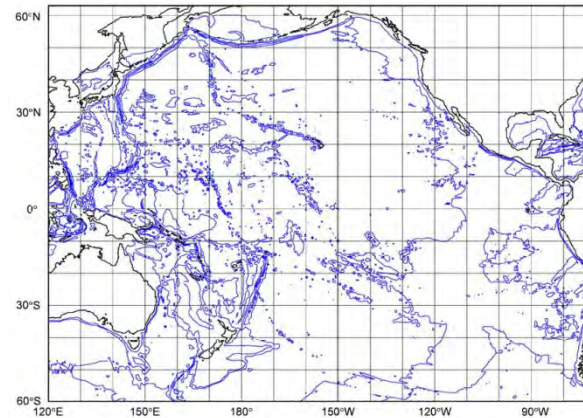
1960年チリ地震津波の諸元

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

## 2.2.2 計算条件(広域の再現解析)

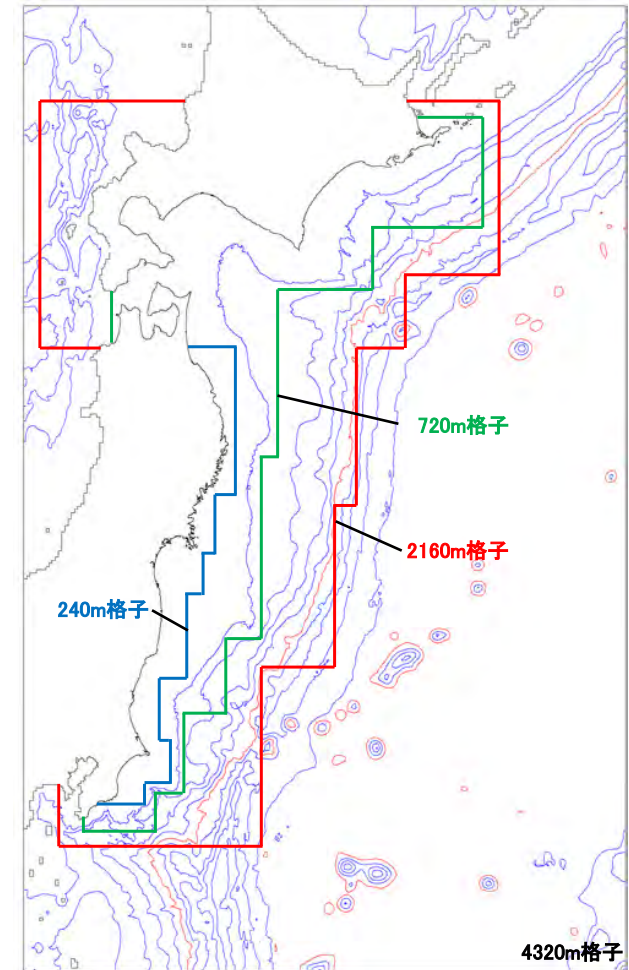
太平洋域の再現解析の計算条件

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



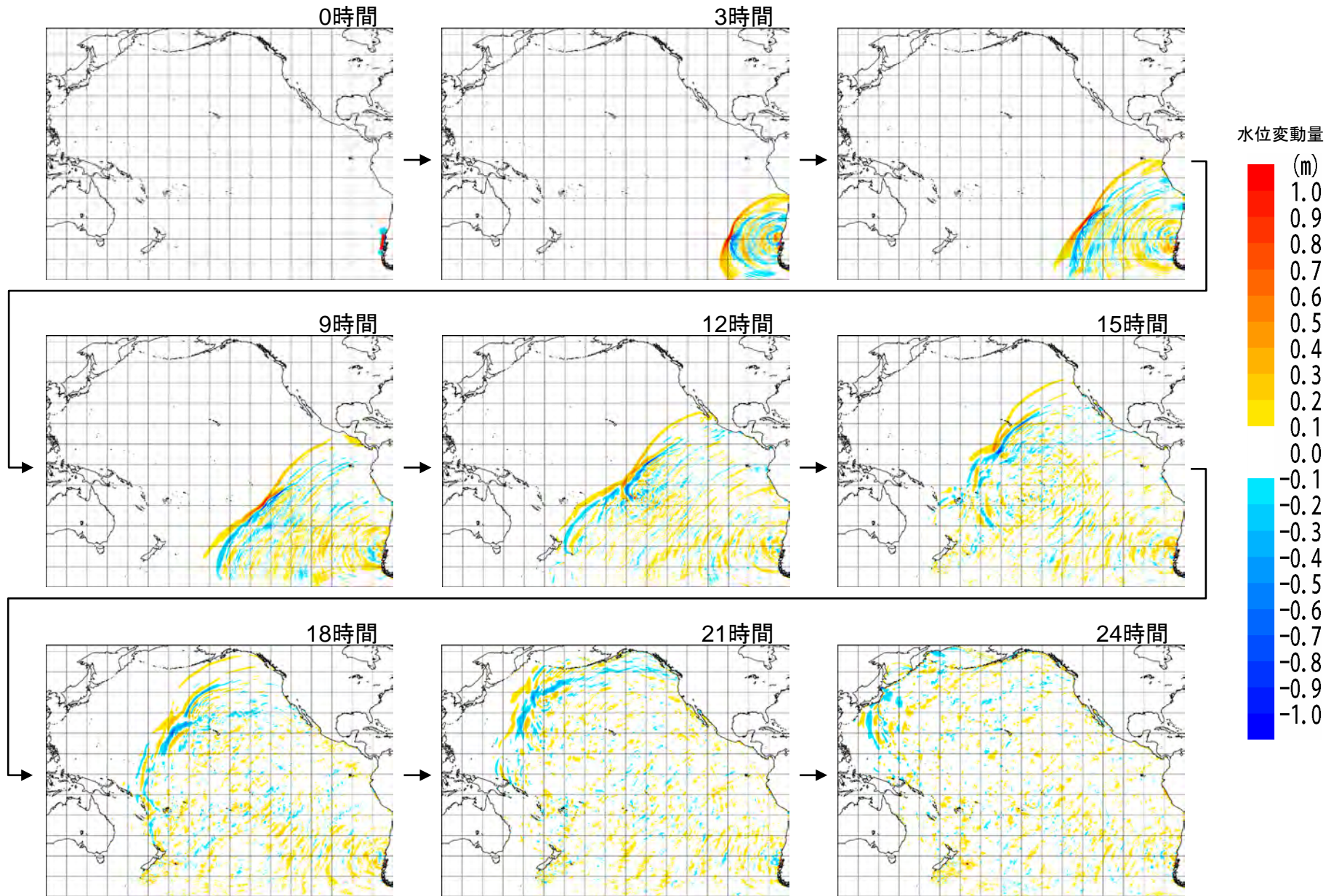
コンター線は2000m間隔

計算領域と格子分割(太平洋域)

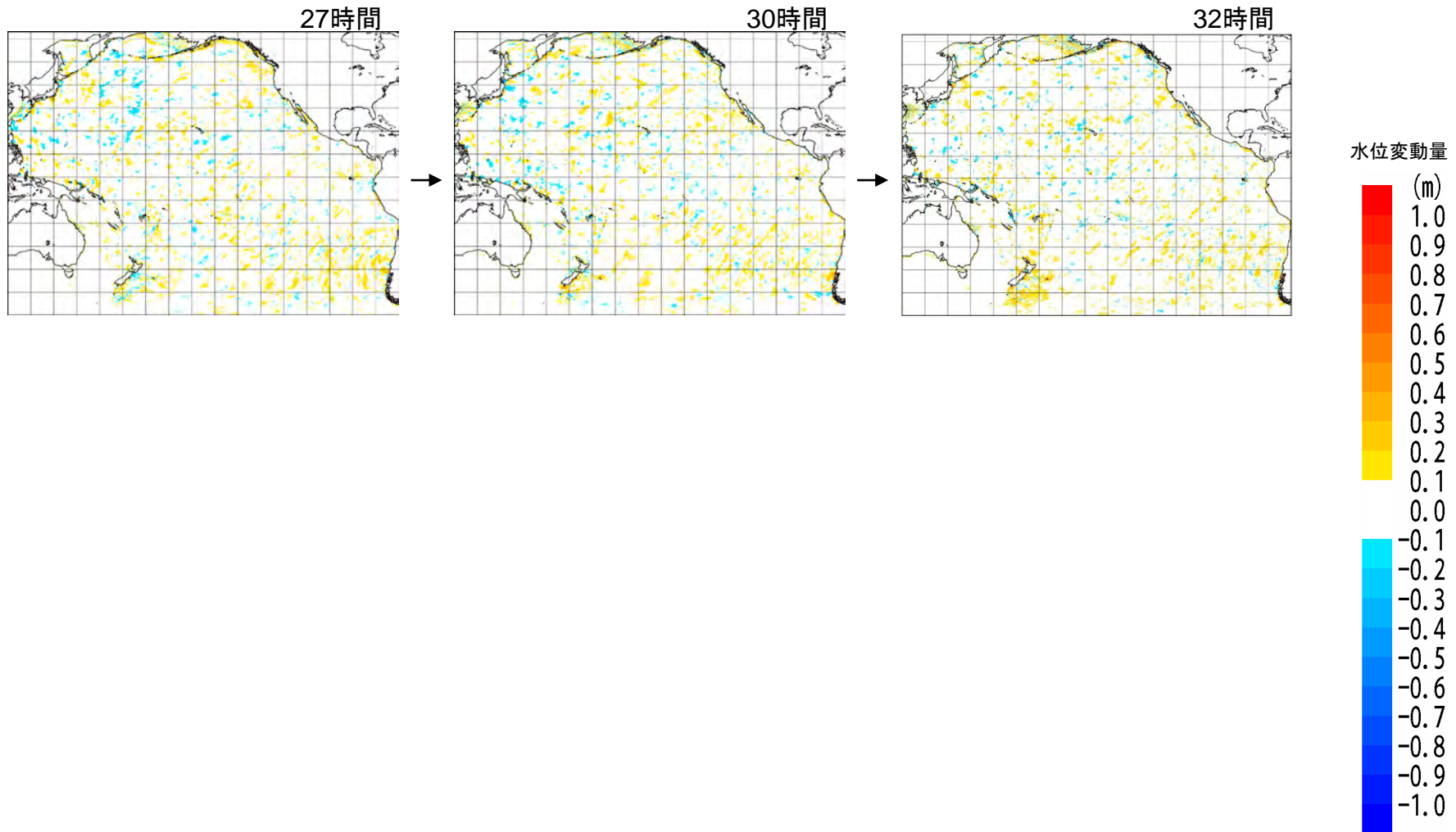


計算領域と格子分割(日本近海域)

### 2.2.3 再現性の確認(結果)

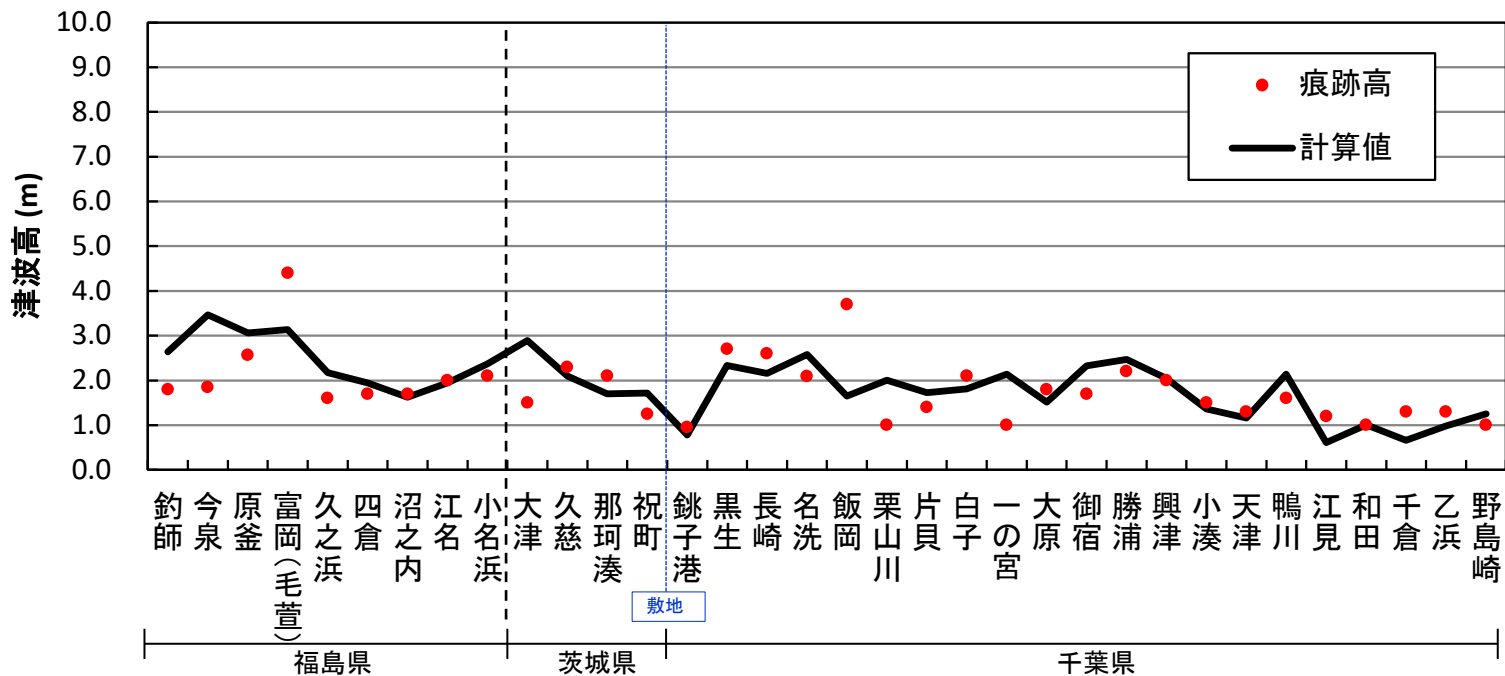


### 2.2.3 再現性の確認(結果)



### 2.2.3 再現性の確認(結果)

- 設定した波源モデルによる1960年チリ地震津波の再現計算を実施し、土木学会(2016)に示される再現性の目安値を満足していることを確認した。



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

地点数 n	幾何平均 K	幾何標準偏差 κ
34	0.96	1.44

【幾何平均K及び幾何標準偏差κの再現性の目安】

$$0.95 < K < 1.05$$

$$\kappa < 1.45$$

(土木学会(2016))

- 敷地周辺での痕跡高さ、計算値は3m程度であり、敷地への影響が小さいことを確認した。



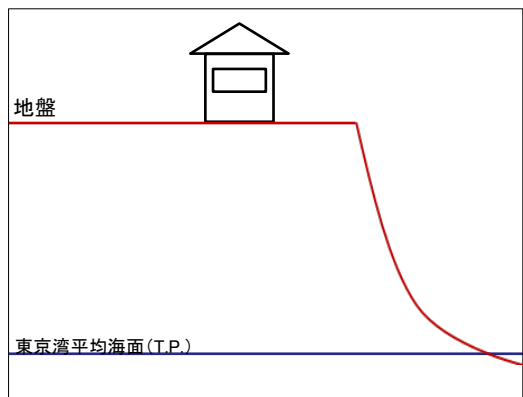
### 3. 地震に起因する津波の評価

#### 3.1 プレート間地震に起因する津波の評価

##### 3.1.1 潮位条件

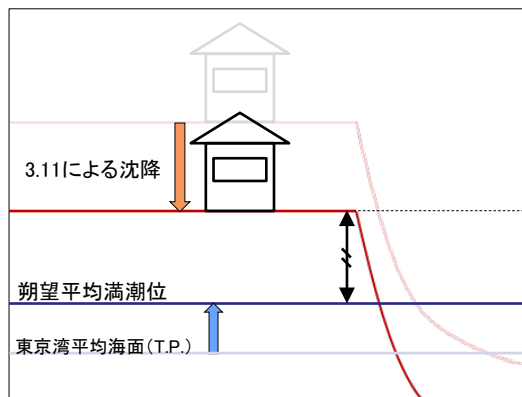
### 3.1.1 潮位条件

- ・2011年東北地方太平洋沖地震による地殻変動により、解析で使用する地形モデルの標高と実際の地形の標高とは異なっているため、津波予測解析を実施する前に補正する必要がある。
- ・敷地前面において潮位は周期的に変動しているが、津波がいつ発生するかは特定できないため、津波予測解析では満潮時に津波が発生すると仮定することで保守的に評価する。
- ・以上を踏まえ、潮位条件を設定して解析を実施した。



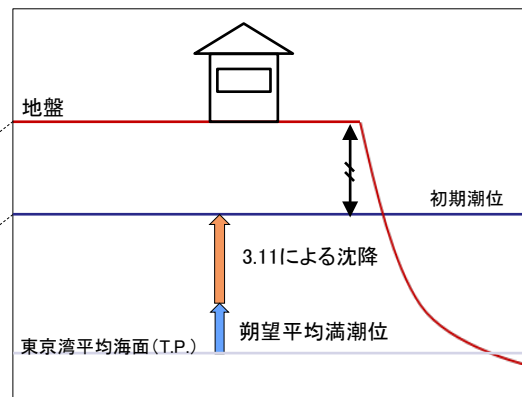
潮位条件を設定していない状態

- ・解析で使用する地形モデルは、2011年東北地方太平洋沖地震発生前の状態である。



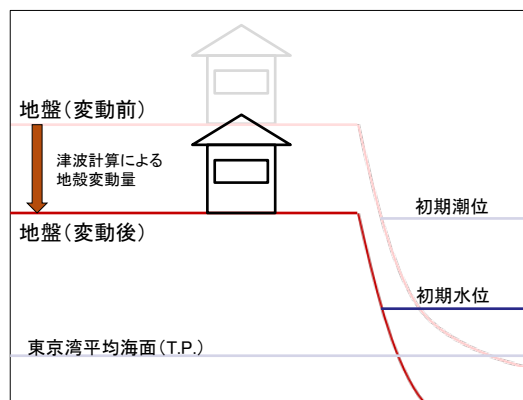
3.11後の地形の高さと津波発生時の潮位

- ・2011年東北地方太平洋沖地震による地殻変動によって、敷地が沈降したことを考慮する。
- ・潮位を保守的に設定するために、津波発生時の潮位を期望平均満潮位として仮定する。



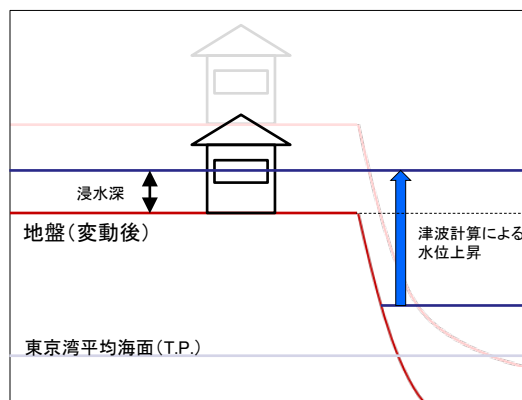
潮位条件を考慮

- ・初期潮位について、東京湾平均海面 (T.P.) を基準に、(期望平均満潮位) + (3.11による地盤沈降量) で与える。



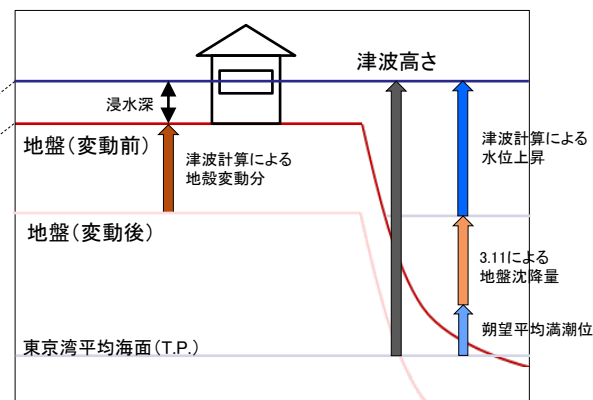
津波計算開始時

- ・波源モデルによる地盤変動量から初期水位を与える。



津波計算結果

- ・地殻変動後の地盤上で水位変動の計算結果が得られる。



津波計算結果の整理上の扱い

- ・地殻変動後の地盤上で得られる水位の計算結果について、地盤変動前の地盤上へ置き換えることで、地盤変動の影響を含めた形で表記する。

### 3.1.1 潮位条件

想定津波の津波高さの算出にあたって考慮した朔望平均満潮位は以下の通り。

- ・茨城県(2012)により設定される茨城沿岸の朔望平均満潮位T.P.+0.7mを潮位条件として考慮した。

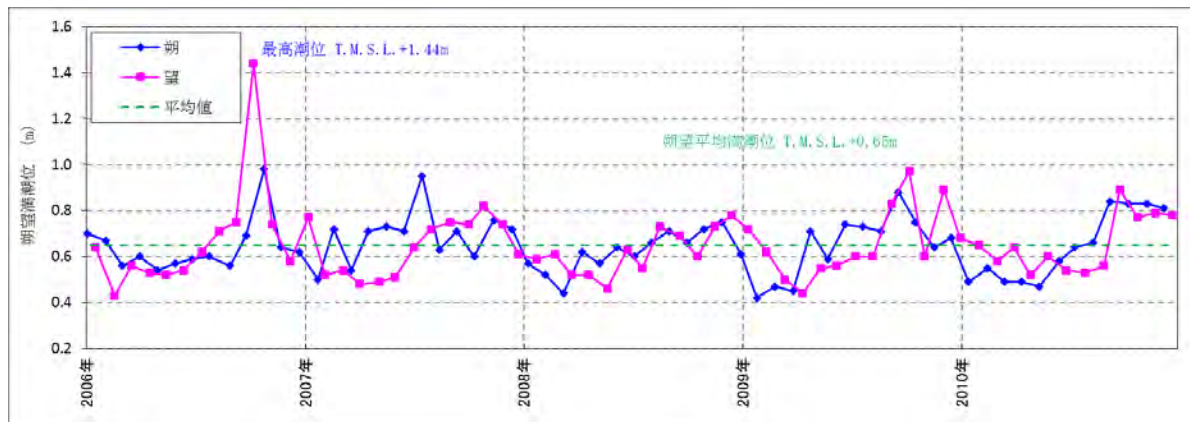
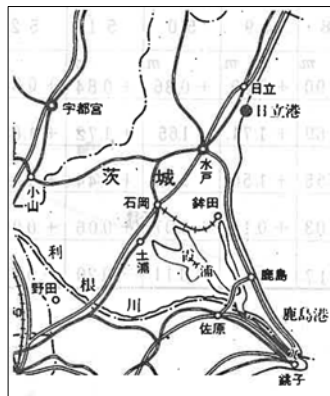
潮位の設定

項目	設定値
朔望平均満潮位	T.P.+0.7m

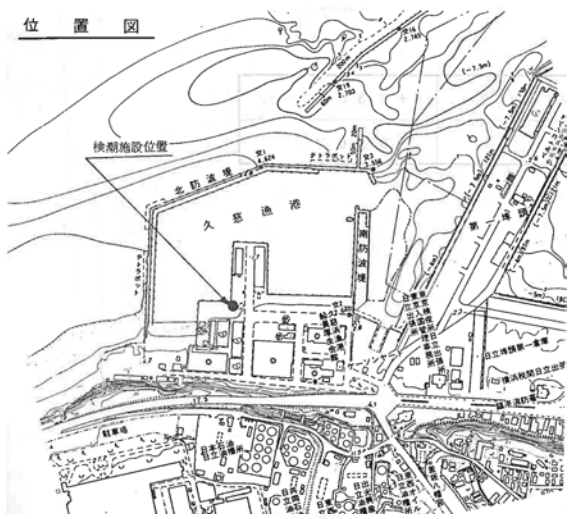
T.P. : 東京湾中等潮位

### 3.1.1 潮位条件

- ・茨城港常陸那珂港区(茨城港日立港区)の潮位データ(平成18年～平成22年)の潮位推移を示す。
- ・朔望平均満潮位はT.P.+0.65mであり、前述の潮位表(昭和59年～平成21年)の朔望平均満潮位T.P.+0.61mと比較して有意な差は見受けられない。
- ・平成18年から平成22年の5カ年分のデータから標準偏差として0.14mを得た。



(平成18年～平成22年)の潮位推移



日立市久慈町行戸地先 久慈漁港地内 (東経 140° 37' 56" 北緯 36 ° 29' 54")

位置図

(日立港潮位観測調査報告書(茨城県日立港区事務所))

朔望満潮位(T.P. m)	
最大値	1.44
平均値	0.648
最小値	0.42
標準偏差	0.140

### 3.1.1 潮位条件(2011年東北地方太平洋沖地震に伴う地殻変動の設定)

・大洗研究所直近の水準点(二等水準点:4018)における2011年東北地方太平洋沖地震に伴う地殻変動量について、国土地理院より公開されている電子国土Web (<http://maps.gsi.go.jp>)で確認した。



2011年東北地方太平洋沖地震に伴う地盤沈降量(国土地理院地図 地殻変動量)

#### 2011年東北地方太平洋沖地震に伴う地殻変動の考慮

- ・2011年東北地方太平洋沖地震に伴う地殻変動により、敷地直近の二等水準点:4018で0.18 m沈降している。
- ・大洗研究所における津波解析では、この値を潮位に加算することで同地震による地盤の沈降を反映した。

### 3. 地震に起因する津波の評価

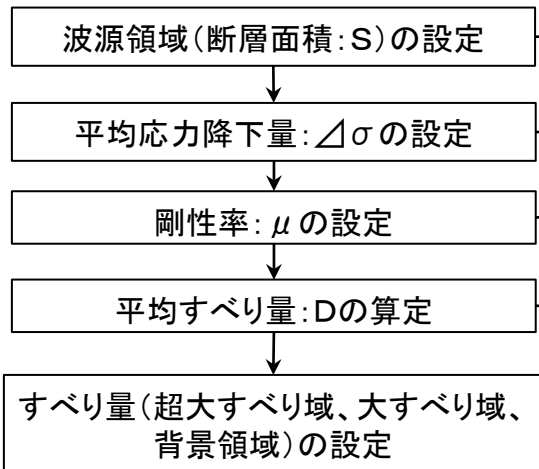
#### 3.1 プレート間地震に起因する津波の評価

##### 3.1.2 東北地方太平洋沖型の津波波源

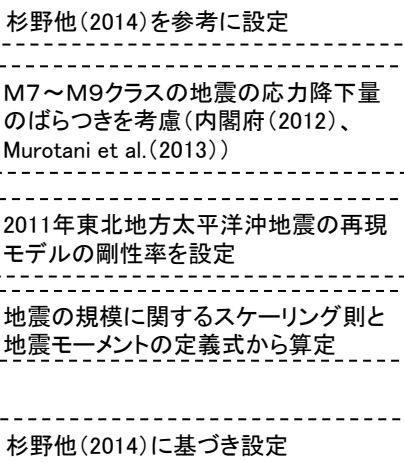
## 特性化波源モデルの設定(波源モデルの概要)

### 【設定フロー】

#### 波源モデルの設定



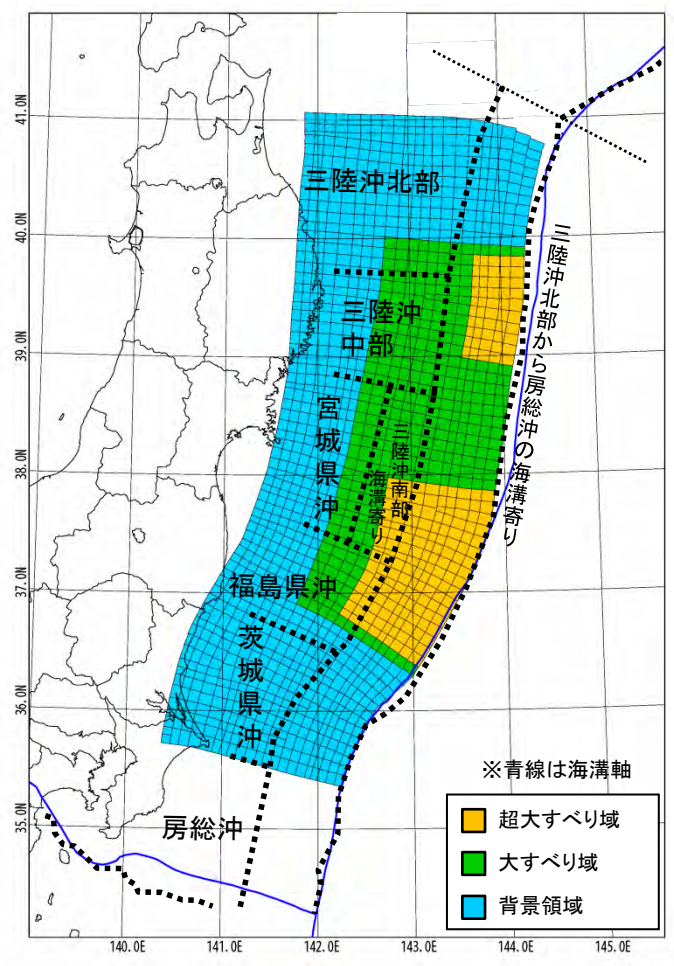
### 【設定根拠】



パラメータ※1	設定値
断層面積: S	134,733 km <sup>2</sup>
平均応力降下量: Δσ	3.0 MPa
剛性率: μ	4.7 × 10 <sup>10</sup> N/m <sup>2</sup>
モーメントマグニチュード: Mw	9.1
平均すべり量: D	9.6 m
地震モーメント: M <sub>0</sub>	6.1 × 10 <sup>22</sup> Nm

※1 行政機関による既往評価で比較できるパラメータ(地震規模 Mw、すべり量等)も参考にして特性化波源モデルを設定  
 ※2 断層面積は右図の特性化波源モデル値。  
 ただし、超大すべり域、大すべり域の位置により若干変動する。

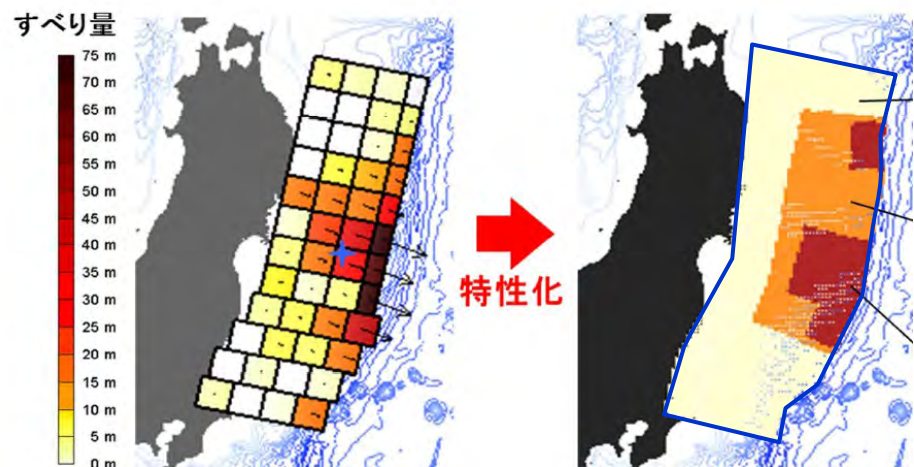
パラメータ		設定値
超大すべり域	すべり量	28.9 m
	面積比率(断層面積)	全体面積の15% (20,010 km <sup>2</sup> )※2
大すべり域	すべり量	13.5 m
	面積比率(断層面積)	全体面積の25% (33,825 km <sup>2</sup> )※2
背景領域	すべり量	3.2 m
	面積比率(断層面積)	全体面積の60% (80,898 km <sup>2</sup> )※2



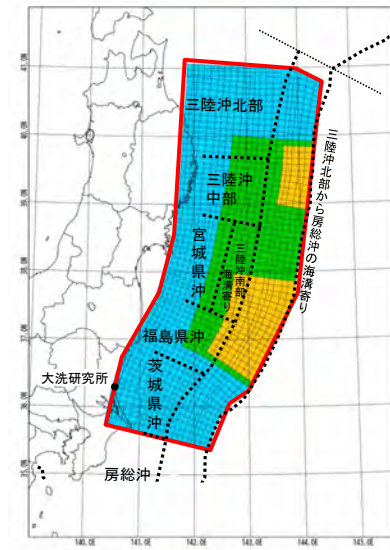
特性化波源モデル(一例)

## 特性化波源モデルの設定(波源領域)

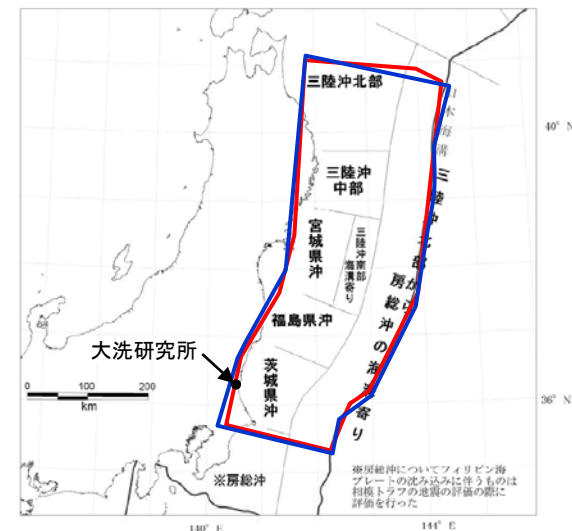
- 2011年東北地方太平洋沖地震に伴う津波の主な再現モデルのうち、杉野他(2014)の特性化波源モデルを参考に設定した。



特性化波源モデル  
(杉野他(2014)に加筆)



東北地方太平洋沖型の地震の  
特性化波源モデル



□ : 特性化波源モデル  
□ : 杉野他(2014)の特性化波源モデル

波源領域の比較

モデル	Mw	断層面積
杉野他(2014)の 特性化波源モデル	9.1	134,593 (km <sup>2</sup> )
東北地方太平洋沖型の地震 の特性化波源モデル	9.13	134,733 (km <sup>2</sup> )

以上より、杉野他(2014)特性化波源モデルを上回る断層面積(134,733km<sup>2</sup>)を設定した。



## 特性化波源モデルの設定(平均応力降下量)

- 内閣府(2012)は、世界の巨大地震及び日本周辺で発生したMw8以上の地震を対象に、津波断層モデルの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1.2MPa、標準偏差を加えると2.2MPaである。さらに、Mw8より小さな地震を加えた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。

表1.4 津波観測データを用いた解析による平均応力降下量の整理

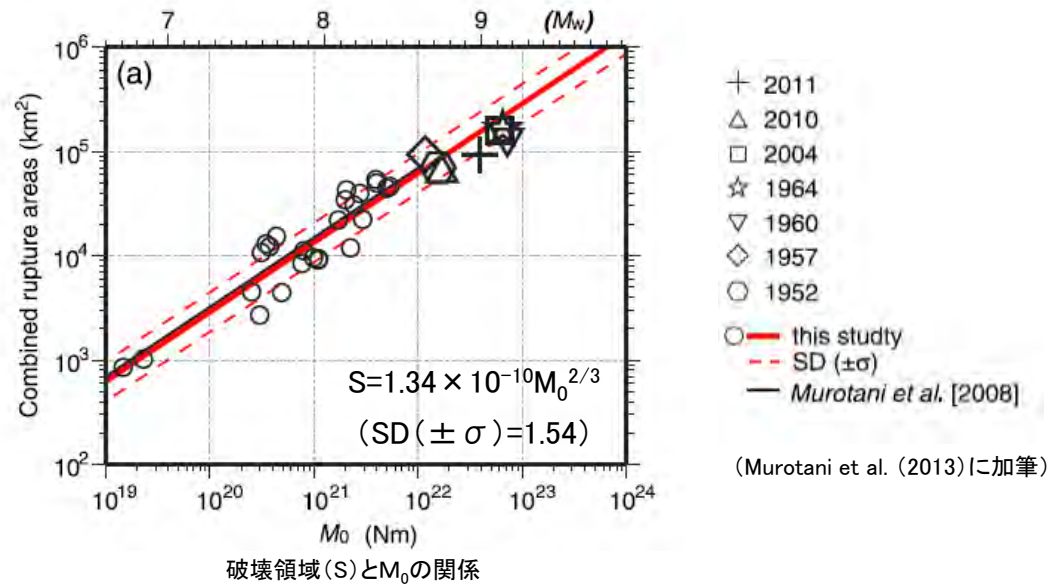
Earthquake	Reference	data	M0 (N m)	Mw	S (km <sup>2</sup> )	σ (MPa)	log10(Δσ)	地震別中央値	地震別平均値MPa	地震毎残差	地震毎分散	残差
2003 Tokachi-oki	Tanioka et al. (2004)	Tu	1.00E+21	8	9600	2.6	0.41	0.41	2.60	0.00	0.000	0.108
1946 Nankai	Satake (1993)	Tu, G	3.90E+21	8.3	59400	0.7	-0.15	-0.05	0.89	0.01	0.006	0.018
	Kato and Ando (1997)	Tu, G	4.00E+21	8.3	54000	0.8	-0.10			0.00		
	Tanioka and Satake (2001a)	Tu	5.30E+21	8.4	52650	1.1	0.04			0.01		
	Baba et al. (2002)	Tu	4.90E+21	8.4	52650	1	0.00			0.00		
1944 Tonankai	Satake (1993)	Tu, G	2.00E+21	8.1	48600	0.5	-0.30	-0.22	0.60	0.01	0.004	0.095
	Kato and Ando (1997)	Tu, G	2.80E+21	8.2	43200	0.8	-0.10			0.02		
	Tanioka and Satake (2001b)	Tu	2.00E+21	8.1	42525	0.6	-0.22			0.00		
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	2.47	0.00	0.000	0.093
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	0.83	0.00	0.000	0.029
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	1.17	0.01	0.009	0.000
	Fujii and Satake	Tsunami+衛星	6.00E+22	9.12	220000	1.5	0.16			0.01		

	中央値の平均値	分散
log(Δσ)	0.09	0.069
Δσ	1.2	標準偏差
+標準偏差	2.2	0.26

・応力降下量は円形クラックに関するEshelby(1957)の式  $\Delta\sigma = (7/16) \times M_0 / (S/\pi)^{3/2}$  による。

## 特性化波源モデルの設定(平均応力降下量)

- 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Mw8.4以下の26個のプレート境界地震に、7つの巨大地震(2011年東北地方太平洋沖地震、2010年チリ地震、2004年スマトラ-アンダマン地震、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、超巨大地震を含めた津波の断層モデルにおけるスケーリング則を検討したとしている。
- 円形破壊面を仮定したスケーリング則( $M_0=16/(7 \times \pi^{3/2}) \times \Delta\sigma \times S^{3/2}$ )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(破壊領域(S)と $M_0$ の関係式)となる。



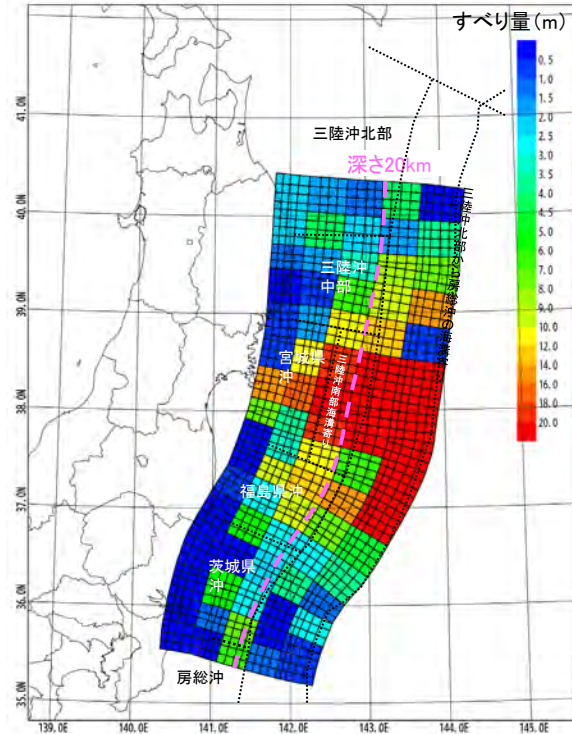
平均応力降下量:  $\Delta\sigma=1.57\text{MPa}$   
 $S+\sigma$ 時の平均応力降下量  $\Delta\sigma=0.82\text{MPa}$   
 $S-\sigma$ 時の平均応力降下量  $\Delta\sigma=3.00\text{MPa}$

- 以上の知見を踏まえ、平均応力降下量を3.0MPaに設定した。

## 特性化波源モデルの設定(剛性率)

- 2011年東北地方太平洋沖地震津波の再現モデルを浅部・深部領域に分割し、それぞれの剛性率を割り当て、地震モーメントが保存するように平均的な剛性率を算出した。

パラメータ	設定値
断層面積: $S$ (km <sup>2</sup> )	122,787
平均すべり量: $D$ (m)	9.14
地震モーメント: $M_0$ (Nm)	$5.3 \times 10^{22}$
剛性率: $\mu$ (N/m <sup>2</sup> )	$4.7 \times 10^{10}$



2011年東北地方太平洋沖地震の再現モデルのすべり量分布

### 【平均的な剛性率の算定】

#### ■断層面積: $S$

- 小断層の各面積  $S_i$  の合計
- $$S = \sum S_i = 122,787 \text{ (km}^2\text{)}$$

#### ■平均すべり量: $D$

- 小断層の各面積  $S_i$  を重みとして設定
- $$D = \sum (S_i \times D_i) / \sum S_i = 9.14 \text{ (m)}$$

#### ■地震モーメント: $M_0$

- 各小断層の地震モーメントの合計

$$M_0 = M_{0 \text{ shallow}} + M_{0 \text{ deep}} = 5.3 \times 10^{22} \text{ (Nm)}$$

ここで、

$$M_{0 \text{ shallow}} = \sum (\mu_{i \text{ shallow}} \times S_{i \text{ shallow}} \times D_{i \text{ shallow}})$$

$$M_{0 \text{ deep}} = \sum (\mu_{i \text{ deep}} \times S_{i \text{ deep}} \times D_{i \text{ deep}})$$

土木学会(2016)を参考としてそれぞれの剛性率を設定

- 深さ20km以浅  $\mu_{i \text{ shallow}} = 3.5 \times 10^{10} \text{ (N/m}^2\text{)}$
- 深さ20km以深  $\mu_{i \text{ deep}} = 7.0 \times 10^{10} \text{ (N/m}^2\text{)}$

#### ■平均的な剛性率: $\mu$

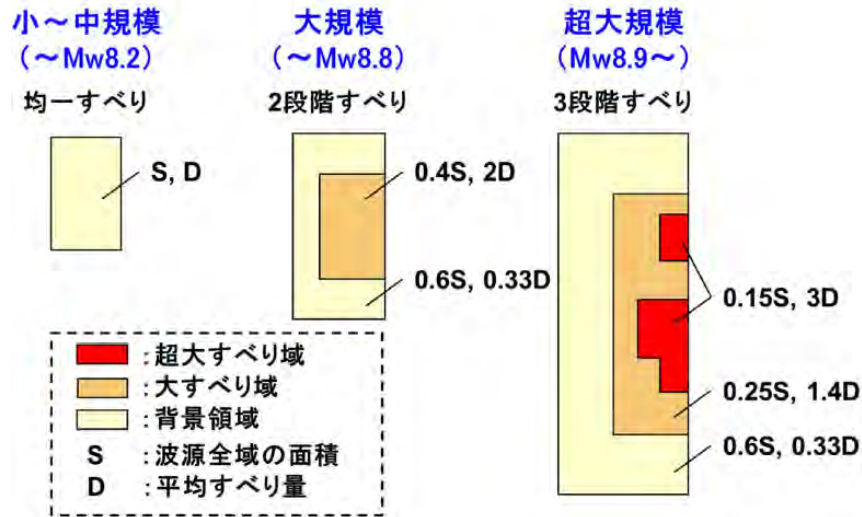
$$\mu = M_0 / (S \times D) = 4.7 \times 10^{10} \text{ (N/m}^2\text{)}$$

- 以上より、剛性率を  $4.7 \times 10^{10} \text{ N/m}^2$  に設定した。

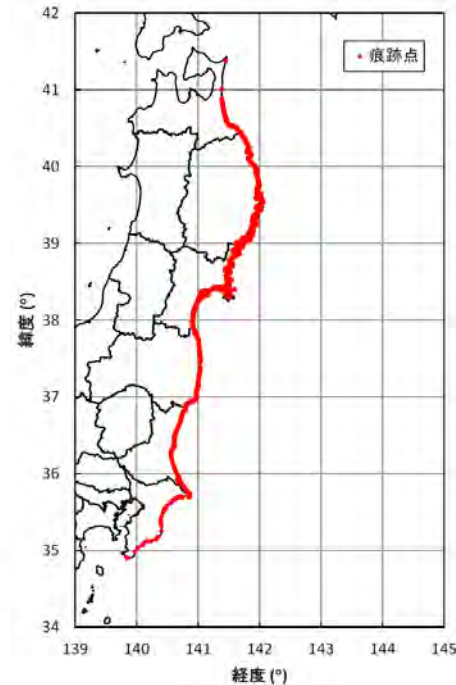
## 特性化波源モデルの設定(すべり量分布)

- 広域の津波特性(痕跡高)を考慮するため、杉野他(2014)を参考に、大すべり域、超大すべり域の面積比、すべり量を算出した。

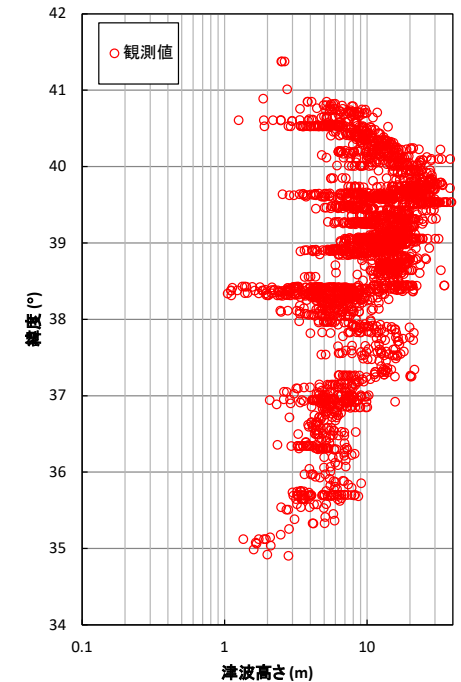
- 大すべり域:津波断層の平均すべり量の1.4倍、全体面積の40%程度(超大すべり域を含む)
- 超大すべり域:津波断層の平均すべり量の3倍、全体面積の15%程度



杉野他(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  
(杉野他(2014))



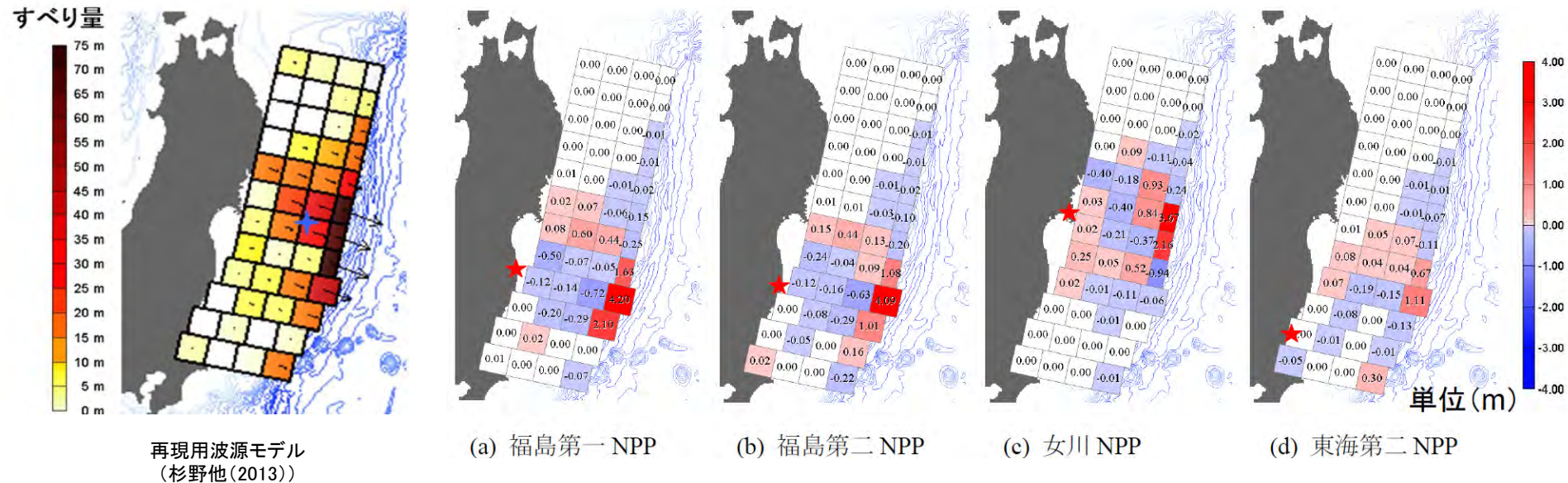
青森県北部～千葉県南部における3.11地震に伴う津波の痕跡高※  
(東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループ(2012))



※敷地の立地条件、津波特性を把握するために十分な痕跡高を確保する観点から、海岸線沿いから1000m内、信頼度Aのデータ(痕跡数2772地点)を用いる。

## 特性化波源モデルの設定(すべり量分布)

- 杉野他(2013)は、観測津波波形、観測地殻変動データ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2011年東北地方太平洋沖地震のすべり領域の分析を実施しており、東海第二NPP地点は、サイト近傍よりもむしろ少し離れた福島県沖の日本海溝付近の浅い部分の小断層が大きく寄与しているとしている。



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  
(杉野他(2013))

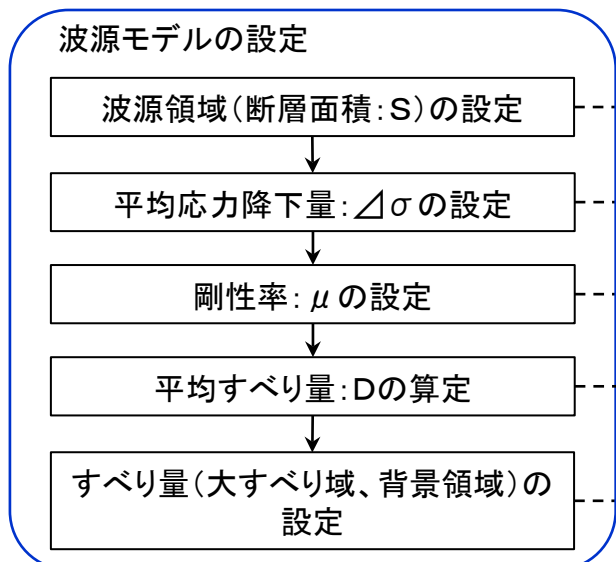
### 3. 地震に起因する津波の評価

#### 3.1 プレート間地震に起因する津波の評価

##### 3.1.3 茨城県沖に想定する津波波源

# 特性化波源モデルの設定(概要)

## 【設定フロー】



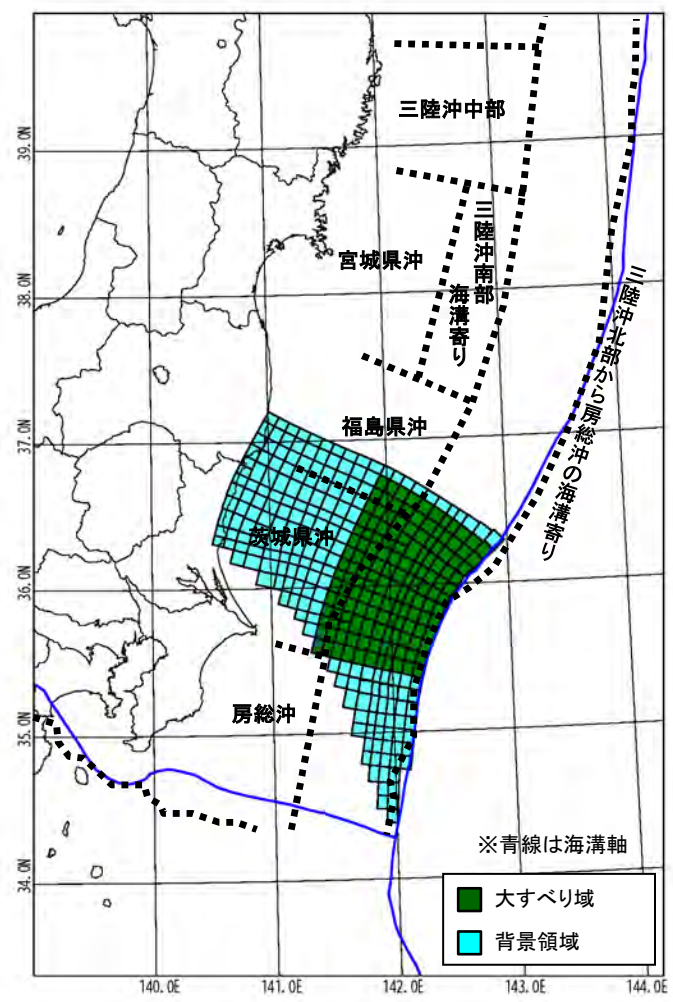
## 【設定根拠】

- 茨城県沖から房総沖の一部に設定
- M7~M9クラスの地震の応力降下量のばらつきを考慮(内閣府(2012)、Murotani et al.(2013))
- 2011年東北地方太平洋沖地震の再現モデルの剛性率を設定
- 地震の規模に関するスケーリング則と地震モーメントの定義式から算定
- 杉野他(2014)に基づき設定

パラメータ※1	設定値
断層面積: S	29,630 km <sup>2</sup>
平均応力降下量: Δσ	3.0 MPa
剛性率: μ	4.7 × 10 <sup>10</sup> N/m <sup>2</sup>
モーメントマグニチュード: Mw	8.5
平均すべり量: D	4.5 m
地震モーメント: M <sub>0</sub>	6.3 × 10 <sup>21</sup> Nm

パラメータ		設定値
超大すべり域	すべり量	—
	面積比率(断層面積)	—
大すべり域	すべり量	9.0 m
	面積比率(断層面積)	全体面積の40% (11,862 km <sup>2</sup> )※2
背景領域	すべり量	1.5 m
	面積比率(断層面積)	全体面積の60% (17,768 km <sup>2</sup> )※2

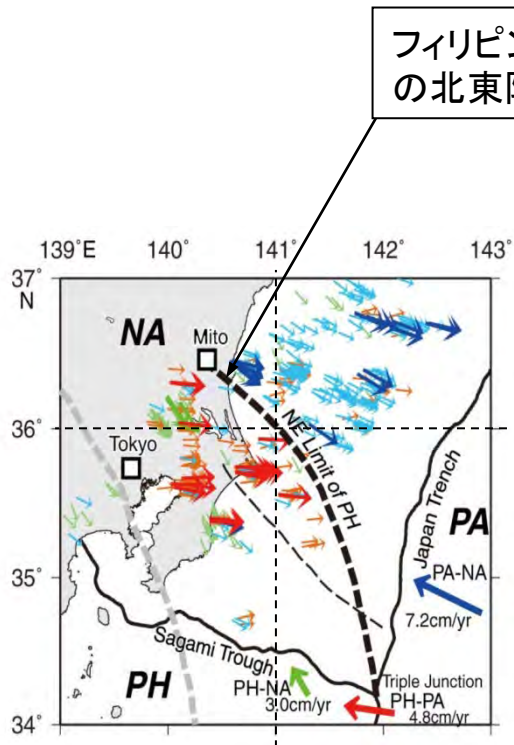
※1 行政機関による既往評価で比較できるパラメータ(地震規模 Mw、すべり量等)も参考にして特性化波源モデルを設定  
 ※2 断層面積は右図の特性化波源モデル値。大すべり域の位置により若干変動する。



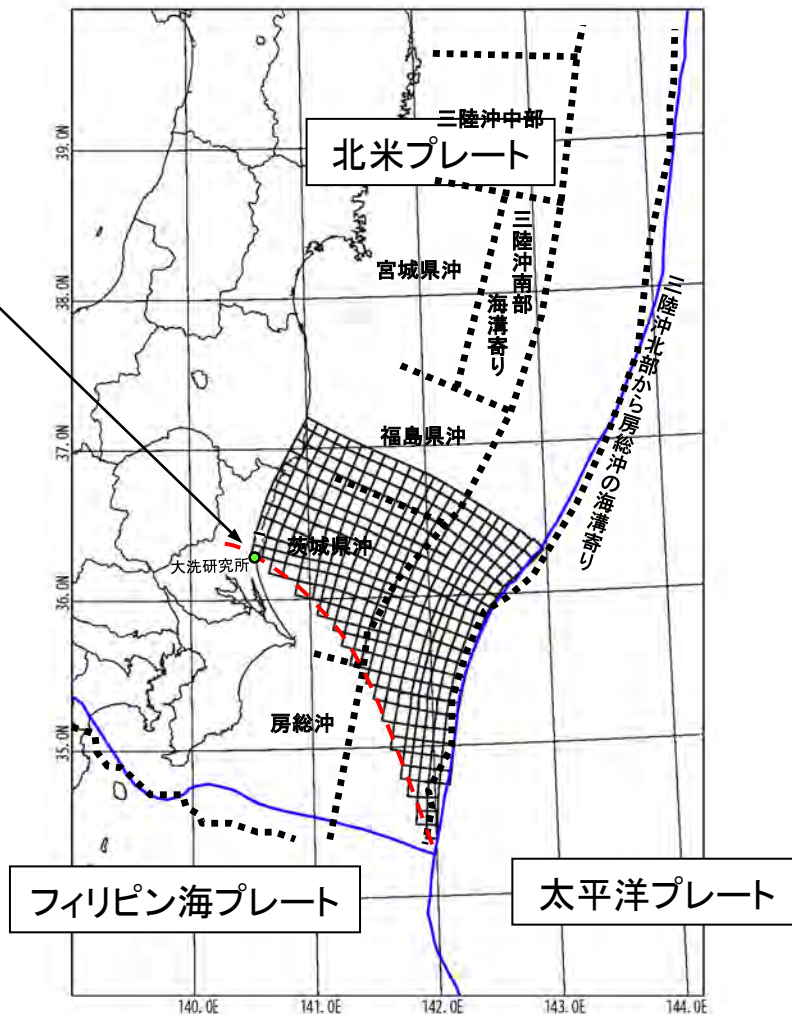
特性化波源モデル(一例)

## 特性化波源モデルの設定

- Uchida et al.(2009)によるフィリピン海プレートの北東限を参考に、茨城県～房総沖の一部に波源モデルを設定した。



プレート境界地震のすべりベクトル(矢印)とフィリピン海プレートの北東限(破線)  
(Uchida et al.(2009) に加筆)



北米プレートとフィリピン海プレートの境界を南限とした茨城県沖～房総沖の一部に設定した波源モデル



### 3. 地震に起因する津波の評価

#### 3.1 プレート間地震に起因する津波の評価

##### 3.1.4 茨城県沖から房総沖に想定する津波波源

- (1) 特性化波源モデルの設定
- (2) パラメータスタディ(波源位置)の評価結果
- (3) パラメータスタディ(破壊伝播・立ち上がり時間)の設定
- (4) パラメータスタディ(破壊伝播・立ち上がり時間)の評価結果
- (5) 杉野他(2014)の方法に基づく設定が遡上評価に与える影響について
- (6) 大すべり域の位置と破壊開始点が遡上評価に与える影響について
- (7) 立ち上がり時間の設定の妥当性について

# (1) 特性化波源モデルの設定

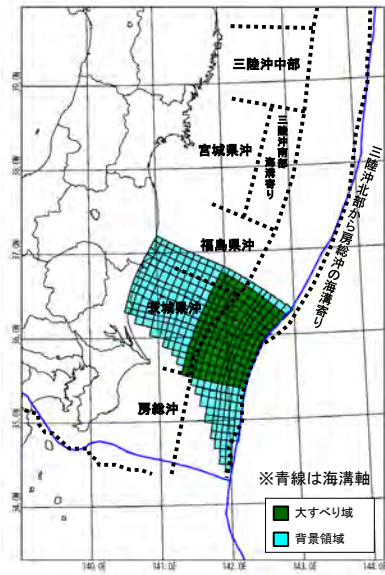
- 茨城県沖に想定する津波波源について、保守性を考慮した津波波源とした。

茨城県沖に想定する津波波源の諸元

パラメータ		設定値
断層面積:S		29,630 km <sup>2</sup>
モーメントマグニチュード:Mw		8.5
平均すべり量:D		4.5 m
すべり量	超大すべり域 (面積比率)	—
	大すべり域:2D (面積比率)	9.0 m (全体面積の40%)
	背景領域:0.33D	1.5 m

茨城県沖から房総沖に想定する津波波源の諸元

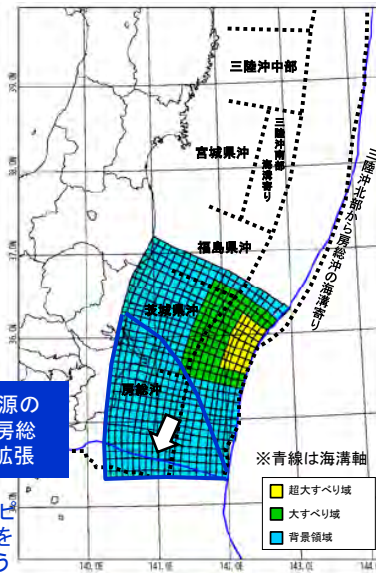
パラメータ		設定値
断層面積:S		53,684 km <sup>2</sup>
モーメントマグニチュード:Mw		8.7
平均すべり量:D		6.1 m
すべり量	超大すべり域:4D (面積比率)	24.3 m (全体面積の5%)
	大すべり域:2D (面積比率)	12.1 m (全体面積の15%)
	背景領域:0.62D	3.8 m



保守的設定1, 2, 3を考慮

保守的設定1. 津波波源の南限を房総沖まで拡張

※北米プレートとフィリピン海プレートの境界を越えて矩形となるように設定

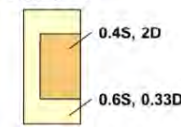


茨城県沖に想定する津波波源

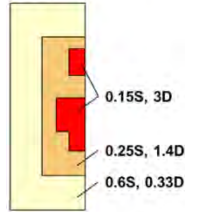
茨城県沖から房総沖に想定する津波波源

保守的設定2. 超大すべり域を設定

大規模  
(~Mw8.8)  
2段階すべり



超大規模  
(Mw8.9~)  
3段階すべり

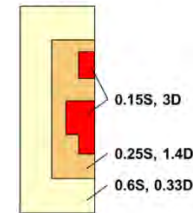


杉野他(2014)では、Mw8.7の場合、超大すべりを設定していない

超大すべりを設定

保守的設定3. 大すべり域及び超大すべり域のすべり量を割り増し

超大規模  
(Mw8.9~)  
3段階すべり



0.05S, 4D

0.15S, 2D

(杉野他(2014))

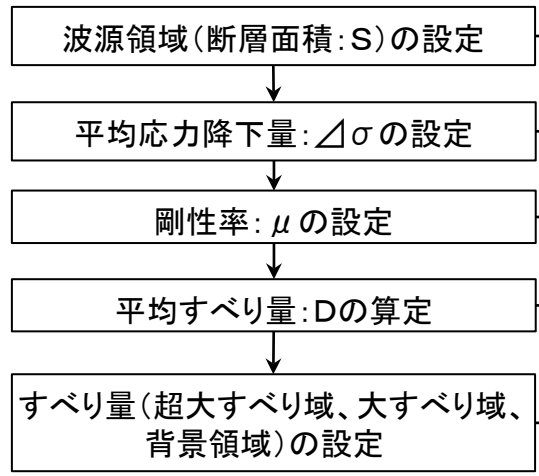
# (1) 特性化波源モデルの設定

波源		茨城県沖に想定する津波波源	茨城県沖から房総沖に想定する津波波源		
		<ul style="list-style-type: none"> <li>プレート間地震と津波地震の連動型地震を仮想的に考慮</li> <li>プレート境界及び構造境界から波源領域を設定</li> </ul>	<b>【保守的設定1】</b> 津波波源の南限を 房総沖まで拡張	<b>【保守的設定1,2】</b> 津波波源の南限を 房総沖まで拡張 + 超大すべり域を設定	<b>【保守的設定1,2,3】</b> 津波波源の南限を 房総沖まで拡張 + 超大すべり域を設定 + 大すべり域及び超大すべり域のすべり量を割り増し
断層面積:S		29,630 km <sup>2</sup>	53,684 km <sup>2</sup>	53,684 km <sup>2</sup>	53,684 km <sup>2</sup>
モーメントマグニチュード:Mw		8.5	8.7	8.7	8.7
平均すべり量:D		4.5 m	6.1 m	6.1 m	6.1 m
すべり量	超大すべり域 (面積比率)	—	—	18.2 m(3D) (全体面積の15%)	24.3 m(4D) (全体面積の5%)
	大すべり域 (面積比率)	9.0 m(2D) (全体面積の40%)	12.1 m(2D) (全体面積の40%)	8.5 m(1.4D) (全体面積の25%)	12.1 m(2D) (全体面積の15%)
	背景領域 (面積比率)	1.5 m(0.33D) (全体面積の60%)	2.0 m(0.33D) (全体面積の60%)	2.0 m(0.33D) (全体面積の60%)	3.8 m(0.62D) (全体面積の80%)
特性化波源モデル(一例)					

# (1) 特性化波源モデルの設定

## 【設定フロー】

### 波源モデルの設定



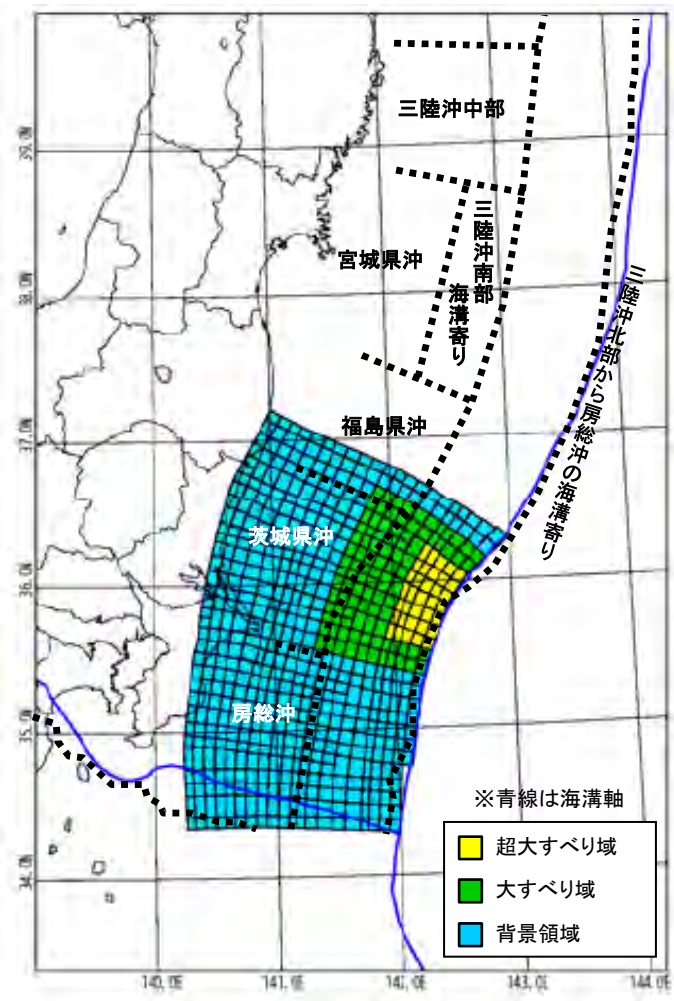
## 【設定根拠】

- 茨城県沖から房総沖に設定
- M7~M9クラスの地震の応力降下量のばらつきを考慮(内閣府(2012)、Murotani et al.(2013))
- 2011年東北地方太平洋沖地震の再現モデルの剛性率を設定
- 地震の規模に関するスケーリング則と地震モーメントの定義式から算定
- 保守的に大すべり域及び超大すべり域のすべり量を割り増し



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

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



特性化波源モデル(一例)

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

計算条件は東北地方太平洋沖型の津波波源(津波予測解析)と同様

### 3. 地震に起因する津波の評価

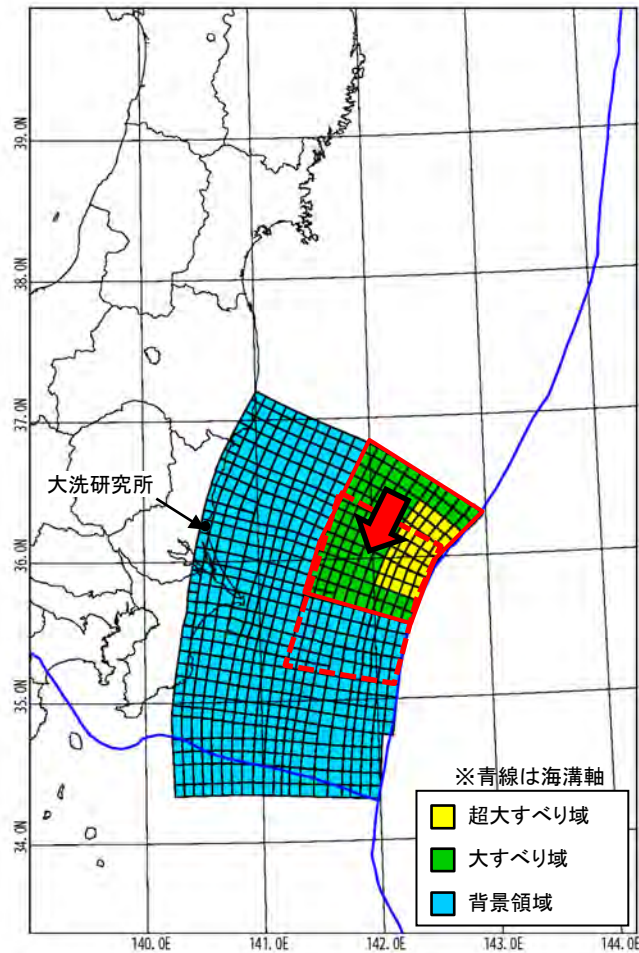
#### 3.1 プレート間地震に起因する津波の評価

##### 3.1.4 茨城県沖から房総沖に想定する津波波源

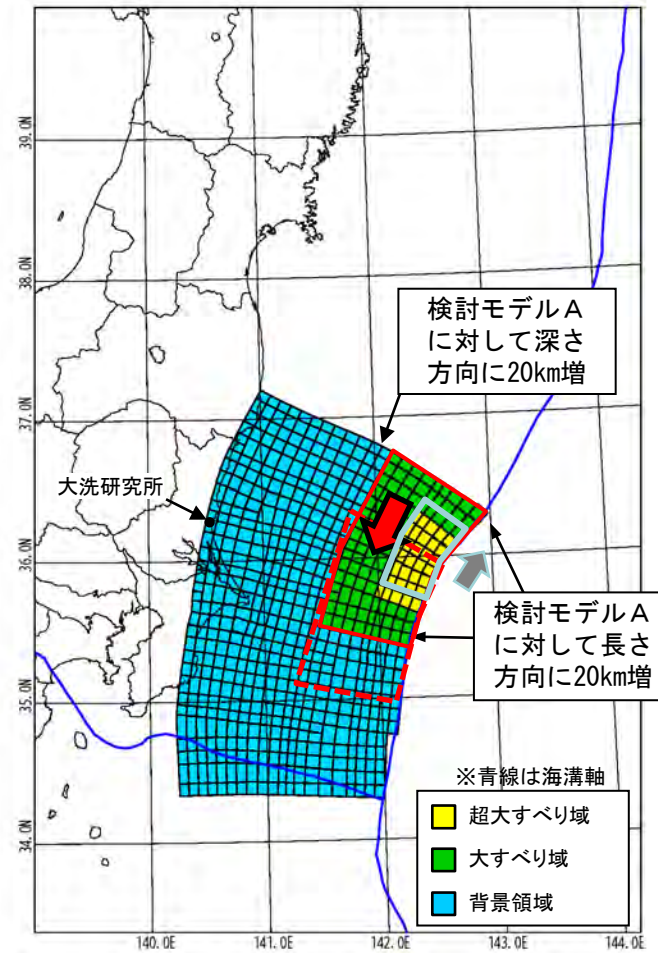
- (1) 特性化波源モデルの設定
- (2) パラメータスタディ(波源位置)の評価結果
- (3) パラメータスタディ(破壊伝播・立ち上がり時間)の設定
- (4) パラメータスタディ(破壊伝播・立ち上がり時間)の評価結果
- (5) 杉野他(2014)の方法に基づく設定が遡上評価に与える影響について
- (6) 大すべり域の位置と破壊開始点が遡上評価に与える影響について
- (7) 立ち上がり時間の設定の妥当性について

## (2) パラメータスタディ(波源位置)の評価結果(大すべり域の位置、形状)

- 大すべり域の形状の違いが津波水位変動量に与える影響を把握するため、大すべり域の形状を変えた2パターンのモデルについて検討した。
- 波源モデルの北限を基準に、大すべり域、超大すべり域を茨城県沖から房総沖の範囲で南へ10kmずつ移動させて、敷地への津波の影響が最も大きくなる波源モデルを確認した。
- 検討モデルBにおいては、影響が最大となるすべり域の北限を確認するため、大すべり域の位置はそのままに超大すべり域のみ北へ10km移動させ検討した。



検討モデルA



検討モデルB

破壊開始点 : 無し  
破壊伝播速度 : ∞  
立ち上がり時間 : 30秒

### 3. 地震に起因する津波の評価

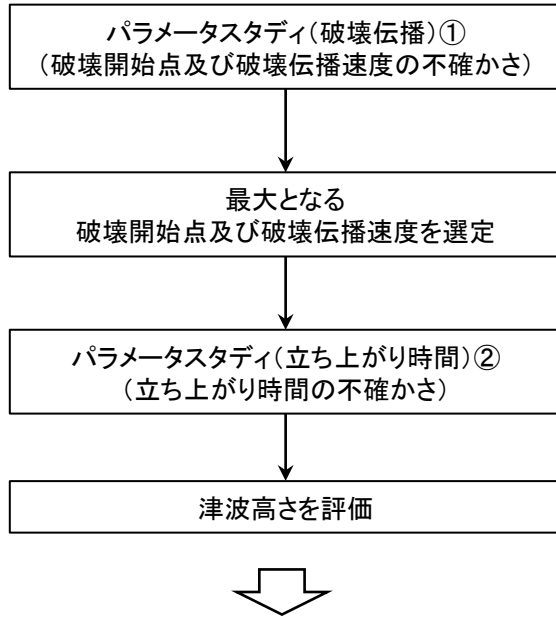
#### 3.1 プレート間地震に起因する津波の評価

##### 3.1.4 茨城県沖から房総沖に想定する津波波源

- (1) 特性化波源モデルの設定
- (2) パラメータスタディ(波源位置)の評価結果
- (3) パラメータスタディ(破壊伝播・立ち上がり時間)の設定
- (4) パラメータスタディ(破壊伝播・立ち上がり時間)の評価結果
- (5) 杉野他(2014)の方法に基づく設定が遡上評価に与える影響について
- (6) 大すべり域の位置と破壊開始点が遡上評価に与える影響について
- (7) 立ち上がり時間の設定の妥当性について

### (3) パラメータスタディ(破壊伝播・立ち上がり時間)の設定(概要)

#### 【設定フロー】

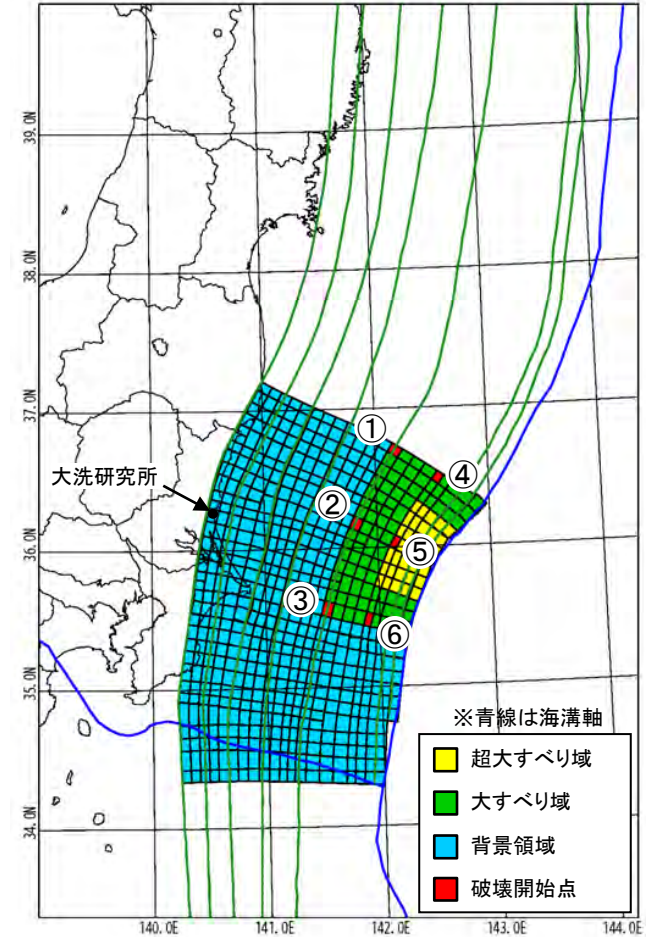


#### 【設定根拠】

破壊開始点は、地震調査委員会(2009)を参考に大すべり域を囲むように設定  
 破壊伝播速度は、国内外のインバージョン解析結果等の知見を考慮(Satake et al.(2013)、杉野他(2014)、内閣府(2012)、地震調査研究推進本部(2005)、Fujii and satake(2007))

Satake et al.(2013)によるインバージョン解析の最小立ち上がり時間及び内閣府(2012)の知見を参考に設定

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



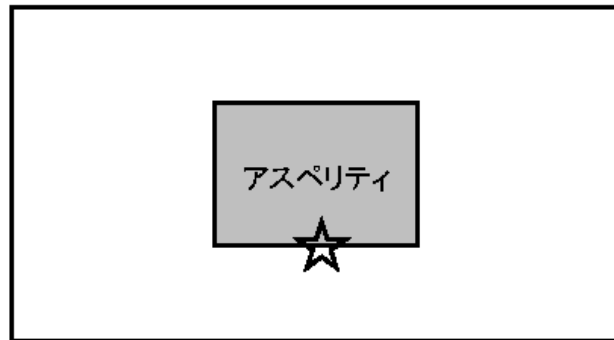
破壊開始点位置図



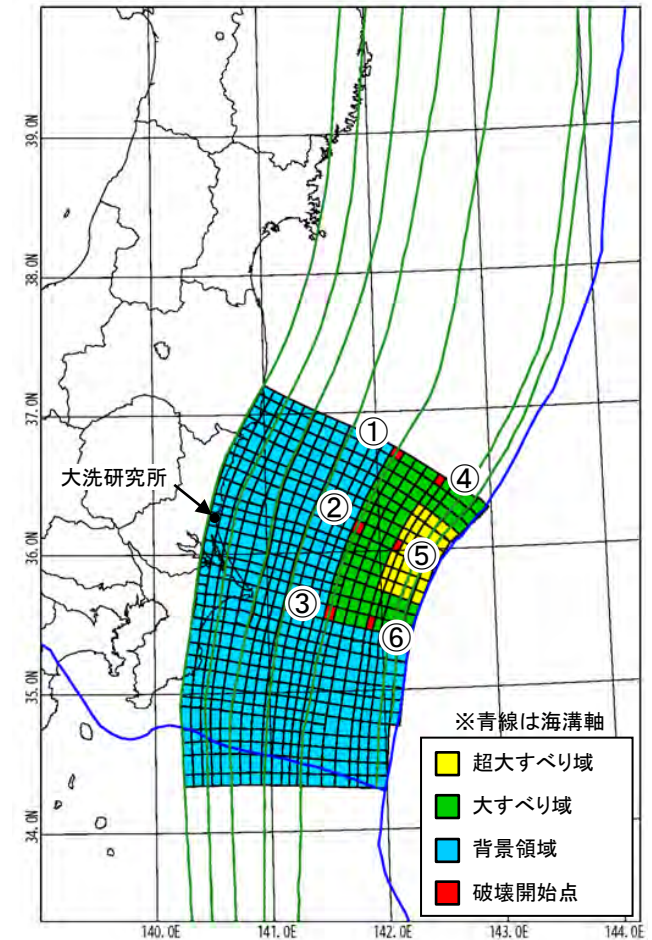
### (3) パラメータスタディ(破壊伝播・立ち上がり時間)の設定(破壊開始点の設定)

- 破壊開始点は、地震調査委員会(2009)を参考に、プレート間地震の縦ずれ成分が卓越していることを踏まえて設定した。
- また、破壊開始点位置の不確かさを考慮して、大すべり域を囲むように設定した。

地震調査委員会(2009)による破壊開始点とアスペリティの位置の一例



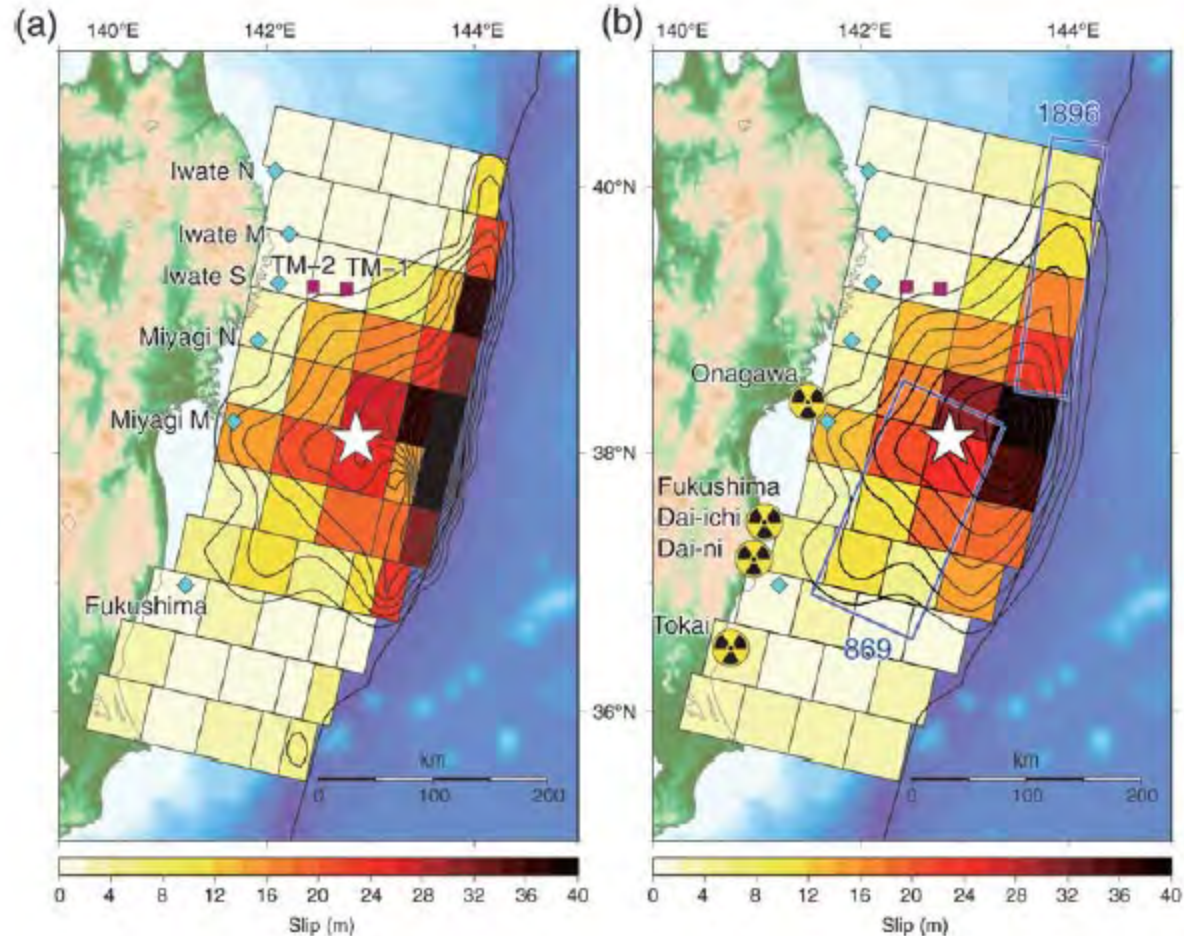
縦ずれ成分が卓越



破壊開始点位置図

### (3) パラメータスタディ(破壊伝播・立ち上がり時間)の設定(破壊伝播速度の設定)

- Satake et al.(2013)は、2011年東北地方太平洋沖地震に伴う津波の再現モデルの破壊伝播速度を2.0km/sに設定している。



55枚モデル

44枚モデル

2011年東北地方太平洋沖地震の津波波源の再現モデル

( Satake et al.(2013) )

### (3) パラメータスタディ(破壊伝播・立ち上がり時間)の設定(破壊伝播速度の設定)

- 杉野他(2014)は、2011年東北地方太平洋沖地震のすべり分布及び断層破壊モードの分析結果から、破壊開始点と各サブフォルトの中心点との距離を各サブフォルトの最初にすべり始める時間で除した破壊伝播速度から平均破壊伝播速度を算出すると、約1.5~2.0km/s程度の値が得られるとしている。
- 内閣府(2012)は、破壊伝播速度については、平均的に利用されている値を参考に、2011年東北地方太平洋沖地震の解析結果も踏まえ、2.5 km/sに設定している。

2011年東北地方太平洋沖地震のすべり分布及び断層破壊モードの分析結果

波源モデル	杉野ほか <sup>8)</sup>	内閣府 <sup>12)</sup>	今村ほか <sup>13)</sup> Ver1.2	Fujii et al. <sup>14)</sup> Ver4.2	Satake et al. <sup>15)</sup> Ver8.0
<div style="display: flex; flex-direction: column; align-items: center;"> <div style="border: 1px solid blue; width: 20px; height: 20px; margin-bottom: 5px;"></div>                     領域内平均すべり 2×D                 </div> <div style="display: flex; flex-direction: column; align-items: center;"> <div style="border: 1px solid green; width: 20px; height: 20px; margin-bottom: 5px;"></div>                     同3×D                 </div> <div style="display: flex; flex-direction: column; align-items: center;"> <div style="border: 1px solid magenta; width: 20px; height: 20px; margin-bottom: 5px;"></div>                     同4×D                 </div>	<p>動的破壊0~300秒</p>	<p>動的破壊0~300秒</p>	<p>静的破壊</p>	<p>静的破壊</p>	<p>動的破壊0~300秒</p>
平均すべり量(D)	14.6 m	11.7m	9.5m	14.5m	10.8m
2×Dの面積比	37%	40%	40%	38%	44%
3×Dの面積比	18%	15%	20%	10%	16%
4×Dの面積比	11%	2%	—	—	6%
平均破壊伝播速度	1.52 km/sec	2.04 km/sec	∞	∞	1.47 km/sec

(杉野他(2014))

## (3) パラメータスタディ(破壊伝播・立ち上がり時間)の設定(破壊伝播速度の設定)

- 地震調査研究推進本部(2005)による宮城県沖地震を想定した強震動予測の震源パラメータでは破壊伝播速度を3.0km/sに設定している。

震源パラメータ

項目		ケース A1	ケース A2
断層位置・深さ		図 1、2 参照	図 1、2 参照
断層走向・傾斜		図 1、2 参照	図 1、2 参照
断層面積		2266 km <sup>2</sup>	1449 km <sup>2</sup>
破壊開始点		図 2 参照	図 2 参照
破壊伝播形式		放射状	放射状
地震モーメント		3.1E+20 Nm	1.6E+20 Nm
モーメントマグニチュード		7.6	7.4
静的応力降下量		7.0 MPa	7.0 MPa
剛性率		4.7E+10 N/m <sup>2</sup>	4.7E+10 N/m <sup>2</sup>
平均すべり量		2.9 m	2.3 m
破壊伝播速度		3.0 km/s	3.0 km/s
短周期レベル		8.4E+19 Nm/s <sup>2</sup>	6.7E+19 Nm/s <sup>2</sup>
全アスペリティ	地震モーメント	5.2E+19 Nm	2.8E+19 Nm
	面積	192 km <sup>2</sup>	128 km <sup>2</sup>
	平均すべり量	5.9 m	4.7 m
	静的応力降下量	55 MPa	54 MPa
	短周期レベル	8.4E+19 Nm/s <sup>2</sup>	6.7E+19 Nm/s <sup>2</sup>
第1アスペリティ	地震モーメント	2.6E+19 Nm	2.8E+19 Nm
	面積	96 km <sup>2</sup>	128 km <sup>2</sup>
	平均すべり量	5.9 m	4.7 m
	実効応力	29 MPa	54 MPa
	短周期レベル	3.1E+19 Nm/s <sup>2</sup>	6.7E+19 Nm/s <sup>2</sup>
第2アスペリティ	地震モーメント	2.6E+19 Nm	-
	面積	96 km <sup>2</sup>	-
	平均すべり量	5.9 m	-
	実効応力	73 MPa	-
	短周期レベル	7.8E+19 Nm/s <sup>2</sup>	-
背景領域	地震モーメント	2.6E+20 Nm	1.3E+20 Nm
	面積	2074 km <sup>2</sup>	1321 km <sup>2</sup>
	平均すべり量	2.7 m	2.1 m
	実効応力	6.8 MPa	7.7 MPa
	短周期レベル	3.4E+19 Nm/s <sup>2</sup>	3.1E+19 Nm/s <sup>2</sup>

(地震調査研究推進本部(2005))

### (3) パラメータスタディ(破壊伝播・立ち上がり時間)の設定(破壊伝播速度の設定)

- Fujii and Satake(2007)は、破壊伝播速度、立ち上がり時間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。
- その結果、破壊伝播速度を1.0(km/s)、立ち上がり時間を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。

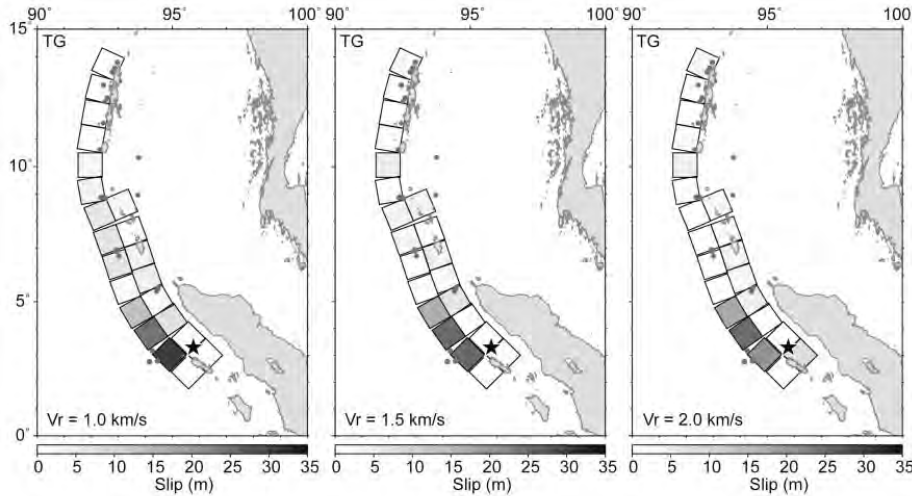


Figure 7. Slip distribution estimated by inversion of tide gauge (TG) data. Rupture velocity is 1.0 (left), 1.5 (center) and 2.0 (right) km/sec. Rise time for each subfault is 3 min.

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
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

( Fujii and Satake(2007)に加筆 )

#### 破壊伝播速度の設定

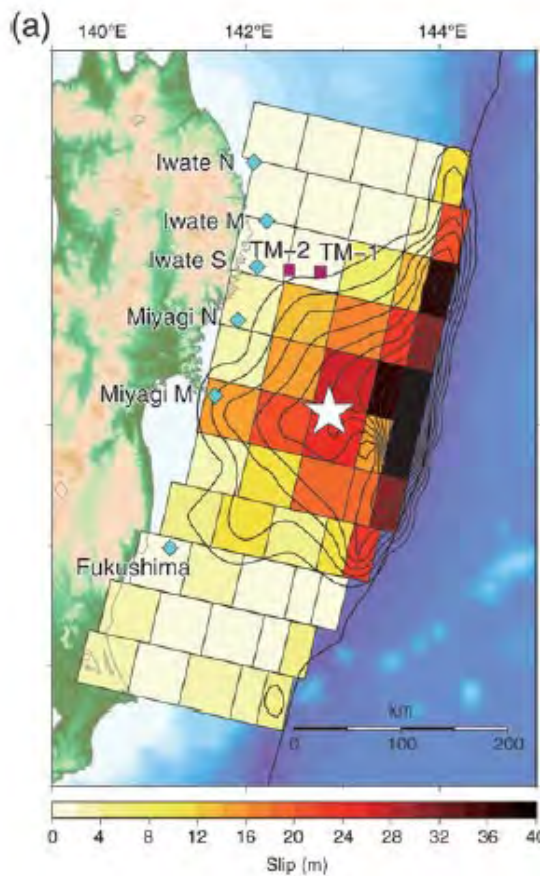
破壊伝播速度	設定方法
1.0km/s	Fujii and Satake (2007)
1.5km/s	杉野他(2014)
2.0km/s	Satake et al.(2013)
2.5km/s	内閣府(2012)
3.0km/s	地震調査研究推進本部(2005)

- 以上から、破壊伝播速度を1.0km/s~3.0km/sに設定した。

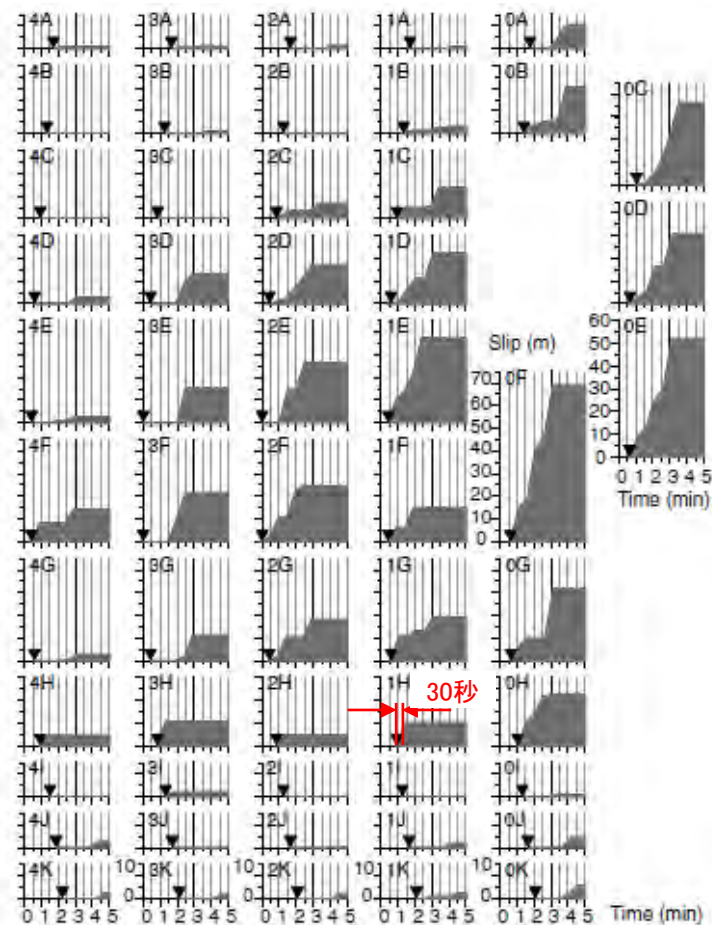


### (3) パラメータスタディ(破壊伝播・立ち上がり時間)の設定(立ち上がり時間の設定)

- Satake et al.(2013) は、立ち上がり時間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、2011年東北地方太平洋沖地震に伴う津波の再現モデルを策定しており、立ち上がり時間の最小時間は30秒に設定している。
- 内閣府(2012)は、平均的に利用されている値を参考に、2011年東北地方太平洋沖地震の解析結果も踏まえ、立ち上がり時間を1分(60秒)に設定している。



すべり量分布



すべり量の時間変化

( Satake et al.(2013) に加筆)

- 以上から、立ち上がり時間を30秒、60秒で設定した。

### 3. 地震に起因する津波の評価

#### 3.1 プレート間地震に起因する津波の評価

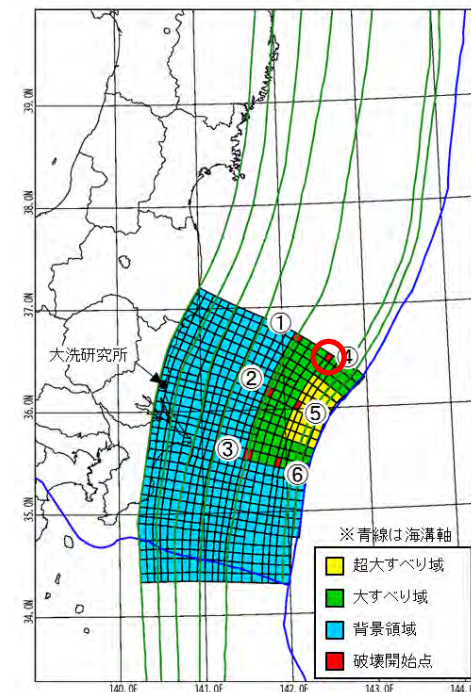
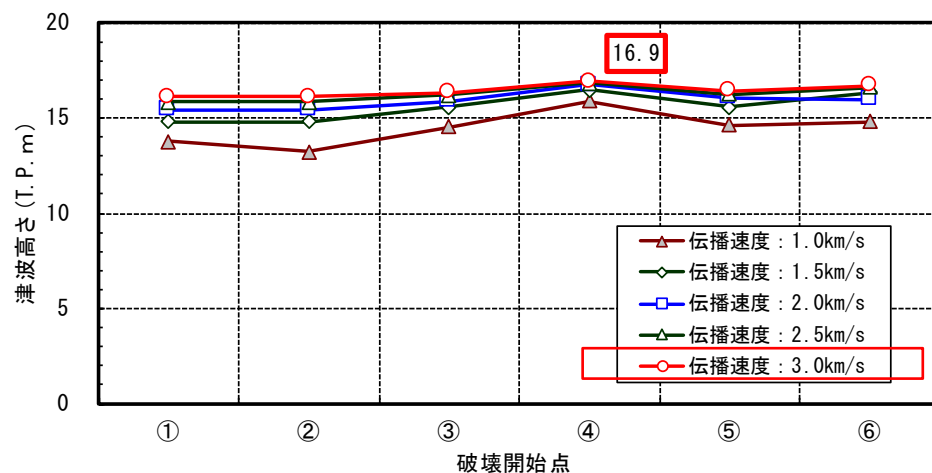
##### 3.1.4 茨城県沖から房総沖に想定する津波波源

- (1) 特性化波源モデルの設定
- (2) パラメータスタディ(波源位置)の評価結果
- (3) パラメータスタディ(破壊伝播・立ち上がり時間)の設定
- (4) **パラメータスタディ(破壊伝播・立ち上がり時間)の評価結果**
- (5) 杉野他(2014)の方法に基づく設定が遡上評価に与える影響について
- (6) 大すべり域の位置と破壊開始点が遡上評価に与える影響について
- (7) 立ち上がり時間の設定の妥当性について

(4) パラメータスタディ(破壊伝播・立ち上がり時間)の評価結果(破壊伝播)(大洗研究所)

■破壊開始点及び破壊伝播速度

敷地前面海岸での津波高さがT.P.+16.9mとなる、破壊開始点④及び破壊伝播速度3.0km/sを最大ケースとして選定した。



敷地前面海岸での津波高さ：(B-3：南へ10km移動)、破壊開始点及び破壊伝播速度のパラメータスタディ

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

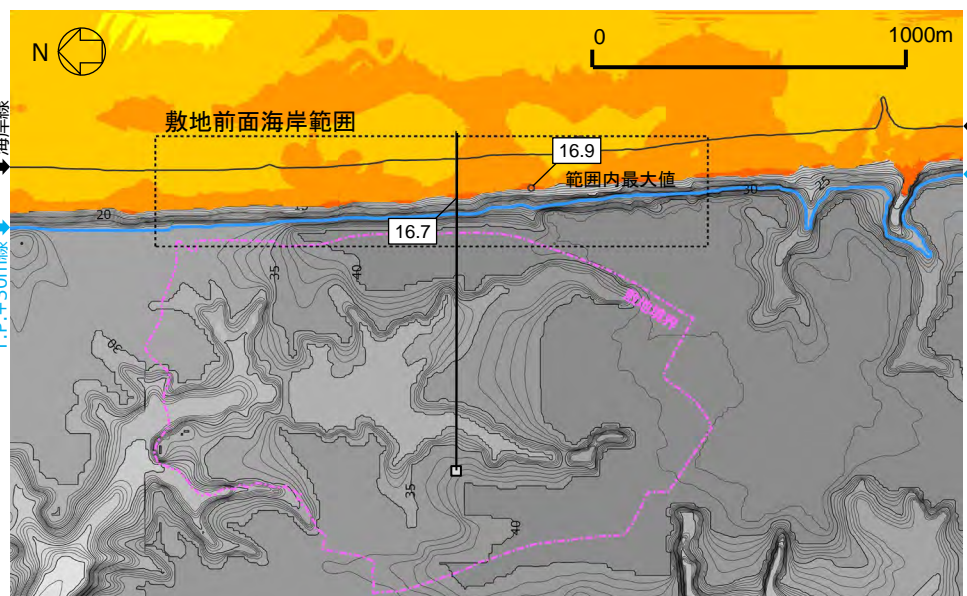
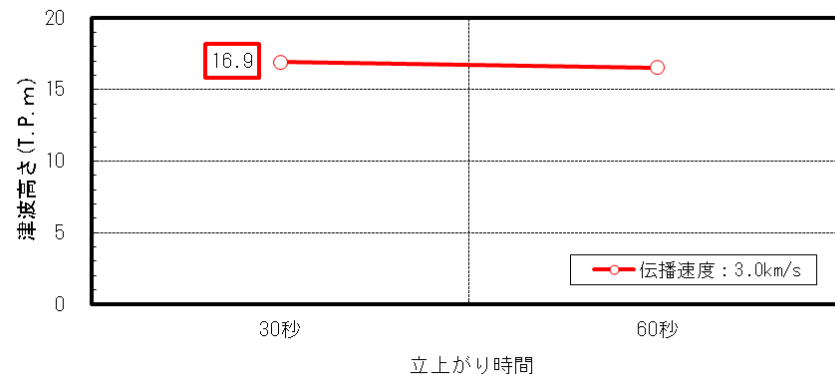


(4) パラメータスタディ(破壊伝播・立ち上がり時間)の評価結果(立ち上がり時間)(大洗研究所)

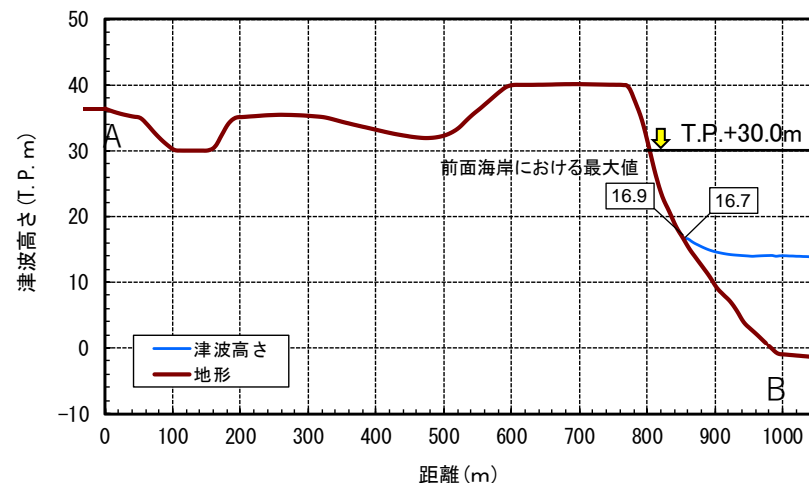
■ 立ち上がり時間

- 立ち上がり時間30秒のとき、津波高さが最大となった(T.P.+16.9m)。

B-3:南へ10km移動	敷地前面海岸
	破壊開始点④破壊伝播速度: 3.0km/s
立ち上がり時間(秒)	津波高さ(T.P. m)
30	16.9
60	16.6



津波高さ分布図



遡上検討断面図

- 破壊伝播・立ち上がり時間のパラメータスタディの影響を考慮した津波高さはT.P.+16.9mであり、敷地前面海岸(T.P.+30m)に到達しない。

### 3. 地震に起因する津波の評価

#### 3.1 プレート間地震に起因する津波の評価

##### 3.1.4 茨城県沖から房総沖に想定する津波波源

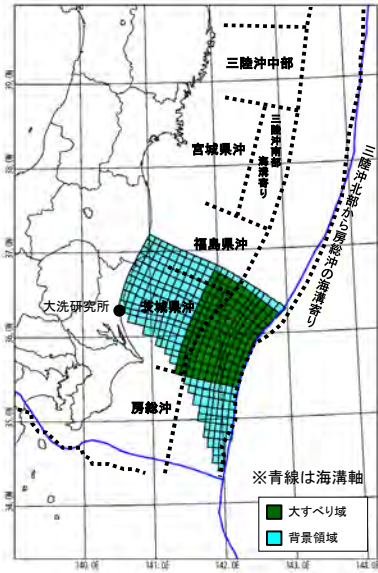
- (1) 特性化波源モデルの設定
- (2) パラメータスタディ(波源位置)の評価結果
- (3) パラメータスタディ(破壊伝播・立ち上がり時間)の設定
- (4) パラメータスタディ(破壊伝播・立ち上がり時間)の評価結果
- (5) 杉野他(2014)の方法に基づく設定が遡上評価に与える影響について
- (6) 大すべり域の位置と破壊開始点が遡上評価に与える影響について
- (7) 立ち上がり時間の設定の妥当性について

### (5) 杉野他(2014)の方法に基づく設定が遡上評価に与える影響について(検討方針)

- 茨城県沖から房総沖に想定する津波波源(Mw8.7)について、杉野他(2014)の方法で設定した場合の影響を検討した。

津波波源の諸元

パラメータ		設定値
断層面積:S		29,630 km <sup>2</sup>
モーメントマグニチュード:Mw		8.5
平均すべり量:D		4.5 m
すべり量	超大すべり域 (面積比率)	—
	大すべり域:2D (面積比率)	9.0 m (全体面積の40%)
	背景領域:0.33D	1.5 m

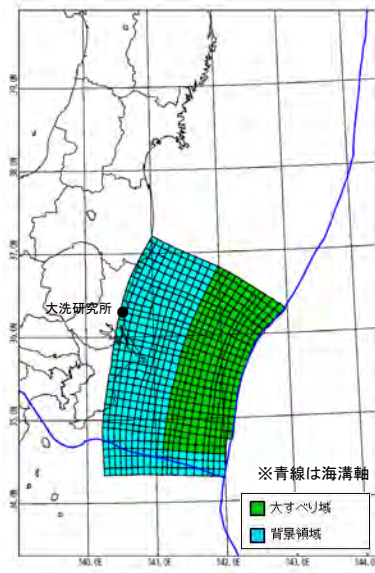


茨城県沖に想定する津波波源

#### 追加検討

津波波源の諸元(保守的設定1のみ考慮)  
(杉野他(2014)の方法で設定)

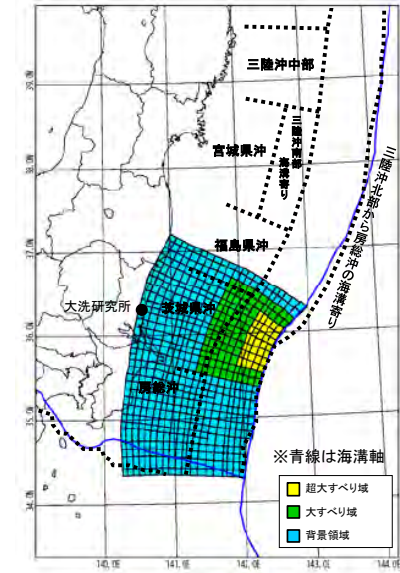
パラメータ		設定値
断層面積:S		53,684 km <sup>2</sup>
モーメントマグニチュード:Mw		8.7
平均すべり量:D		6.1 m
すべり量	超大すべり域 (面積比率)	—
	大すべり域:2D (面積比率)	12.1 m (全体面積の40%)
	背景領域:0.33D	2.0 m



茨城県沖から房総沖に想定する津波波源

津波波源の諸元(保守的設定1,2,3を考慮)

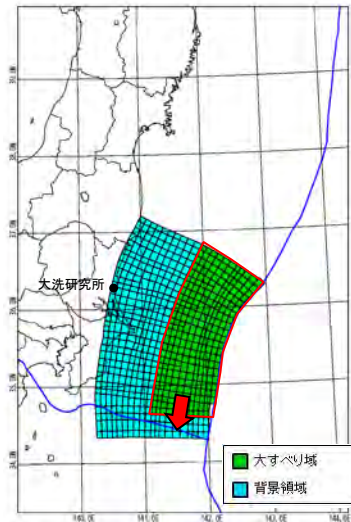
パラメータ		設定値
断層面積:S		53,684 km <sup>2</sup>
モーメントマグニチュード:Mw		8.7
平均すべり量:D		6.1 m
すべり量	超大すべり域:4D (面積比率)	24.3 m (全体面積の5%)
	大すべり域:2D (面積比率)	12.1 m (全体面積の15%)
	背景領域:0.62D	3.8 m



(5) 杉野他(2014)の方法に基づく設定が遡上評価に与える影響について(評価結果)

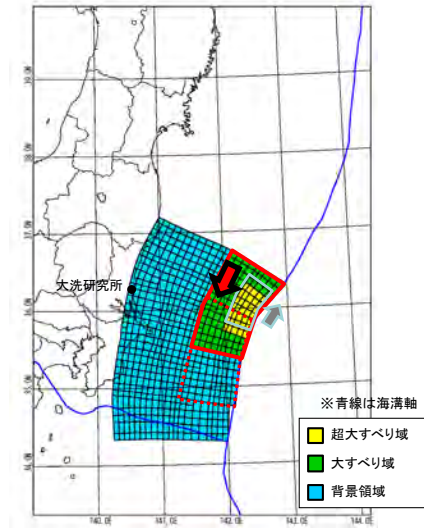
- 茨城県沖から房総沖に想定する津波波源(Mw8.7)について、杉野他(2014)の方法で設定した場合と保守性を考慮して設定した場合における津波高さの比較を行った。

杉野他(2014)の方法で設定した場合



位置		原科研2地点 津波高さ(T.P. m)
基準	A-1	10.5
南へ10km移動	A-2	10.6
南へ20km移動	A-3	10.8
南へ30km移動	A-4	11.2

保守性を考慮して設定した場合



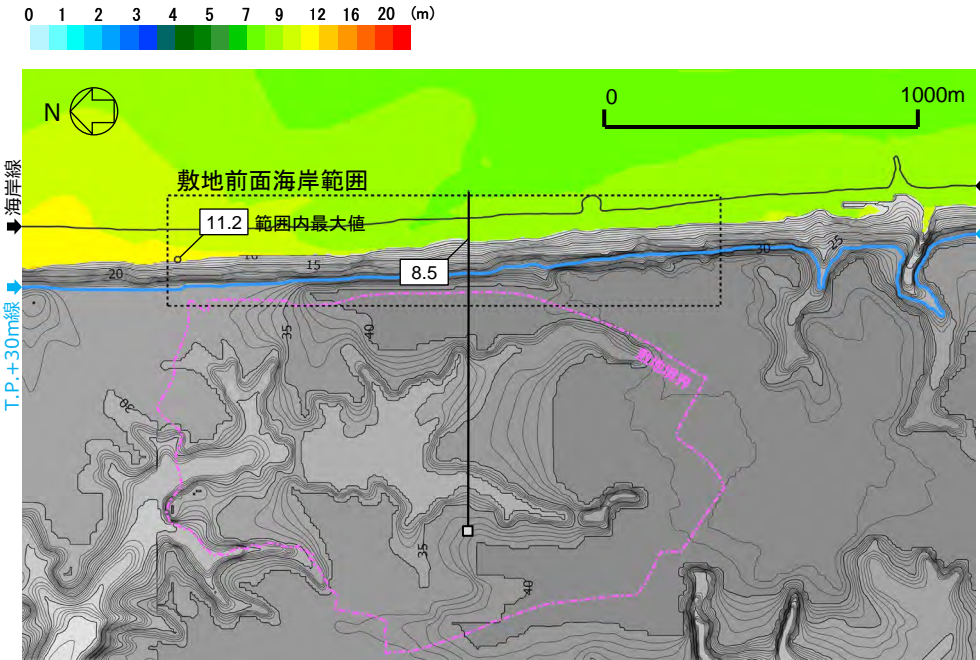
位置		敷地前面海岸	
		水位(T.P. m)	
北へ10km移動*	B-1	16.6	
基準	B-2	16.7	
南へ10km移動	B-3	16.9	
南へ20km移動	B-4	16.6	
南へ30km移動	B-5	16.1	
南へ40km移動	B-6	15.0	
南へ50km移動	B-7	13.6	
南へ60km移動	B-8	12.0	
南へ70km移動	B-9	10.7	

※大すべり域は基準の位置、  
超大すべり域のみ移動

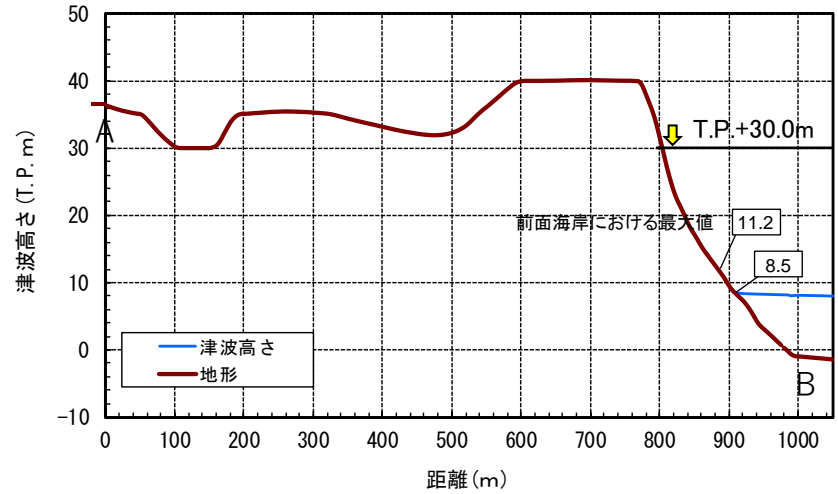
杉野他(2014)の方法で設定した場合と比較して、保守性を考慮して設定した場合の方が、保守的な値となっていることを確認した。

(5) 杉野他(2014)の方法に基づく設定が遡上評価に与える影響について(評価結果)

■津波高さ分布図



津波高さ分布図(位置: 基準)



遡上検討断面図(位置: 基準)

- 遡上はT.P.+11.2mであり、敷地前面海岸T.P.+30mに到達しない。

### 3. 地震に起因する津波の評価

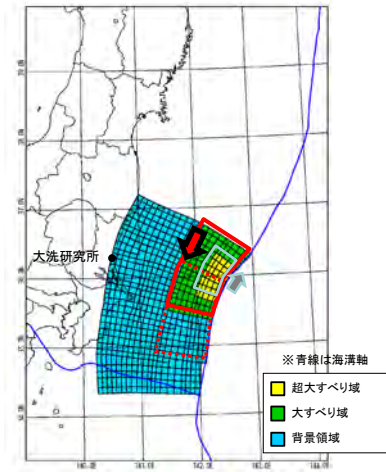
#### 3.1 プレート間地震に起因する津波の評価

##### 3.1.4 茨城県沖から房総沖に想定する津波波源

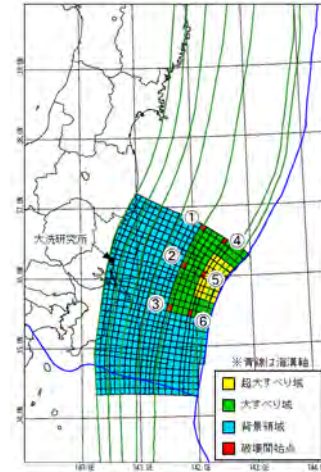
- (1) 特性化波源モデルの設定
- (2) パラメータスタディ(波源位置)の評価結果
- (3) パラメータスタディ(破壊伝播・立ち上がり時間)の設定
- (4) パラメータスタディ(破壊伝播・立ち上がり時間)の評価結果
- (5) 杉野他(2014)の方法に基づく設定が遡上評価に与える影響について
- (6) 大すべり域の位置と破壊開始点が遡上評価に与える影響について
- (7) 立ち上がり時間の設定の妥当性について

(6) 大すべり域の位置と破壊開始点が遡上評価に与える影響について(検討方針)

- 大すべり域の位置と破壊開始点の関係が遡上評価に影響がないか確認するために、津波高さが最大となったB-3モデルの前後のケースについても破壊開始点のパラメータスタディを実施し、津波高さを確認した。



大すべり域、超大すべり域の位置の移動



破壊開始点位置図

パラメータスタディ(波源位置)の評価結果

位置		敷地前面海岸	
		水位(T.P. m)	
北へ10km移動※	B-1	16.6	
基準	B-2	16.7	
南へ10km移動	B-3	16.9	
南へ20km移動	B-4	16.6	
南へ30km移動	B-5	16.1	
南へ40km移動	B-6	15.0	
南へ50km移動	B-7	13.6	
南へ60km移動	B-8	12.0	
南へ70km移動	B-9	10.7	

※大すべり域は基準の位置、超大すべり域のみ移動

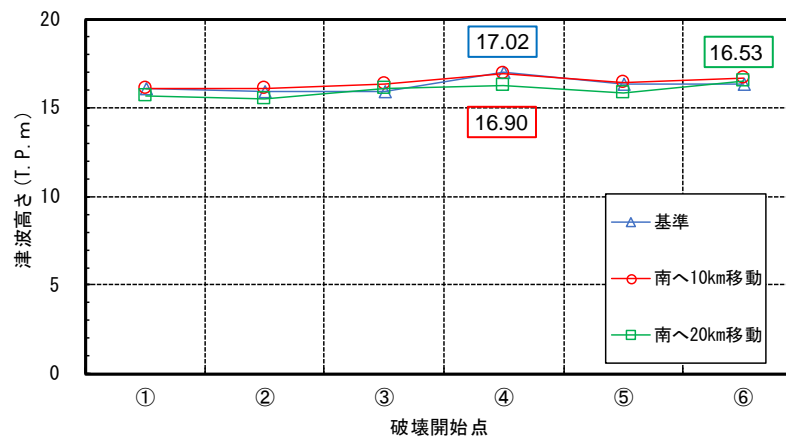
---:破壊開始点のパラメータスタディの対象となる大すべり域、超大すべり域の位置

(6) 大すべり域の位置と破壊開始点が遡上評価に与える影響について(評価結果)

- 大すべり域、超大すべり域の位置と破壊開始点のパラメータスタディによる津波津波高さへの影響を評価した結果、前後のケースについて津波高さに有意な差は認められない。

破壊伝播速度 3.0km/s	敷地前面海岸の最大津波高さ*(T.P. m)		
	大すべり域、超大すべり域の位置		
	B-2	B-3 パラメータスタディ(波源位置) の最大ケース	B-4
破壊開始点	基準	南へ10km移動	南へ20km移動
①	16.14	16.11	15.71
②	15.92	16.10	15.53
③	15.90	16.34	16.07
④	17.02	16.90	16.24
⑤	16.32	16.43	15.84
⑥	16.36	16.70	16.53

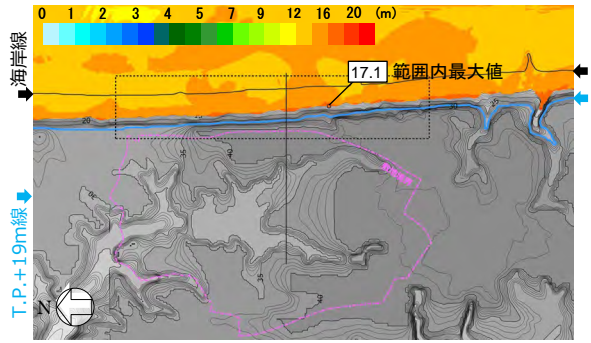
※ 立ち上がり時間: 30秒



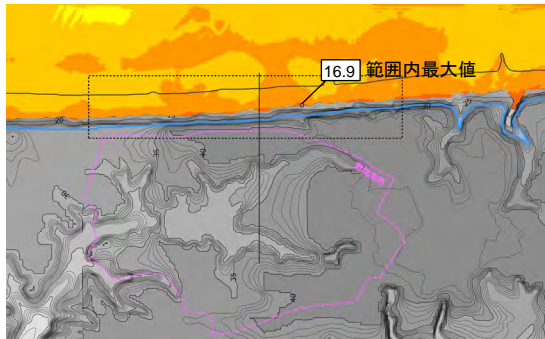


(6) 大すべり域の位置と破壊開始点が遡上評価に与える影響について(評価結果)

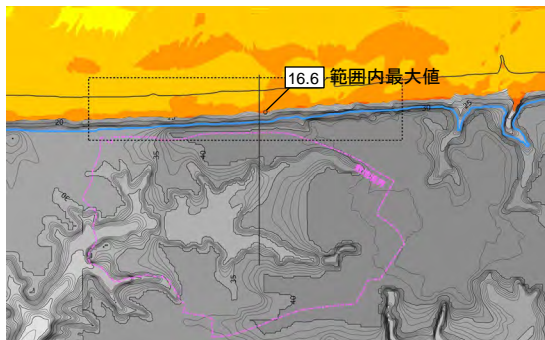
B-2 : 基準、破壊伝播速度3.0km/s、破壊開始点④、立ち上がり時間30秒



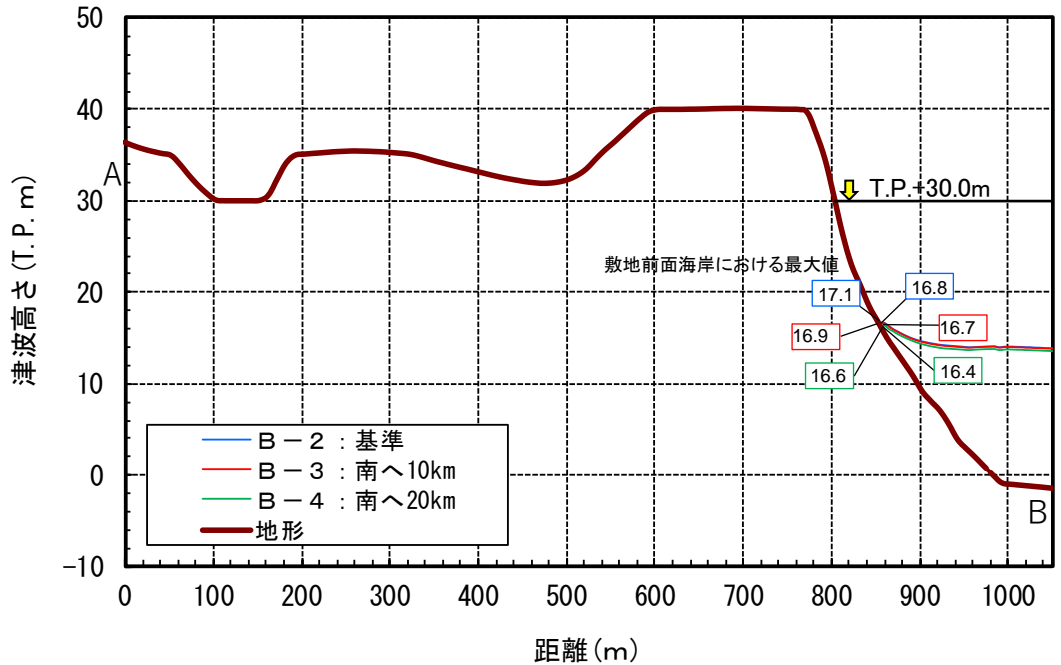
B-3 : 南へ10km移動、破壊伝播速度3.0km/s、破壊開始点④、立ち上がり時間30秒



B-4 : 南へ20km移動、破壊伝播速度3.0km/s、破壊開始点⑥、立ち上がり時間30秒



津波高さ分布図



大すべり域の位置と破壊開始点の関係は遡上評価に影響を与えないことを確認した。

### 3. 地震に起因する津波の評価

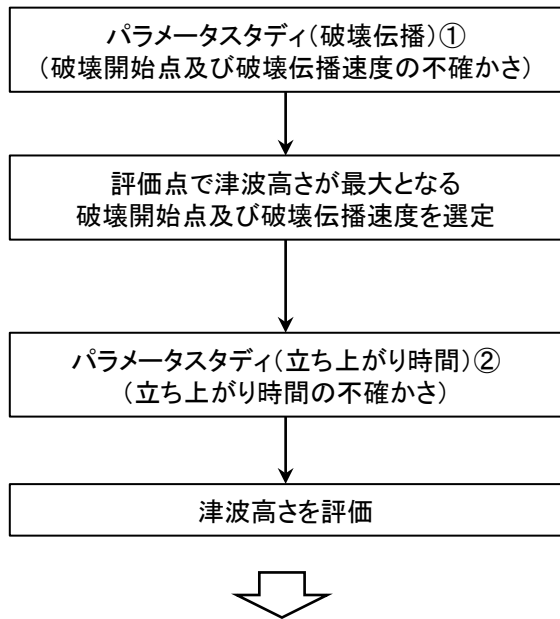
#### 3.1 プレート間地震に起因する津波の評価

##### 3.1.4 茨城県沖から房総沖に想定する津波波源

- (1) 特性化波源モデルの設定
- (2) パラメータスタディ(波源位置)の評価結果
- (3) パラメータスタディ(破壊伝播・立ち上がり時間)の設定
- (4) パラメータスタディ(破壊伝播・立ち上がり時間)の評価結果
- (5) 杉野他(2014)の方法に基づく設定が遡上評価に与える影響について
- (6) 大すべり域の位置と破壊開始点が遡上評価に与える影響について
- (7) 立ち上がり時間の設定の妥当性について

## (8) 立ち上がり時間の設定の妥当性について

### 【設定フロー】

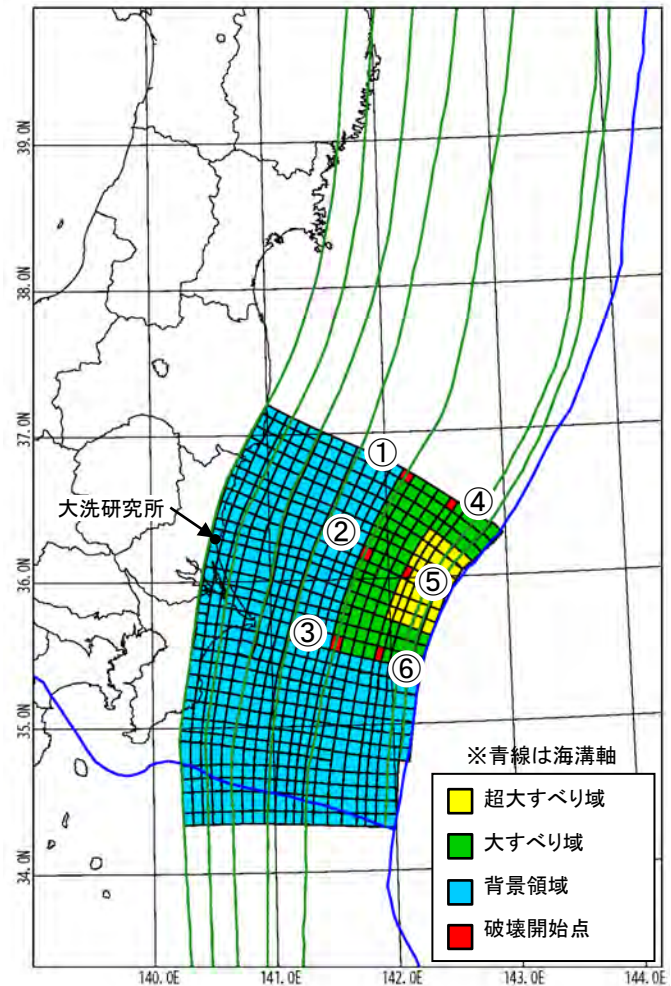


### 【設定根拠】

破壊開始点は、地震調査委員会(2009)を参考に大すべり域を囲むように設定  
 破壊伝播速度は、国内外のインバージョン解析結果等の知見を考慮(Satake et al.(2013)、杉野他(2014)、内閣府(2012)、地震調査研究推進本部(2005)、Fujii and Satake(2007))

Satake et al.(2013)によるインバージョン解析の最小立ち上がり時間及び内閣府(2012)の知見を参考に設定

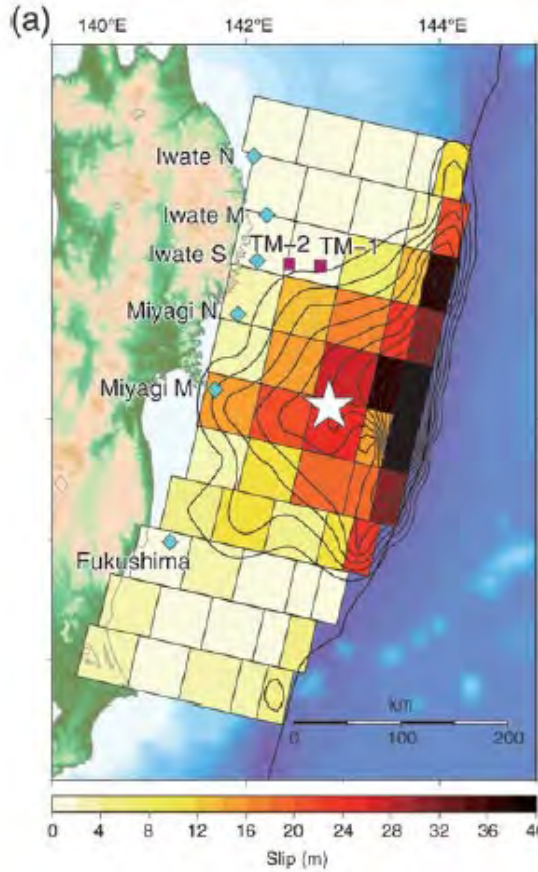
項目	設定値
破壊開始点	①～⑥(右図参照)
破壊伝播速度	1.0km/s, 1.5km/s, 2.0km/s, 2.5km/s, 3.0km/s
立ち上がり時間	30秒, 60秒



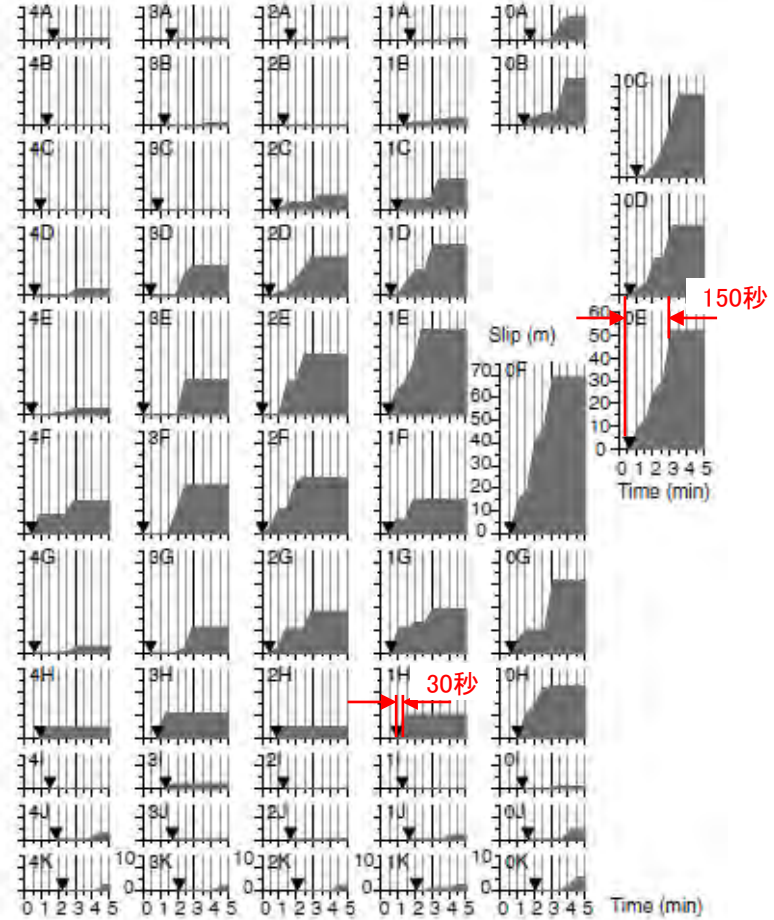
破壊開始点位置図

### (8) 立ち上がり時間の設定の妥当性について(立ち上がり時間の設定)

- Satake et al.(2013) は、立ち上がり時間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、2011年東北地方太平洋沖地震に伴う津波の再現モデルを策定しており、立ち上がり時間は30~150秒(最小時間は30秒)に設定している。
- 内閣府(2012)は、平均的に利用されている値を参考に、2011年東北地方太平洋沖地震の解析結果も踏まえ、立ち上がり時間を1分(60秒)に設定している。



すべり量分布

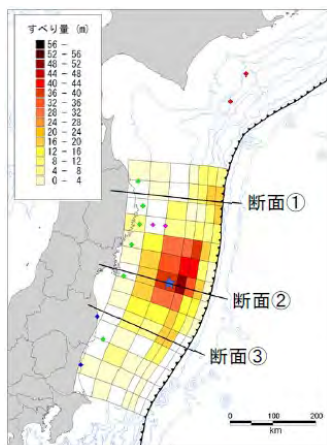


すべり量の時間変化

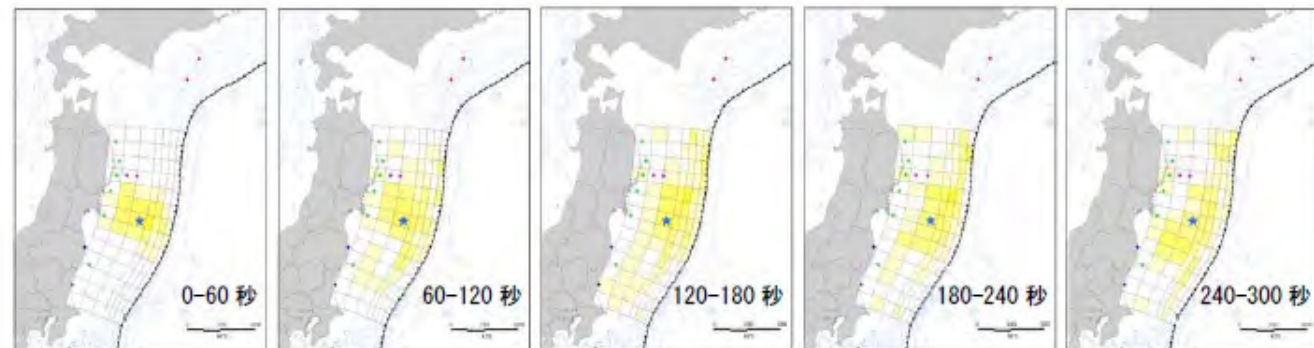
( Satake et al.(2013) に加筆)

## (8) 立ち上がり時間の設定の妥当性について(立ち上がり時間の設定)

- 内閣府(2012)及び杉野他(2013)は、立ち上がり時間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、2011年東北地方太平洋沖地震に伴う津波の再現モデルを策定しており、立ち上がり時間は60～300秒(最小時間は60秒)に設定している。

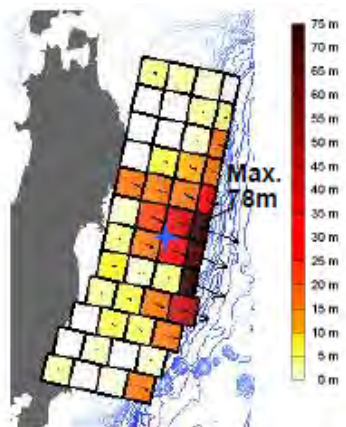


すべり量分布

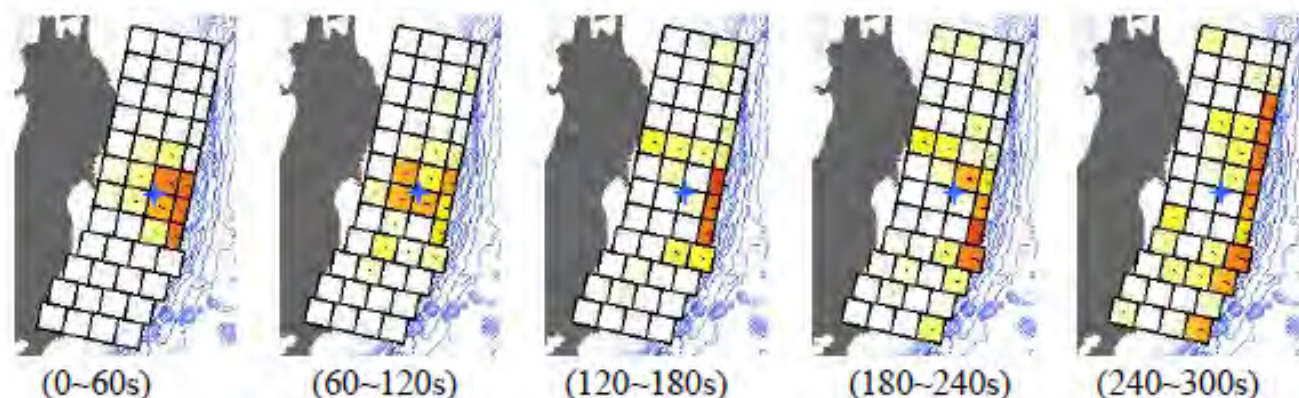


すべり量の時間変化

(内閣府(2012))



すべり量分布



すべり量の時間変化

(杉野他(2013))

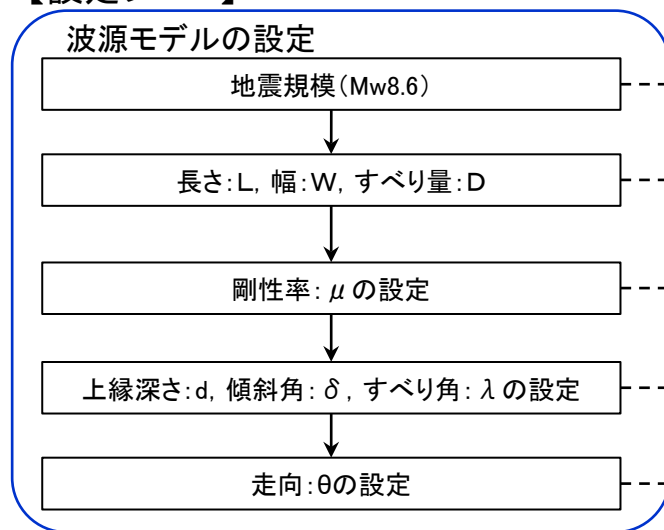
- 以上から、立ち上がり時間については、各文献で示されている立ち上がり時間の中で、津波高さへ与える影響が大きいと考えられる最小時間30秒及び60秒を対象とした。

### 3. 地震に起因する津波の評価

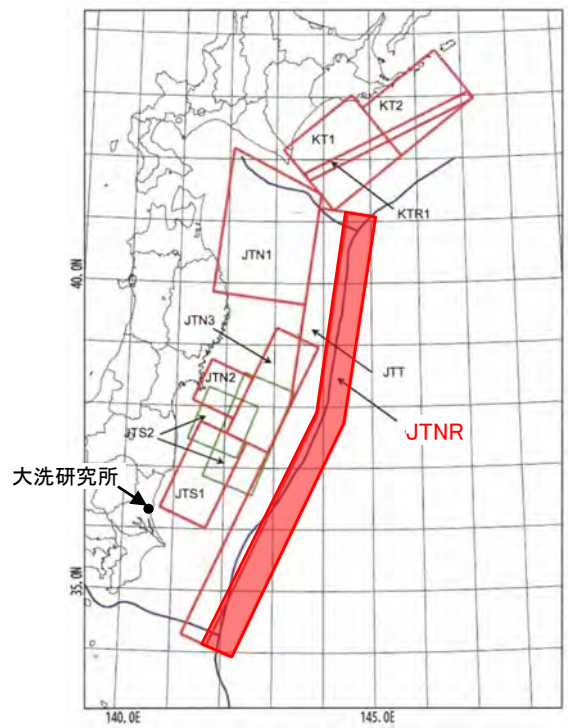
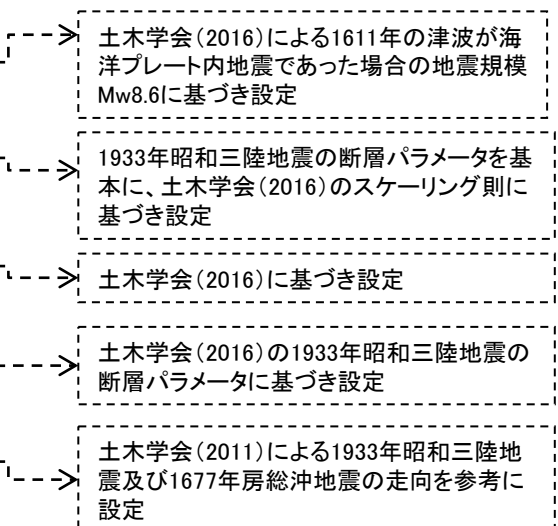
#### 3.2 海洋プレート内地震に起因する津波の評価

## 波源モデルの設定(概要)

### 【設定フロー】



### 【設定根拠】



海洋プレート内地震の検討領域

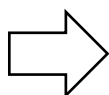
パラメータ	設定値
Mw	8.6
長さ:L (km)	283.0
幅:W (km)	50.0
すべり量:D (m)	10.1
剛性率: $\mu$ (N/m <sup>2</sup> )	$7.0 \times 10^{10}$
地震モーメント: $M_0$ (Nm)	$1.00 \times 10^{22}$
上縁深さ:d (m)	1.0
傾斜角: $\delta$ (°)	45
すべり角: $\lambda$ (°)	270
走向: $\theta$ (°)	180, 205

## 波源モデルの設定(断層パラメータの設定)

- 海洋プレート内地震の断層モデルは、地震調査研究推進本部(2012)の評価を踏まえ、国内外で最大規模である1933年昭和三陸地震津波を再現するモデルを基本とする。
- なお、地震調査研究推進本部(2012)では、1611年の津波を津波地震として評価しているものの、土木学会(2016)では、1611年の津波が海洋プレート内地震であった場合、その地震規模をMw8.6として評価していることを踏まえ、安全側にMw8.6にスケールリングして設定した。
- 走向については土木学会(2011)を参考に、屈曲位置を基準に北部は1933年昭和三陸地震を、南部は1677年房総沖地震の走向を参考に設定した。

1933年昭和三陸地震の断層パラメータ

パラメータ	設定値
Mw	8.4
長さ:L (km)	185
幅:W (km)	50
すべり量:D (m)	6.6
剛性率: $\mu$ (N/m <sup>2</sup> )	$7.0 \times 10^{10}$
地震モーメント: $M_0$ (Nm)	$4.27 \times 10^{21}$
上縁深さ:d (m)	1.0
傾斜角: $\delta$ (°)	45
すべり角: $\lambda$ (°)	270
走向: $\theta$ (°)	180



断層モデルのパラメータ

パラメータ	設定値	設定方法
Mw	8.6	土木学会(2016)
長さ:L (km)	283.0	土木学会(2016) (幅Wは制限あり)
幅:W (km)	50.0	
すべり量:D (m)	10.1	
剛性率: $\mu$ (N/m <sup>2</sup> )	$7.0 \times 10^{10}$	
地震モーメント: $M_0$ (Nm)	$1.00 \times 10^{22}$	$Mw = (\log M_0 - 9.1) / 1.5$
上縁深さ:d (m)	1.0	土木学会(2016)
傾斜角: $\delta$ (°)	45	
すべり角: $\lambda$ (°)	270	
走向: $\theta$ (°)	180 205	土木学会(2011)

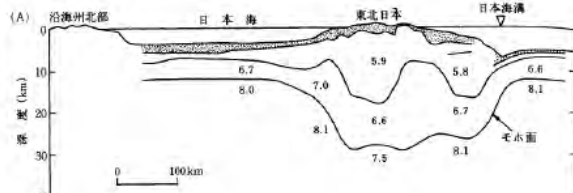


補足説明資料 3. 地震に起因する津波の評価 3.2 海洋プレート内地震に起因する津波の評価  
 波源モデルの設定(剛性率の設定)

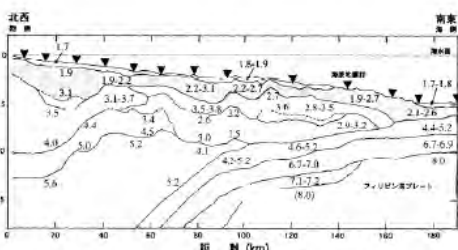
- 土木学会(2016)に基づき、剛性率を $7.0 \times 10^{10} \text{N/m}^2$ に設定した。



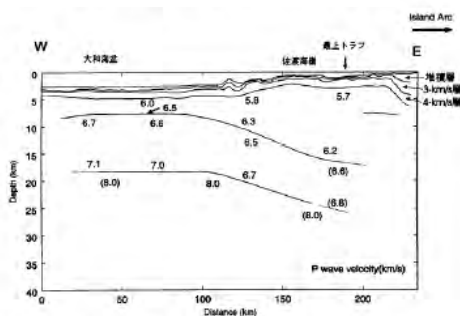
(a) 東北日本周辺(吉井(1978))



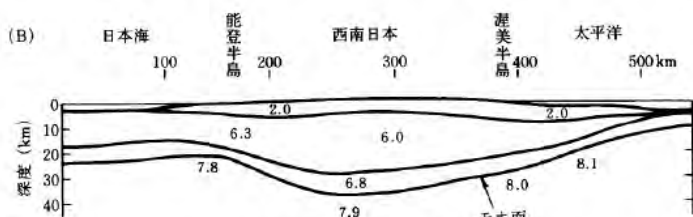
(b) 東北日本周辺(周藤・牛来(1997)※)



(c) 日向灘沖(宮町・後藤(1999))



(d) 秋田沖日本東縁部(西坂ら(1999))



(e) 西南日本周辺(周藤・牛来(1997)※)

P波速度構造に関する既往研究例(土木学会(2016)に加筆)

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

$V_p/V_s$ 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	$1.716 \pm 0.021$			渡辺・黒磯(1967)
東北			1.77	宇津(1969)
中国	1.70~1.71	1.73		Hashizume(1970)
東北	1.66	1.75	1.70~1.75 1.75~1.80	堀内ら(1977) マントルの値は火山フロントの東西
近畿北部	1.70			黒磯・渡辺(1977)
函館群発	(1.66)			高波ら(1980) 表層の値
中部東海	$1.68 \pm 0.02$	1.75~1.81	1.77	Ukawa and Fukao(1981) 真の $V_p, V_s$ から求めた値
四国	(1.58-1.65) 1.73	1.75	1.73	岡野・木村(1983) ( )内は表層の値
飛騨周辺	$1.67 \pm 0.01$			橋田・鶴川(1995)
長野県	$1.69 \pm 0.01$			
北関東	$1.71 \pm 0.01$			
甲府周辺	$1.69 \pm 0.01$			
富士箱根	$1.69 \sim 1.78$			
甲府周辺	$1.66 \sim 1.71$			
日光付近	$1.682 \pm 0.016$	1.686*	1.90	大東・伊藤(1995) *は真の $V_p, V_s$ から求めた値
長野県西部	$1.700 \pm 0.053$	1.686*		
兵庫県南部	$1.680 \pm 0.023$	1.76*	1.76*	

震源付近の媒質の剛性率の標準値(土木学会(2016)に加筆)

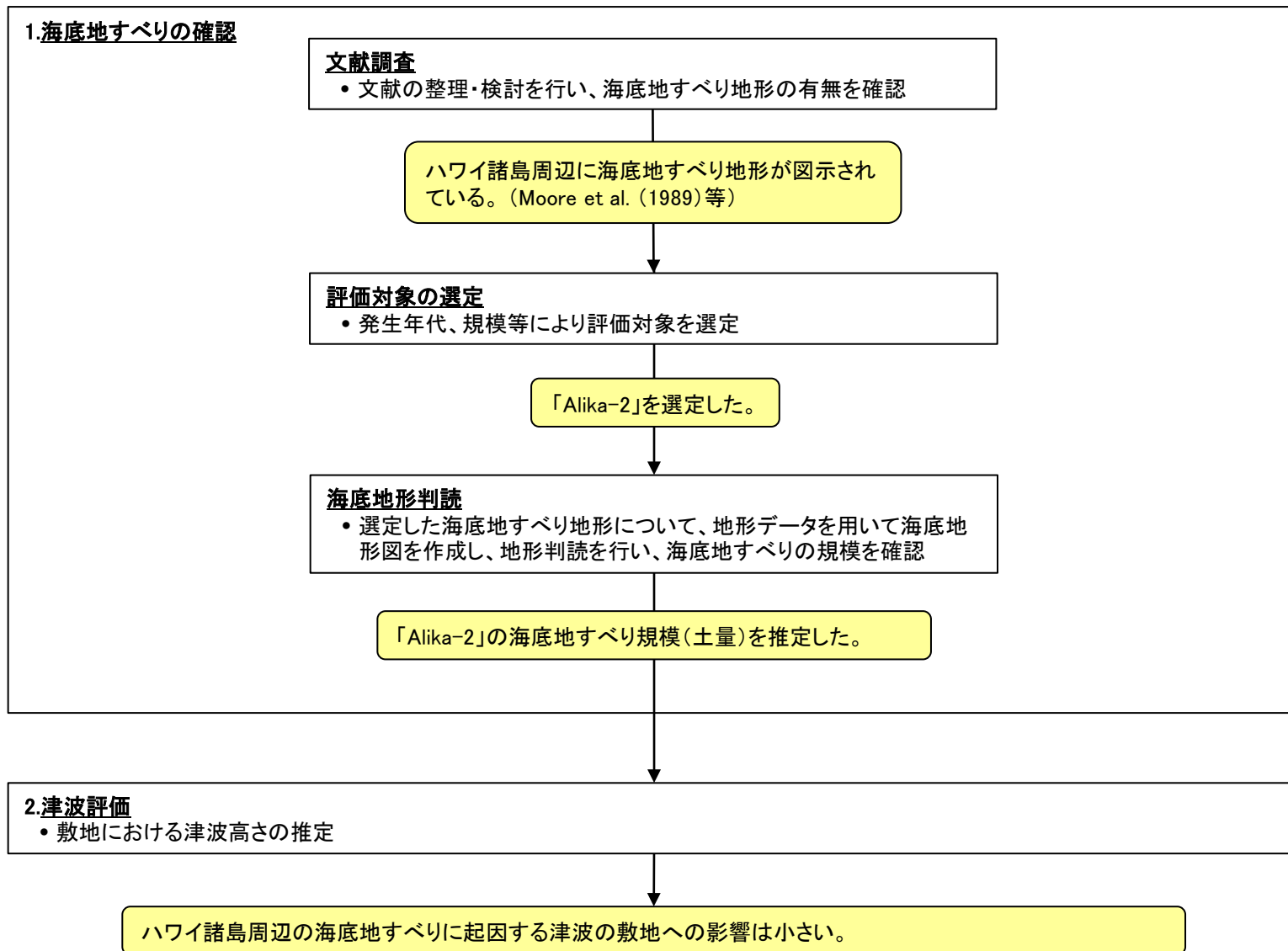
海域	根拠	剛性率
<ul style="list-style-type: none"> <li>・西南日本陸側プレート内</li> <li>・日本海東縁部</li> <li>・プレート境界浅部(断層面全体が深さ20km以浅に存在する場合)</li> </ul>	$V_p=6.0 \text{ km/s}$ $V_p/V_s=1.6 \sim 1.7$ $\rho=2.7 \sim 2.8 \text{ g/cm}^3$ とすれば, $\mu=3.36 \times 10^{10}$ $\sim 3.94 \times 10^{10} \text{ N/m}^2$ となる。この中間的値とする。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

## 4. 地震以外に起因する津波の評価

### 4.1 ハワイ付近の海底地すべり

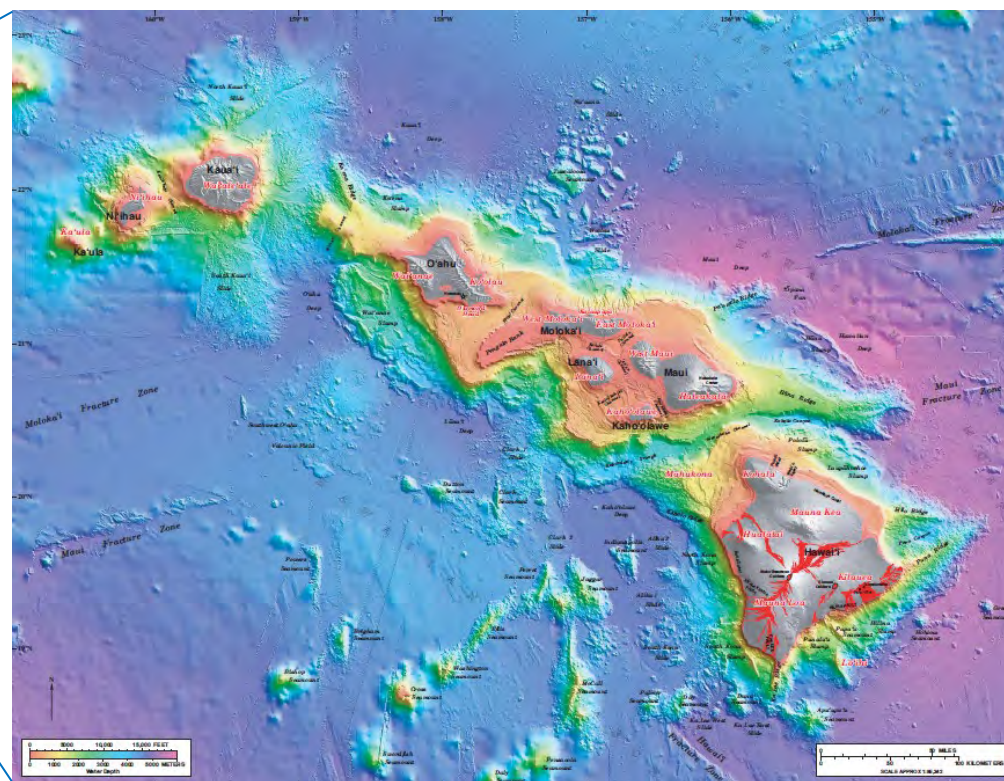
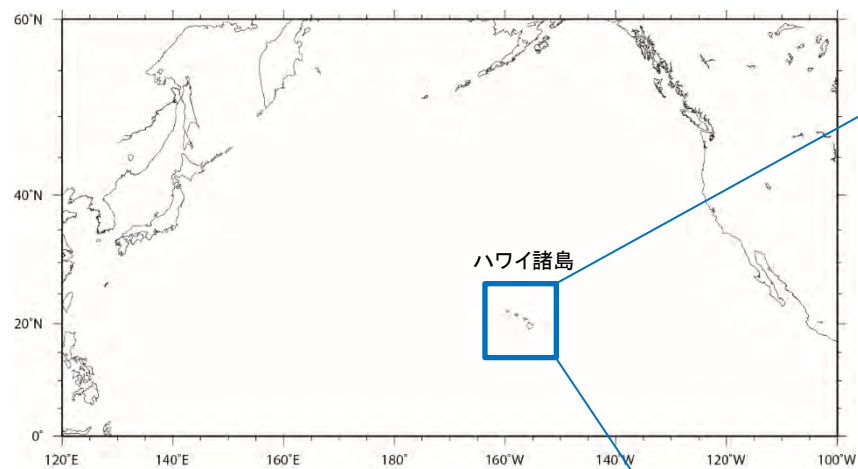
## 4.1 ハワイ付近の海底地すべり(概要)

- 以下のフローに従い、ハワイ付近の海底地すべりについて調査を実施し、津波高さの検討を行った。



## 4.1 ハワイ付近の海底地すべり(ハワイ諸島の概要)

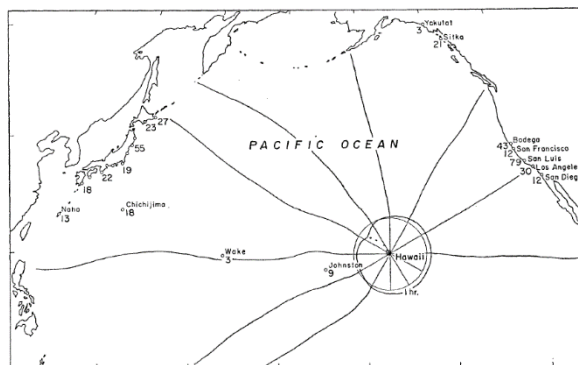
- ハワイ諸島は日本の南東約6,400kmの太平洋上に位置しており、ハワイ島、マウイ島、オアフ島、カウアイ島、モロカイ島、ラナイ島、ニイハウ島、カホオラウェ島の8つの島のほか多数の島と環礁からなる。
- ハワイをのせる太平洋プレートは北西方向へ年間10cm程度の速さで動いているので、ハワイ諸島は北西へ行くほど古い(佐竹(1997))。



Eakins et. al.(2003)

## 4.1 ハワイ付近の海底地すべり(文献調査:1975年Kalapana津波(既往津波))

- 1975年にハワイ島南岸の Kalapana 付近に強震が起り、日本沿岸各地で津波が観測された(羽鳥(1976))。
- 地震の規模は Nettles and Ekström (2004) の CMT 解によれば Mw7.7 である。
- 羽鳥(1976)によれば、日本沿岸における検潮記録の最大全振幅の最大値は、宮城県鮎川における55cmであった。茨城県日立における最大全振幅は24cmであったと示されている。
- Day et al. (2005)によれば、ハワイ沿岸で最大15m弱の津波が観測された。



ig. 7. Distribution of the maximum double amplitude (unit: cm) and wave rays which are emitted from the origin subdivided into equal angles of 30 degrees.

羽鳥(1976)による波向線  
 ※米国沿岸における水位は日本沿岸と大差なく、指向性による影響はみられない



Day et al.(2005)によるハワイ沿岸の痕跡地点及び遡上高

Location	Observed (m)
Honokahau (W)	2.1
Kailua (W)	3.4
Kahaluu (W)	1.8
Keauhou (W)	2.4
Napoopoo (W)	2.4
Honaunau (W)	1.8
Milolii (W)	<1.8
South Point (W)	6.7
Kaalualu (S)	4.0
Honuapo (S)	6.1
Punaluu (S)	6.1
Kaluae (S)	9.4
Halape (S)	7.0
Apua Point (S)	14.6
Kamoamo (S)	6.4
Kalapana (S)	2.6
Pohoiki (S)	2.4
Cape Kumukahi (S)	3.4
Hilo (E)	3.0

No.	Tide station	Initial wave			Maximum wave		Double ampl.	Occurred time, GMT
		A		B	cm	GMT		
		Arrival time, GMT	Rise	Period	Arrival time, GMT	Rise		
1	Hanasaki	Nov. 30 8:48	cm 6	min 8	Nov. 30 7:56	cm 10	cm 27	Nov. 30 13:32
2	Kushiro	?					cm 12	13:08
3	Hiroo	7:42	15	12			cm 23	10:06
4	Urakawa	9:00	-6	15	7:42	3	cm 12	12:11
5	Hakodate	?					cm 17	13:30
6	Same	8:56	2	10	7:55	2	cm 5	11:15
7	Miyako	8:50	-8	8	7:35	6	cm 14	9:48
8	Enoshima	8:46	-4	10				
9	Ayukawa	9:00	-6	8	7:44	4	cm 55	10:44
10	Onahama	8:10	4				cm 21	9:20
11	Hitachi	7:27	5	16			cm 24	10:14
12	Mera	8:28	5	16	7:22	4	cm 19	11:22
13	Miyake Is.	8:22	4	7			cm 24	10:15
14	Chichijima	6:53	6	18			cm 18	10:18
15	Minami-Izu	7:20	3				cm 20	11:46
16	Omaezaki	7:33	4	10			cm 14	13:50
17	Owase	9:14	8	22	7:40	2	cm 22	10:00
18	Kushimoto	10:00	7	12			cm 22	17:00
19	Muroto	8:50	3	8			cm 11	11:50
20	Tosa-Shimizu	8:00	8	22			cm 23	16:23
21	Aburatsu	?					cm 18	15:32
22	Naha	8:35	3	18			cm 13	16:43

A: Evident wave commences. B: Wave front is indefinite. Wave front is determined with the aid of the refraction diagram.

羽鳥(1976)による日本沿岸の検潮記録

## 4.1 ハワイ付近の海底地すべり(文献調査:1975年Kalapana津波(既往津波))

- Ma et al. (1999)は、①海底地すべり、②低角逆断層のいずれでもハワイ周辺の検潮記録を説明できるとし、これらの組合せにより津波が発生したであろうとしている。

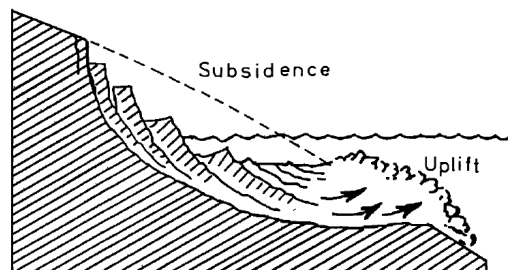
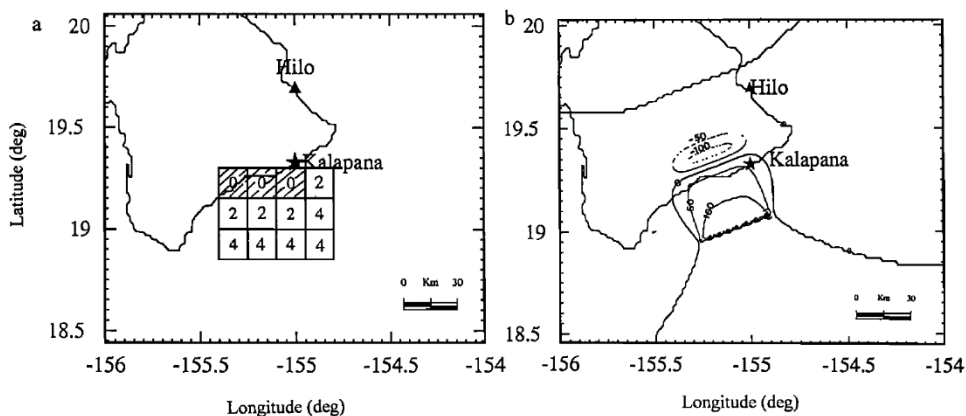


Figure 17. Schematic showing a rotational slumping that causes subsidence and uplift.



Ma et al. (1999)による1975年Kalapana津波のメカニズムの解釈(上)、地すべりの分布(左下)及び低角逆断層による初期波形(右下)いずれのモデルでも海面隆起量(=地すべりによる海底隆起量)= $2.5\text{km}^3$ としている。  
左下図のハッチ部は沈降域、白抜き部は隆起域である。数字は時間遅れ(分)を表す。

## 4.1 ハワイ付近の海底地すべり(文献調査及び評価対象の選定)

ハワイ付近の海底地すべりについて文献調査を実施した。

- Moore et al. (1989)によれば、ハワイ諸島で発生した海底地すべりの数と特徴が示されている。
- McMurtry et al. (2004) 等によれば、ハワイ諸島周辺の海底地すべりの発生年代が示されている。
- 横瀬 (2007, 2010)によれば、詳細なDEM データに基づきハワイ諸島の流山地域の微地形解析から、ハワイ諸島で想定されている17の巨大海底地すべり堆積物の中で、巨大津波を伴った可能性があるのは、オアフ島東部のNuuanu 地すべり、ハワイ島西部のAlika-2地すべりそして南部の東Ka Lae地すべりの3つに限定されるとの見解を示している。

以上から、後期更新世以降に生じた地すべりのうち、巨大津波を伴った可能性があり、面積が大きい「Alika-2」を評価対象として選定した。

TABLE 1. Hawaiian Submarine Slides

No.	Name	Location	Area, km <sup>2</sup>	Length, <sup>a</sup> km	Width, <sup>b</sup> km	Type <sup>c</sup>	年代 (Ma) <sup>*1</sup>
1	North Kauai	North Kauai	14,000	140	100	D (0.6-0.9)	5.0
2	South Kauai	South Kauai	6,800	100	50	D (0.6-1.2)	5.0
3	Kaena	NE Oahu	3,900	80	45	D	3.6
4	Waianae	SW Oahu	6,100	50	80	S (1.0)	2.9-3.1
5	Nuuanu	NE Oahu	23,000	235	35	D (0.8-1)	2.1-2.2
6	Waifau	North Molokai	13,000?	<195	40	D (0.7)	1.0±0.1
7	Hana	NE Maui	4,900	85	110	S	0.86
8	Clark	SW Lanai	6,100	150	30	D (0.5-1)	1.3±0.06
9	Pololu	North Hawaii	3,500	130	20	D	0.254-0.306
10	South Kona	West Mauna Loa	4,600	80	80	S	0.200-0.240
11	Alika-1	West Mauna Loa	2,300	88	15	D (0.9-1)	>0.112-0.127
12	Alika-2	West Mauna Loa	1,700	95	15	D (2-5)	>0.112-0.127
13	Ka Lae, west	South Hawaii	850	85	10	D	>0.032-0.060?
14	Ka Lae, east	South Hawaii	950	75	10	D (2)	>0.032-0.060?
15	Hilina	South Hawaii	5,200	40	100	S	>0.010-0.100
16	Papa'u	South Hawaii	200	20	6	SF	0.001~0.005 <sup>*2</sup>
17	Loihi	South Hawaii	500	15	10-30	L	0.001~0.115 <sup>*3</sup>
Total			97,600				

Located by number in Figure 2.

<sup>a</sup>Length of Waianae and South Kilauea landslides omits indistinct irregular topography beyond steep toe.

<sup>b</sup>Width at head of landslide.

<sup>c</sup>D, Debris avalanche; (number) is average number of hummocks appearing in GLORIA images per square kilometer; S, Slump; SF, sand rubble flow; L, three unclassified landslides.

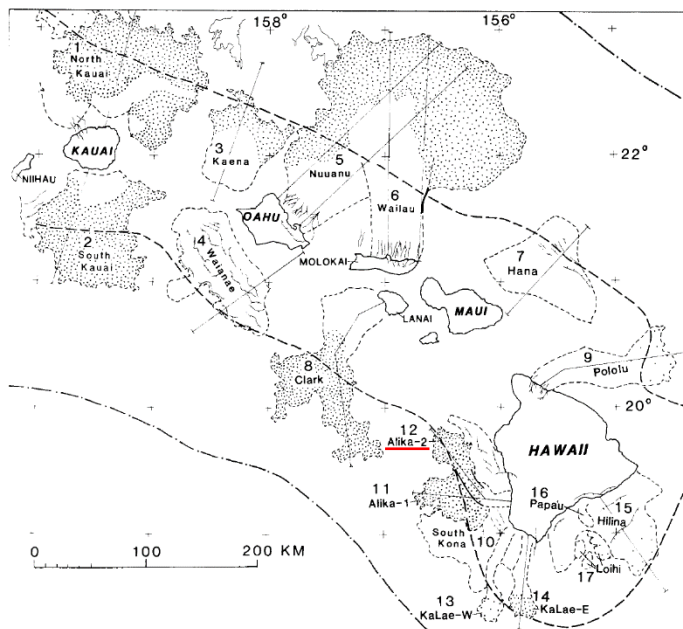


Fig. 2. Map of southeastern Hawaiian Ridge showing major slides bounded by dashed lines identified by number in text and Table 1; compare with Figure 1. Dotted area, hummocky ground (widely spaced where subdued); hachured lines, scarps; thin, downslope-directed lines, submarine canyons and their subaerial counterparts; heavy dashed line, axis of the Hawaiian Deep; dash-dotted line, crest of the Hawaiian Arch.

- : 後期更新世よりも前に生じた地すべり
- : 巨大津波を伴った可能性のある地すべり
- : 選定した地すべり

※1 McMurtry et al. (2004)

※2 Papa'u (No.16)の年代はMoore et al.(1989)の“several thousand years ago”との記述に基づく。

※3 Loihi(No.17)の年代はGuillou et al.(1997)がLoihi火山東斜面の試料から求めた5±4~102±13kaに基づく。

Moore et al. (1989)に加筆

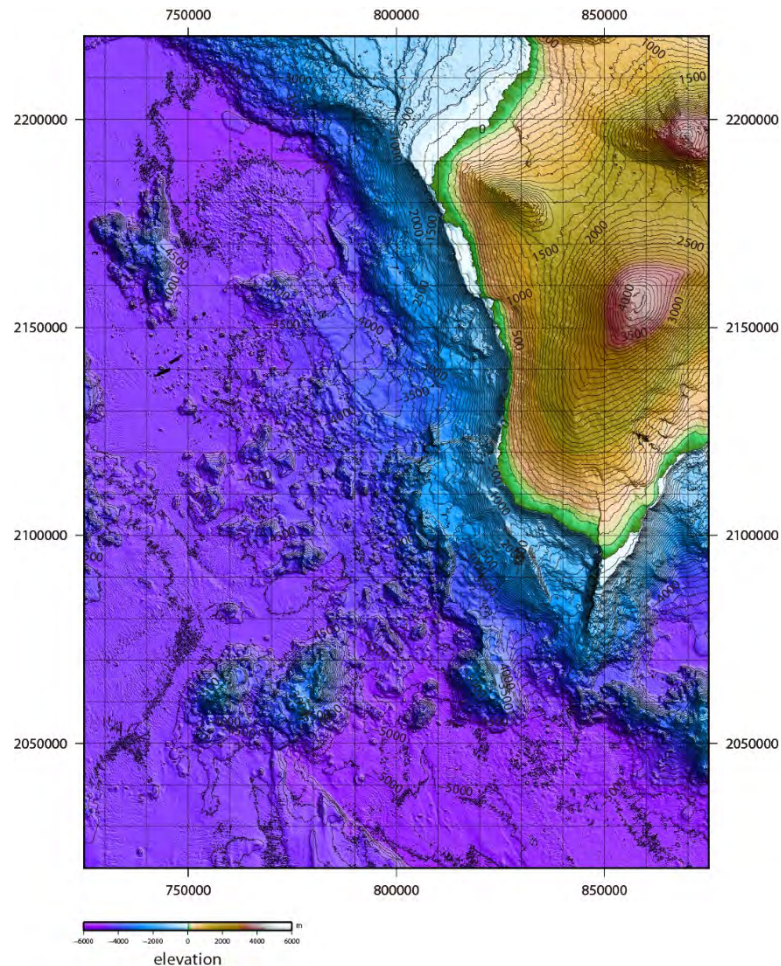
## 4.1 ハワイ付近の海底地すべり(海底地形判読)

- ハワイ島西部周辺(Alika-2地すべり周辺)について、ハワイ大学マノア校海洋地球科学技術学部(SOEST)による地形デジタルデータ(50mグリッド)を使用し、海底地形コンター図及び標高段彩陰影図を作成し、海底地形判読を行った。
- 海底地形判読にあたっては、以下の判読基準等に従って、海底地すべりの可能性のある地形を抽出した。

### ○海底地すべり地形の判断基準

地すべり地形としては滑落崖とその基部にある地すべり土塊(滑落土塊)が対をなす。陸上の地すべりに比べて、大規模、薄く広がる傾向がある。薄く広がるケースでは土塊は認定しにくいので滑落崖だけを認定する。

崩壊部 (滑落崖)	<ul style="list-style-type: none"> <li>・馬蹄形、半円形、コの字形の平面形で、斜面下方へ開く急斜面</li> <li>・急斜面は平面的に出入りがなくスムーズな形状で、傾斜も一定傾向。また、地すべり土塊を囲んで側方にも連続することがある。</li> <li>・下方に地すべり土塊が対をなして存在することが重要</li> </ul>
堆積部 (地すべり土塊)	<ul style="list-style-type: none"> <li>・滑落崖の基部にある扇状地状あるいは舌状の高まり。</li> <li>・細長い舌状の場合や台地状を呈することもある。</li> <li>・典型的な場合には、土塊の表面に不規則な凸凹、低崖、凹地があり、凸形縦断の斜面形を示す。</li> </ul>



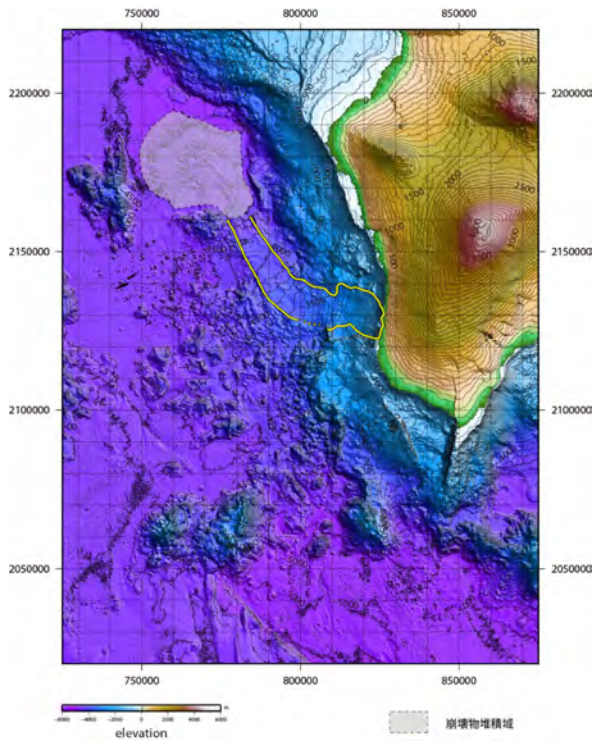
海底地形コンター図及び標高段彩陰影図

ハワイ大学マノア校海洋地球科学技術学部(SOEST)による海底地形デジタルデータを使用

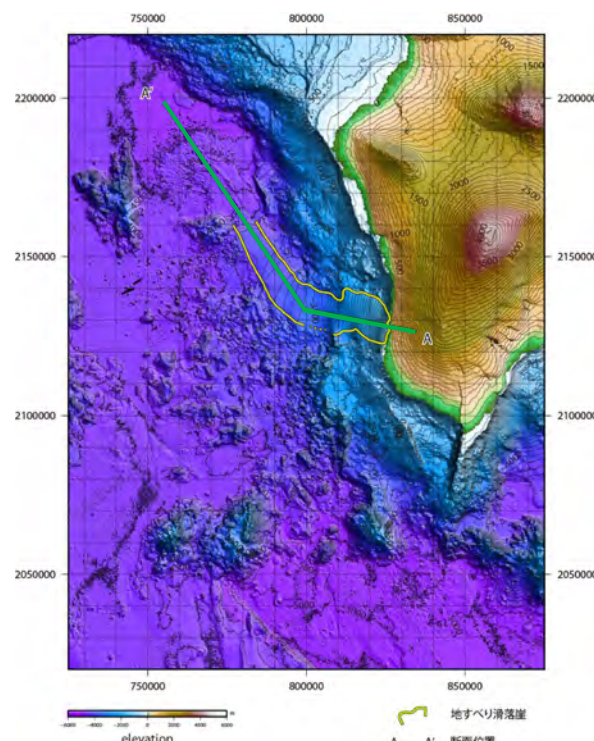


## 4.1 ハワイ付近の海底地すべり(海底地形判読)

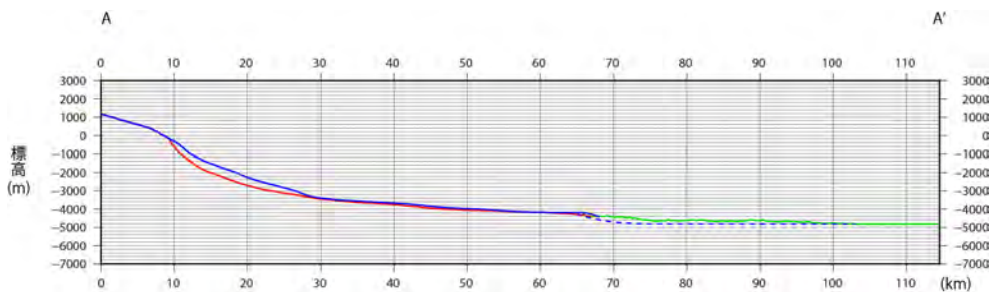
- 海底地形判読の結果、「Alike-2」付近に海底地すべりと判断される地形(滑落崖、崩壊物堆積域)が認められた(左図)。
- また、地すべり滑落崖周辺の現況地形から滑落崖を埋め戻し、地すべり崩壊前地形を復元した(右図)。
- 復元地形と現況地形との差から地すべり規模(土量)を算出した結果、地すべり規模(土量)は約105km<sup>3</sup>となった。



「Alike-2」の海底地すべり判読結果(現況地形)



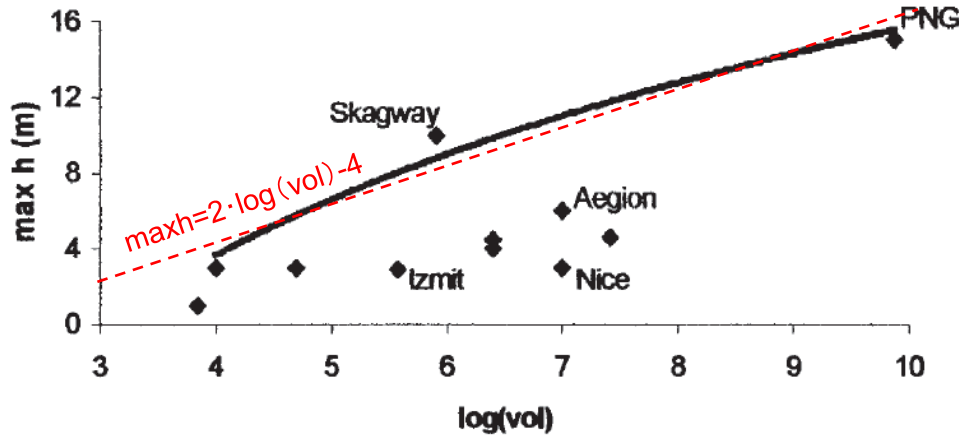
復元地形



- : すべり面地形(現況地形)
- : 崩壊物堆積域(現況地形)
- - : 復元地形

## 4.1 ハワイ付近の海底地すべり(評価結果)

- 「Alika-2」の海底地すべりによる津波の敷地への影響を確認することを目的に、地すべり規模から津波水位を推定することを検討した。
- Papadopoulos and Kortekaas (2003)は20世紀以降に発生した世界の地すべり津波のデータを分析し、地すべり塊の体積が沿岸における津波の最高水位と関係があるとしている。この関係では、地すべり体積の対数値に比例して津波水位が大きくなる。
- Ma et al.(1999)より、1975年Kalapana津波の地すべり体積を2.5km<sup>3</sup>とし、その地すべりによる日本沿岸における津波水位を検潮記録最大全振幅の最大値である55cm(宮城県鮎川)と仮定する。
- Papadopoulos and Kortekaas (2003)による地すべり体積と津波水位の関係が、日本沿岸でも成立すると仮定すれば、「Alika-2」のような地すべり(地すべり体積約105km<sup>3</sup>)がハワイで発生した場合、日本沿岸における水位は3.8m程度と推定される。



Papadopoulos and Kortekaas (2003)に加筆

地すべり体積(m<sup>3</sup>)と沿岸における津波の最高水位の関係

※赤線は包絡線を直線近似して加筆したもの。

※PNG(1998パプアニューギニア)及びIzmit(1999トルコ)は断層運動による津波への寄与が含まれる。

- 地すべり1の体積をV1、日本沿岸における津波水位をh1とする。地すべり2の体積をV2、日本沿岸における津波水位をh2とする。
- Papadopoulos and Kortekaas (2003)の関係により、  

$$h2 = a \cdot \log(V2) + b$$

$$h1 = a \cdot \log(V1) + b$$
 両式の差をとれば、  

$$h2 - h1 = a (\log(V2) - \log(V1))$$
 よって、  

$$h2 = h1 + a \cdot \log(V2/V1)$$
 となる。
- いま、添え字1を1975年Kalapana津波、添え字2を想定津波に対応させると、求めたい水位h2は以下ようになる。

1975年の日本沿岸における津波水位 h1	0.55m
Papadopoulos and Kortekaas (2003)に基づく比例定数 a	2
1975年の地すべり体積 V1	2.5km <sup>3</sup>
想定津波の地すべり体積 V2	105 km <sup>3</sup>
想定津波の日本沿岸における津波水位 h2	3.8m

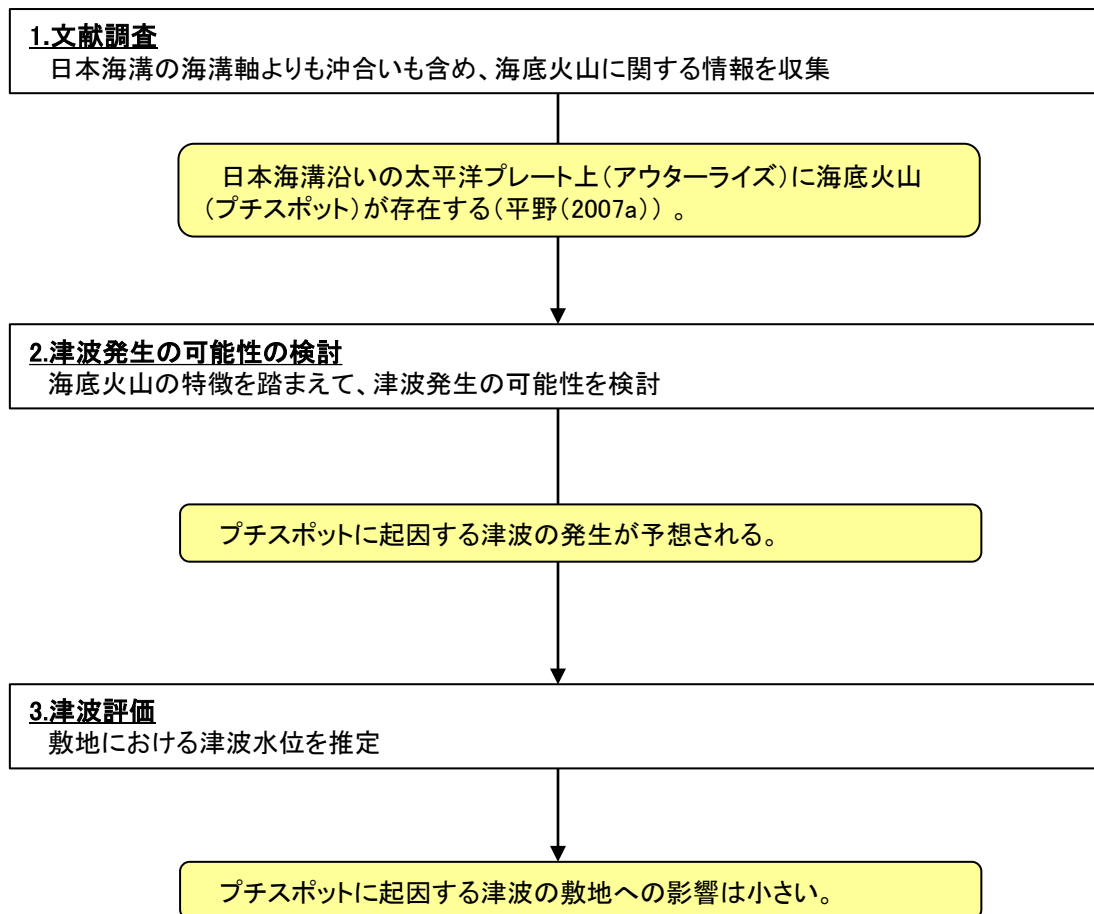
- 以上から、ハワイ諸島周辺の海底地すべりに起因する津波の敷地への影響は小さい。

## 4. 地震以外に起因する津波の評価

### 4.2 海底火山(プチスポット)

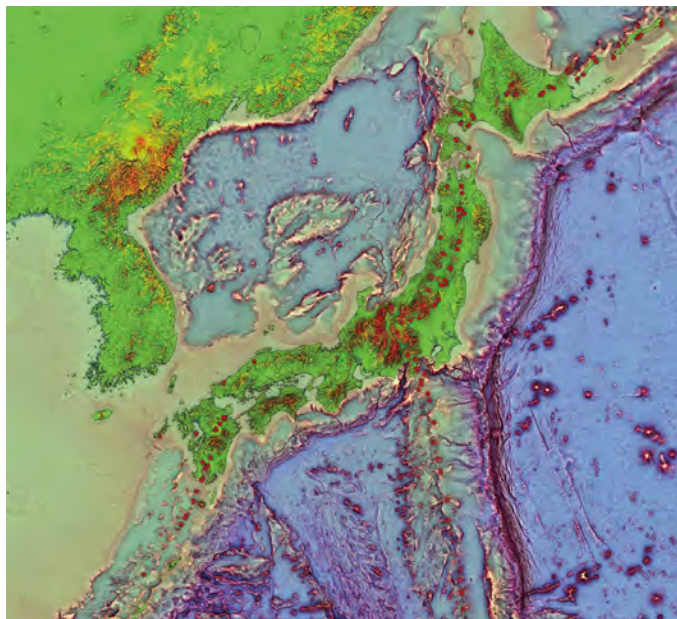
## 4.2 海底火山(プチスポット) (概要)

- 以下に示すフローに従い、敷地へ影響を及ぼす可能性のある海底火山について調査を実施し、津波による敷地への影響の検討を行った。



## 4.2 海底火山(プチスポット) (文献調査)

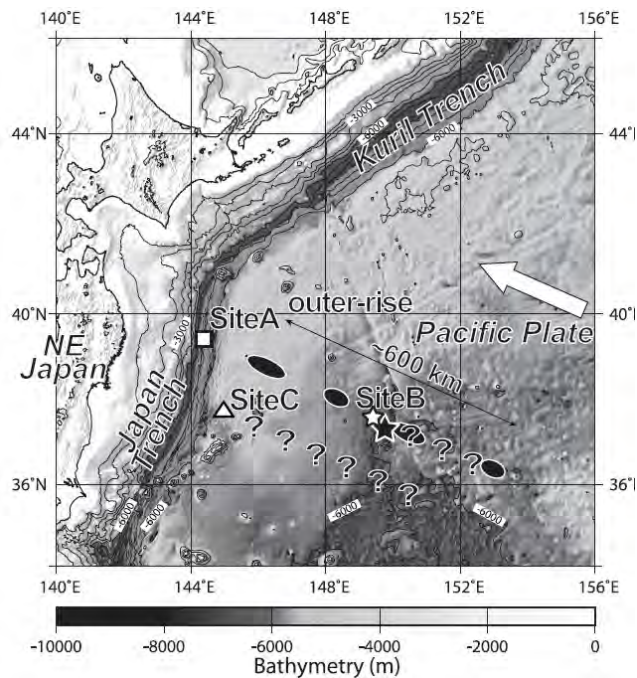
- 日本海溝の海溝軸よりも沖合いも含め、海底火山について、文献調査を実施した。
- 海底火山に関する文献調査を行った結果、敷地周辺において、火山現象による歴史津波の記録はない。
- 阿部・平野(2007)は、三陸沖で沈み込む太平洋プレート(海洋プレート)上でこれまで分かっている火山活動とは異なる、新しいタイプの火山(プチスポット)の存在を示している。



日本付近の活火山の分布

●: 活火山

(気象庁編(2013))



プチスポットの位置

(平野他(2010))

- , ☆, △: プチスポットが発見された場所
- : Site Aのプチスポットが活動したとみられる範囲
- ★: Site Bのプチスポットが活動したとみられる範囲
- ? : Site B, Cのプチスポットが活動した範囲が不明
- ◀: 太平洋プレートの運動方向

## 4.2 海底火山(プチスポット) (特徴及び津波発生の可能性の検討)

- 平野(2007a,2007b,2011)、平野他(2010)、藤原(2007)、町田他(2007)等を基に、プチスポットの特徴をまとめた。
- 津波発生要因となる火山現象のうち、過去に海中噴火が発生していることから、海中噴火に伴う津波発生の可能性がある。
- よって、海中噴火に伴う津波の敷地への影響を確認する。

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

## 4.2 海底火山(プチスポット) (特徴)

- 平野(2007a,2007b)等によれば、プチスポット火山の規模について以下の見解を示している。
  - ✓ プチスポット火山は、水深約6,000m、海底面からの高さは数100m、直径は1~2kmという小さな火山である。
  - ✓ 北西部太平洋プレート上でみられる白亜紀中期の海山群(100-120 Ma)、後期白亜紀の饅頭型小海丘(70-80 Ma)に比べ、プチスポット火山は桁外れに規模が小さく、 $1\text{km}^3$ 程度以下である。
  - ✓ 各火山活動は単成火山として活動を終息させている。

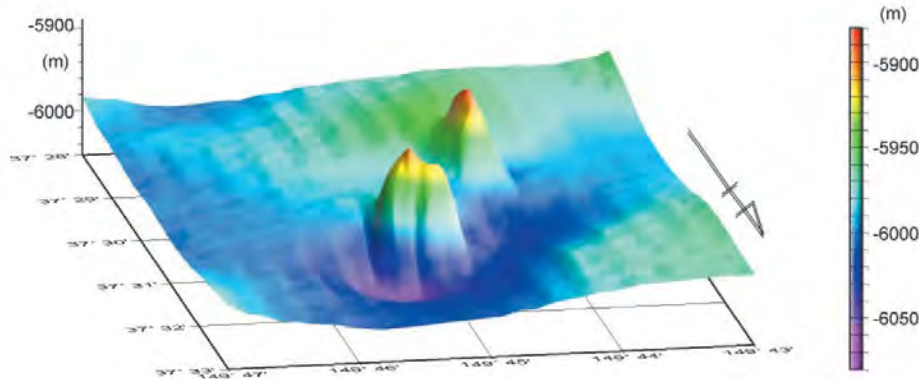
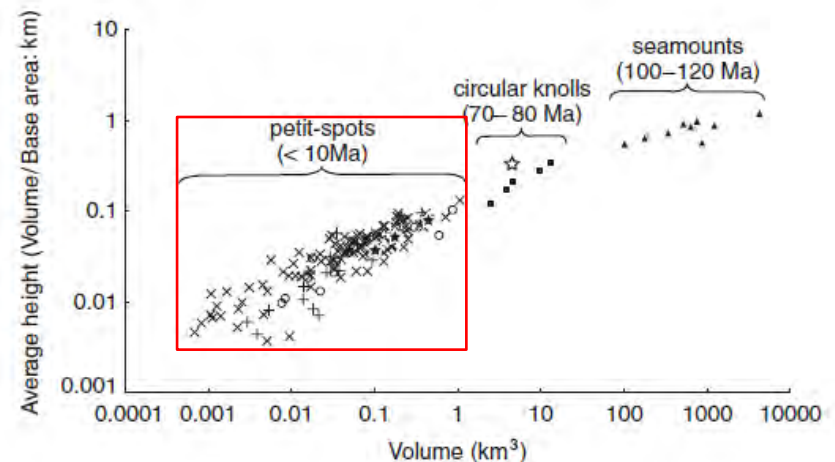


図4 北北東から眺めた2つのプチスポット火山の鳥瞰図。山体の規模は、いずれも長径1 km、比高100~200 m程度である。調査船による音波を用いた海底地形探査でやっと初めてその存在が明らかとなる大きさである。緯度経度を示すグリッドは1分がおおよそ1.85 kmに相当。図2の横幅が約1100 kmであるのに対し、この図の横幅はたった7.4 kmに過ぎないことに注意。

プチスポット火山の俯瞰図

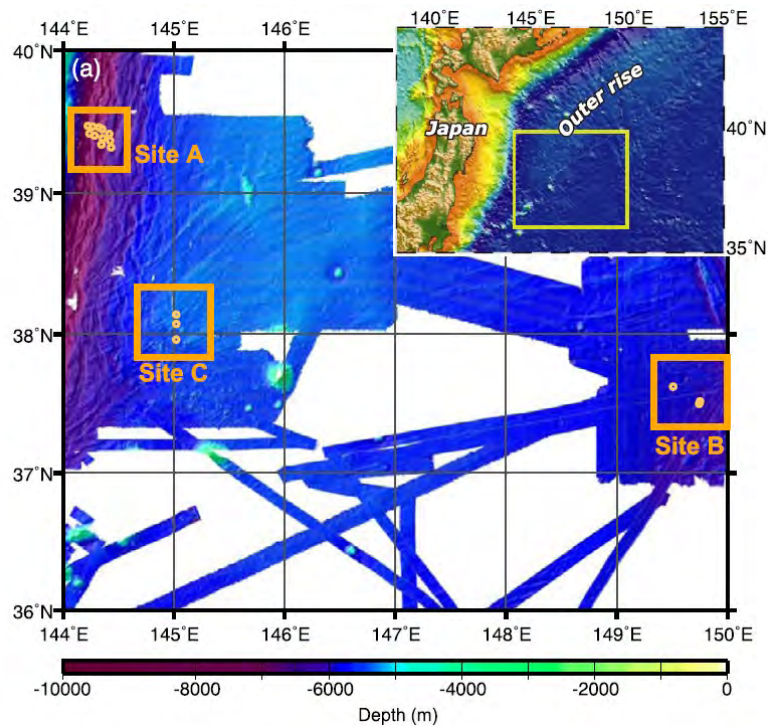
(平野(2007b))



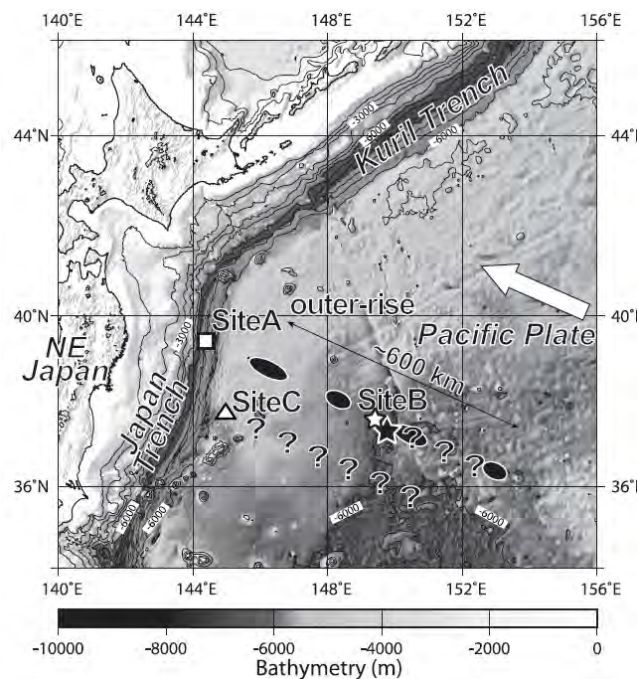
北西部太平洋プレート上でみられる火山の噴出物の体積(マグマ噴出量)と高さ  
(Hirano et al.(2008)に加筆)

## 4.2 海底火山(プチスポット) (特徴)

- Machida et al.(2015)によれば、Ar-Ar年代分析により推定したプチスポット火山の生成年代は以下のとおりである。
  - ✓ SiteA :  $1.76 \pm 0.58, 4.23 \pm 0.19, 5.95 \pm 0.31, 6.51 \pm 0.17, 8.53 \pm 0.18$ Ma
  - ✓ SiteB : 0.05-1 Ma
  - ✓ SiteC :  $3.77 \pm 0.15, <9.2$  Ma
- 平野他(2007)によれば、プチスポット火山は5万年前～850万年前の期間に複数の単成火山が別々に噴火したとしている。
- 平野他(2010)によれば、Site Aの単成火山群はプレートの運動方向に沿った600kmを超える長い範囲に並んで、独立した火山それぞれが各場所で、各時代に活動していることが分かるとしている。



プチスポット火山が確認された場所  
(Machida et al. (2015))



プチスポットの位置  
(平野他(2010))



## 4.2 海底火山(プチスポット) (津波評価)

- 海中噴火に伴う津波の敷地への影響を確認する目的で、平野(2007a)等)に示されているプチスポットの特徴を踏まえ、津波水位を推定した。
- 津波水位の推定は、Levin and Nosov (2009) の海底火山からの噴出物により発生する水位の推定方法を用いた。

### ■ Levin and Nosov (2009) の津波水位の推定方法

$$\xi_0 = \frac{V_0}{\pi \tau^2 g H}$$

ここで、

$\xi_0$  : 津波水位

$H$  : プチスポット位置の水深

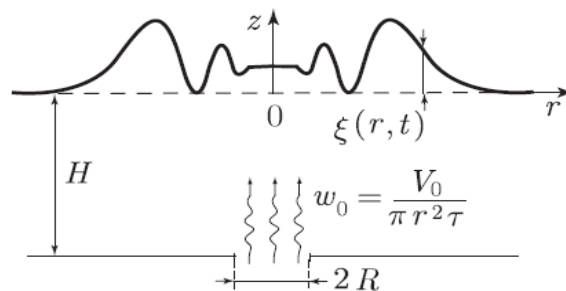
$\tau$  : 噴火の継続時間

$V_0$  : 噴出物の体積(マグマ噴出量)

$g$  : 重力加速度

$$r = \tau \cdot (g \cdot H)^{0.5}$$

ここで、 $r$ : 波源の半径



(Levin and Nosov (2009))

## 4.2 海底火山(プチスポット) (評価結果)

- Okumura and Hirano (2013)等を参考に、以下のパラメータを設定した。
- プチスポットの噴火の継続時間については、陸上火山のデータを参考に設定した。
- 津波水位の推定の結果、敷地前面における推定水位は $6.50 \times 10^{-7}m$ となった。

入力データ	入力値	備考
噴出物の体積(マグマ噴出量): $V_0(m^3)$	$1 \times 10^9$	Okumura and Hirano (2013)を参考に設定
プチスポット位置の水深: $H(m)$	5,000	
噴火の継続時間: $\tau(sec)$	$1 \times 10^5$	Kozono et al.(2013)を参考に設定
重力加速度: $g(m/s^2)$	9.8	



出力項目	推定値	備考
津波の初期水位: $\xi_0(m)$	$6.50 \times 10^{-7}$	<ul style="list-style-type: none"> <li>Levin and Nosov (2009) の津波水位の推定方法より算出</li> <li>敷地は波源域内※に含まれるため、敷地前面における水位は<math>\xi_0</math>にほぼ等しいと考えられる。</li> <li>※プチスポットから敷地までの距離: 200~400km</li> </ul>
波源の半径: $r(m)$	$2.21 \times 10^7$	

### ■ 噴火の継続時間の設定

プチスポットの特徴として枕状溶岩であることから、溶岩ドーム噴火(lava dome)のデータを参考にする。右図より、lava domeのうち、最も短い噴火の継続時間を設定する。



噴火の継続時間を $1 \times 10^5 sec$ とした。

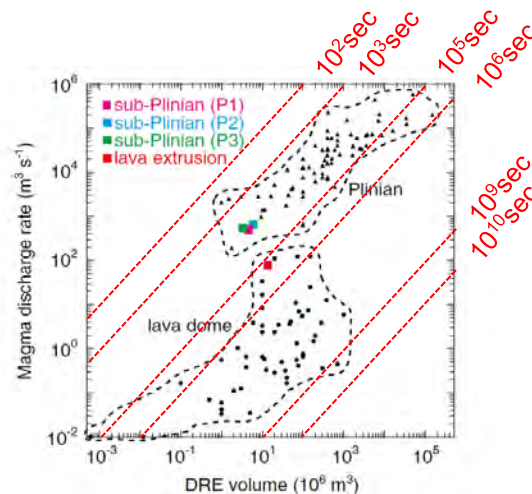


Fig. 9 Diagram showing magma discharge rate versus DRE volume for the major sub-Plinian (pink, blue, and green squares) and lava extrusion (red square) phases of the 2011 Shinmoe-dake eruptions, as estimated from geodetic and satellite observations. These data are compared with compiled data for global examples of 78 Plinian (triangles) and 55 lava dome (circles) eruptions

世界のプリニー式噴火及び溶岩ドーム噴火におけるマグマ噴出量(Dense Rock Equivalent)とマグマ噴出速度の関係、色つきは2011年新燃岳噴火におけるデータ

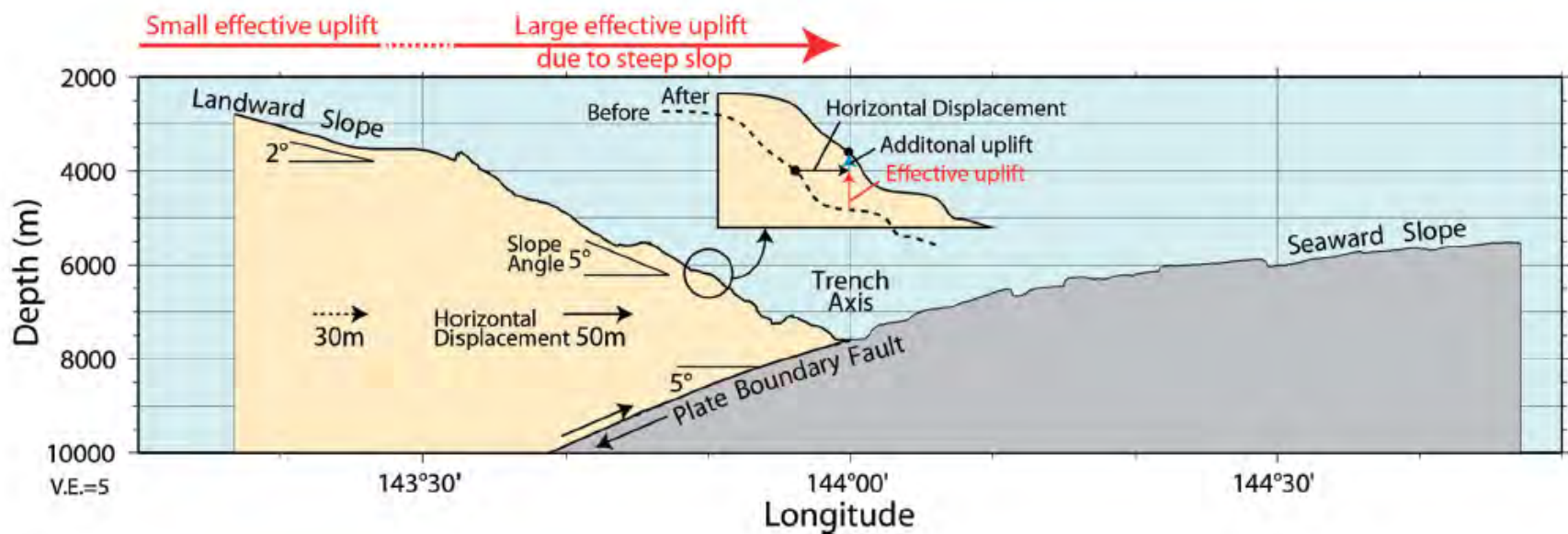
(Kozono et al.(2013)に加筆)

- 以上から、海底火山(プチスポット)に起因する津波の敷地への影響は小さい。

## 5. 分岐断層について

文献調査(2011年東北地方太平洋沖地震における海溝軸付近の海底変動とまとめ)

- 小平他(2012)は、2011年東北地方太平洋沖地震に伴う津波については、巨大津波生成に大きく寄与したのは海溝軸付近で50mを超えた変位によるものとしている。
- なお、同地震に伴う津波の再現においては、仮に分岐断層の寄与があったとしてもプレート間のすべりに反映されている。



2011年東北地方太平洋沖地震に伴う海底変動の模式図  
(小平他(2012))

## 6. 津波の伝播特性

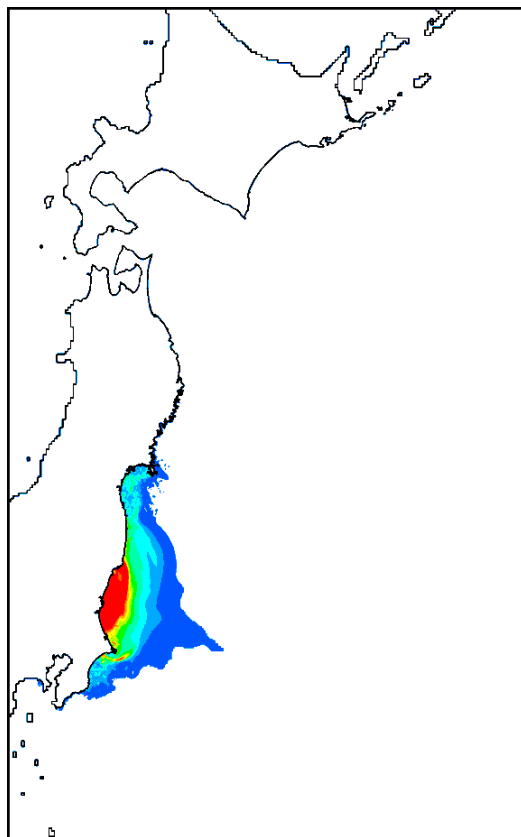
## 検討概要

- 敷地近辺を津波波源と仮定した場合の数値シミュレーションにより、大局的な伝播特性の把握を行った。
- 原子力科学研究所の沖合約20kmの半径2kmの範囲に一律10mの初期水位を与え、津波計算を実施した。

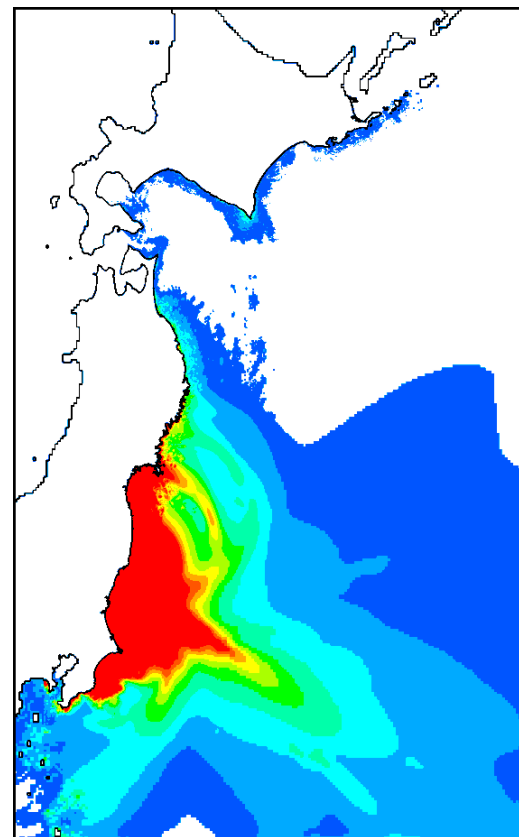
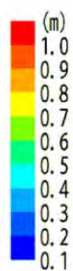


## 最大水位上昇量分布に関する検討

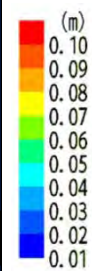
- 伝播特性の把握の補助として、水位上昇量の凡例の最大値については、1.0m、0.1mの2種類とした。



最大水位上昇量分布  
(水位最大1.0 m)

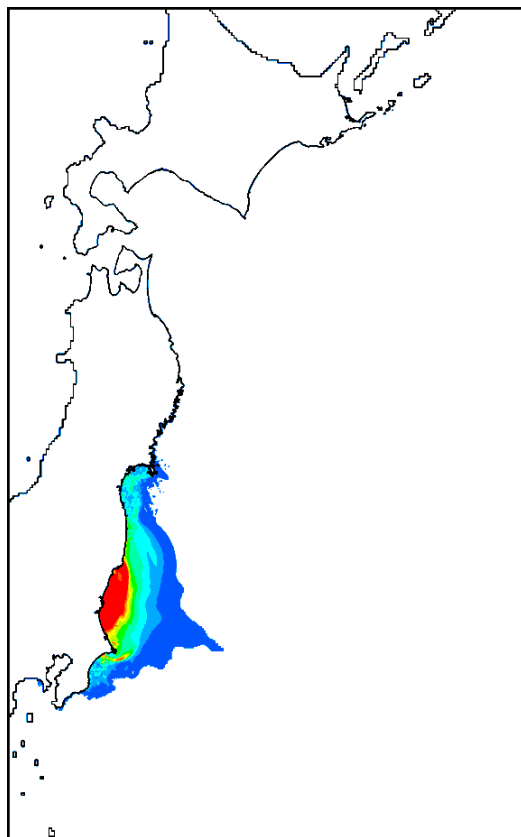


最大水位上昇量分布  
(水位最大0.1 m)

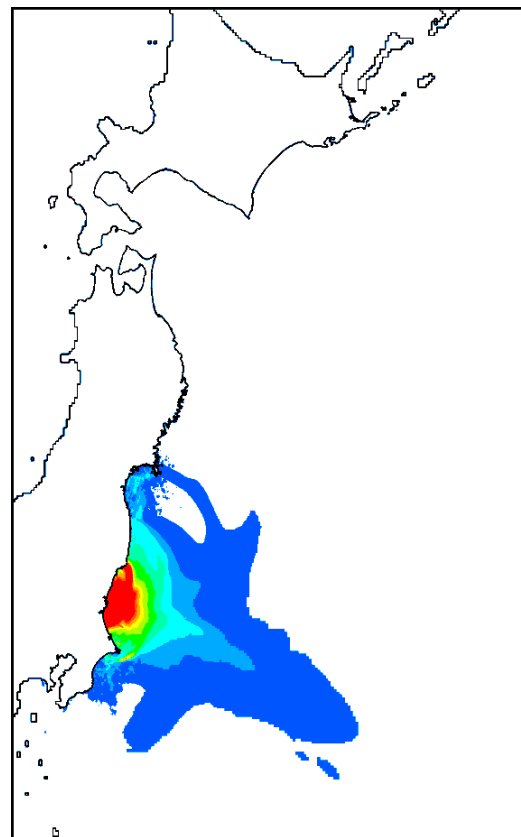


## 最大水位上昇量分布に関する検討

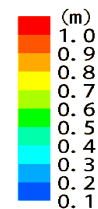
- 水深による津波振幅への影響を軽減するため、「グリーンの法則」を用いて最大水位上昇量の補正を行った。
- 具体的には、波源中心位置の水深を $h_0$ (100 m)、沖合地点の水深を $h$ としたとき、その地点における最大水位上昇量を $(h_0/h)^{1/4}$ で除することで補正を行った。



水位補正前



水位補正後

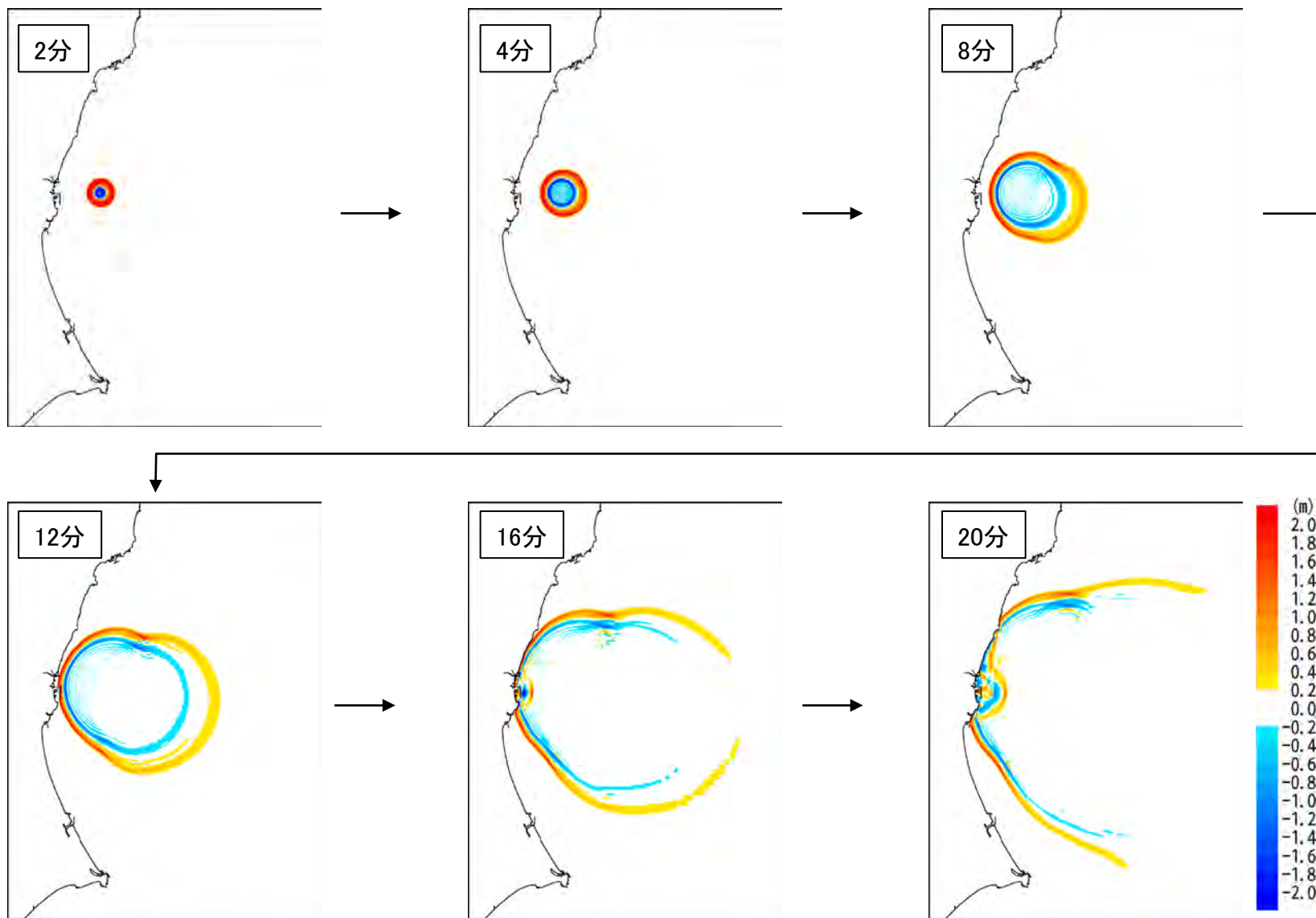


最大水位上昇量分布  
(水位最大1.0 m)



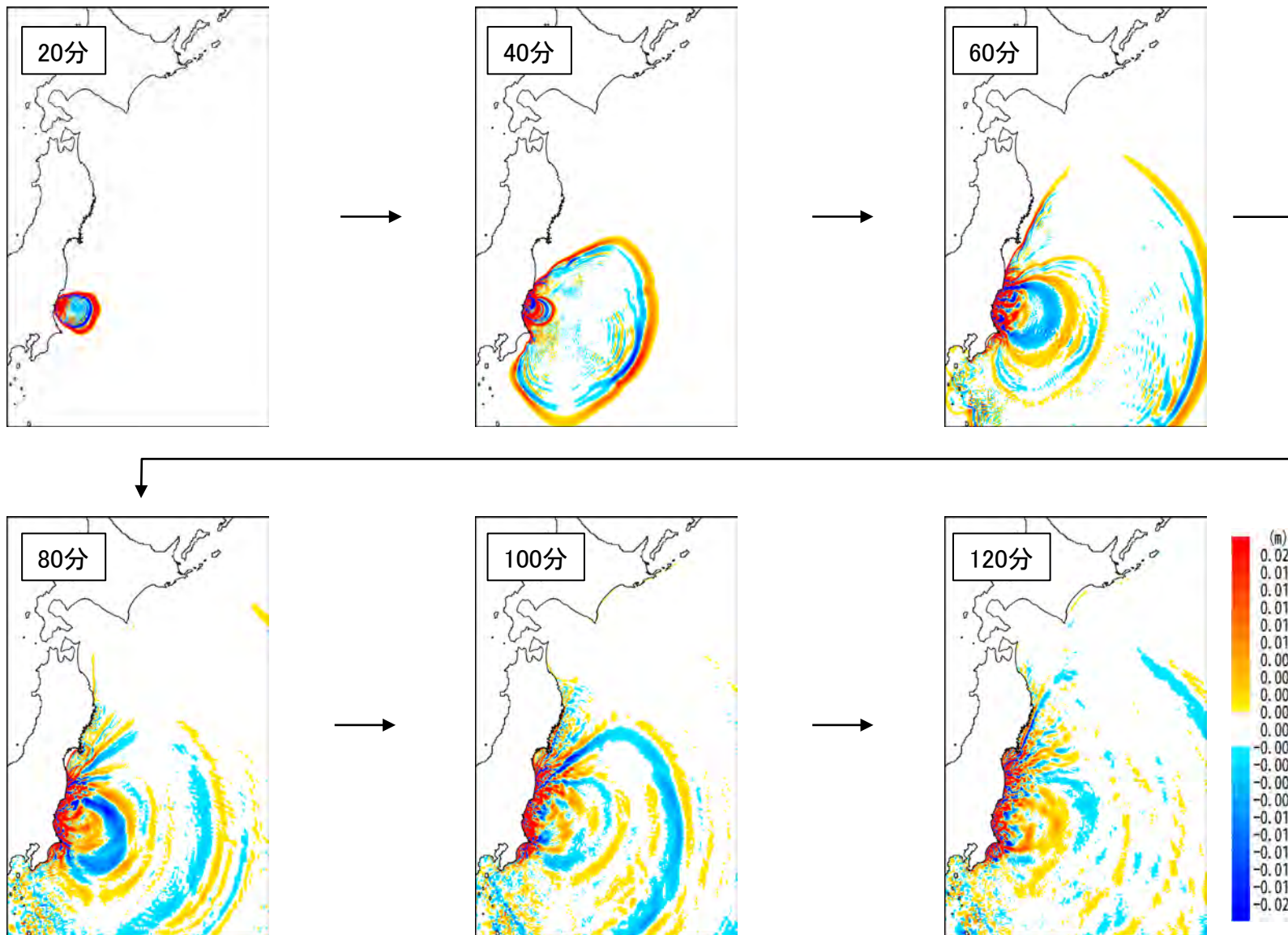
## 津波の伝播状況：敷地近傍(2～20分後)

- 波源域から敷地前面海域に向かって、同心円状に津波が伝播する過程が確認された。



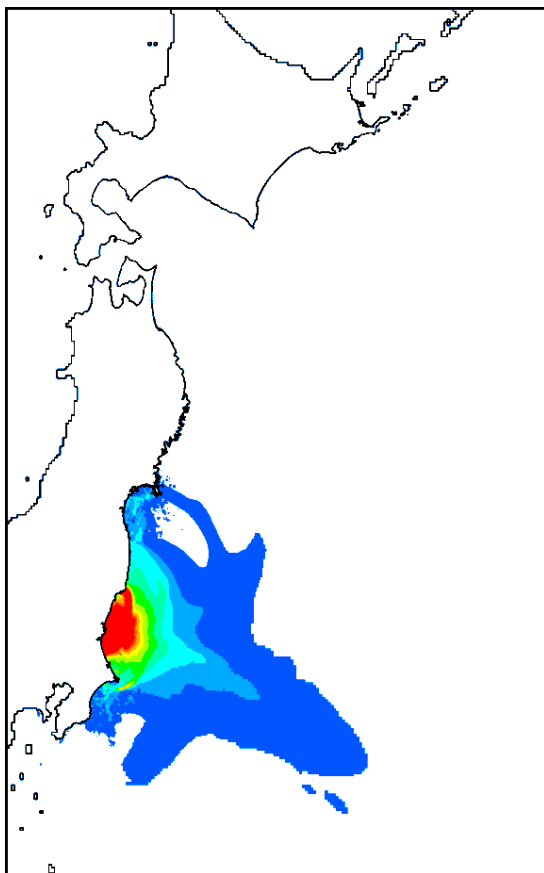
# 津波の伝播状況：広域（20～120分後）

- 沖合に向かって、同心円状に津波が伝播する過程が確認された。

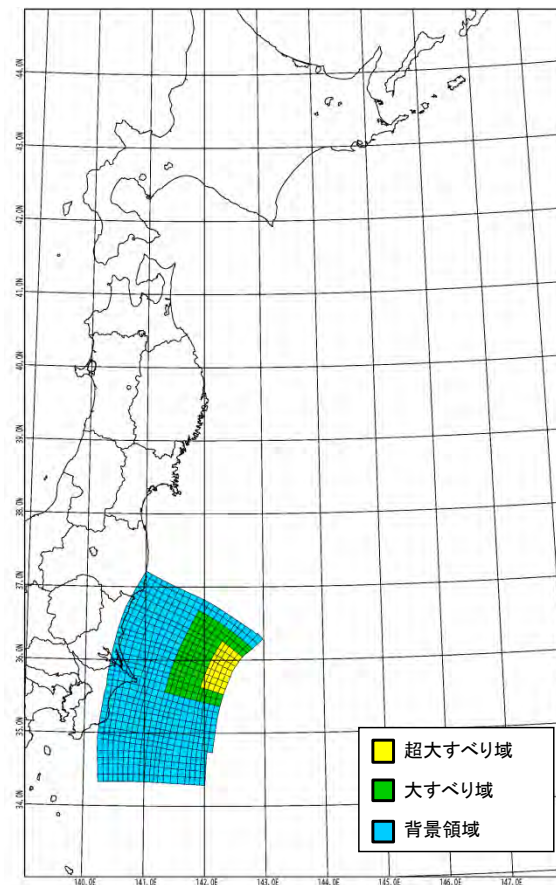
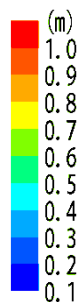


## 津波伝播特性検討結果(まとめ)

- 敷地近辺を津波波源と仮定した場合の数値シミュレーションの結果、東南東方向の伝播が大きく、敷地大きな影響を及ぼす津波波源(茨城県沖から房総沖に想定する津波波源)の大すべり域の方角と一致することを確認した。



最大水位上昇量分布  
(水位補正後)



茨城県沖から房総沖に想定する津波波源

## 7. 日本海溝沿いの地震活動の長期評価(平成31年2月26日公表)の影響の確認について

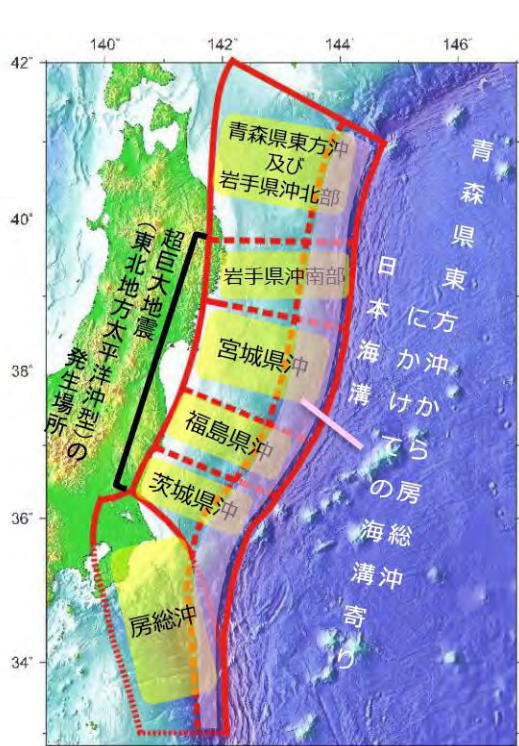
# 地震調査研究推進本部(2019)の検討について

■ 地震調査研究推進本部(以下、地震本部という。)では、日本海溝沿いで発生する地震を対象に長期評価を行っており、2011年に「三陸沖から房総沖にかけての地震活動の長期評価(第二版)」を公表しているが、2011年の長期評価以降の新しい知見の取り込み等を行い、2019年に「日本海溝沿いの地震活動の長期評価」を公表した。

■ 下記が改訂のポイントとして挙げられている。

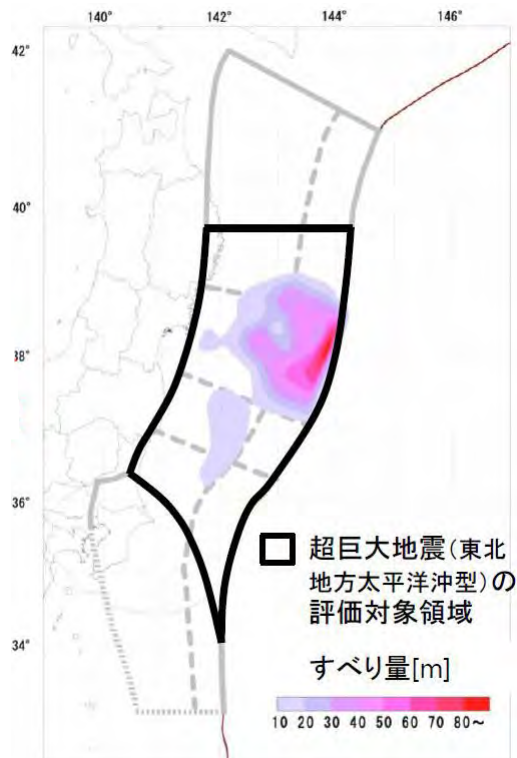
- ① 評価対象領域・地震を再編
- ② 津波堆積物から超巨大地震(東北地方太平洋沖型)を再評価
- ③ 東北地方太平洋沖地震を受けて、将来発生する地震を再評価

■ これらの改訂ポイントについて、敷地における津波評価への影響を確認した。



地震本部(2019)

① 評価対象領域・地震



地震本部(2019)

② 超巨大地震の評価対象領域

評価対象地震	場所	規模	本評価*	(参考) 第二版*
超巨大地震(東北地方太平洋沖型)	岩手県沖南部～茨城県沖	M9.0程度	I	I
プレート間巨大地震	青森県東方沖及び岩手県沖北部	M7.9程度	III	III
	宮城県沖	M7.9程度	II(注1)	I
ひとまわり小さいプレート間地震	青森県東方沖及び岩手県沖北部	M7.0～7.5程度	III	III
	岩手県沖南部	M7.0～7.5程度	III	—
	宮城県沖	M7.0～7.5程度	III(注1)	—
	宮城県沖の陸寄り(宮城県沖地震)	M7.4前後	III	X
海溝寄りのプレート間地震(津波地震等)	福島県沖	M7.0～7.5程度	III	II
	茨城県沖	M7.0～7.5程度	III(注1)	III
沈み込んだプレート内の地震	青森県東方沖及び岩手県沖北部～茨城県沖	M7.0～7.5程度	III(注1)	—
海溝軸外側の地震	日本海溝の海溝軸外側	M8.2前後	II(注1)	II

注1) 本評価で評価対象領域・地震を再編したため、場所と規模の範囲が異なり、厳密には第二版と対応しない  
注2) Mtは津波マグニチュード

# 30年以内の地震発生確率 2019年1月1日時点  
 IIIランク: 26%以上    IIランク: 3～26%未満    Iランク: 3%未満    Xランク: 不明

地震本部(2019)

③ 将来発生する地震の場所・規模・確率

# ①「評価対象領域・地震を再編」による影響について

## ■ 地震本部(2019)の検討

評価対象領域は、「地形(幾何形状)の変化、力学条件の変化、既往の巨大地震の震源域、現在の地震活動等」から定義されている。

福島県沖と茨城県沖の領域の境界(茨城県沖の北限境界)位置は改訂前(第二版)から変更していない。

茨城県沖と房総沖の領域の境界は、「太平洋プレートが接するプレートの違いによって、太平洋プレート上面で起きる地震の発震機構は異なる」ことから、Uchida et al.(2009)のフィリピン海プレートの北東端を基に見直されている。

房総沖の南限の境界については十分な知見が存在しないため、便宜的に境界線を設定している。

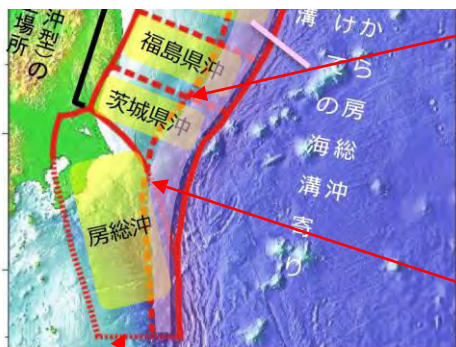
## ■ 敷地における津波評価(「茨城県沖に想定する津波波源」及び「茨城県沖から房総沖に想定する津波波源」の領域設定について)

茨城県沖に想定する津波波源の南限の設定にあたり、フィリピン海プレート北東限を境に地震のすべり方向が異なることを示したUchida et al.(2009)等の知見を考慮している。

また、「茨城県沖から房総沖に想定される津波波源」は、茨城県沖に想定する津波波源に保守性を考慮して津波波源の南限を房総沖まで拡張した津波波源である。

## ■ 確認結果

「茨城県沖に想定する津波波源」の設定は妥当であると判断した。また、「茨城県沖から房総沖に想定する津波波源」の設定を見直す必要はないと判断した。



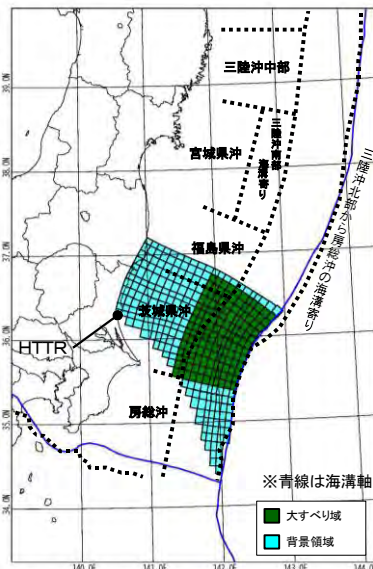
境界位置は変更なし  
(第二版と同じ位置)

(事業者、地震本部(2019))  
沈み込んだフィリピン海  
プレートの北東端

地震本部(2019)に加筆

(地震本部(2019))  
便宜的に境界線を設定

評価対象領域・地震



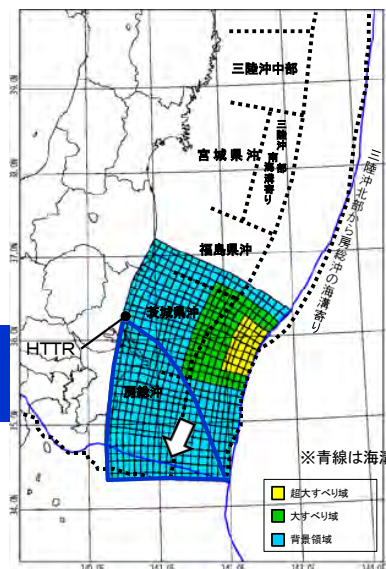
■ 大すべり域  
■ 背景領域  
※青線は海溝軸

茨城県沖に想定する津波波源



保守的設定1. 津波波源の  
南限を房総  
沖まで拡張※

※北米プレートとフィリピン  
海プレートの境界を越え  
て矩形となるように設定



※青線は海溝軸

茨城県沖から房総沖に想定する津波波源

## ②「津波堆積物から超巨大地震を再評価」による影響について

### ■ 地震本部(2019)の検討

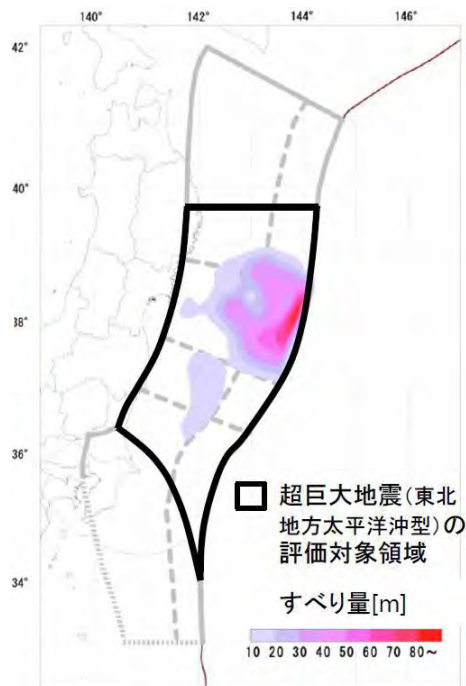
超巨大地震(東北地方太平洋沖型)については、「東北地方太平洋沖地震の知見から、震源域は宮城県沖を必ず含み、隣接するいずれかの領域(岩手県沖南部または福島県沖)の少なくとも一方にまたがり、場合によっては茨城県沖まで破壊が及ぶ超巨大地震であると評価」、地震の規模については、津波堆積物調査結果を踏まえ、「最も信頼性の高い東北地方太平洋沖地震を代表値として、M9.0程度」としている。

### ■ 敷地における津波評価

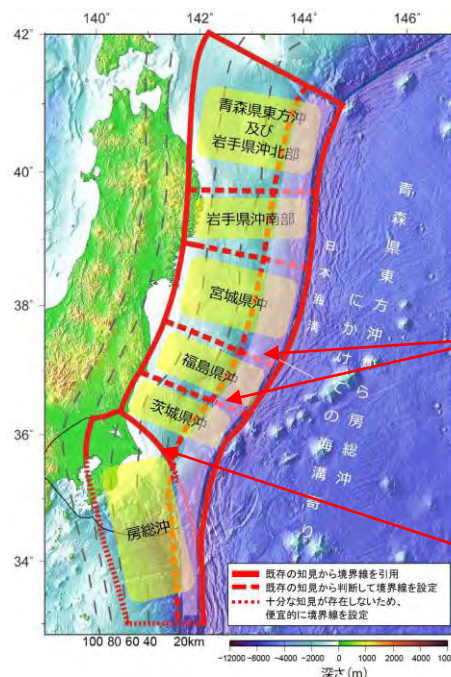
茨城県沖を含む2011年東北地方太平洋沖地震の再現モデルに基づく評価を実施している。さらに、福島県沖と茨城県沖の境界について、「破壊のバリア」となる構造的境界についての詳細な分析を踏まえた想定津波の設定を行っている。

### ■ 確認結果

津波評価において、超巨大地震(東北地方太平洋沖型)の評価を見直す必要はないと判断した。



超巨大地震の評価対象領域・地震



評価対象領域・地震

地震本部(2019)に加筆

### ③「東北地方太平洋沖地震を受けて、将来発生する地震を再評価」による影響について

■ 地震本部(2019)の検討

東北地方太平洋沖地震を受けて、将来発生する地震を再評価し、ひとまわり小さいプレート間地震として茨城県沖でM7.0～7.5の地震が想定されている。

■ 敷地における津波評価

プレート間地震として茨城県沖に保守的な設定とした「茨城県沖から房総沖に想定する津波波源(Mw8.7)」を考慮している。

■ 確認結果

プレート間地震については、地震本部(2019)で想定されている地震規模M7.0～7.5を上回るMw8.7の津波波源を考慮しているため、津波評価を見直す必要はないと判断した。

評価対象地震	場所	規模	本評価 <sup>#</sup>	(参考) 第二版 <sup>#</sup>
超巨大地震 (東北地方太平洋沖型)	岩手県沖南部～ 茨城県沖	M9.0程度	I	I
プレート間 巨大地震	青森県東方沖及び 岩手県沖北部	M7.9程度	III	III
	宮城県沖	M7.9程度	II <sup>注1)</sup>	I
プレート間地震	青森県東方沖及び 岩手県沖北部	M7.0～7.5程度	III	III
	岩手県沖南部	M7.0～7.5程度	III	—
	宮城県沖	M7.0～7.5程度	III <sup>注1)</sup>	—
	宮城県沖の陸寄り (宮城県沖地震)	M7.4前後	III	X
	福島県沖	M7.0～7.5程度	III	II
	茨城県沖	M7.0～7.5程度	III <sup>注1)</sup>	III
海溝寄りのプレート間 地震(津波地震等)	青森県東方沖から房総沖 にかけての海溝寄り	Mt <sup>注2)</sup> 8.6～9.0	III <sup>注1)</sup>	III
沈み込んだ プレート内の地震	青森県東方沖及び岩手県 沖北部～茨城県沖	M7.0～7.5程度	III <sup>注1)</sup>	—
海溝軸外側の地震	日本海溝の海溝軸外側	M8.2前後	II <sup>注1)</sup>	II

注1) 本評価で評価対象領域・地震を再編したため、場所と規模の範囲が異なり、厳密には第二版と対応しない  
注2) Mtは津波マグニチュード

# 30年以内の地震発生確率 2019年1月1日時点  
III ランク: 26%以上 II ランク: 3～26%未満 I ランク: 3%未満 X ランク: 不明

地震本部(2019)

将来発生する地震の場所・規模・確率



## まとめ

地震調査研究推進本部から平成31年2月26日に公表された「日本海溝沿いの地震活動の長期評価」について、大洗研究所(HTTR)の津波評価への影響がないことを確認した。

## 参考文献

## 参考文献

- 産業技術総合研究所(2016):津波堆積物データベース 2016年8月15日版. 産業技術総合研究所研究情報公開データベース, 産業技術総合研究所.
- 澤井祐紀(2012a):堆積物の記録から明らかになった日本海溝の巨大津波一茨城県における痕跡一, AFERC NEWS, No.39/2012年11月号
- Sawai, Y., Y. Namegaya, Y. Okamura, K. Satake, and M. Shishikura (2012): Challenges of anticipating the 2011 Tohoku earthquake and tsunami using coastal geology, Geophysical Research Letters, Vol.39, L21309.
- H. Yanagisawa, K. Goto, D. Sugawara, K. Kanamaru, N. Iwamoto, and Y. Takamori (2016): Tsunami earthquake can occur elsewhere along the Japan Trench—Historical and geological evidence for the 1677 earthquake and tsunami, Journal of Geophysical Research: Solid Earth, RESEARCH ARTICLE, 10.1002/2015JB012617
- 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
- 羽鳥徳太郎(1975):三陸沖歴史津波の規模と推定波源域, 地震研究所彙報, vol.50, pp.397—414
- 渡辺偉夫(1998):日本被害津波総覧 [第2版], 東京大学出版会
- 国立天文台編(2013):理科年表 平成26年, 丸善出版
- 竹内仁・藤良太郎・三村信男・今村文彦・佐竹健治・都司嘉宣・宝地兼次・松浦健郎(2007):延宝房総沖地震津波の千葉県沿岸～福島県沿岸での痕跡高調査, 歴史地震, 第22号, P53-59
- 佐竹健治(2013a):第197回地震予知連絡会重点検討課題「世界の巨大地震・津波」概要, 地震予知連絡会会報 第89巻
- チリ津波合同調査班(1961): <http://www.coastal.jp/tjt/>
- 東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループ(2011): <http://www.coastal.jp/tjt/>
- 茨城県(2012):津波浸水想定について(解説), <http://www.pref.ibaraki.jp/bukyoku/doboku/01class/class06/kaigan/tsunamisinnsui/l2shinsui.html>,平成24年8月24日
- 澤井祐紀・穴倉正展(2010):宮城県中南部と常磐海岸に見られる巨大津波の地質学的痕跡,日本地震学会秋季大会講演予稿集, p.129.
- 藤原治・澤井祐紀・穴倉正展・行谷佑一・木村治夫・楳原京子(2011):2011年東北地方太平洋沖地震津波で千葉県蓮沼海岸(九十九里海岸中部)に形成された堆積物,活断層・古地震研究報告, 第11号, pp.97-106.
- 藤原治・澤井祐紀・穴倉正展・行谷佑一(2012):2011年東北地方太平洋沖地震に伴う津波により九十九里海岸中部に形成された堆積物, 第四紀研究, 第51巻, pp.117-126.
- Matsumoto, D., Y. Sawai, K. Tanigawa, O. Fujiwara, Y. Namegaya, M. Shishikura, K. Kagohara, and H. Kimura (2016): Tsunami deposit associated with the 2011 Tohoku-oki tsunami in Hasunuma site of the Kujukuri coastal plain, Japan, Island Arc, Vol. 25, pp.369-385.
- 青野宏美(2012):東北地方太平洋地震によって残された津波堆積物—東日本の太平洋岸に見られる津波堆積物を例として—, 岐阜聖徳学園大学紀要教育学部編, Vol. 51, pp.63-70.
- 岡崎浩子・大木淳一(2012):東北地方太平洋沖地震による九十九里浜の津波堆積物と海岸地形変化調査報告,千葉中央博自然誌研究報告, 第12巻, pp.1-15.
- 山田昌樹・藤野滋弘(2013):2011年東北地方太平洋沖地震津波により茨城県・千葉県沿岸低地に形成された津波堆積物の堆積学的特徴, 堆積学研究, 第72巻, pp.13-25.
- 藤原治(2012):津波堆積物から見た関東地震の再来間隔, 地震予知連絡会会報, 第88巻, pp.531-535.
- 藤原治(2013):関東地震に関連する津波堆積物の研究(現時点のレビュー), 歴史地震, 第28号, p.148.
- 藤原治・平川一臣・金子浩之・杉山宏生(2007):静岡県伊東市北部の宇佐美遺跡に見られる津波(?)イベント堆積物. 津波工学研究報告24号(2007) 77-83.
- 穴倉正展(2003):変動地形から見た相模トラフにおけるプレート間地震サイクル. 地震研究所彙報, Vol.78(2003), pp.245-254.
- K. Shimazaki, H. Y. Kim, T. Chiba, and K. Satake(2011): Geological evidence of recurrent great Kanto earthquakes at the Miura Peninsula, Japan. JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, VOL. 116, B12408, doi:10.1029/2011JB008639, 2011.

## 参考文献

- 藤原 治・平川一臣・入月俊明・鎌滝孝信・内田淳一・阿部恒平・長谷川四郎・高田圭太・原口強(2006): 1703年元禄・1923年大正関東地震に伴う房総半島南西岸の館山浜堤平野システムの発達過程. 第四紀研究, 45(3)p.235-247.
- 藤原 治・平川一臣・入月俊明・長谷川四郎・鎌滝孝信・原口強・内田淳一・阿部恒平(2011): 千葉県館山市の海浜堆積物に見られる9世紀以降の津波(?)イベント堆積物. 歴史地震第26号(2011)108頁
- Osamu Fujiwara, Takanobu Kamataki (2007): Identification of tsunami deposits considering the tsunami waveform: an example of subaqueous tsunami deposits in Holocene shallow bay on southern Boso Peninsula, central Japan. *Sedimentary Geology*, 200, 295-313.
- 藤原 治・鎌滝孝信(2003): 14C年代測定による堆積年代の推定における堆積学的時間平均化の重要性. 第四紀研究, 42(1)p.27-40.
- Tetsuya Sakai, Osamu Fujiwara, Takanobu Kamataki (2006): Incised-valley-fill succession affected by rapid tectonic uplifts: An example from the uppermost Pleistocene to Holocene of the Isumi River lowland, central Boso Peninsula, Japan. *Sedimentary Geology*, Volume 185, Issues 1-2, 1 March 2006, Pages 21-39.
- 金子浩之(2012): 宇佐美遺跡検出の津波堆積物と明応四年地震・津波の再評価. 伊東市史研究, 10号, 伊東の今・昔, 102-124.
- Pilarczyk, J., Y. Sawai, B. Horton, Y. Namegaya, T. Shinozaki, K. Tanigawa, D. Matsumoto, T. Dura, O. Fujiwara and M. Shishikura (2016): Paleoseismic evidence of earthquakes and tsunamis along the southern part of the Japan Trench, *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 18, EGU2016-749, EGU General Assembly 2016.
- 藤原治(2004): 津波堆積物の堆積学的・古生物学的特徴, 地質学論集, 地震イベント堆積物—深海底から陸上までのコネクション—, 58, 35-44, 日本地質学会
- 藤原治(2015): 津波堆積物の科学, 283p., 東京大学出版会
- 道口陽子, 内田淳一, 杉野英治, 堤英明, 津波堆積物調査・評価分科会委員及び専門家(2014): 津波堆積物調査ハンドブック, JNES-RE-2013-2039, 150p., 原子力安全基盤機構
- 澤井祐紀(2012b): 地層中に存在する古津波堆積物の調査, 地質学雑誌, 118, 9, 535-558, 日本地質学会
- 岩手県(2004): 岩手県地震・津波シミュレーション及び被害想定調査に関する報告書(概要版), 平成16年11月
- 宮城県防災会議地震対策等専門部会(2004): 宮城県地震被害想定調査に関する報告書, 平成16年3月
- 福島県(2013): 福島県地震・津波被害想定調査の概要, <https://www.pref.fukushima.lg.jp/sec/16025b/jishin-tsunami.html>, 2013年12月1日
- 千葉県(2012): H23年度東日本大震災千葉県津波調査業務委託報告書(概要版), 平成24年3月
- Ozawa, S., T. Nishimura, H. Munekane, H. Suito, T. Kobayashi, M. Tobita, and T. Imakiire (2012): Preceding, coseismic, and postseismic slips of the 2011 Tohoku earthquake, Japan, *J. Geophys. Res.*, 117, B07404, doi:10.1029/2011JB009120.
- Koketsu, K., Y. Yokota, N. Nishimura, Y. Yagi, S. Miyazaki, K. Satake, Y. Fujii, H. Miyake, S. Sakai, Y. Yamanaka, and T. Okada (2011): A unified source model for the 2011 Tohoku earthquake, *Earth and Planetary Science Letters*, Volume 310, Issues 3-4, pp.480-487, doi:10.1016/j.epsl.2011.09.009.
- 内閣府(2012): 津波断層モデルと津波高・浸水域等について(第二次報告)津波断層モデル編, 南海トラフの巨大地震モデル検討会
- Kenji Satake, Yushiro Fujii, Tomoya Harada, and Yuichi Namegaya (2013): Time and Space Distribution of Coseismic Slip of the 2011 Tohoku Earthquake as Inferred from Tsunami Waveform Data, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 103, No. 2B, pp. 1473-1492, doi: 10.1785/0120120122
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2012): 三陸沖から房総沖にかけての地震活動の長期評価(第二版)について
- Suwa, Y., S. Miura, A. Hasegawa, T. Sato, and K. Tachibana (2006): Interplate coupling beneath NE Japan inferred from three-dimensional displacement field, *J. Geophys. Res.*, 111, B04402, doi:10.1029/2004JB003203.
- Loveless, J. P. and B. J. Meade (2010): Geodetic imaging of plate motions, slip rates, and partitioning of deformation in Japan, *J. Geophys. Res.*, 115, B02410, doi:10.1029/2008JB006248.
- Loveless, J. P. and B. J. Meade (2011): Spatial correlation of interseismic coupling and coseismic rupture extent of the 2011 MW = 9.0 Tohoku-oki earthquake. *GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS*, VOL. 38, L17306, doi:10.1029/2011GL048561

## 参考文献

- Loveless, J. P. and B. J. Meade (2015) : Kinematic Barrier Constraints on the Magnitudes of Additional Great Earthquakes Off the East Coast of Japan, 202 Seismological Research Letters Volume 86, Number 1 January/February 2015, doi: 10.1785/0220140083.
- 西村卓也(2013) : 測地データから推定された環太平洋地域のプレート間カップリング, 地震予知連絡会会報, 第89巻, 12-15
- Ye, L., T. Lay, and H. Kanamori (2012): The Sanriku-Oki low-seismicity region on the northern margin of the great 2011 Tohoku-Oki earthquake rupture, J. Geophys. Res., 117, B02305, doi:10.1029/2011JB008847. Loveless, J. P. and B. J. Meade (2015): Kinematic Barrier
- BHASKAR KUNDU, V. K. GAHALAUT and J. K. CATHERINE (2012): Seamount Subduction and Rupture Characteristics of the March 11, 2011, Tohoku Earthquake, JOURNAL GEOLOGICAL SOCIETY OF INDIA Vol.79, March 2012, pp.245-251
- Mochizuki, K., T. Yamada, M. Shinohara, Y. Yamanaka and T. Kanazawa (2008) : Weak Interplate Coupling by Seamounts and Repeating M<sup>~</sup>7 Earthquakes, Science, Vol.321, pp.1194-1197. doi: 10.1126/science.1160250.
- 望月公廣(2011) : 茨城沖におけるアスペリティと地下構造, 地震予知連絡会会報, 第85巻.
- Nakatani, Y., K. Mochizuki, M. Shinohara, T. Yamada, R. Hino, Y. Ito, Y. Murai, and T. Sato (2015): Changes in seismicity before and after the 2011 Tohoku earthquake around its southern limit revealed by dense ocean bottom seismic array data, Geophys. Res. Lett., 42, pp.1384-1389. doi: 10.1002/2015GL063140.
- 文部科学省 科学技術・学術審議会測地学分科会地震火山部会(2013):「地震及び火山噴火予知のための観測研究計画」平成24年度 年次報告(成果の概要)
- Kelin Wang , Susan L. Bilek (2014): Invited review paper: Fault creep caused by subduction of rough seafloor relief, Tectonophysics 610 (2014) 1-24
- 海洋研究開発機構(2012) : 東北地方太平洋沖地震, 震源域南限の地下構造, プレスリリース.  
[https://www.jamstec.go.jp/donet/j/topics/201103tohoku\\_2/index.html](https://www.jamstec.go.jp/donet/j/topics/201103tohoku_2/index.html)
- Shinohara, M., T. Yamada, K. Nakahigashi, S. Sakai, K. Mochizuki, K. Uehira, Y. Ito, R. Azuma, Y. Kaiho, T. No, H. Shiobara, R. Hino, Y., Murai, H. Yakiwara, T. Sato, Y. Machida, T. Shinbo, T. Isse, H. Miyamachi, K. Obana, N. Takahashi, S. Kodaira, Y. Kaneda, K. Hirata, S., Yoshikawa, K. Obara, T. Iwasaki, and N. Hirata (2011): Aftershock observation of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake by using ocean bottom seismometer network, Earth Planets Space, 63, pp.835-840.
- Hasegawa, A., K. Yoshida, Y. Asano, T. Okada, T. Iinuma, and Y. Ito (2012): Change in stress field after the 2011 great Tohoku-Oki earthquake, Earth Planet. Sci. Lett., 355-356, pp.231-243, doi:10.1016/j.epsl.2012.08.042.
- 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.
- 文部科学省 研究開発局・国立大学法人東北大学大学院 理学研究科・国立大学法人東京大学 地震研究所・独立行政法人産業技術総合研究所(2010) : 宮城県沖地震における重点的調査観測総括成果報告書, 390pp
- 佐竹健治(2011) : 日本海溝の巨大地震のスーパーサイクル, 地震予知連絡会会報, 第86巻, pp. 112-115.
- Satake(2012) : Lessons learned regarding Tsunami Hazard assessment and protection against tsunami of nuclear installations., Regional Workshop on Site Evaluation and Safety Improvement focusing on the post-actions, 13 June 2012, Daejeon, Korea after Fukushima NPPs accident and Annual Meeting of the Siting Topical Group (STG)
- 谷岡勇市郎(2013) : アラスカ・アリユーション・カムチャッカ沈む込み帯の巨大地震について, 地震予知連絡会会報, 第89巻, pp.425-428.
- 宍倉正展(2013) : 1960年チリ地震(Mw 9.5)の履歴と余効変動, 地震予知連絡会会報, 89巻, pp.417-420
- Shennan, I., A. Long , N. Barlow and R.A. Combellick (2007) : Recurrent Holocene Paleoseismicity and Associated Land/Sea-Level Changes in South Central Alaska, Durham University.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2014) : 全国地震動予測地図2014年版~全国の地震動ハザードを概観して~ 付録-1

## 参考文献

- Lay, T., H. Kanamori, C. J. Ammon, K. D. Koper, A. R. Hutko, L. Ye, H. Yue, and T. M. Rushing (2012) : Depth-varying rupture properties of subduction zone megathrust faults, *J. Geophys. Res.*, 117, B04311, doi:10.1029/2011JB009133.
- S. Ide, A. Baltay, and G. C. Beroza. (2011) : Shallow Dynamic Overshoot and Energetic Deep Rupture in the 2011 Mw 9.0 Tohoku-Oki Earthquake, *Science (Express)*, 2011.
- 井出哲 (2011) : 東北沖地震の二面性—浅部のすべり過ぎと深部の高周波震動—, 東京大学大学院理学系研究科 プレスリリース.
- Tsuji, T., Y. Ito, K. Kawamura, T. Kanamatsu, T. Kasaya, M. Kinoshita, T. Matsuoka, and YK11-04E and YK11-06E Shipboard Scientists (2012) : Seismogenic faults of the 2011 Great East Japan earthquake : insight from seismic data and seafloor observations, *Proceedings of the International Symposium on Engineering Lessons Learned from the 2011 Great East Japan Earthquake*, pp.281-288.
- Tsuji, T., K. Kawamura, T. Kanamatsu, T. Kasaya, K. Fujikura, Y. Ito, T. Tsuru, and M. Kinoshita (2013) : Extension of continental crust due to anelastic deformation in the 2011 Tohoku-oki earthquake : The role of extensional faulting in the generation of a great tsunami, *Earth and Planetary Science Letters*, 364, pp. 44-58.
- 九州大学カーボンニュートラル・エネルギー国際研究所 (2013) : 東北地方太平洋沖地震の巨大津波発生域で活動した断層をモニタリング調査で特定, プレスリリース, 2013.02.22.
- Tanikawa W, Hirose T, Mukoyoshi H, Tadai O, Lin W (2013) : Fluid transport properties in sediments and their role in large slip near the surface of the plate boundary fault in the Japan Trench, *Earth Planet Sci Lett* , 382, pp.150-160. doi:10.1016/j.epsl.2013.08.052
- Ujiie K, Tanaka H, Saito T, Tsutsumi A, Mori J, Kameda J, Brodsky EE, Chester FM, Eguchi N, Toczko S, Scientists of Expedition 343 and 343 T (2013) : Low coseismic shear stress on the Tohoku-oki megathrust determined from laboratory experiments. *Science*, 342, pp.1211-1214. doi:10.1126/science.1243485.
- Frederick M. Chester, Christie Rowe, Kohtaro Ujiie, James Kirkpatrick, Christine Regalla, Francesca Remitti, J. Casey Moore, Virginia Toy, Monica Wolfson-Schwehr, 9 Santanu Bose, Jun Kameda, James J. Mori, Emily E. Brodsky, Nobuhisa Eguchi, Sean Toczko, Expedition 343 and 343T Scientists (2013) : Structure and Composition of the Plate-Boundary Slip Zone for the 2011 Tohoku-Oki Earthquake, *SCIENCE* , VOL 342.
- J. Casey Moore, Terry A. Plank, Frederick M. Chester, Pratigya J. Polissar, and Heather M. Savage (2015) : Sediment provenance and controls on slip propagation: Lessons learned from the 2011 Tohoku and other great earthquakes of the subducting northwest Pacific plate, *Geosphere*, GES01099.1, first published on April 22, 2015, doi:10.1130/GES01099.1.

## 参考文献

- 佐竹健治(2013b):カスケード沈み込み帯における巨大地震の発生履歴の研究史, 地震予知連絡会会報, 89巻, pp.421-424
- R. McCaffrey(2008): Global Frequency of Magnitude 9 Earthquakes, *Geology*, DR2008063
- Christopher H. Scholz and Jaime Campos(2012): The seismic coupling of subduction zones revisited, *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, VOL. 117, B05310, doi:10.1029/2011JB009003, 2012
- Kenji Satake, Yushiro Fujii, Tomoya Harada, and Yuichi Namegaya(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, doi:10.1029/2003JB002521, 2003
- Jean M. Johnson and Kenji Satake(1996): The 1964 Prince William Sound earthquake: Joint inversion of tsunami and geodetic data, *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, VOL. 101, NO. B1, PAGES 523-532, JANUARY 10, 1996
- Johnson and Satake (1999): Asperity Distribution of the 1952 Great Kamchatka Earthquake and its Relation to Future Earthquake Potential in Kamchatka, *Pure appl. Geophys.*, Vol. 154, 541-553
- Fujii and Satake (2012): Slip Distribution and Seismic Moment of the 2010 and 1960 Chilean Earthquakes Inferred from Tsunami Waveforms and Coastal Geodetic Data
- Rajendran, K. (2013): On the Recurrence Of Great Subduction Zone Earthquakes, *Current Science*, Vol. 104, No. 7, pp.880-892.
- Yuichiro Tanioka, Yudhicara, Tomohiro Kususe, S. Kathioli, Yuichi Nishimura, Sin-Iti Iwasaki, and Kenji Satake(2006): Rupture process of the 2004 great Sumatra-Andaman earthquake estimated from tsunami waveforms, *Earth Planets Space*, 58, 203-209, 2006
- 長谷川賢一・鈴木考夫・稲垣和男・首藤伸夫(1987): 津波の数値実験における格子間隔と時間積分間隔に関する研究, *土木学会集*, No.381/II-7, pp.111-120.
- 後藤智明・小川由信(1982): Leap-frog法を用いた津波の数値計算法, *東北大学土木工学科資料*, 1982
- L. MANSINHA AND D. E. SMYLIE (1971): THE DISPLACEMENT FIELDS OF INCLINED FAULTS, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol.61, No5, PP1433-1440.
- 小谷美佐・今村文彦・首藤伸夫(1998): GISを利用した津波遡上計算と被害推定法, *海岸工学論文集*, 第45巻, pp.356-360
- 本間仁(1940): 低溢流堰堤の流量係数, *土木学会誌*, 第26巻, 第6号, pp.635-645, 第9号, pp.849-862
- 相田勇(1977): 陸上に溢れる津波の数値実験—高知県須崎および宇佐の場合—, *東京大学地震研究所彙報*, Vol.52, pp.441-460.
- 土木学会原子力土木委員会津波評価小委員会(2016): 原子力発電所の津波評価技術2016
- 杉野英治, 岩渕洋子, 橋本紀彦, 松末和之, 蛭沢勝三, 亀田弘行, 今村文彦(2014): プレート間地震による津波の特性化波源モデルの提案, *日本地震工学会論文集* 第14巻, 第5号, 2014
- Satoko Murotani, Kenji Satake, Yushiro Fujii(2013): Scaling relations of seismic moment, rupture area, average slip, and asperity size for M~9 subduction zone earthquakes, *Geophysical Research Letters*, Vol.40, 1-5, doi:10.1002/grl.50976.
- Eshelby, J.D. (1957): The determination of the elastic field of an ellipsoidal inclusion, and related problems, *Proceedings of the Royal Society*. A241
- 東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループ(2012): <http://www.coastal.jp/ttjt/>
- Barrientos, S.E., and Ward, S.N. (1990): The 1960 Chile earthquake- inversion for slip distribution from surface deformation, *Vol.103(3)*, pp.589-598.
- 後藤智明・佐藤一央(1993): 三陸海岸を対象とした津波計算システムの開発, *港湾技術研究報告*, 第32巻, 第2号, pp.3-44
- テリ津波合同調査班(1961): 1960年5月24日テリ地震津波に関する論文及び報告, 丸善
- 杉野英治・呉長江・是永真理子・根本信・岩渕洋子・蛭沢勝三(2013): 原子力サイトにおける2011東北地震津波の検証, *日本地震工学会論文集*, 第13巻, 第2号(特集号)

## 参考文献

- 内閣府(2012): 南海トラフの巨大地震による震度分布・津波高について(第一次報告)巻末資料, 南海トラフの巨大地震モデル検討会
- Satoko Murotani, Kenji Satake, Yushiro Fujii(2013): Scaling relations of seismic moment, rupture area, average slip, and asperity size for M~9 subduction zone earthquakes, Geophysical Research Letters, Vol.40, 1-5, doi:10.1002/grl.50976.
- Uchida, N., J. Nakajima, A. Hasegawa, and T. Matsuzawa (2009): What controls interplate coupling?: Evidence for abrupt change in coupling across a border between two overlying plates in the NE Japan subduction zone, Earth and Planetary Science Letters., 283, pp. 111-121.
- 地震調査委員会(2009): 付録3 震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レシピ」) 平成21年12月21日改訂
- 地震調査研究推進本部(2005): 宮城県沖地震を想定した強震動評価(一部修正版)について
- Yushiro Fujii and Kenji Satake (2007): Tsunami Source of the 2004 Sumatra-Andaman Earthquake Inferred from Tide Gauge and Satellite Data, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 97, No. 1A, pp. S192-S207, doi: 10.1785/0120050613
- 佐竹健治(1997): ハワイの津波堆積物 -アメリカ地質学会コルディレラ分科会および巡検に参加して-, 地質ニュース518号, 21-28, 1997年10月
- 羽鳥徳太郎(1976): 1975年ハワイ島(Kalapana)津波と日本沿岸での挙動, 地震第2輯, 第29巻, pp.355-363. Nettles\_2004\_BSSA
- Nettles M. and Göran Ekström (2004): Long-Period Source Characteristics of the 1975 Kalapana, Hawaii, Earthquake, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 94, No. 2, pp. 422-429.
- Day, S.J., P. Watts, S.T. Grilli and J. T. Kirby (2005): Mechanical models of the 1975 Kalapana, Hawaii earthquake and tsunami, Marine Geology, 215, pp.59-92.
- Ma, K-F., H. Kanamori and K. Satake (1999): Mechanism of the 1975 Kalapana, Hawaii, earthquake inferred from tsunami data, Journal of Geophysical Research, Vol. 104, Issue B6, pp.13153-13167.
- McMurtry, G.M, P. Watts, G.J. Fryer, J.R. Smith, F. Imamura (2004): Giant landslides, mega-tsunamis, and paleo-sea level in the Hawaiian Islands, Marine Geology, Vol. 203, Issues 3-4, pp.219-233.
- 横瀬久芳(2007): ハワイ諸島における巨大海底地すべり, 日本地質学会, 第114年学術大会, S-10.
- 横瀬久芳(2010): ハワイ諸島の巨大海底地すべり群と津波 - 流山の高さ分布におけるフラクタル次元 -, 月刊地球, 号外No.61, pp.71-79.
- The School of Ocean and Earth Science and Technology y University of Hawai at Manoa (2016): <http://www.soest.hawaii.edu/HMRG/Multibeam/bathymetry.php>
- Papadopoulos, G. A. and S. Kortekaas (2003): Characteristics of Landslide Generated Tsunamis from Observational Data, Submarine Mass Movements and Their Consequences, Volume 19 of the series Advances in Natural and Technological Hazards Research, pp. 367-374.



## 参考文献

- 平野直人 (2007a) : 北西太平洋の複数回の火山イベントー白亜紀から現在までー, 日本鉱物科学会 2007年度年会, セッションID: G2-04.
- 阿部なつ江・平野直人 (2007) : 新しい種類の火山活動プチスポットを発見, 海と地球の情報誌2007年3-4月号, 1.
- 気象庁編 (2013) : 日本活火山総覧 (第4版), 気象業務支援センター
- 平野直人・阿部なつ江・町田嗣樹・山本順司 (2010) : プチスポット火山から期待される海洋リソスフェアの包括的理解と地質学の新展開ー超モホール計画の提案ー. 地質学雑誌, 116, 1, 1-12.
- 平野直人 (2007b) : プチスポット海底火山 ~新種の火山の発見~. Japan Geoscience Letters, 3, 2, 6-8.
- Hirano, N. (2011) : Petit-spot volcanism: A new type of volcanic zone discovered near a trench, *Geochemical Journal*, Vol. 45, pp. 157 to 167, 2011
- Fujiwara, T., N. Hirano, N. Abe and K. Takizawa (2007) : Subsurface structure of the “petit-spot” volcanoes on the northwestern Pacific Plate, *Geophysical Research Letters*, Vol. 34, L13305.
- Machida, S., N. Hirano, H. Sumino, T. Hiratae, S. Yoneda and Y. Katob (2015) : Petit-spot geology reveals melts in upper-most asthenosphere dragged by lithosphere, *Earth and Planetary Science Letters*, 426, pp.267-279.
- Hirano, N., Koppers, A. A. P., Takahashi, A., Fujiwara, T. and Nakanishi, M. (2008) Seamounts, knolls and petit spot monogenetic volcanoes on the subducting Pacific Plate., *Basin Res.* 20, 543-553.
- Levin, B. and M. Nosov (2009) : Chapter 4 The Physics of Tsunami Formation by Sources of Nonseismic Origin, *Physics of Tsunamis*, Springer, pp.153-195.
- Okumura, S. and N. Hirano (2013) : Carbon dioxide emission to Earth's surface by deep-sea volcanism, *Geology*, 41, pp.1167-1170.
- Kozono, T., H. Ueda, T. Ozawa, T. Koyaguchi, E. Fujita, A. Tomiya, and Y.J. Suzuki (2013), : Magma discharge variations during the 2011 eruptions of Shinmoe-dake volcano, Japan, revealed by geodetic and satellite observations, *Bull. Volcanol.*, 75:695.
- 小平秀一・富士原敏也・中村武史 (2012) : 2011年東北地方太平洋沖地震: 海底地形データから明らかにされた海底変動, 地質学雑誌, 第118巻, 第9号, pp.530-534
- 地震調査研究推進本部 (2019) : 日本海溝沿いの地震活動の長期評価. 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2019, 2019-02-26, <[https://www.jishin.go.jp/main/chousa/kaikou\\_pdf/japan\\_trench.pdf](https://www.jishin.go.jp/main/chousa/kaikou_pdf/japan_trench.pdf)>.