

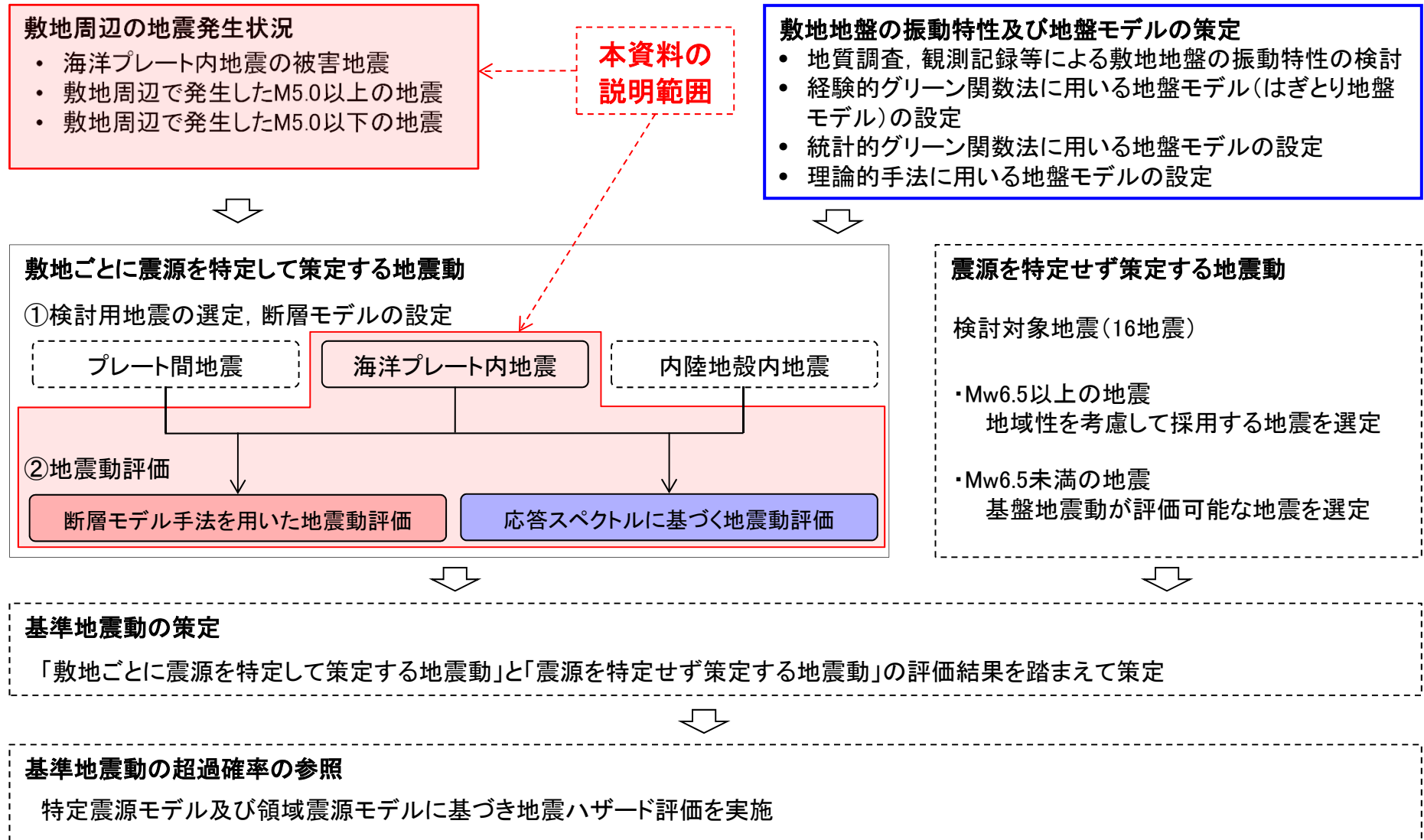
東通原子力発電所 基準地震動の策定のうち 海洋プレート内地震の地震動評価について

2020年10月23日
東北電力株式会社

審査会合におけるコメント

No.	コメント時期	コメント内容	今回ご説明資料の掲載箇所
S7	2014年7月4日 第122回審査会合	プレート内地震について、ディレクティビティ効果等を考慮した不確かさに関する検討内容を示すこと。	本資料 p.84

基準地震動の策定全体フローと本資料の説明範囲



※ : 説明済の箇所 : 本資料対象範囲外

申請時(2014年6月)からの主な変更点

海洋プレート内地震の地震動評価における申請時(2014年6月)からの主な変更点

		申請時(2014年6月)	本資料
検討用地震の選定	考慮した事項	(上面の地震)2011年4月7日宮城県沖型地震(M7.2) <ul style="list-style-type: none"> 2011年4月7日宮城県沖の地震(4.7地震)は、東北地方で発生した二重深発地震上面の地震の最大級 千島弧では、1994年北海道東方沖地震が発生しているが、敷地に最も近い千島弧に想定したとしても影響は小さいことを記載 	同左 (ただし、呼称を「(上面の地震)敷地下方DC型地震(M7.2)」に変更) <ul style="list-style-type: none"> 東北地方と北海道(千島弧)に6タイプの地震を想定、地震タイプごとに不確かさケースを設定 短周期レベルの違いを反映できる評価手法(簡易手法を含む)による地震動評価結果から、最も影響の大きい地震を選定
	想定する領域	敷地直近の海洋プレート上面(海洋性マントル)	同左
検討用地震の設定	主な断層パラメータ	基本 <ul style="list-style-type: none"> 4.7地震を踏まえ、M7.2 SMGAは4.7地震のシミュレーションモデルを参考に配置 不確かさケース共通として、4.7地震の短周期レベル(標準レシピ※で1.5倍) 不確かさ <ul style="list-style-type: none"> 基本ケースで代表(あらかじめ短周期レベルの不確かさを考慮) 	<ul style="list-style-type: none"> 4.7地震を踏まえ、M7.2 標準レシピ※に基づき断層モデルを設定 短周期レベルは、標準レシピの1.0倍を基本ケースに設定 <ul style="list-style-type: none"> 4.7地震の知見(震源域北側の低速度域)に保守性を考慮した地震規模(M7.5)と4.7地震の短周期レベル(標準レシピの1.5倍)との重畳を不確かさケースに設定
	地震動評価	応答スペクトルに基づく評価 <ul style="list-style-type: none"> Noda et al.(2002)を用いた評価(敷地における地震観測記録に基づく残差をサイト補正係数として採用) 断層モデル手法を用いた評価 <ul style="list-style-type: none"> 統計的グリーン関数法 	同左 (敷地における地震観測記録に基づく残差に裕度を考慮したサイト補正係数を採用) 同左

※:強震動予測レシピ 地震調査研究推進本部(2020)

赤字:申請からの変更点を示す。

目次(1)

1. 敷地周辺の地震発生状況	6
1.1 主な被害地震	7
1.2 地震発生状況	9
1.3 太平洋プレートの沈み込み	14
1.4 敷地周辺の地震発生状況 まとめ	15
2. 検討に用いる地盤モデル	16
2.1 敷地における地震観測	17
2.2 検討に用いる地盤モデル	18
3. 海洋プレート内地震の発生状況と特徴	20
3.1 海洋プレート内地震の地震動評価フロー	21
3.2 世界の主な海洋プレート内地震	22
3.3 敷地周辺の海洋プレート内地震の特徴	28
3.4 まとめ	41

目次(2)

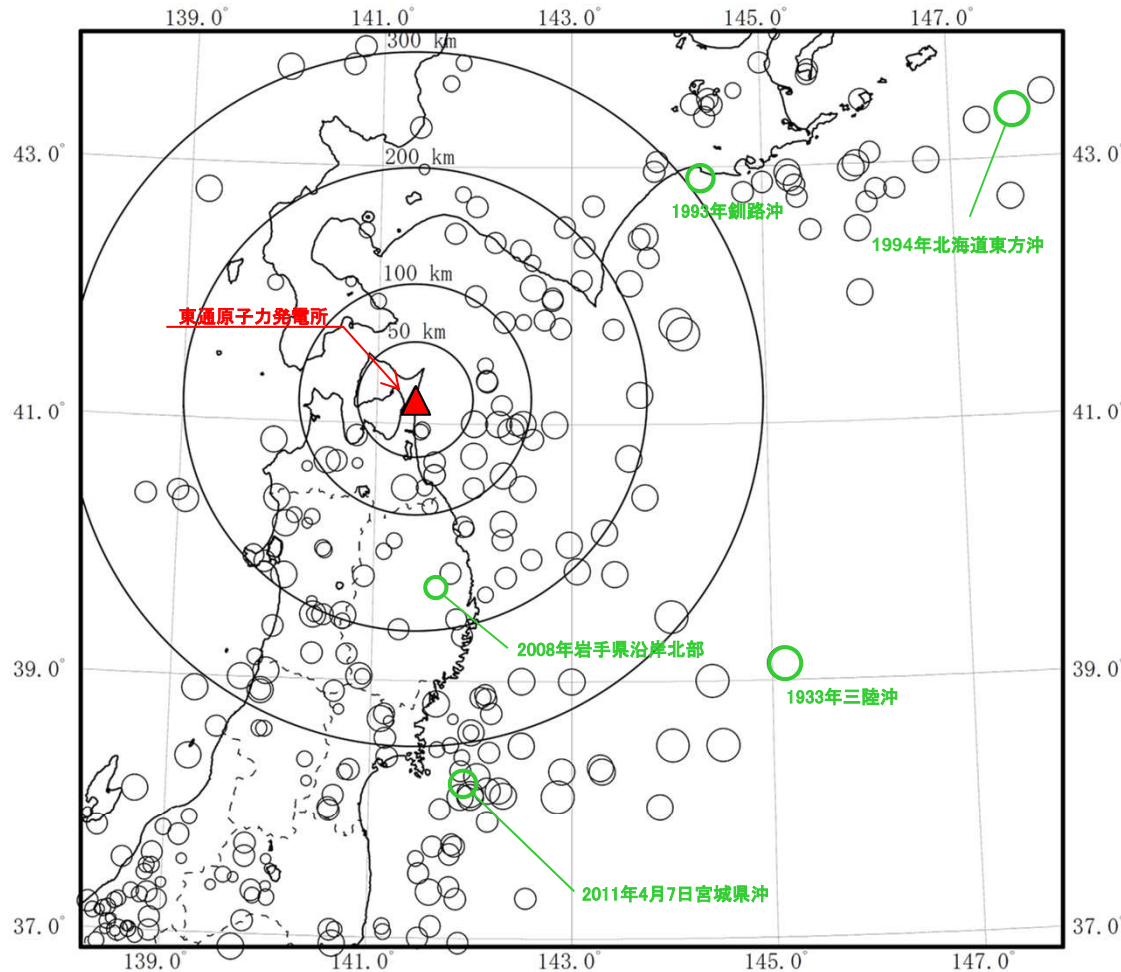
4. 海洋プレート内地震の検討用地震の選定	42
4. 1 海洋プレート内地震の検討用地震選定の基本方針	43
4. 2 二重深発地震上面の地震(東北) 敷地下方DC型地震	49
4. 3 二重深発地震下面の地震(東北) 敷地下方DE型地震	55
4. 4 沖合いのやや浅い地震(東北)	61
4. 5 二重深発地震下面の地震(北海道) 北海道DE型地震	68
4. 6 沖合いのやや浅い地震(北海道)	73
4. 7 アウターライズ地震	78
4. 8 検討用地震の選定 まとめ(検討対象地震の地震動評価)	82
5. 海洋プレート内地震(検討用地震)の地震動評価	83
5. 1 海洋プレート内地震の検討用地震	84
5. 2 検討用地震の地震動評価	86
5. 3 海洋プレート内地震の地震動評価 まとめ	99
参考文献	100

1. 敷地周辺の地震発生状況

- 1. 1 主な被害地震
- 1. 2 地震発生状況
- 1. 3 太平洋プレートの沈み込み
- 1. 4 敷地周辺の地震発生状況 まとめ

1.1 主な被害地震

(1) 敷地周辺における主な被害地震の震央分布



敷地周辺の主な被害地震の分布
(599年～2020年8月)

[1918年以前は宇佐美ほか(2013), 1919年以降は気象庁(2020)による。]

【主な海洋プレート内地震の被害地震】

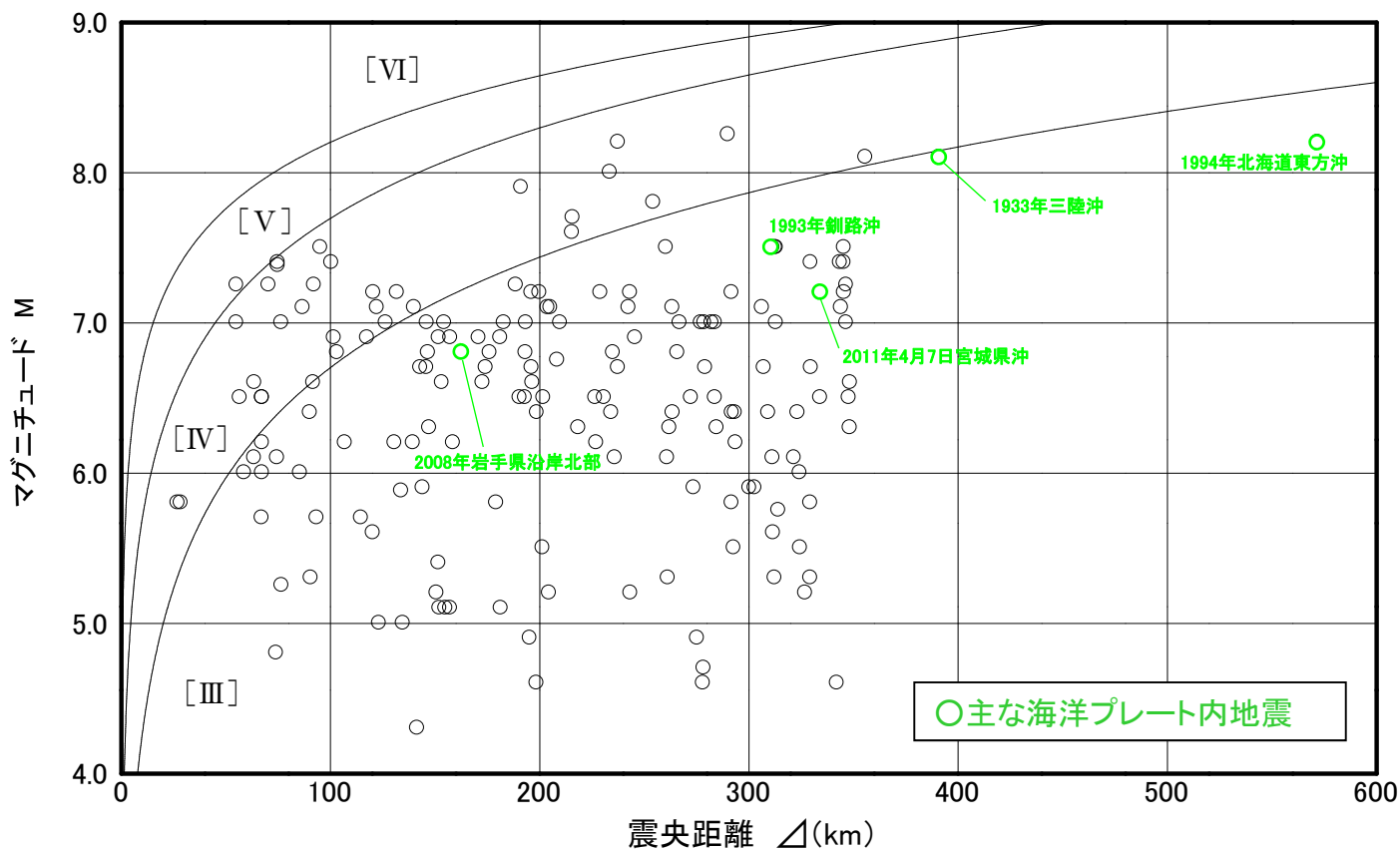
- 敷地から100km以内では、海洋プレート内地震の被害地震は知られていない。
- 東北地方では以下の被害地震が発生している。
 - ① 二重深発地震上面の地震
2011年4月7日宮城県沖の地震(M7.2)
 - ② 二重深発地震下面の地震
2008年岩手県沿岸北部の地震(M6.8)
 - ③ 日本海溝付近のアウトターライズの地震
1933年三陸沖の地震(M8.1)
- 北海道では以下の被害地震が発生している。
 - ④ 二重深発地震下面の地震
1993年釧路沖地震(M7.5)
 - ⑤ 沖合いのやや浅い地震
1994年北海道東方沖地震(M8.2)



1. 1 主な被害地震

(2) 敷地周辺の主な被害地震のM-Δ図

- 敷地周辺の主な被害地震による敷地への影響を検討するため、敷地周辺で発生した主な被害地震のM(マグニチュード)-Δ(震央距離)図を示す。なお、遠方ではあるものの地震規模が大きい1933年三陸沖の地震, 1994年北海道東方沖地震についても示す。
- 村松(1969), 勝又・徳永(1971)の震度(気象庁旧震度階級)の区分によると、海洋プレート内地震の被害地震による敷地の震度は、[Ⅲ]以下である。



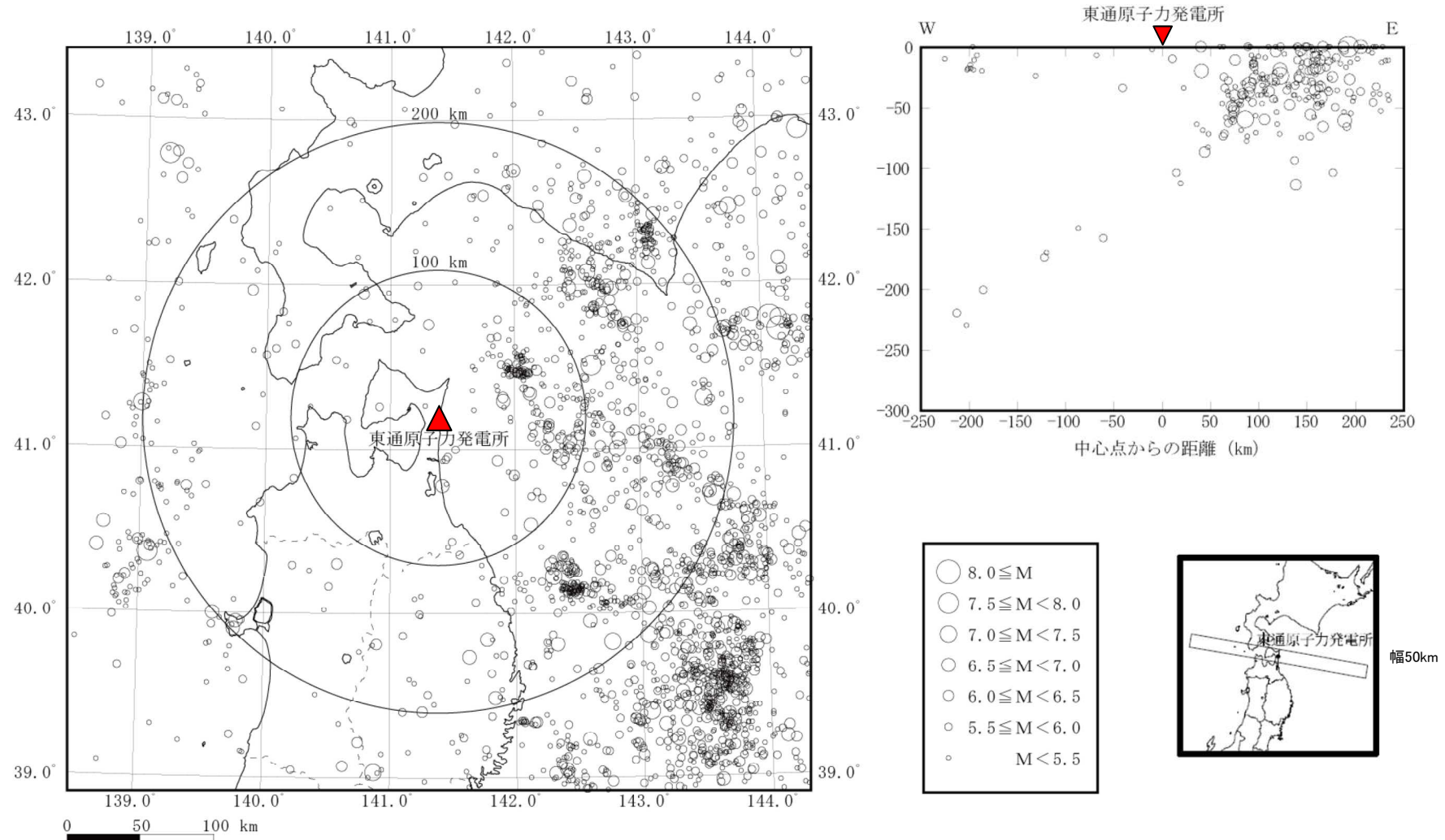
[Ⅵ],[Ⅴ],[Ⅳ]は気象庁旧震度階級で、震度の境界線は村松(1969), 勝又・徳永(1971)による。

※ 2011年東北地方太平洋沖地震のMとΔは、神田ほか(2012)による震度インバージョンによる値(M8.1, Δ=356km)を用いた。

1.2 地震発生状況

(1) 敷地周辺におけるM5.0以上の地震の発生状況

- 太平洋側海域で発生頻度が高い。
- 1919年以降、敷地から100km以内ではM7を超える地震は発生していない。

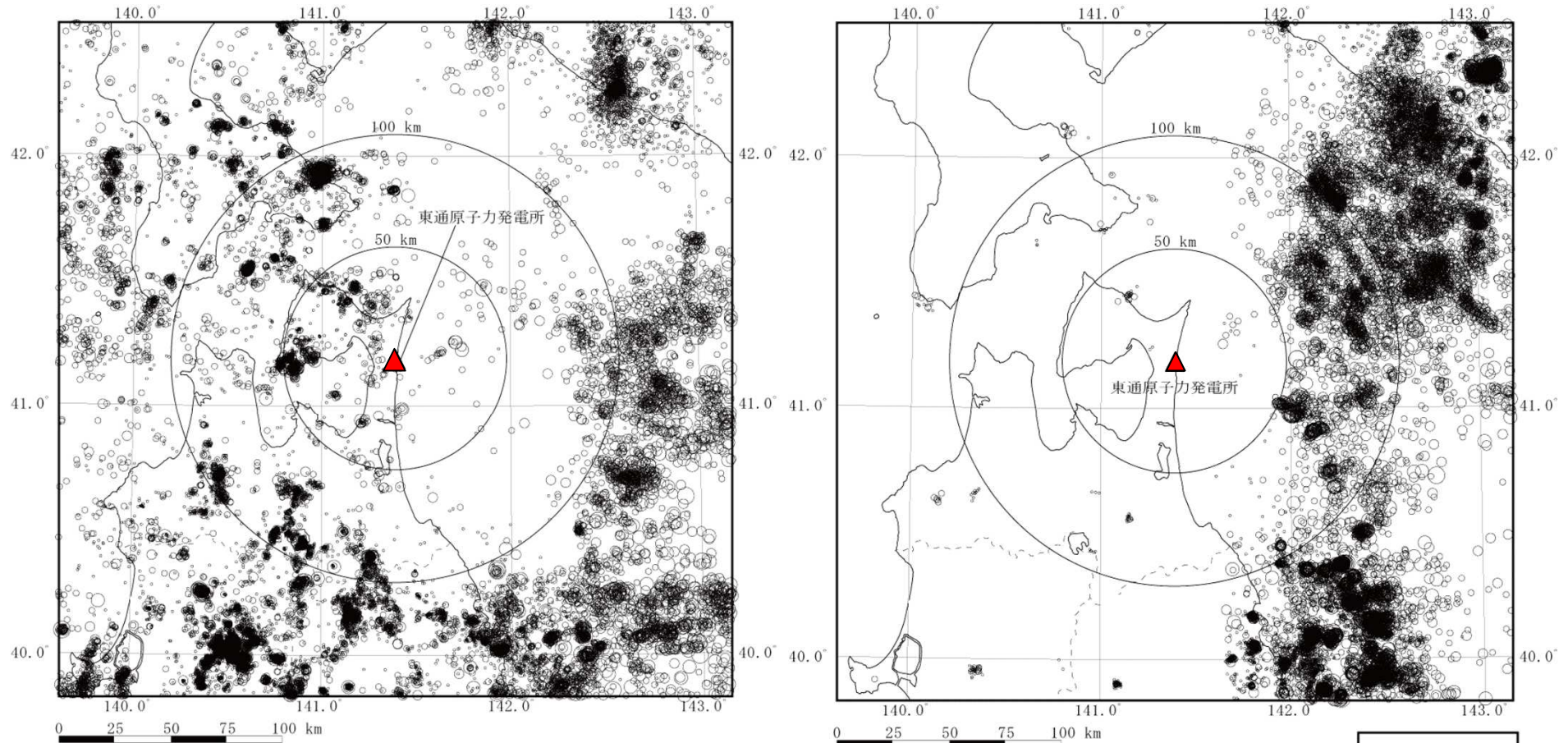


[1919年1月～2018年12月:気象庁(2020)]

1.2 地震発生状況

(2) 敷地周辺におけるM5.0以下の地震の発生状況 震央分布図①

- 深さ0～30kmでは、海域のプレート境界付近及び陸域の地殻内で地震が発生。
- 深さ30～60kmでは、多くの地震がプレート境界付近で発生しており、陸域の地震はほとんど見られない。

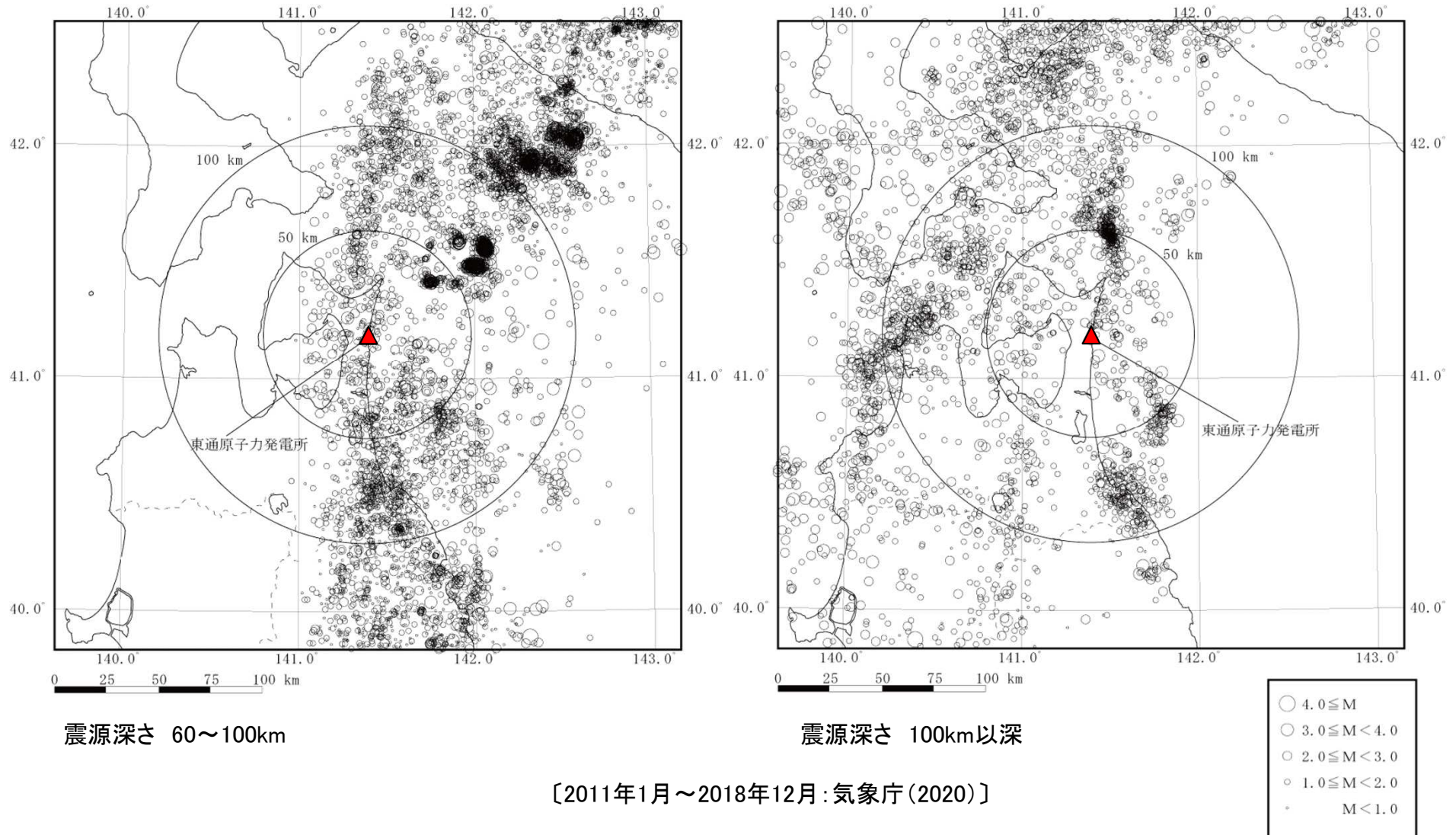


[2011年1月～2018年12月:気象庁(2020)]

1.2 地震発生状況

(2) 敷地周辺におけるM5.0以下の地震の発生状況 震央分布図②

➤ 深さ60km以深では、太平洋プレートの沈み込みに沿って地震の発生が見られる。

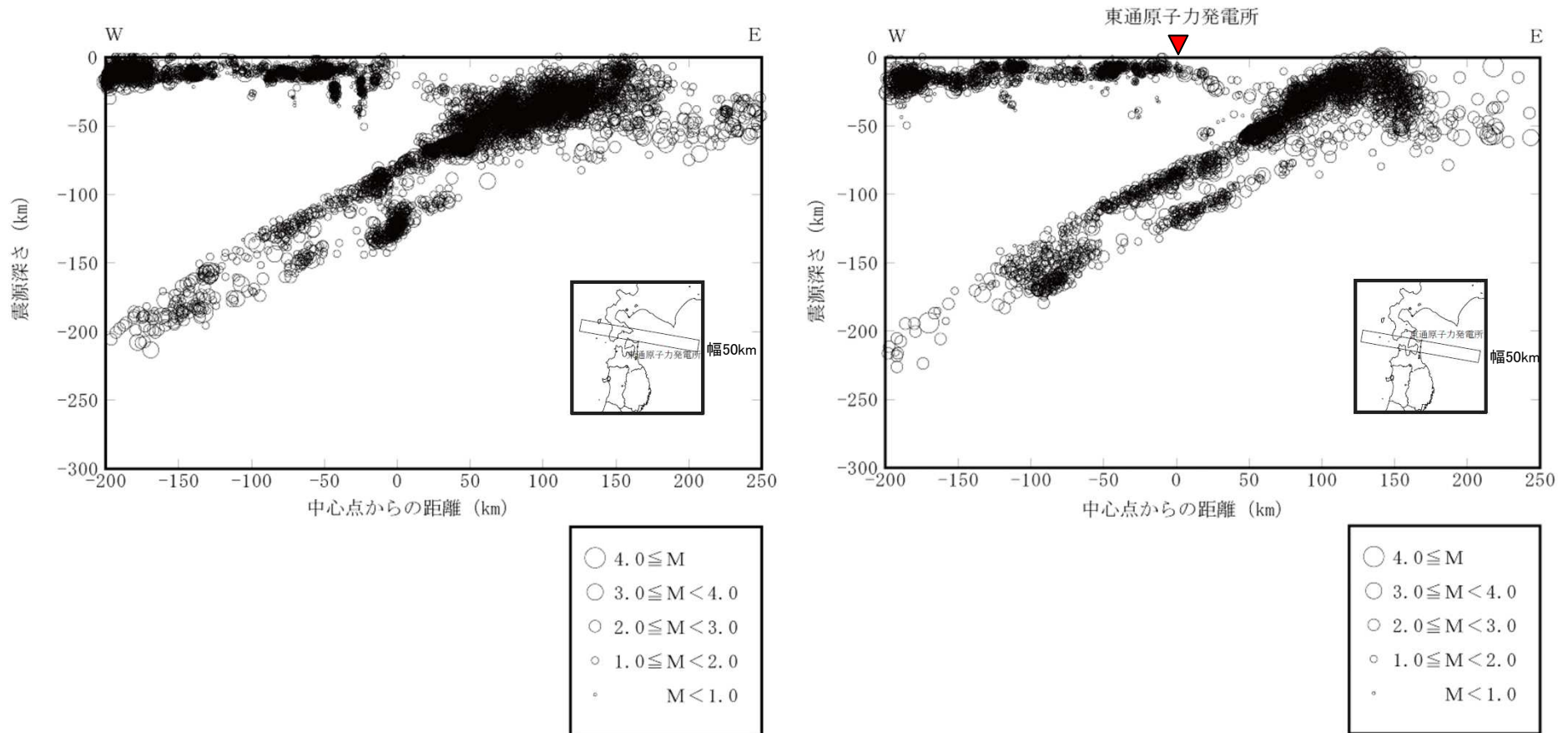


[2011年1月~2018年12月:気象庁(2020)]

1.2 地震発生状況

(2) 敷地周辺におけるM5.0以下の地震の発生状況 震源深さ分布図①

▶ 太平洋プレートの沈み込みに沿って二重深発地震が見られる。

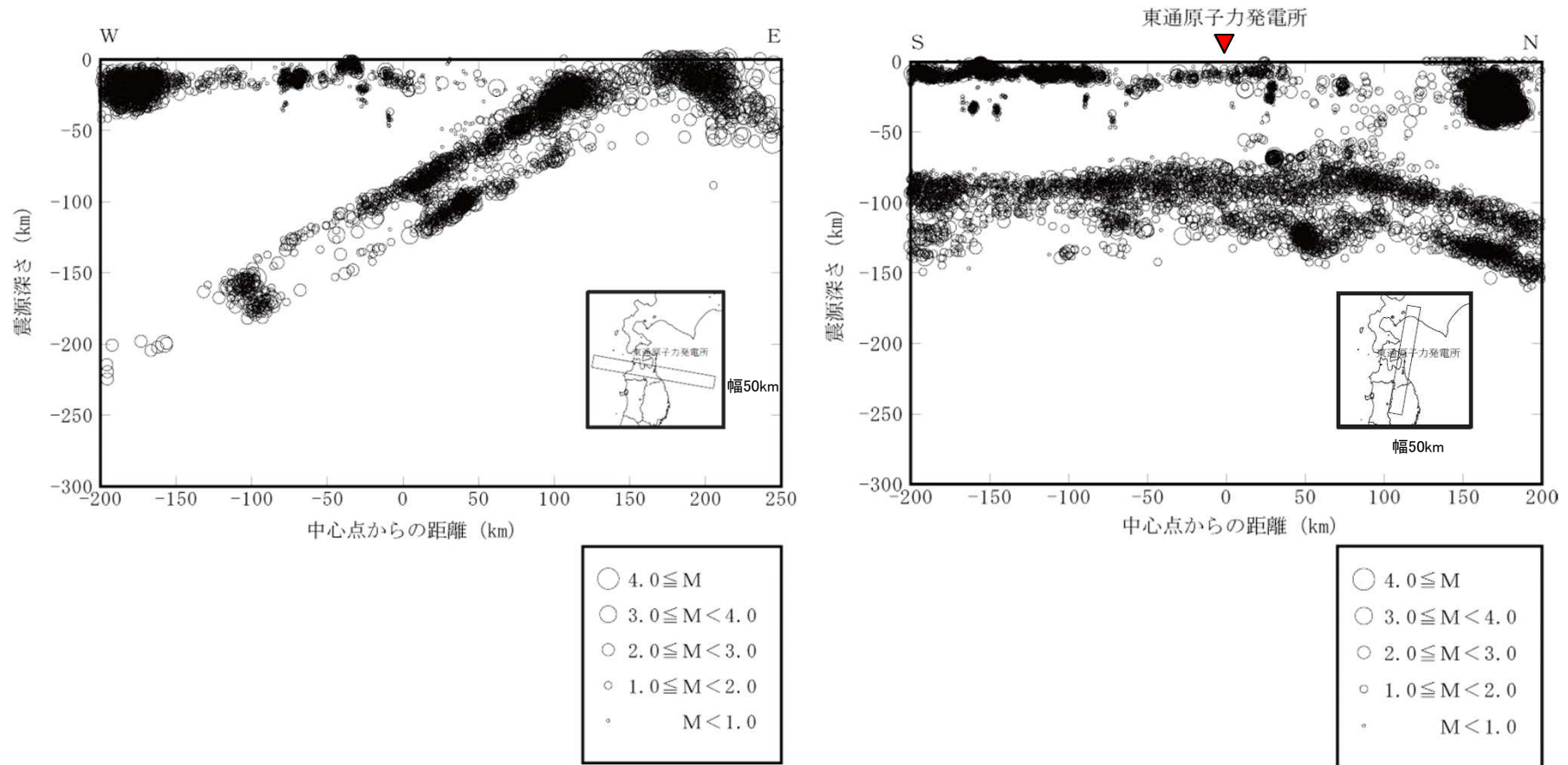


[2011年1月～2018年12月:気象庁(2020)]

1.2 地震発生状況

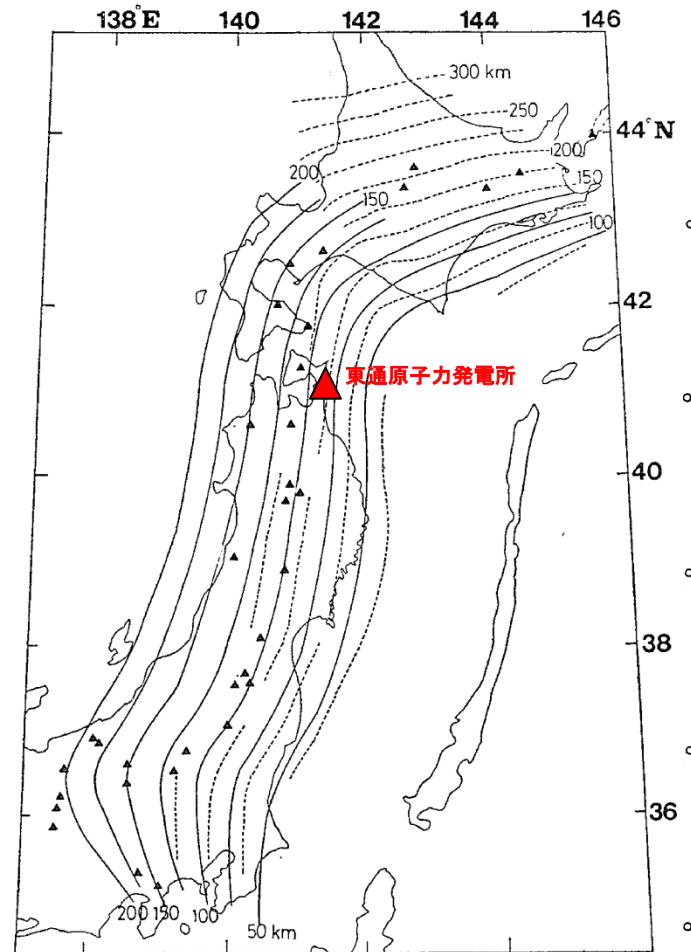
(2) 敷地周辺におけるM5.0以下の地震の発生状況 震源深さ分布図②

▶ 太平洋プレートの沈み込みに沿って二重深発地震が見られる。



[2011年1月～2018年12月:気象庁(2020)]

1.3 太平洋プレートの沈み込み プレート境界面の等深線



- 上面の等深線
- - - 下面の等深線
- ▲ 活火山及び第四紀の火山の位置

特徴

- 敷地が位置する東北地方では、日本海溝で陸側のプレートの下に海洋プレートである太平洋プレートが沈み込んでいる。
- 沈み込んだ太平洋プレートは、陸側に近づくにしたがって深くなっており、敷地は深発地震上面の等深線75kmと100kmの間に位置する。

深発地震の震源の等深線〔長谷川ほか(1983)に一部加筆〕

1.4 敷地周辺の地震発生状況 まとめ

【主な海洋プレート内地震の被害地震】

- 敷地から100km以内では、海洋プレート内地震の被害地震は知られていない。
- 東北地方では二重深発地震上面の地震として、2011年4月7日宮城県沖の地震(M7.2)等が発生。下面の地震としては2008年岩手県沿岸北部の地震(M6.8)が発生している。また、日本海溝付近では1933年三陸沖の地震(M8.1)が発生している。
- 北海道では、1993年釧路沖地震(M7.5)、1994年北海道東方沖地震(M8.2)が発生している。
- 海洋プレート内地震の被害地震による敷地の震度は〔Ⅲ〕(気象庁旧震度階級)以下である。

【敷地周辺で発生した地震】

- 1919年以降、敷地から100km以内ではM7を超える地震は発生していない。
- 太平洋プレートの沈み込みに沿って二重深発地震が見られる。

【プレート境界の等深線】

- 沈み込んだ太平洋プレートは、陸側に近づくにしたがって深くなっており、敷地は深発地震上面の等深線75kmと100kmの間に位置する。



敷地から100km以内の海洋プレート内地震の被害地震は知られていないこと、また、敷地は海洋プレートまでの距離が比較的遠い場所に位置していることから、海洋プレート内地震による大きな影響は受けていない。

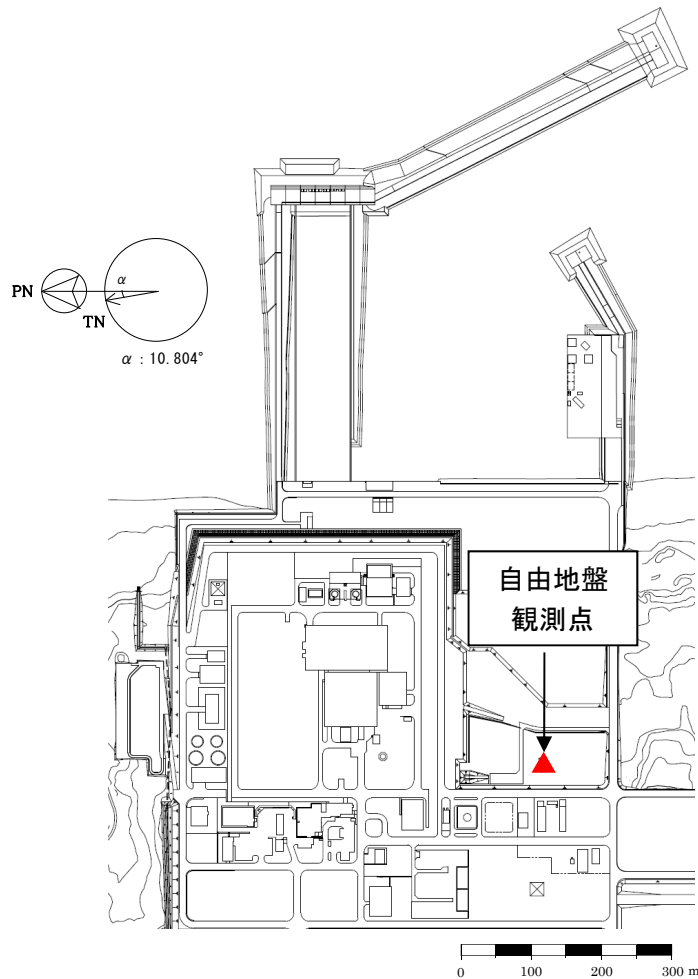
2. 検討に用いる地盤モデル

- 2. 1 敷地における地震観測
- 2. 2 検討に用いる地盤モデル

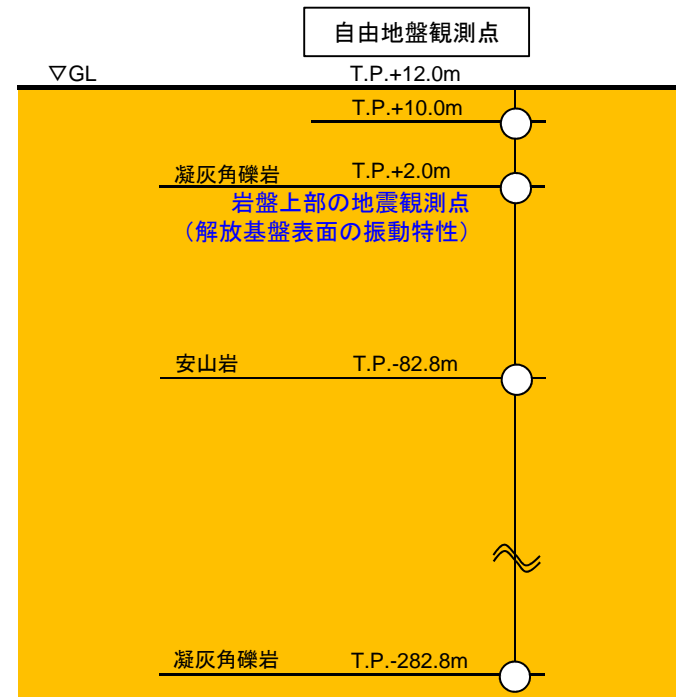
2.1 敷地における地震観測

➤ 敷地における自由地盤観測点では、原子炉建屋設置位置付近と同じ岩盤に地震計を設置し、1994年4月から観測を行っている。

- 敷地で観測された主な地震については、第902回審査会合(2020年10月2日)資料2-3-2参照。
- 2008年7月までのT.P.+2.0m観測点におけるUD成分については、地震計の設置方法に起因する特性の補正を行っている。



平面配置図



凡例 ○ : 地震観測点

地震計鉛直断面位置図

2.2 検討に用いる地盤モデル

(1) 観測記録のはぎとり解析に用いる地盤モデル(はぎとり地盤モデル)

➤ 観測記録のはぎとり波算定に用いる地盤モデルを以下に示す。

T.P. (m)	層厚 (m)	密度 (t/m ³)	V _s (m/s)	V _p (m/s)	Q _s	Q _p
+12.0	—	—	—	—	—	—
+11.5	0.5	1.90	58	130	0.52f ^{0.53}	1.00f ^{0.50}
+11.0	0.5	1.90	60	190	0.52f ^{0.53}	1.00f ^{0.50}
+10.0	1	1.90	280	420	9.94f ^{1.00}	1.00f ^{0.50}
+8.0	2	1.90	280	420	9.94f ^{1.00}	1.00f ^{0.50}
+6.0	2	1.90	380	570	9.97f ^{1.00}	4.16f ^{0.88}
+3.0	3	1.90	920	1380	9.97f ^{1.00}	4.16f ^{0.88}
+2.0	1	2.24	1300	2250	1.02f ^{0.83}	2.36f ^{0.52}
-7.0	9.0	2.24	1300	2250	1.02f ^{0.83}	2.36f ^{0.52}
-62.0	55.0	2.24	1790	3060	1.02f ^{0.83}	2.36f ^{0.52}
-82.8	20.8	2.72	1800	3340	1.02f ^{0.83}	2.36f ^{0.52}
-106.0	23.2	2.72	1800	3340	1.02f ^{0.83}	2.36f ^{0.52}
-166.0	60.0	2.30	1910	3350	1.57f ^{0.88}	1.53f ^{0.89}
-190.0	24.0	2.30	2030	3360	1.57f ^{0.88}	1.53f ^{0.89}
-252.0	62.0	2.30	2100	3390	1.57f ^{0.88}	1.53f ^{0.89}
-282.8	30.8	2.33	2090	3690	1.57f ^{0.88}	1.53f ^{0.89}
	∞	2.33	2090	3690	1.57f ^{0.88}	1.53f ^{0.89}

▽岩盤上部の地震観測点
(解放基盤表面の振動特性)

【青文字】地震観測点位置を示す。

※解放基盤表面の地震動評価として採用する観測点はT.P.+2.0m, 地盤のせん断波速度はV_s=1300m/s。

2.2 検討に用いる地盤モデル (2) 統計的グリーン関数法に用いる地盤モデル

➤ 断層モデル手法を用いた地震動評価には統計的グリーン関数法を使用している。地震基盤波の上昇計算に用いる地盤モデルを以下に示す。

T.P. (m)	層厚 (m)	密度 (t/m ³)	V _s (m/s)	V _p (m/s)	Q _s	Q _p	
+2.0	—	—	—	—	—	—	▽岩盤上部の地震観測点
	9.0	2.24	1300	2250	1.23f ^{0.74}	2.33f ^{0.50}	(解放基盤表面の振動特性)
-7.0	55.0	2.24	1790	3060	1.23f ^{0.74}	2.33f ^{0.50}	
-62.0	20.8	2.72	1800	3340	1.23f ^{0.74}	2.33f ^{0.50}	
-82.8	23.2	2.72	1800	3340	1.23f ^{0.74}	2.33f ^{0.50}	
-106.0	60.0	2.30	1910	3350	8.91f ^{0.94}	5.55f ^{0.50}	
-166.0	24.0	2.30	2030	3360	8.91f ^{0.94}	5.55f ^{0.50}	
-190.0	62.0	2.30	2100	3390	8.91f ^{0.94}	5.55f ^{0.50}	
-252.0	30.8	2.33	2090	3690	8.91f ^{0.94}	5.55f ^{0.50}	
-282.8	292.0	2.44	2390	3690	100	100	
-574.8	921.0	2.45	2460	3750	100	100	
-1495.8	946.0	2.48	2590	3960	100	100	
-2441.8	546.0	2.50	2680	4160	100	100	
-2987.8	∞	2.63	3340	5800	150	150	▽地震基盤

【青文字】地震観測点位置を示す。

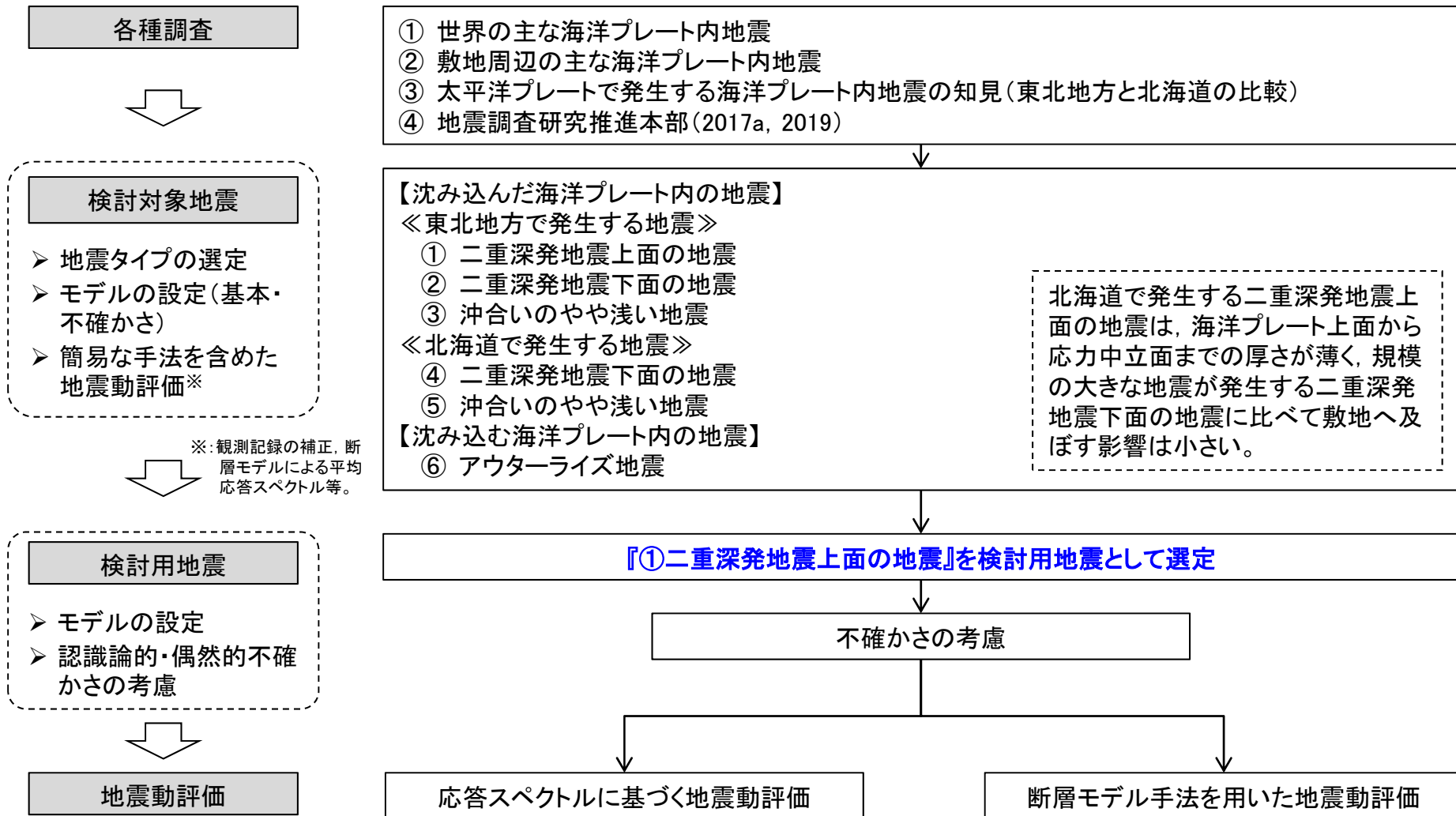
※解放基盤表面の地震動評価として採用する観測点はT.P.+2.0m, 地盤のせん断波速度はV_s=1300m/s。

3. 海洋プレート内地震の発生状況と特徴

- 3. 1 海洋プレート内地震の地震動評価フロー
- 3. 2 世界の主な海洋プレート内地震
- 3. 3 敷地周辺の海洋プレート内地震の特徴
- 3. 4 まとめ

3.1 海洋プレート内地震の地震動評価フロー

➤ 海洋プレート内地震の評価フローを以下に示す。

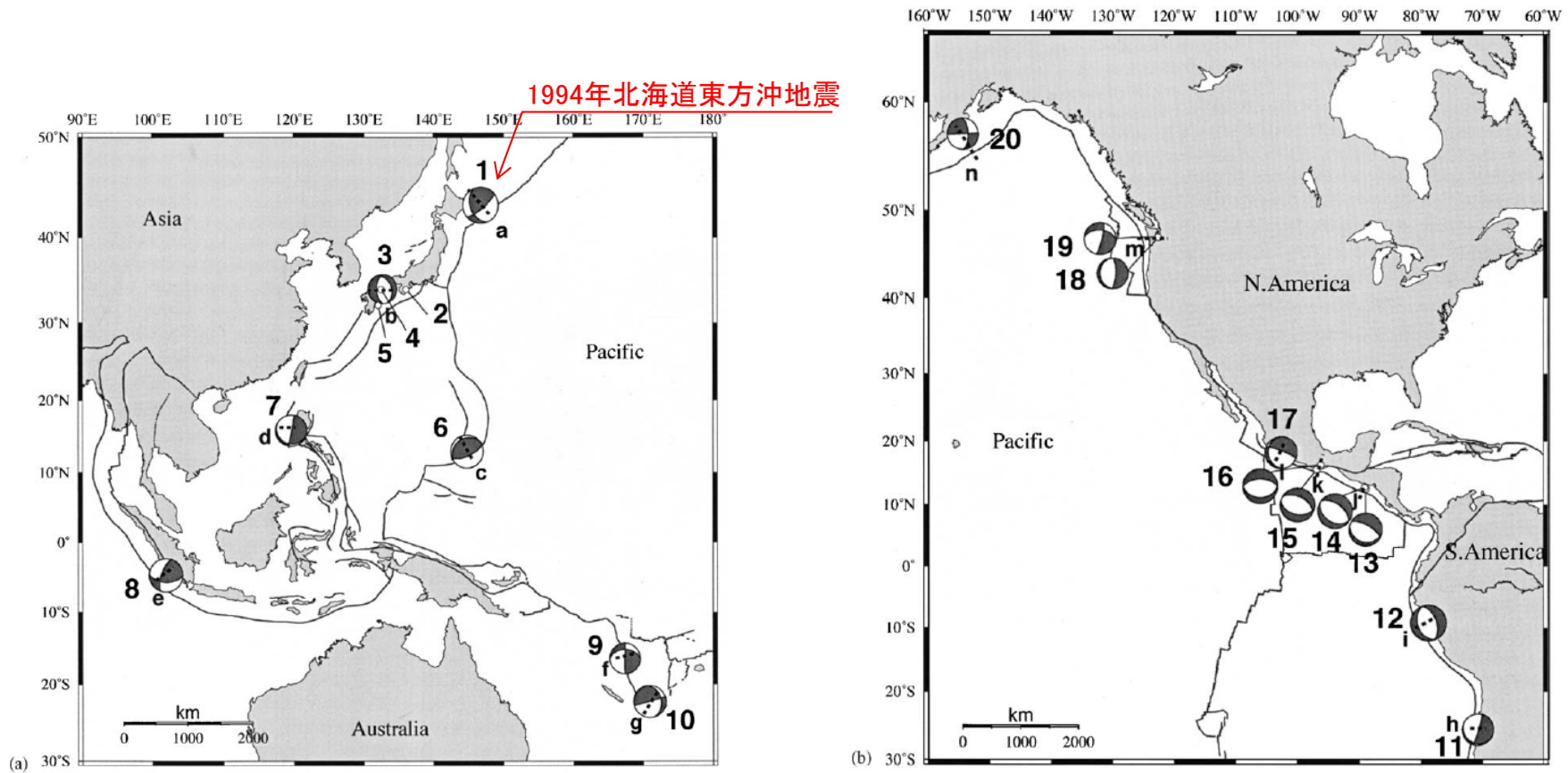


3.2 世界の主な海洋プレート内地震

(1)世界の海洋プレート内地震① 主な地震の分布

【Seno and Yoshida(2004)】

- ハーバードCMTカタログなどから、1977～2001年に発生したMw7.0以上、深さ20～60kmの海洋プレート内地震を抽出し、整理している。
- 地震規模の最大は1994年北海道東方沖地震(M8.2)である。



規模の大きな浅い海洋プレート内地震の震源メカニズム
 [Seno and Yoshida(2004)一部加筆]

3. 2 世界の主な海洋プレート内地震

(1) 世界の海洋プレート内地震② 主な地震の表

【Seno and Yoshida(2004)】

世界的に見た場合、1994年北海道東方沖地震(M8.2※)が海洋プレート内地震として最大規模である。

※: 気象庁マグニチュード

浅い海洋プレート内地震の一覧[Seno and Yoshida(2004)]一部加筆

Region event	Date	Epicenter		M_w	Depth (km)	Strike/dip/rake			Age (Ma)	Upper plate stress
		$^{\circ}$ N	$^{\circ}$ E			$^{\circ}$	$^{\circ}$	$^{\circ}$		
E. Hokkaido										
1 Hokkaido-toho-oki	4 October 1994	43.42	146.81	8.3	33	158	41	24	123	
Kyushu-SW. Japan										
2 Kii-Yamato ^a	7 March 1899	34.1	136.1	7.0	45				15-30	G
3 Geiyo	24 March 2001	34.13	132.71	6.8	47	181	57	-67		
4 Geiyo ^a	2 June 1905	34.1	132.5	7.2	50					
5 Hyuganda ^a	2 November 1931	32.2	132.1	7.1	40					
S. Mariana										
6 Guam	8 August 1993	12.98	144.80	7.7	45	238	24	82	164	G
Manila										
7 Manila	11 December 1999	15.87	119.64	7.2	35	112	13	-169	22	
Sumatra										
8 Sumatra	4 June 2000	-4.73	101.94	7.8	44	92	55	152	66	
Vanuatu										
9 Vanuatu	13 July 1994	-16.50	167.35	7.1	25	272	42	2	35-52	G
10 Vanuatu	6 July 1981	-22.31	170.90	7.5	58	345	30	-179		
N. Chile										
11 Taltal	23 February 1965	-25.67	-70.79	7.0	60	16	86	-78	48	G
C. Peru										
12 Peru	31 May 1970	-9.18	-78.82	7.9	43	160	37	-90	44	G
El Salvador										
13 El Salvador	19 June 1982	12.65	-88.97	7.3	52	102	25	-106	>37	G
14 El Salvador	13 January 2001	12.97	-89.13	7.7	56	121	35	-95		
Mexico										
15 Oaxaca	30 September 1999	15.70	-96.96	7.4	47	102	42	-103	10-17	G
16 Oaxaca	15 January 1931	16.4	-96.3	7.7	40	90	34	-90		
17 Michoacan	11 January 1997	18.34	-102.58	7.1	40	175	18	-28		
N. Cascadia										
18 Nisqually	28 February 2001	47.14	-122.53	6.8	47	176	17	-96	10	G
19 Olympia ^b	13 April 1949	47.17	-122.62	7.1	54	14	82	-135		
Alaska										
20 Kodiak Island	6 December 1999	57.35	-154.35	7.0	36	357	63	-180	55	G

^a Hypocenters and magnitudes are from Utsu (1982), except for the depths of the 1899 and 1905 events which are estimated in this study. Magnitudes are referring to the Japan Meteorological Agency (JMA) magnitude.

^b Hypocenters and magnitudes are from Baker and Langston (1987).

Hypocenters for other events are from the Harvard University centroid moment tensor catalogue (HCMT), except for the depths by individual studies mentioned in the text. Strike, dip and rake are from HCMT except for the 1993 Guam event: Tanioka et al. (1995), 1965 Taltal event: Malgrange and Madariaga (1983), 1970 Peru event: Abe (1972), 1931 Oaxaca event: Singh et al. (1985), and 1949 Olympia event: Baker and Langston (1987). G abbreviates gradient in the upper plate stresses.

3. 2 世界の主な海洋プレート内地震

(1) 世界の海洋プレート内地震③ 島弧の特徴

【Seno and Yamanaka(1998)】

海洋プレート及び背弧の応力状態
[Seno and Yamanaka(1998)一部加筆]

■世界の海洋プレート内地震の特徴

- 世界の海洋プレートと島弧に働く応力の状況、プレートの年代がまとめられている。
- 東北日本弧(N.Honshu), カムチャツカ(Kamchatka)及び千島弧(Kuril)は、海洋プレート内の応力が中立(Neutral), 背弧の応力が圧縮(Compression)である。
- また、千島弧と比較して東北日本弧の海洋プレートは古い年代となっている。

Arc	Slab Stress	Back-arc Stress	Slab Age (Ma)	Ref. (slab)	Ref. (arc)
S. Ryukyu	C	T	45	(1)	(2)
Izu-Bonin	C	T	150	(3)	(4)
Tonga	C	T	100	(3)	(5)
Kermadec	C	T	90	(3)	(5)
Kamchatka	N	C	90	(6)	(7)
Kuril	N	C	110	(8)	(9)
N. Honshu	N	C	130	(10)	(11)
E. Aleutians	N	T	53	(12)	(11)
S. Honshu	N	T	20	(13)	(9)
New Britain	N	T	30	(14)	(15)
Philippines	T	C	40	(16)	(16)
Sumatra	T	C	50	(3)	(17)
Peru	T	C	30	(18)	(19)
Chile	T	C	40	(18)	(19)
Mariana	T	T	165	(3)	(20)
Kyushu	T	T	26	(1)	(21)
Aegean	T	T	110	(22)	(23)

Slab Stressの凡例は以下の通り。

T: down-dip tension

C: down-dip compression

N: neutral

3. 2 世界の主な海洋プレート内地震

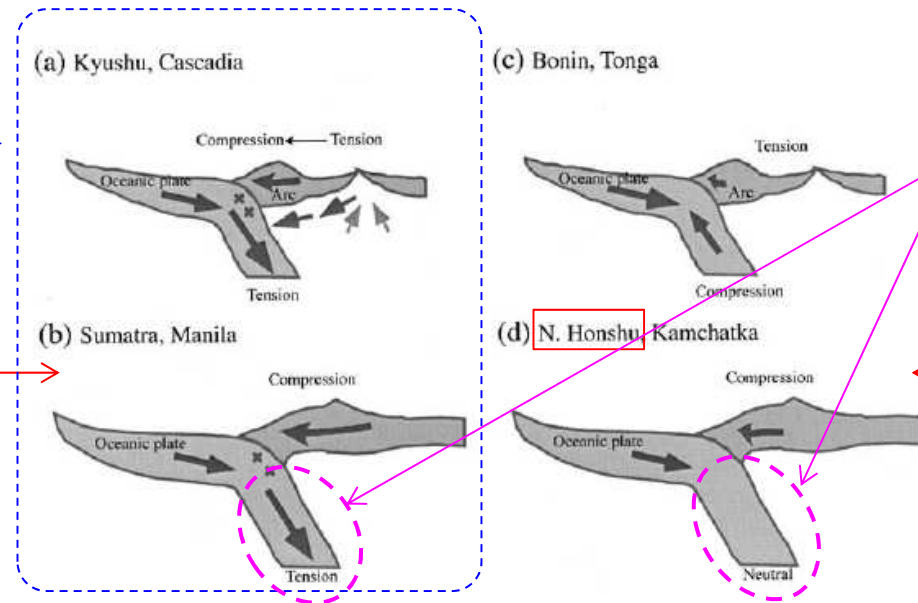
(1)世界の海洋プレート内地震④ 海洋プレートと島弧の応力の関係

【Seno and Yoshida(2004)】

- 海洋プレートと島弧に働く応力の関係を4つのタイプに分類した。
- 規模の大きい海洋プレート内地震は、海洋プレート内に引張りが作用し、かつ、島弧の応力状態が高いFig.12(a),(b)のタイプの地域で発生しているとしている。(Fig12.(a),(b)に該当する地域では、1994年北海道東方沖地震(M8.2※)、1993年グアムの地震(Mw7.7)、2000年スマトラの地震(Mw7.8)等が発生している。) ※:気象庁マグニチュード
- 大きな海洋プレート内地震が発生していないFig.12(c),(d)のタイプは、海洋プレートに圧縮力が作用している場合か、あるいは、海洋プレート内に中立な応力を持っている場合であるとしている。これらの場合、島弧の圧縮の応力に対しバランスが保たれている。

規模の大きな海洋プレート内地震が発生するタイプ

北海道(千島弧)は(b)に分類されている。(文献中に、「This case is seen in Sumatra, Manila, and E.Hokkaido.」の記載がある。)



北海道と東北地方では、沈み込んだ海洋プレート内の応力状態に違いが見られる。東北地方には大きな応力は発生していない(Neutral)。

東北日本弧は(d)に分類されている

Fig. 12. Relationships between the slab and arc stresses. The ridge push, slab pull and the fore-arc collision force are balanced (Seno and Yamanaka, 1998). (a) The slab is down-dip tensional and the arc is tensional in the back-arc and compressional in the fore-arc. (b) The slab is down-dip tensional and the arc is compressional. (c) The slab is down-dip compressional and the arc is tensional. (d) The slab is neutral in the stress state and the arc is compressional. In regimes (a) and (b), large shallow intraslab earthquakes tend to occur.

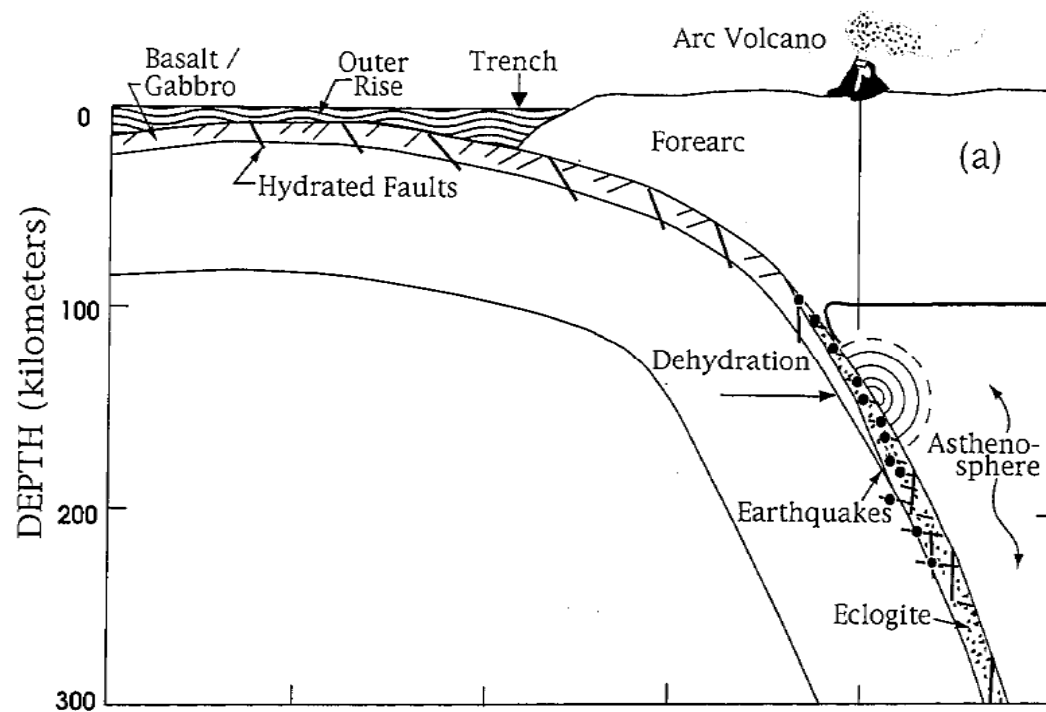
Seno and Yoshida(2004) 一部加筆

3. 2 世界の主な海洋プレート内地震 (2)アウターライズ地震 発生メカニズム

【Kirby et al.(1996)】

■アウターライズ地震の発生メカニズム

- 海洋プレートは、海溝で沈み込む際に下方に曲げられ、そのため海溝付近の海洋プレートの浅い部分で正断層型の地震が発生する。
- この正断層には、陸側と海側に傾斜した両方のタイプがあるが、どちらも傾斜角 60° 程度になる(海洋プレート表面となす角度が 60° 程度)。



海溝－アウターライズにおけるプレートのベンディングによる正断層地震の発生と海洋プレート内地震としての再活動

3. 2 世界の主な海洋プレート内地震 (3)まとめ

1. 沈み込んだ海洋プレート内地震

- 敷地が位置する東北地方(東北日本弧)と北海道(千島弧)には, 同じ太平洋プレートが沈み込んでいる。それぞれの地域では, 地震発生の最大深さや海洋プレートの収束速度に類似性が見られるものの, 地震面の傾角及びカップリングの強さに差異が認められる。(補足説明資料1章1参照)
- 世界的に見た場合, 沈み込んだ海洋プレート内地震の最大規模は1994年北海道東方沖地震(M8.2)である。
- 東北地方と北海道では, 海洋プレート内部及び島弧側の応力状態に違いがみられる。北海道(千島弧)は規模の大きな海洋プレート内地震が発生する地域に区分されるのに対し, 東北地方(東北日本弧)は規模の大きな海洋プレート内地震が発生しない地域に区分される。
- 沈み込んだ海洋プレート内地震は, アウターライズで生じた正断層の再活動と考えられる。

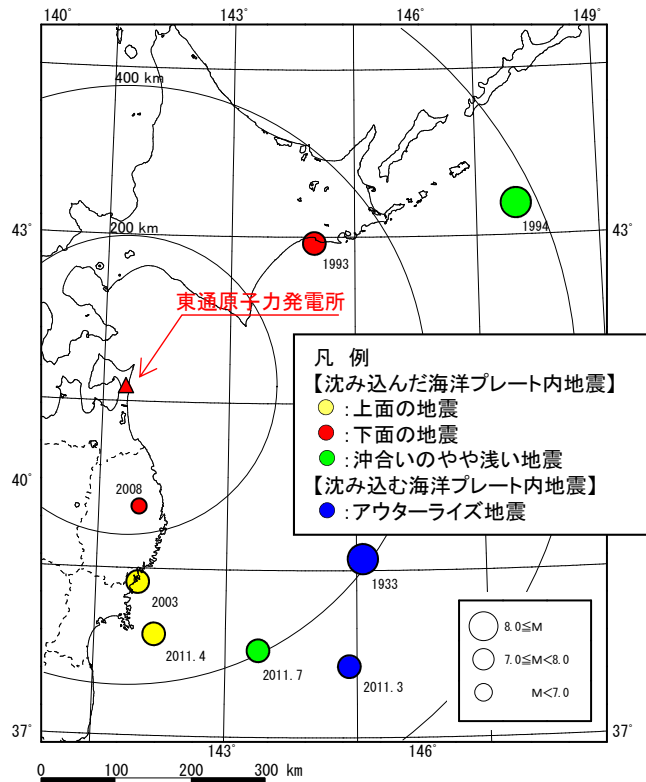
2. 沈み込む海洋プレート内地震(アウターライズ地震)

- 海洋プレートが海溝から沈み込む際に正断層が発生する。
- これまで知られている正断層のアウターライズ地震の最大規模は, 東北地方の海溝東側で発生した1933年三陸沖の地震(M8.1)である。津波による被害が発生したが, 地震による被害は少なかった。(補足説明資料1章1参照)

3.3 敷地周辺の海洋プレート内地震の特徴

(1) 敷地周辺の主な海洋プレート内地震

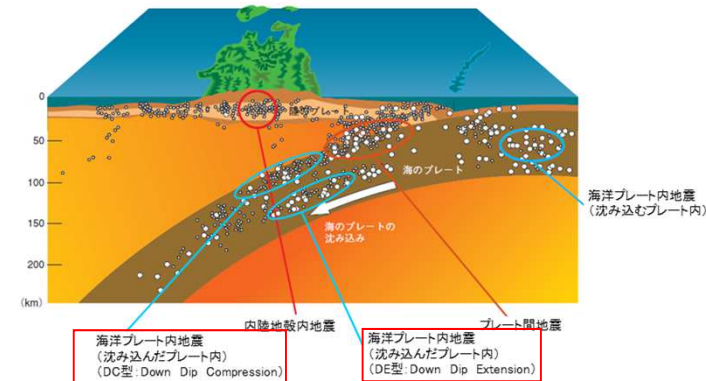
- 東北地方から北海道では、海溝から陸側に向かって沈み込んだ海洋プレート内で発生する地震は、二重深発地震を形成している。
- 東北地方(東北日本弧)では、下面(DE型)に比べて上面(DC型)の活動が活発で、上面で発生した地震の最大規模は2011年4月7日宮城県沖の地震(M7.2)(以下、「4.7地震」と記載。)である。一方、下面(DE型)ではM7を超える地震は発生しておらず、その最大規模は2008年岩手県沿岸北部の地震(M6.8)である。沖合のやや浅い地震としては2011年7月10日三陸沖の地震(M7.3)が最大である。
- 北海道(千島弧)では上面に比べ下面(DE型)の活動が活発で、最大規模としては1993年釧路沖地震(M7.5)がある。また、沖合のやや浅い地震として、1994年北海道東方沖地震(M8.2)がある。
- アウターライズの地震としては、1933年三陸沖の地震(M8.1)が発生している。



主な海洋プレート内地震の震央分布
※地震諸元は気象庁による

敷地周辺の主な海洋プレート内地震

地震タイプ		東北地方(東北日本弧)	北海道(千島弧)
海洋プレート沈み込んだ地震	二重深発地震 上面の地震(DC型)	2003年宮城県沖の地震(M7.1) 2011年4月7日宮城県沖の地震(M7.2)	(規模の大きな地震は知られていない)
	二重深発地震 下面の地震(DE型)	2008年岩手県沿岸北部の地震(M6.8)	1993年釧路沖地震(M7.5)
	沖合いのやや浅い地震	2011年7月10日三陸沖の地震(M7.3)	1994年北海道東方沖地震(M8.2)
沈み込む海洋プレート内地震 (アウターライズ地震)		1933年三陸沖の地震(M8.1) 2011年3月11日三陸沖の地震(M7.5)	(規模の大きな地震は知られていない)



地震発生タイプの模式図

[地震調査研究推進本部(2017b)に一部加筆]

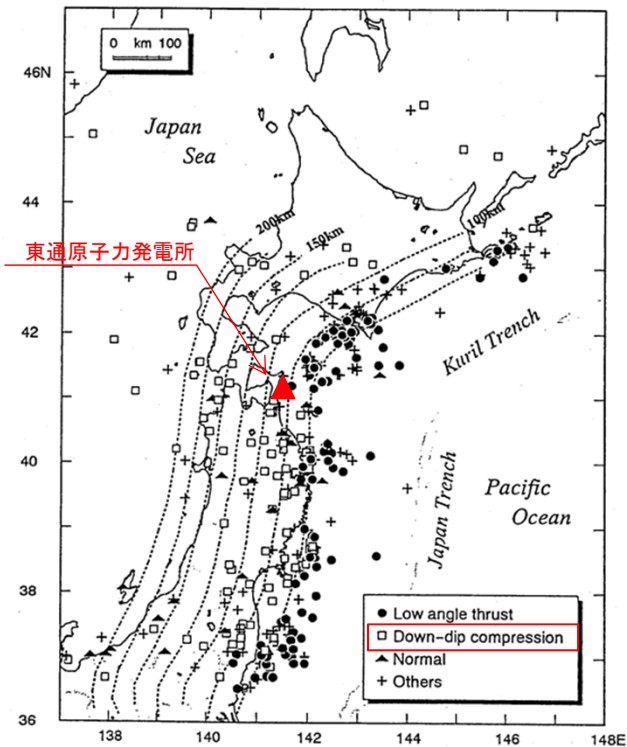
3.3 敷地周辺の海洋プレート内地震の特徴

(2) 太平洋プレートで発生する海洋プレート内地震

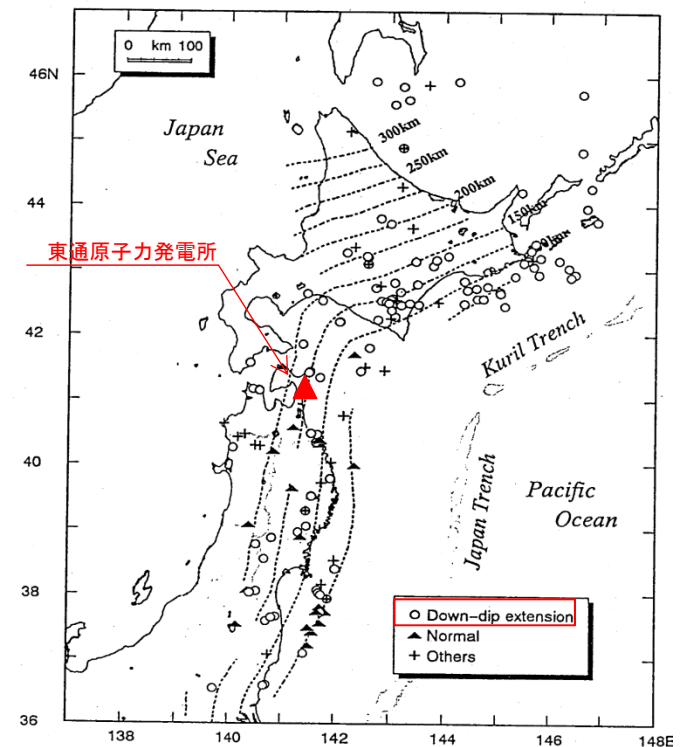
【Kosuga et al.(1996)】では、東北地方と北海道では二重深発地震の上面及び下面の活動に違いがあることを示している。

【Kosuga et al.(1996)】

- ◆ 東北地方では、海洋プレート上面で発生するDown-dip compressionの地震が優勢である。
- ◆ 北海道では、海洋プレート下面で発生するDown-dip extensionの地震が優勢である。



二重深発地震上面の地震



二重深発地震下面の地震

Kosuga et al.(1996)に一部加筆

3.3 敷地周辺の海洋プレート内地震の特徴 (2) 太平洋プレートで発生する海洋プレート内地震

【Kita et al.(2010)】では、東北地方及び北海道における海洋プレート内地震の上面と下面の発生状況の特徴を示している。

【Kita et al.(2010)】

- ◆ 震源深さ分布より、海洋プレート内地震の多くは、二重深発地震の上面及び下面で発生している。
- ◆ また、上面と下面の間の領域(面間)にも地震の発生が見られる。

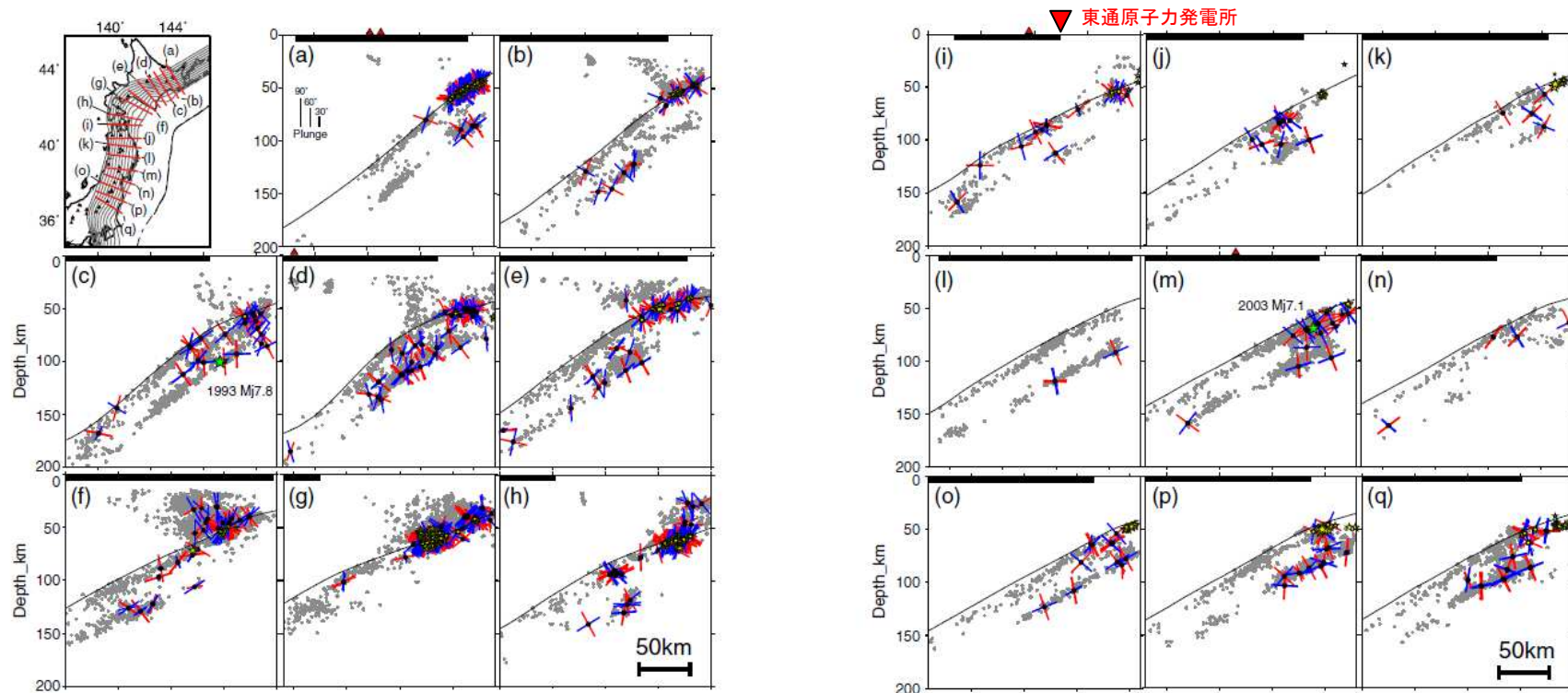


Fig. 2 (continued).

●: 各断面から10km以内で発生した地震, 青線:T軸, 赤線:P軸, ★: 繰返し地震, ●: プレート境界で発生した低角逆断層地震, 黒線: プレート上面

震源の島弧横断鉛直断面(一部加筆)

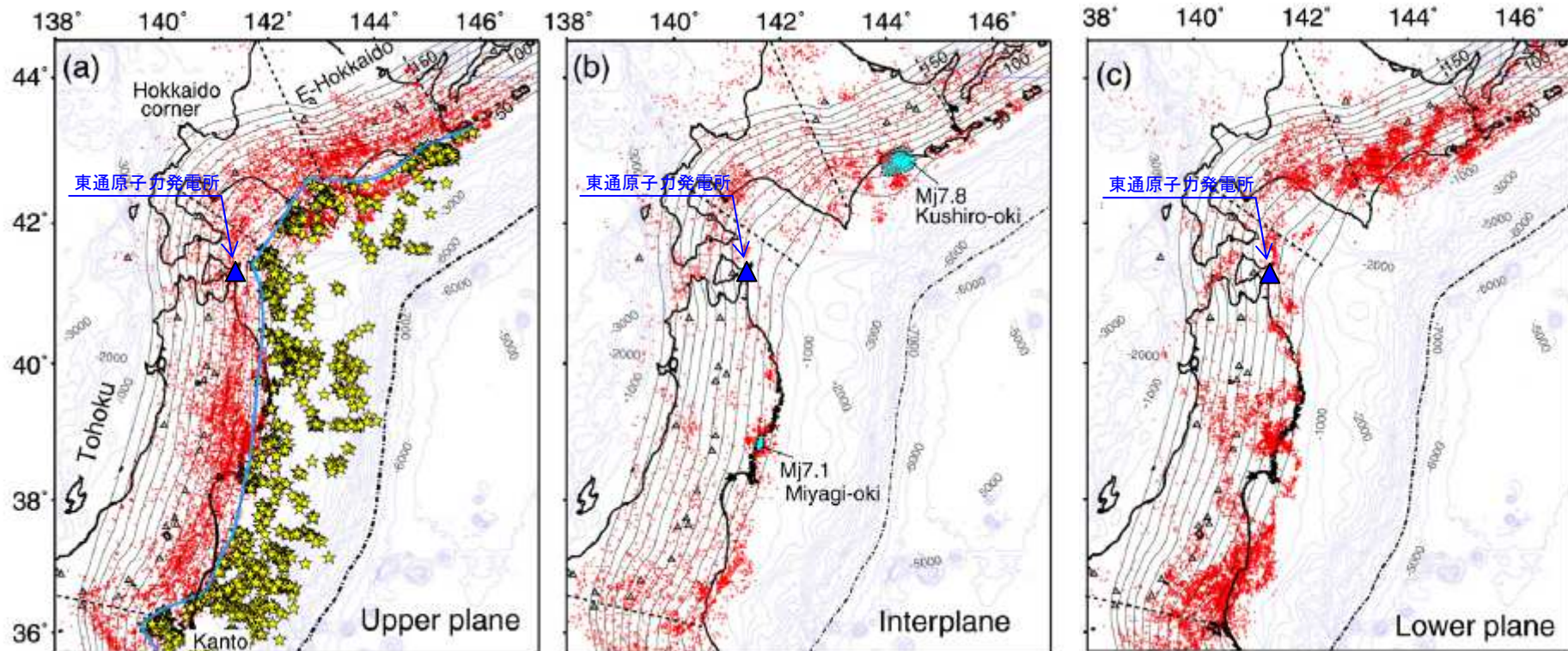
3.3 敷地周辺の海洋プレート内地震の特徴

(2) 太平洋プレートで発生する海洋プレート内地震

【Kita et al.(2010)】では、特に下面の地震の発生状況には非一様性が認められることを指摘している。

【Kita et al.(2010)】

- ◆ 上面の地震は、前弧側にやや多いものの、全域にわたって空間的にほぼ一様に分布する。
- ◆ それに対し下面の地震は、空間的に非一様に分布し、北海道東部、東北中央部、東北南東部にみられる。千島弧と東北日本弧の会合部では、深さ120km以浅の下面の地震活動は非常に低い。
- ◆ 面間地震は、下面の地震が発生する地域にみられる。東北北部(北緯40~41度)ではほとんど活動が見られない。



- : 海洋プレート内地震の震源, ▲: 活火山, 黒線: 海洋プレート上面の等深線, 青太線: プレート間地震の西縁, 青細線: 500mごとの海底等深線, ★: 繰返し地震,
- : 低角逆断層地震, 青網掛: 1993年釧路沖地震及び2003年宮城県沖の地震の余震範囲

(a)上面, (b)面間, (c)下面の地震の震央分布(一部加筆)

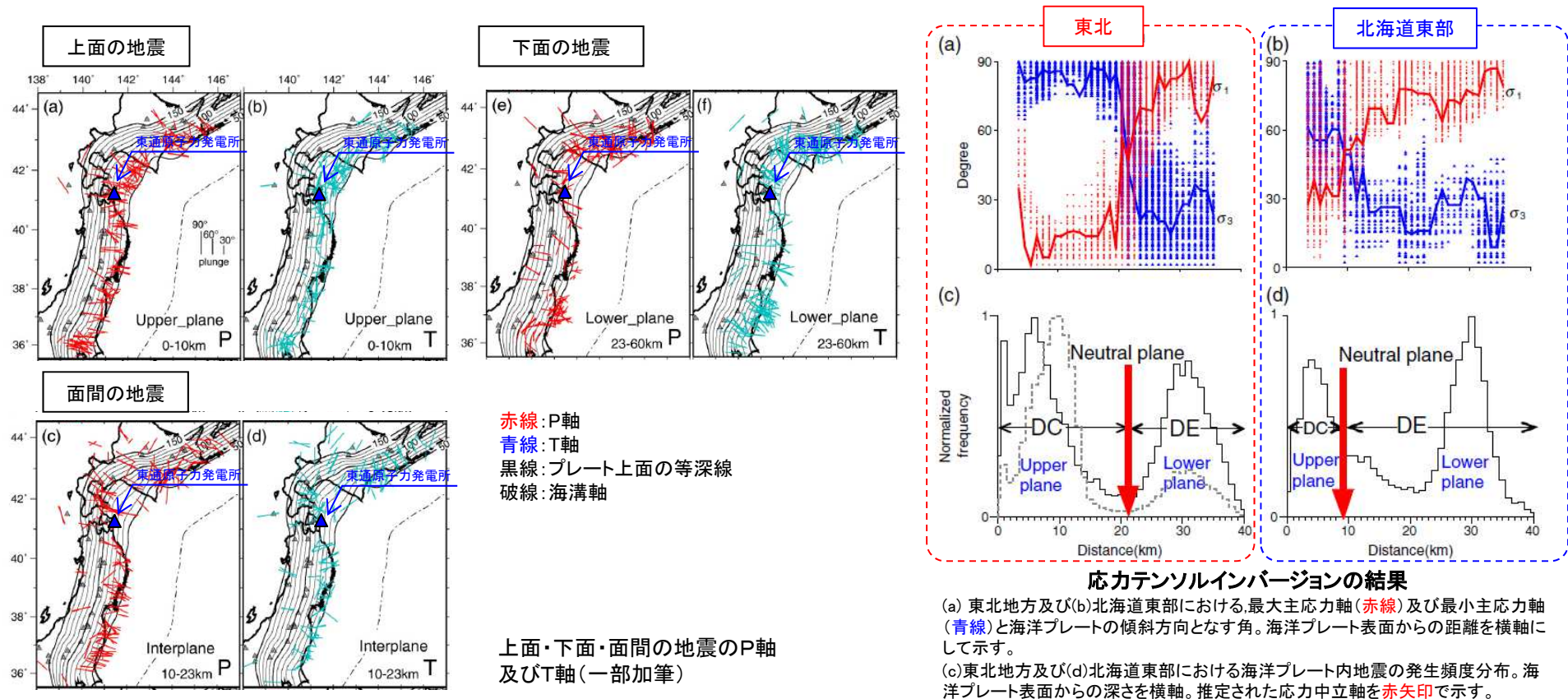
3.3 敷地周辺の海洋プレート内地震の特徴

(2) 太平洋プレートで発生する海洋プレート内地震

【Kita et al.(2010)】を踏まえると、DEの応力場が広い北海道では、東北地方に比べて規模の大きな下面の地震が発生する可能性があると考えられる。

【Kita et al.(2010)】

- ◆ 東北地方も北海道も、上面の地震活動はP軸(DC型)が卓越、下面の地震はT軸(DE型)が卓越する傾向がある。ただし、北海道東部では、上面の地震活動は、東北地方と比べて顕著ではない。
- ◆ 面間地震は、東北地方ではP軸(DC型)が、北海道東部でT軸(DE型)が卓越する傾向がある。
- ◆ 応力中立面は、東北地方では海洋プレート上面から深さ21km付近、北海道東部では海洋プレート上面から深さ9km付近である。



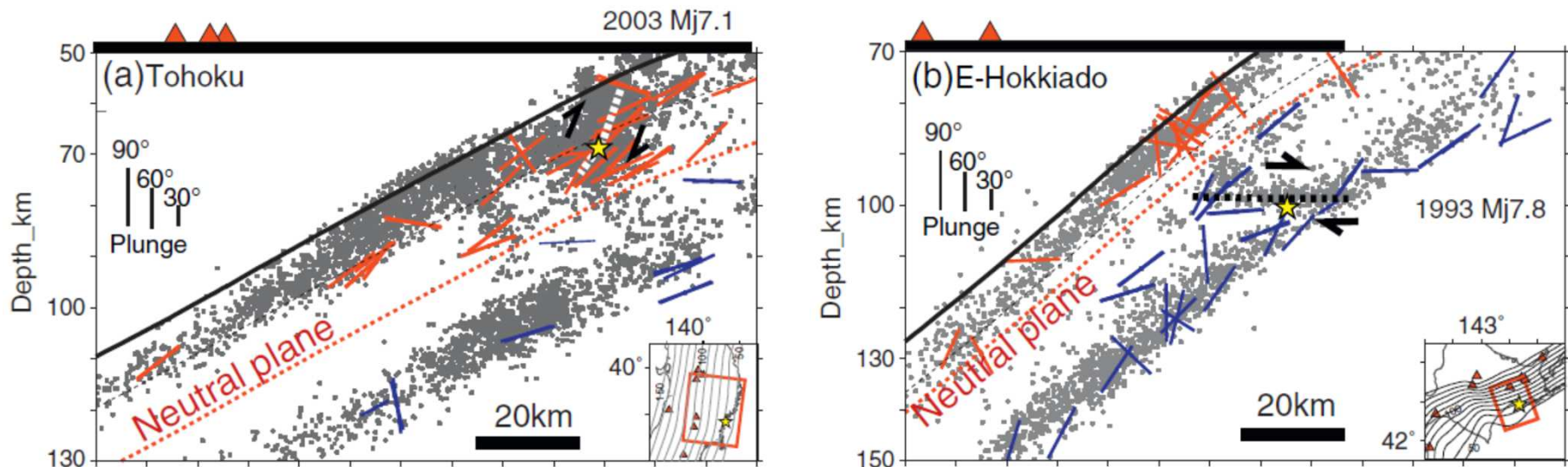
3.3 敷地周辺の海洋プレート内地震の特徴

(2) 太平洋プレートで発生する海洋プレート内地震

【Kita et al.(2010)】では、DC型、DE型ともその破壊は応力中立面を超えて広がっていないことを指摘している。

【Kita et al.(2010)】

- ◆ 2003年宮城県沖の地震(M7.1)及び1993年釧路沖地震(M7.5)のどちらも、その破壊は応力中立面付近にまで達するものの、それを超えては広がっていない。



●:地震, 黒線:プレート境界面, 黒点線:モホ面, 赤点線:応力中立面, 青線:T軸, 赤線:P軸
 白太点線:2003年宮城県沖の地震の断層面, 黒太点線:1993年釧路沖地震の断層面, ★:破壊開始点

規模の大きな海洋プレート内地震と応力中立面
 [DC型(2003年宮城県沖の地震)及びDE型(1993年釧路沖地震)]

3.3 敷地周辺の海洋プレート内地震の特徴

(2) 太平洋プレートで発生する海洋プレート内地震 応力中立面が異なる原因

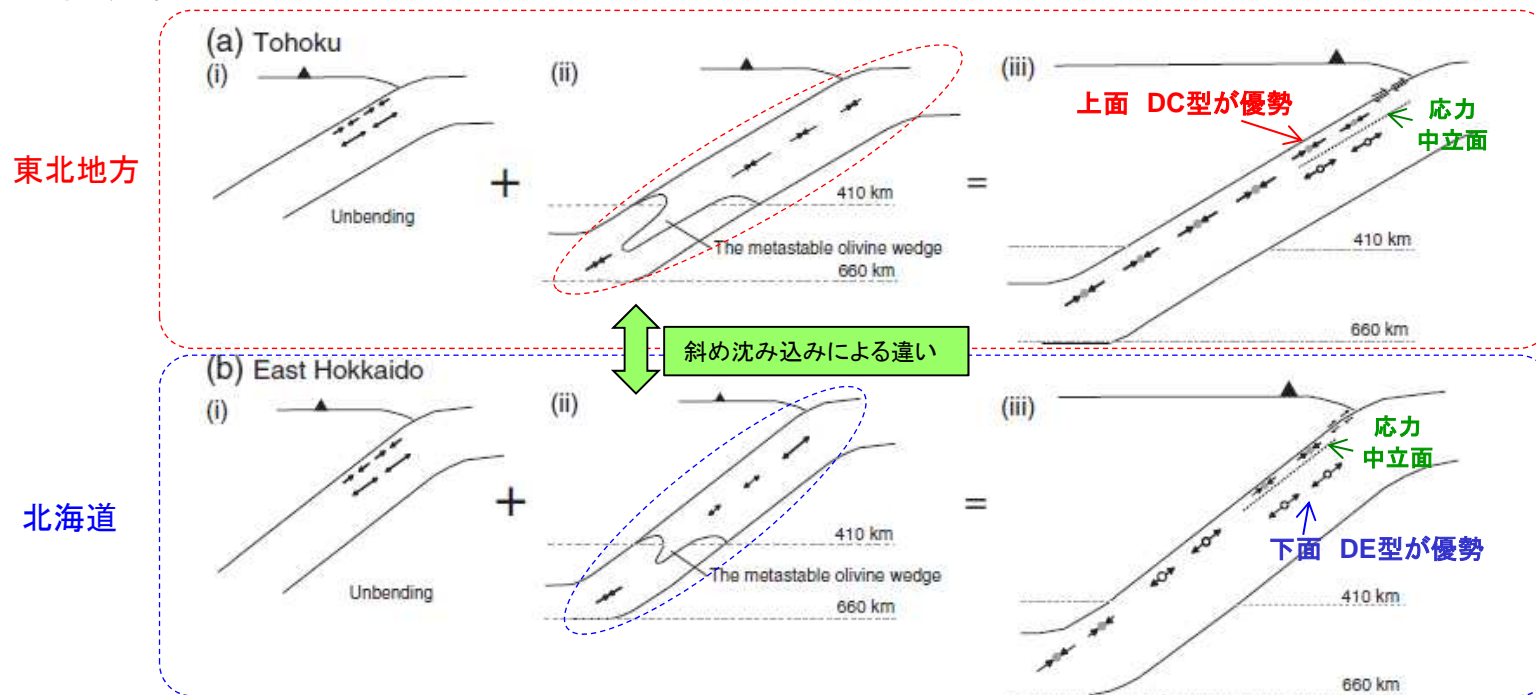
【Kita et al.(2010)】では、東北地方と北海道の海洋プレート内地震の発生様式の特徴が違う原因として、北海道における太平洋プレートの斜め沈み込みを指摘している。

【Kita et al.(2010)】

- ◆ Unbendingによる応力は、東北地方と北海道で違いはないが、浮力※¹による応力に違いがあることから、二種類の応力の重ね合わせで、応力中立面の位置に違いが現れると推定される。
- ◆ **応力中立面の位置が異なる原因は、北海道下で太平洋プレートが斜め沈み込みをしていることによる熱パラメータ※²の値の違いにあると推定される。**

※1: 準安定オリビン相が410km不連続面を超えて深くまで及ぶと、周囲のマントルより密度が小さいため浮力が働く。

※2: 鉛直方向のプレートの沈み込み速度とプレート年齢を乗じたもので、それが大きいほど沈み込んだ海洋プレート、すなわち海洋プレートの中心部の温度が低いことに対応する。



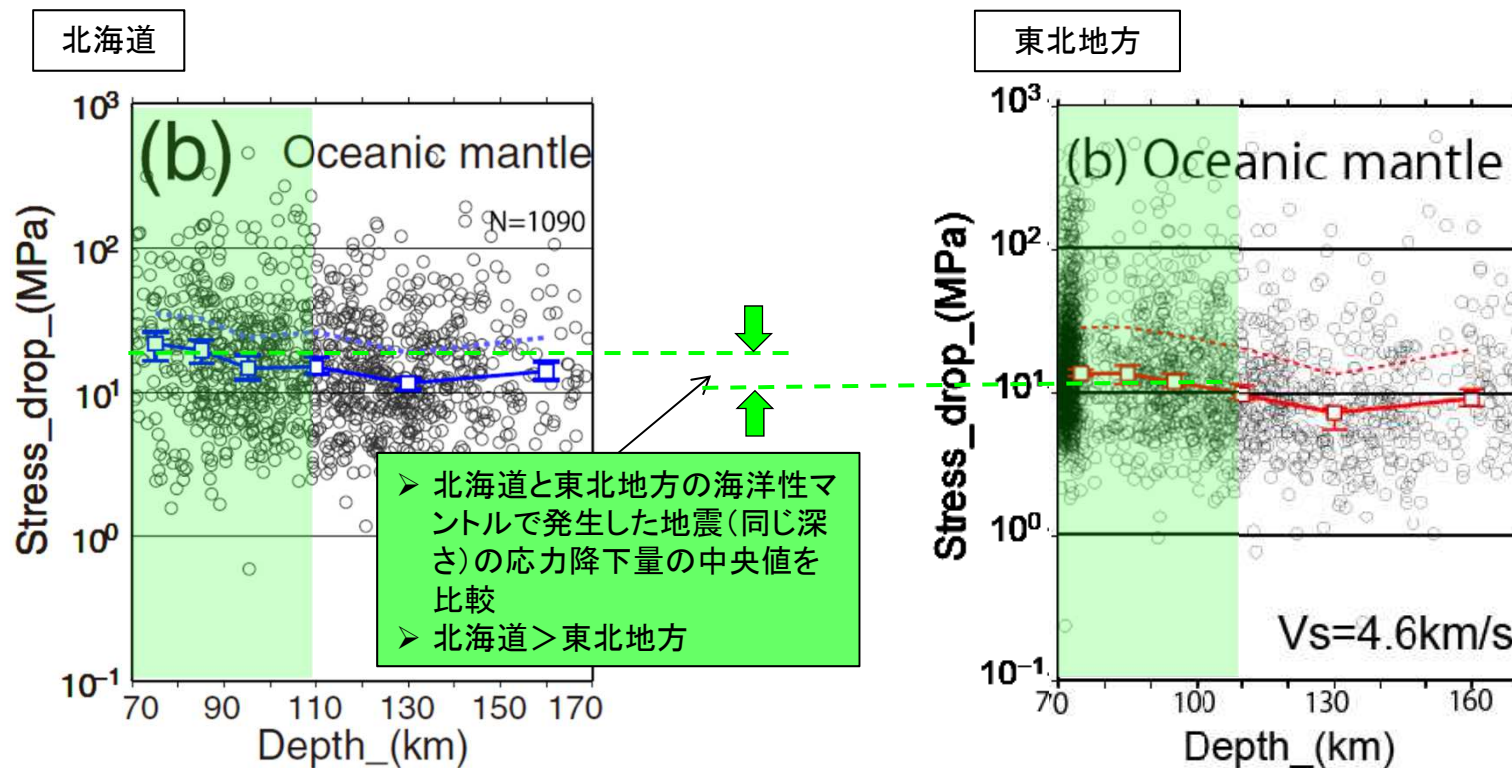
応力中立面位置の違いの原因【Kita et al.(2010)に一部加筆】

3.3 敷地周辺の海洋プレート内地震の特徴

(2) 太平洋プレートで発生する海洋プレート内地震 応力降下量の違い

北海道下で発生した1726個の海洋プレート内地震($2.0 < M < 5.0$)の応力降下量[Kita and Katsumata(2015)], 東北地方下で発生した2000個の海洋プレート内地震($2.0 < M < 5.0$)の応力降下量[北(2016)]の比較から以下の傾向が確認される。

- ① 北海道と東北地方では、海洋プレート内地震の応力降下量の中央値に違いが見られる。
- ② 東北地方に比べて北海道の海洋プレート内地震の応力降下量は大きい傾向がある。



北海道の海洋プレート内地震の応力降下量
[Kita and Katsumata(2015)一部加筆]

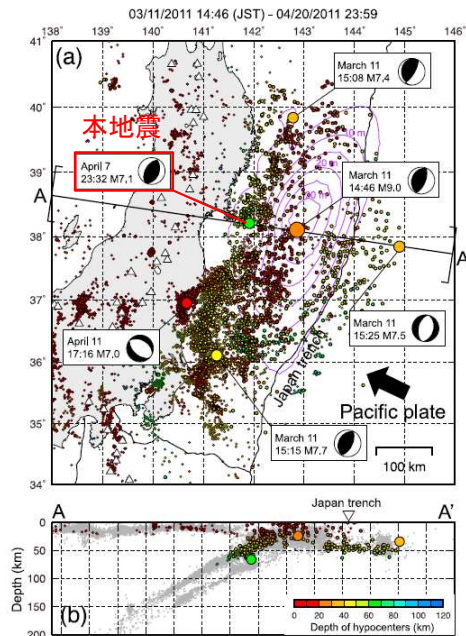
東北日本の海洋プレート内地震の応力降下量
[北(2016)一部加筆]

3.3 敷地周辺の海洋プレート内地震の特徴 (3) 二重深発地震上面の地震

【Nakajima et al.(2011)】では、4.7地震(M7.2)のメカニズム解等について整理している。4.7地震(M7.2)は、東北地方で発生した二重深発地震上面の地震(DC型)としては、最大規模の地震である。

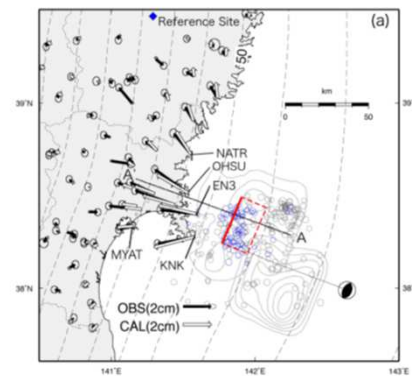
【Nakajima et al.(2011)】

- ◆ 2011年4月7日に発生したM7.1(註:気象庁の確定値はM7.2)の宮城県沖地震(左図中の緑丸)は、メカニズム解と余震分布から、太平洋プレート内の二重深発地震の上面から面間にかけて広がる海側に傾斜した断層面を持つ海洋プレート内地震である。
- ◆ 上面の地震に特徴的なP軸が、プレートの傾斜方向に向くDown-dip compression型のメカニズム解を持つ。
- ◆ プレート境界に沿う本震(2011年東北地方太平洋沖地震)の大きなすべりに伴ってせん断応力が増加したために、誘発されて発生したと推定される。



2011年東北地方太平洋沖地震の本震・余震・誘発地震の震源分布

【Nakajima et al.(2011)一部加筆】



4.7地震の断層面【Ohta et al.(2011)】

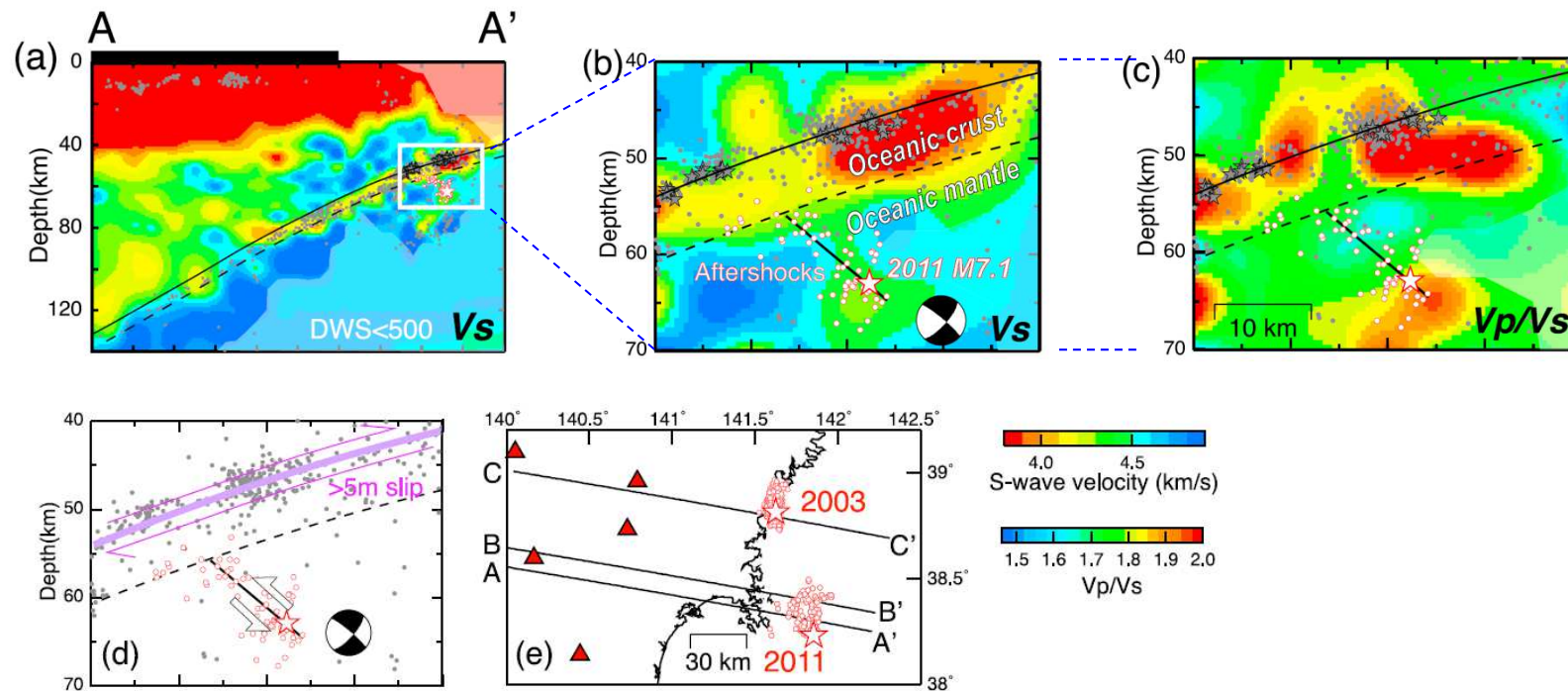
灰色の破線は、Kita et al.(2010)による応力中立面を示す。4.7地震の断層面は、海洋プレート内の応力中立面を大きく超えて拡大したものではない。【Ohta et al.(2011)】

3.3 敷地周辺の海洋プレート内地震の特徴 (3) 二重深発地震上面の地震

【Nakajima et al.(2011)】では、4.7地震(M7.2)は低速度の領域で発生していること等を示している。

【Nakajima et al.(2011)】

- ◆ M7.1 (注: 気象庁の確定値はM7.2)の地震の震源域における詳細な速度構造を推定したところ、海洋性マントルが低速度になっている領域で余震が発生している。M7.1の地震は海洋性マントル最上部の低速度域内で発生したことを示している。
- ◆ 余震の並びとプレート境界とのなす角は約60度であり、アウターライズで生成された含水化した正断層が再活動し、M7.1の地震を発生させたことが示唆される。



4.7地震の震源域周辺のS波速度構造等の鉛直分布図〔Nakajima et al.(2011)一部加筆〕

白丸は再決定した余震。黒の太線はメカニズム解から推定した断層面。黒実線はプレート境界。破線は海洋プレートモホ面。

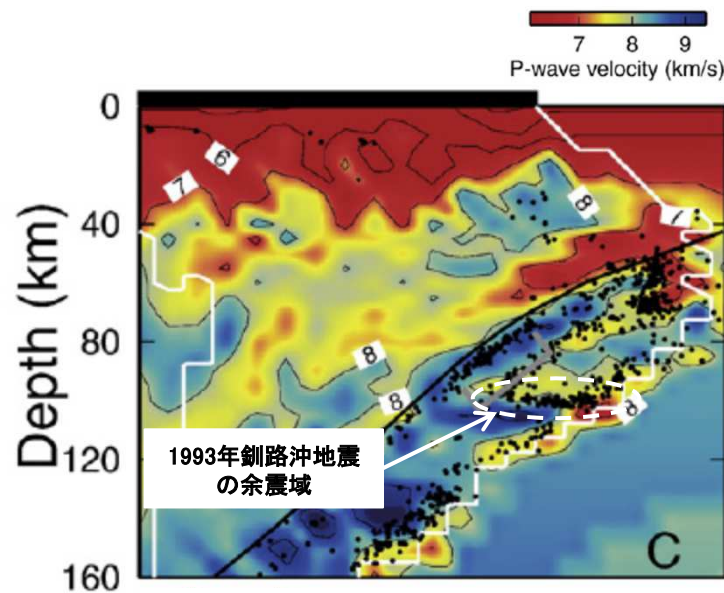
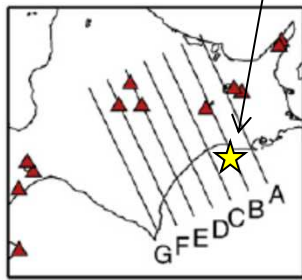
3.3 敷地周辺の海洋プレート内地震の特徴 (4) 二重深発地震下面の地震

【Nakajima et al.(2009)】では、1993年釧路沖地震の余震域にも低速度異常が認められることなどを指摘している。

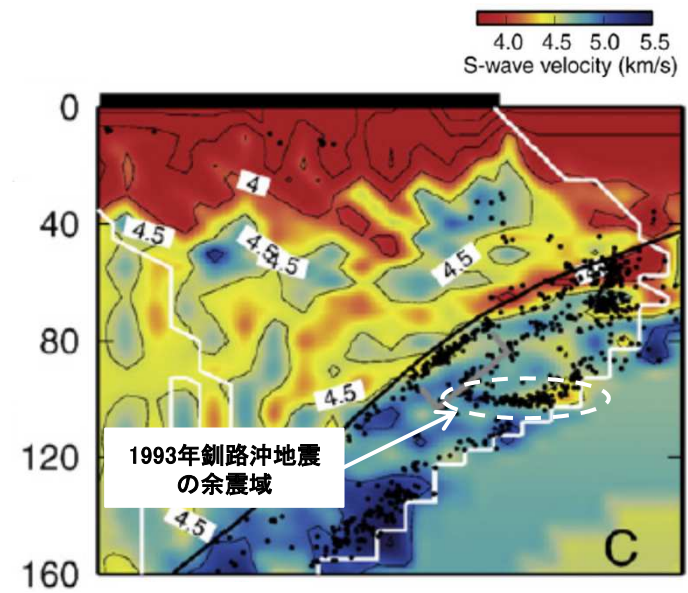
【Nakajima et al.(2009)】

- ◆ 1993年釧路沖地震の余震域には、水平方向の低速度異常が見られ、アウターライズの正断層で海洋プレート内部に取り込まれた水が関与している可能性がある。
- ◆ 1993年釧路沖地震は含水鉱物の脱水により引き起こされた可能性があり、その破壊は、含水鉱物が存在する既存弱面に沿って二重深発地震の上面方向に進展したと考えられる。

1993年釧路沖地震(M7.5)



測線Cの V_p トモグラフィーと震源分布



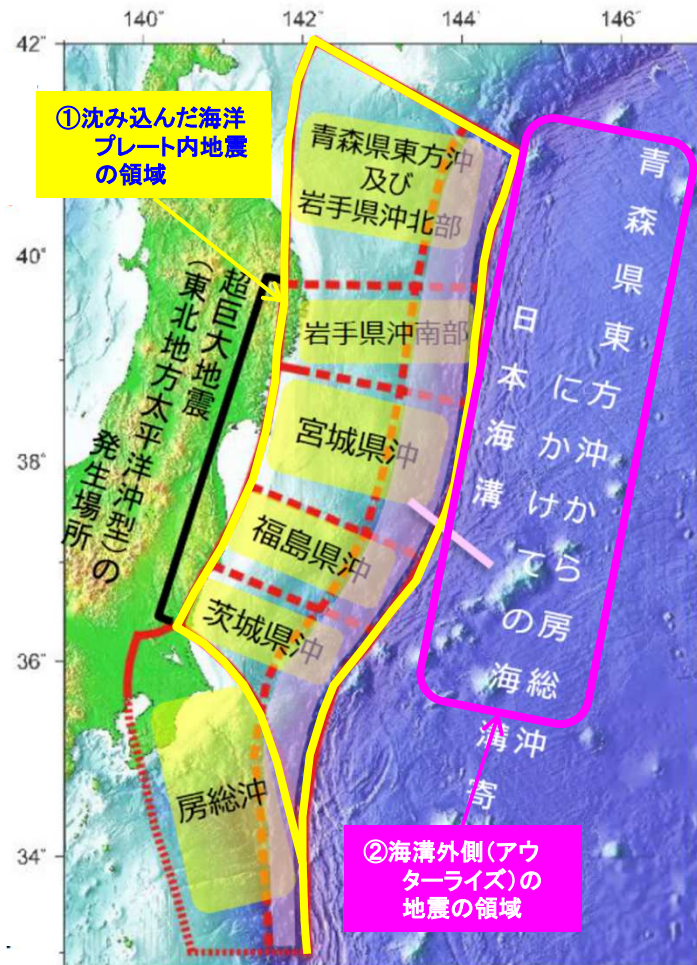
測線Cの V_s トモグラフィーと震源分布

〔Nakajima et al.(2009) 一部加筆〕

3.3 敷地周辺の海洋プレート内地震の特徴 (5) 地震調査研究推進本部の知見

【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では、2011年東北地方太平洋沖地震後の新たな知見を取り入れて長期評価を見直している。東北地方の太平洋沖には海洋プレート内地震としてのシナリオ地震は想定されておらず、領域震源ごとに定めた地震規模に基づき地震動の確率評価を行っている。



地震調査研究推進本部(2019)

【①沈み込んだ海洋プレート内地震】

- ✓ M7.0～7.5程度の地震としては、1923年以降2011年3月11日までに3～4回発生している。
- ✓ 1968年十勝沖地震(M7.9, プレート間地震)の最大余震(M7.5)が発生している*。
- ✓ 繰り返しが確認されていないことから、青森県東方沖から茨城県沖のどこかでM7.0～7.5程度の地震が発生するものとして評価する。
- ✓ なお、隣接する千島海溝では、1994年北海道東方沖地震(M8.2)が発生しており、日本海溝沿いでも同様の地震が発生する可能性は否定できない。

【②海溝外側(アウターライズ)の地震】

- ✓ 1933年三陸沖の地震が発生していることから、M8.2前後と評価する。

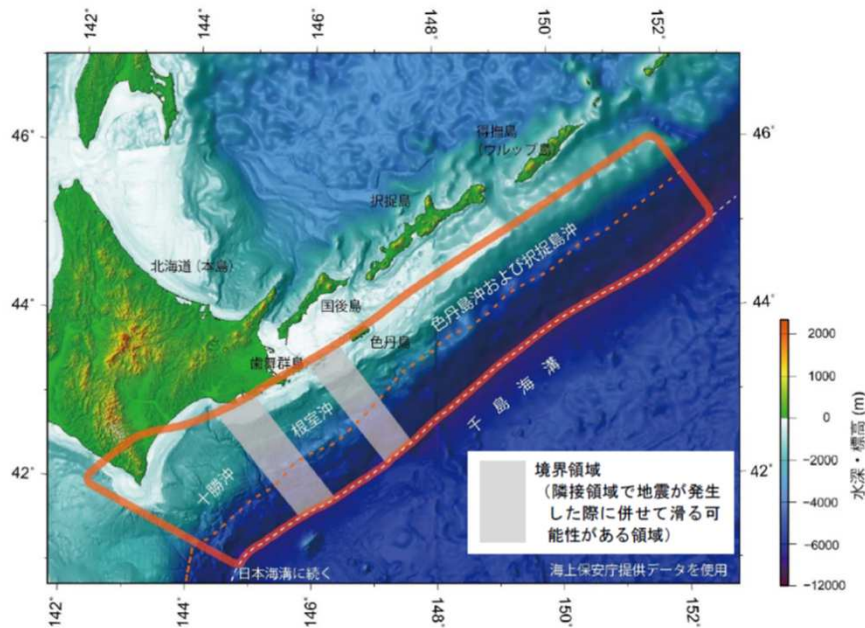
*: Izutani(2011)によれば、本震の影響を上回るものではない(補足説明資料1章2参照)。

日本海溝沿いの評価対象領域(一部加筆)

3.3 敷地周辺の海洋プレート内地震の特徴 (5) 地震調査研究推進本部の知見

【地震調査研究推進本部(2017a) 千島海溝沿いの地震活動の長期評価(第三版)】

- 過去に巨大な津波を引き起こす地震が発生していた可能性が指摘されているため、これまでに得られた調査観測・研究の成果を取り入れ、評価を改訂している。
- 海洋プレート内地震としてのシナリオ地震は想定されておらず、領域震源ごとに定めた地震規模に基づき地震動の確率評価を行っている。



千島海溝沿いの評価対象領域

地震調査研究推進本部(2017a)

【①沈み込んだ海洋プレート内のやや浅い地震(深さ50km程度)】

- ✓ 1839年以降, 1958年択捉島南東沖の地震(M8.1)及び1994年北海道東方沖地震(M8.2)が発生している。

【②沈み込んだ海洋プレート内のやや深い地震(深さ100km程度)】

- ✓ 1900年以降, 1924年北海道東方沖の地震(M7.5), 1978年択捉島付近の地震(M7.2)及び1993年釧路沖地震(M7.5)が発生している。

【③海溝軸外側(アウターライズ)の地震】

- ✓ 領域外で2007年ウルップ島沖の地震(M8.2), 隣接する領域で1933年三陸沖の地震(M8.1)が発生している。

3.4 まとめ

■敷地周辺の海洋プレート内地震の特徴(東北地方と北海道の比較)

- 東北地方と北海道では、海洋プレート内地震の地震活動の特徴に違いがある。
 - ① 東北地方(東北日本弧)では二重深発地震のうち上面の地震活動(DC型)が優勢であるのに対し、北海道(千島弧)では、下面の地震活動(DE型)が優勢である。
 - ② 過去の地震から、東北地方では、沈み込んだ海洋プレート内地震としては、M7.3を超える地震は発生していない。一方、北海道では、深い領域で1993年釧路沖地震(M7.5)、浅い領域で1994年北海道東方沖地震(M8.2)が発生している。
- 東北地方と北海道のテクトニクスについて、Kita et al.(2010)等により以下の知見が得られている。
 - ① 北海道と東北地方では、海洋プレートの応力中立面の位置が有意に異なっている。応力中立面は、東北地方の海洋プレート上面から深さ21km付近であるのに対し、北海道では深さ9km付近と浅い。北海道は過去に大地震が発生した下面の領域が大きく、東北地方に比べて大きな地震が発生する可能性が考えられる。
 - ② この応力中立面の位置が異なる原因は、北海道下では太平洋プレートが斜め沈み込みをしていることが要因として推定される。
 - ③ また、東北地方に比べて、北海道で発生する海洋プレート内地震の応力降下量は大きい傾向がある。
- 地震調査研究推進本部(2017a, 2019)では、海洋プレート内地震としてのシナリオ地震は想定していない。



北海道で発生する地震は東北地方で発生する地震に比べ敷地からの距離が遠いものの、地震規模や応力降下量が大きい傾向があることから、**東北地方と北海道の両方に同じタイプの地震を想定し、敷地に与える影響を比較した上で、検討用地震を選定する。**

4. 海洋プレート内地震の検討用地震の選定

- 4. 1 海洋プレート内地震の検討用地震選定の基本方針
- 4. 2 二重深発地震上面の地震(東北) 敷地下方DC型地震
- 4. 3 二重深発地震下面の地震(東北) 敷地下方DE型地震
- 4. 4 沖合いのやや浅い地震(東北)
- 4. 5 二重深発地震下面の地震(北海道) 北海道DE型地震
- 4. 6 沖合いのやや浅い地震(北海道)
- 4. 7 アウターライズ地震
- 4. 8 検討用地震の選定 まとめ(検討対象地震の地震動評価)

4.1 海洋プレート内地震の検討用地震選定の基本方針

(1) 基本方針と検討のフロー

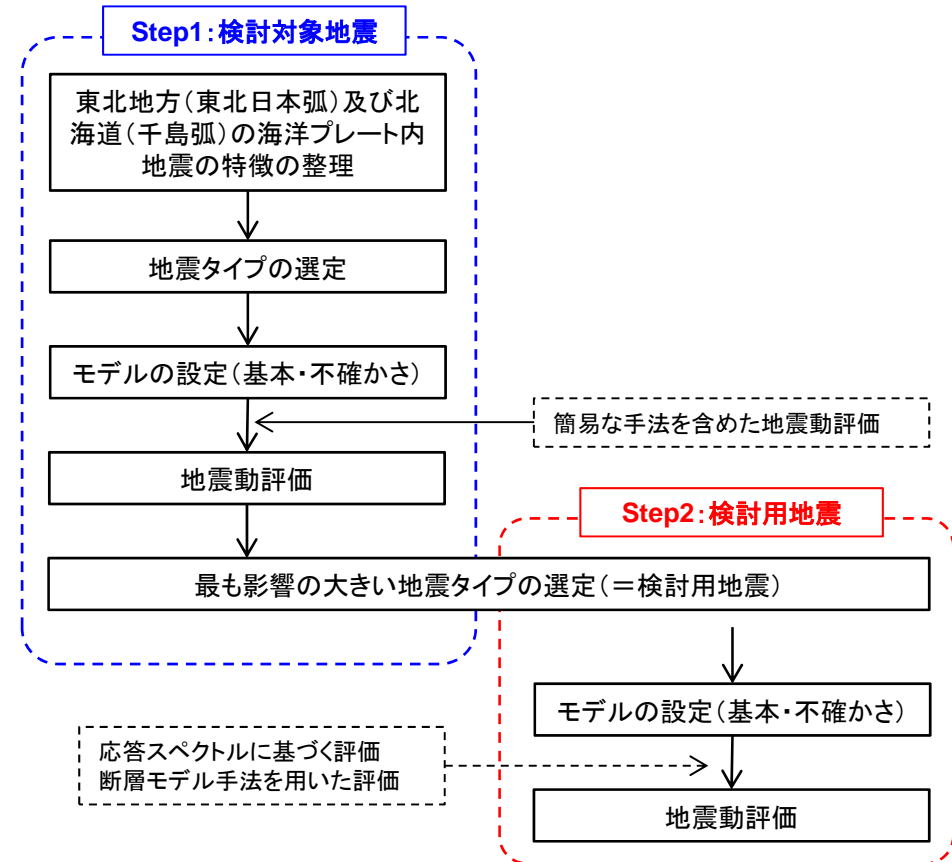
【審査ガイドの要求】

- 審査ガイドでは、プレート間地震、海洋プレート内地震の検討用地震の震源特性パラメータの設定においては、地震規模、震源領域についての検討要求に加え、特に**海洋プレート内地震では、アスペリティの応力降下量(短周期レベル)が適切に設定されていることを要求している。**

【検討用地震選定の基本方針】

- 海洋プレート内地震の地震規模、震源位置については変動地形学・地質学的データによる評価が難しいこと等から保守的な評価が必要なこと、また、応力降下量(短周期レベル)についても決定論的に設定することは困難であり保守的な評価が必要となることから、検討用地震選定の対象となる**検討対象地震のパラメータ設定においても、①地震規模、②震源位置、③応力降下量(短周期レベル)について不確かさを考慮したケースを設定した上で、敷地に対し最も影響の大きい地震を選定する。**
- 検討対象地震の地震動評価では、例えば内陸地殻内地震であれば地震規模と震源距離をパラメータとした距離減衰式を採用するのが一般的であり、選定における大小関係比較は平均的なスペクトル特性に基づいていること、また、**海洋プレート内地震の場合、短周期レベルの違いが応答スペクトルに与える影響を評価出来る手法を採用する必要があること等**を踏まえ、地震動評価は以下のいずれかの手法を採用する。

- ①断層モデル手法で得られる平均応答スペクトル※
- ②断層モデル手法で得られる平均応答スペクトルのNoda et al.(2002)を用いた補正(規模補正等)
- ③敷地において適切な観測記録が得られている場合には、観測記録のNoda et al.(2002)を用いた補正(距離補正等)



海洋プレート内地震の地震動評価フロー

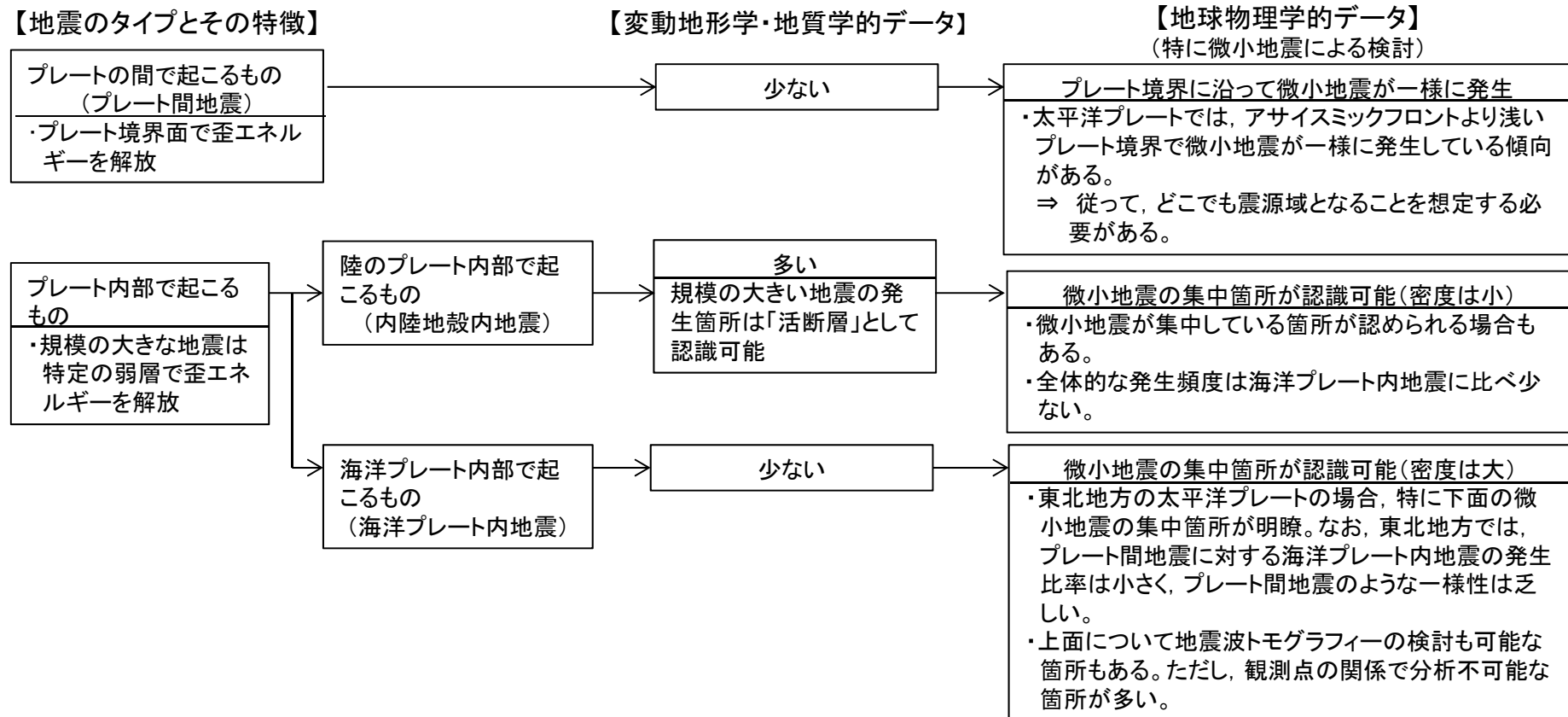
※:平均応答スペクトル 断層モデルを用いた地震動評価では、各小領域の破壊伝播の揺らぎを考慮した複数ケースを算定しており、平均応答スペクトルは複数の算定結果を平均化したもの

4. 1 海洋プレート内地震の検討用地震選定の基本方針

(2) 海洋プレート内地震の地震諸元設定に当たっての特徴

【海洋プレート内地震の特徴(プレート間地震, 内陸地殻内地震との比較)】

- ①海洋プレート内地震は、内陸地殻内地震と同様にプレート内部の弱層で発生する地震である。東北地方では、微小地震の分布はプレート間地震のように一様に分布している訳ではなく、**海洋プレート内地震の発生が集中する箇所**の識別が可能。従って、タイプによって想定位置の特定は可能。しかし、**沖合いなど観測の精度が落ちる箇所もあり**、観測の精度に応じたより保守的な評価が必要。
- ②また、内陸地殻内地震と比べ、海洋プレート内地震の場合、**変動地形学・地質学的データ**による評価が難しいため、この点からもより保守的な評価が必要。例えば、活断層からは地震規模の推定が可能であるが、海洋プレート内地震の場合、**直接的な地震規模の推定は困難なため**、保守的な評価が必要。



4. 1 海洋プレート内地震の検討用地震選定の基本方針

(3) 東北地方と北海道に想定する地震 ①地震規模, 想定位置, 短周期レベル

【想定する地震規模】

東通原子力発電所の立地を考慮し、東北地方(東北日本弧)及び北海道(千島弧)の海洋プレート内地震の特徴を踏まえ、敷地周辺に発生する海洋プレート内地震のタイプ別に以下の通り考慮する。

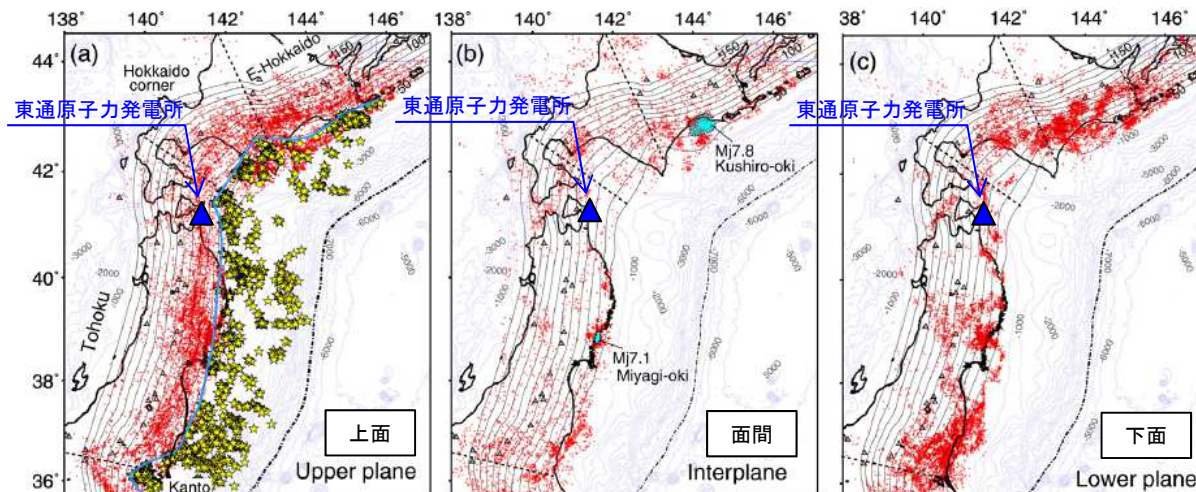
- **基本ケース**は、東北地方及び北海道のそれぞれの各領域において、これまで知られている**最大規模の地震**を考慮する。
- **不確かさケース**は**地球物理学的データにより想定される規模**もしくは**東北地方・北海道の領域の区別なく最大規模の地震**を考慮する。

【想定する位置】

- 海洋プレート内に流体によると思われる低速度域(例えば、4.7地震や1993年釧路沖地震)が詳しく知られている場合や、面間地震が分布する場合には、その位置に地震を想定することが考えられる。
- しかし、敷地付近等では十分なデータ収集、分析は行われていないことを踏まえ、**基本ケース**、**不確かさケース**とも、海洋プレートの形状を考慮した上で、**地震タイプごとに敷地に最も近い位置(敷地至近)に地震を想定する**ことにより、保守性を確保する。

【想定する応力降下量(短周期レベル)】

- 想定する位置における応力降下量の特徴が特に認められない場合は、観測記録の残差を考慮した距離減衰式[Noda et al.(2002), p.92参照]との考え方の整合性を踏まえ、**基本ケース**としては**地震調査研究推進本部(2020)の平均的な値**を採用する。
- **不確かさケース**としては、北海道、東北地方別に、**各領域に発生した過去の大地震の応力降下量**を採用する。



【Kita et al.(2010)】

- 面間地震は、下面の地震が発生する地域にみられる。東北北部(北緯40~41度)ではほとんど活動が見られない。
- 会合部の深さ120km以浅では、下面の活動性は非常に低い。

[Kita et al.(2010)一部加筆]

4. 1 海洋プレート内地震の検討用地震選定の基本方針

(3) 東北地方と北海道に想定する地震 ②地震タイプごとの特徴の整理

➤ 東北地方及び北海道の地震タイプごとの特徴を以下のとおり整理した。

東北地方と北海道における海洋プレート内地震の地震タイプごとの特徴

地震のタイプ		東北地方(東北日本弧)	北海道(千島弧)
沈み込んだ海洋プレート内地震	二重深発地震 上面の地震	<ul style="list-style-type: none"> ➤ 下面に比べて活動が優勢。 ➤ Down-dip Compression (DC) 型が卓越。 ➤ 地震規模の最大は、2011年4月7日宮城県沖の地震(4.7地震)(M7.2)。 ➤ 4.7地震では、震源域の北側にも低速度域を確認。 ➤ 同地震の短周期レベルは、海洋プレート内地震の平均的な値※の1.5倍(後述)。 	<ul style="list-style-type: none"> ➤ プレート上面から応力中立面までの厚さが薄く、規模の大きな地震が発生する二重深発地震下面に比べて地震規模は小さい。
	二重深発地震 下面の地震	<ul style="list-style-type: none"> ➤ 上面に比べて分布は不均質。 ➤ Down-dip Extension (DE) 型が卓越。 ➤ 地震規模の最大は、2008年岩手県沿岸北部の地震(M6.8)。 ➤ 同地震の短周期レベルは、海洋プレート内地震の平均的な値※の1.6倍(後述) 	<ul style="list-style-type: none"> ➤ Down-dip Extension (DE) 型が卓越。 ➤ 会合部付近では、下面の活動性は低い。 ➤ 応力中立面とプレート下面までが厚い。 ➤ 地震規模の最大は、1993年釧路沖地震(M7.5)。 ➤ 同地震の短周期レベルは、海洋プレート内地震の平均的な値※の2.1倍(後述)。
	沖合いの やや浅い地震	<ul style="list-style-type: none"> ➤ 地震規模の最大は、2011年7月10日三陸沖の地震(M7.3)。 ➤ 同地震の短周期レベルは、海洋プレート内地震の平均的な値※の0.6倍(後述)。 	<ul style="list-style-type: none"> ➤ 1994年北海道東方沖地震(M8.2)が発生。同地震は世界的に見ても最大級の海洋プレート内地震。 ➤ 同地震の短周期レベルは、海洋プレート内地震の平均的な値※の2.0倍(後述)。
沈み込む 海洋プレート内地震 (アウターライズ地震)		<ul style="list-style-type: none"> ➤ 世界的に見た正断層のアウターライズ地震の最大規模である1933年三陸沖の地震(M8.1)が発生。 ➤ 最近では、2011年3月11日15時25分三陸沖の地震(M7.5)が発生。 ➤ 同地震の短周期レベルは、海洋プレート内地震の平均的な値※の0.7倍(後述)。 	<ul style="list-style-type: none"> ➤ 規模の大きなアウターライズ地震は知られていない。

※: 強震動予測レシビ 地震調査研究推進本部(2020)

4. 1 海洋プレート内地震の検討用地震選定の基本方針

(3) 東北地方と北海道に想定する地震 ③地震タイプごとの整理

- 前頁を踏まえ、東北地方及び北海道の地震タイプごとに想定する地震を以下に示す。

東北地方と北海道に想定する地震

地震のタイプ		東北地方(東北日本弧)に想定する地震	北海道(千島弧)に想定する地震
沈み込んだ海洋プレート内地震	二重深発地震 上面の地震	<p>敷地下方DC型地震</p> <ul style="list-style-type: none"> ➤ 基本ケースとして敷地至近に東北地方の最大規模(4.7地震)であるM7.2を想定。短周期レベルは平均的な値※の1.0倍。 ➤ 不確かさとして、4.7地震の低速度域の拡がりも踏まえ、保守的に評価した地震規模(M7.5)及び短周期レベル(平均的な値※の1.5倍)を想定。 	<ul style="list-style-type: none"> ➤ 敷地からの距離が遠く、影響は小さいことから想定しない。
	二重深発地震 下面の地震	<p>敷地下方DE型地震</p> <ul style="list-style-type: none"> ➤ 基本ケースとして敷地至近に東北地方の最大規模であるM6.8を想定。短周期レベルは平均的な値※の1.0倍。 ➤ 不確かさとして、北海道で発生した1993年釧路沖地震のM7.5を想定。東北地方の最大規模の地震の短周期レベル(平均的な値※の1.6倍)を想定。 	<p>北海道DE型地震</p> <ul style="list-style-type: none"> ➤ 基本ケース、不確かさケースとも敷地至近の千島弧の位置に北海道の最大規模(1993年釧路沖地震)であるM7.5を想定。 ➤ 基本ケースの短周期レベルは平均的な値※の1.0倍。 ➤ 不確かさケースは、最大規模の地震の短周期レベル(平均的な値※の2.1倍)を想定。
	沖合いの やや浅い地震	<p>沖合いのやや浅い地震(東北)</p> <ul style="list-style-type: none"> ➤ 基本ケースとして東北地方の最大規模であるM7.3を同じ深さの敷地至近(敷地前面の日本海溝西側)に想定。観測記録に基づき、短周期レベルは小さい傾向(平均的な値※の0.6倍)を考慮。 ➤ 不確かさとして北海道で発生した1994年北海道東方沖地震のM8.2を想定。短周期レベルは保守性を考慮し、平均的な値※の1.0倍を想定。 	<p>沖合いのやや浅い地震(北海道)</p> <ul style="list-style-type: none"> ➤ 基本ケース、不確かさケースとも敷地至近の千島弧の位置に北海道の最大規模(1994年北海道東方沖地震)であるM8.2を想定。 ➤ 基本ケースの短周期レベルは平均的な値※の1.0倍。 ➤ 不確かさケースは、最大規模の地震の短周期レベル(平均的な値※の2.0倍)を想定。
	沈み込む 海洋プレート内地震 (アウターライズ地震)	<p>アウターライズ地震</p> <ul style="list-style-type: none"> ➤ 基本ケースは、敷地至近(敷地前面の日本海溝東側)に東北地方の最大規模(1933年三陸沖の地震)であるM8.1を想定。 ➤ 不確かさとして津波評価を考慮しM8.6を想定。短周期レベルは保守性を考慮し平均的な値※の1.0倍を想定。 ➤ 文献に基づき、短周期レベルは小さい傾向を考慮(平均的な値※の0.7倍)。 	<ul style="list-style-type: none"> ➤ 東北地方に想定するアウターライズ地震に比べ距離が遠く、影響は小さいことから想定しない。

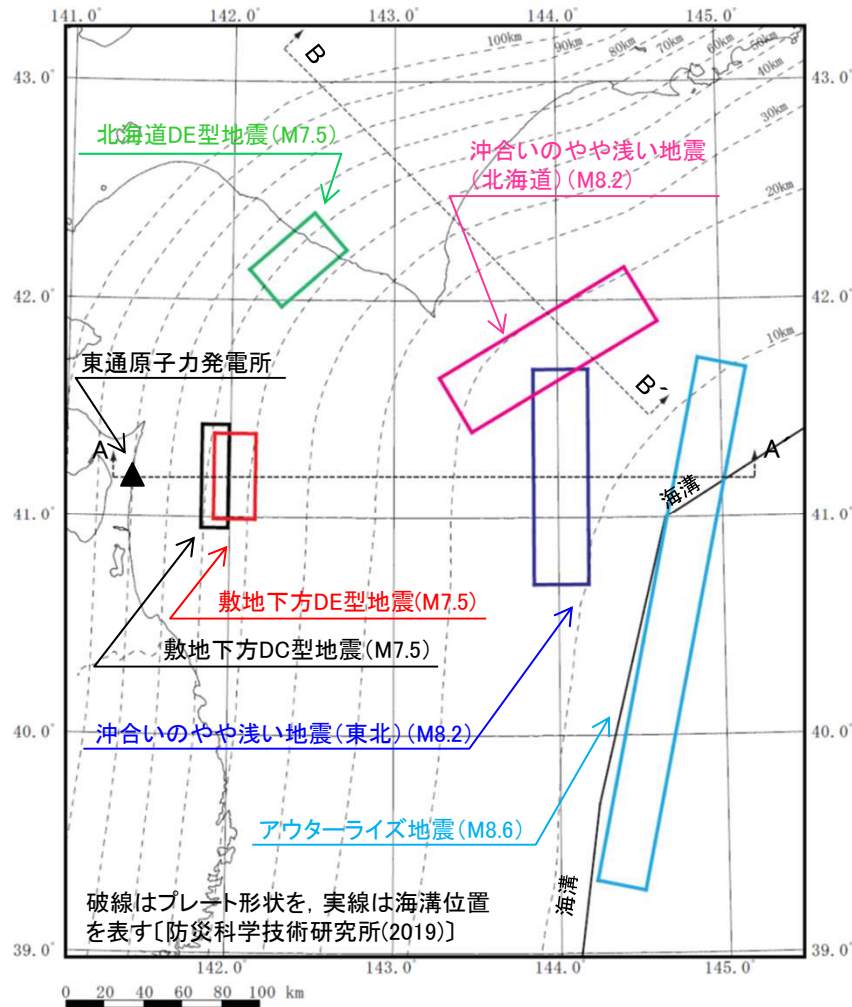
※: 強震動予測レシピー
地震調査研究推進本部(2020)

4.1 海洋プレート内地震の検討用地震選定の基本方針

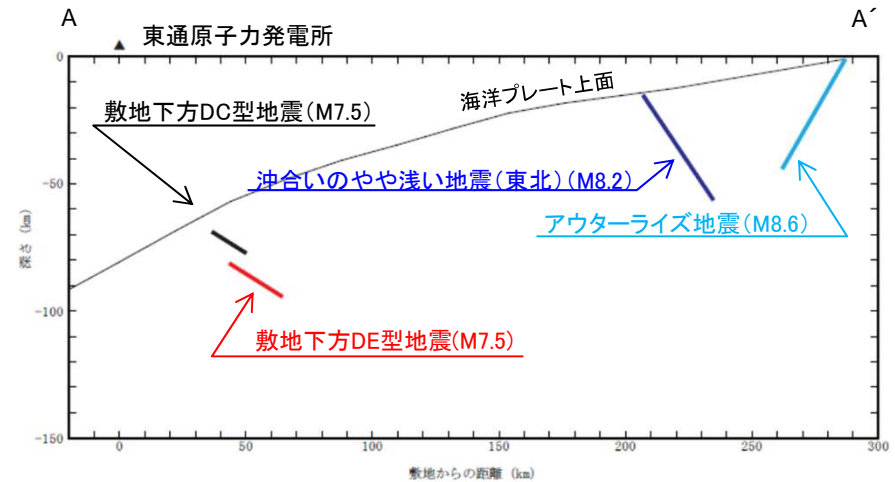
(3) 東北地方と北海道に想定する地震 ④断層位置

▶ 想定する地震の断層位置を示す。

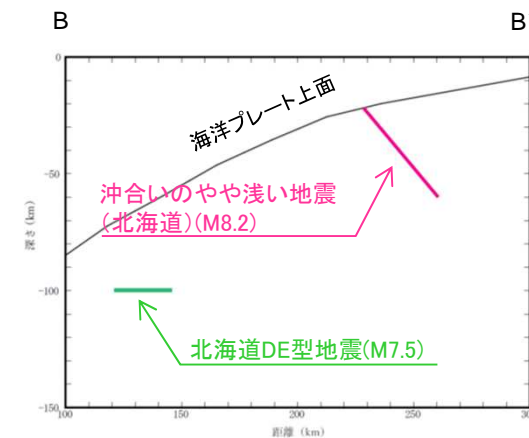
※想定する断層面のケースは、不確かさケースを記載した。



断層配置図(平面)



断層配置図(A-A'断面)



断層配置図(B-B'断面)

4.2 二重深発地震上面の地震(東北) 敷地下方DC型地震

(1) 基本ケース及び不確かさの想定

- 東通原子力発電所周辺では、4.7地震の震源域にみられるような海洋プレート内の低速度域は確認されていないものの、敷地に最も近い海洋プレート内地震として上面の「敷地下方DC型地震」を想定する。
- 地震規模は東北地方のDC型地震の最大規模であるM7.2を基本ケースとし、4.7地震を参考に敷地至近の海洋性マントルに想定する。断層傾斜角は、アウターライズで生成した正断層の再活動を考慮し、海洋プレートの境界面に対して60°とする。
- 破壊開始点は、破壊が敷地に向かう位置に、敷地と断層の位置関係を考慮して設定する。
- 東北地方で発生した二重深発地震上面の地震としては4.7地震の短周期レベルが最も大きいことから、不確かさとして考慮する。また、地震規模の不確かさとして、4.7地震の知見(震源域北部の低速度域の拡がり)も踏まえ、保守性も考慮したM7.5を想定する。
- 敷地において適切な観測記録が得られていないことから、統計的グリーン関数法[釜江ほか(1991)及び入倉ほか(1997)]を用いた地震動評価を行う。

検討対象地震の想定[二重深発地震上面の地震(敷地下方DC型地震)]

	タイプ	地震規模	想定位置	SMGA位置	短周期レベル※1 (A)	備考
ケース1 (基本ケース)	DC型	M7.2	敷地至近 (海洋性マントル)	断層上端 中央	1.0As	・4.7地震のMを考慮 ・断層モデルの平均応答スペクトル
ケース2 (短周期レベル)	DC型	M7.2	敷地至近 (海洋性マントル)	断層上端 中央	1.5As	・原田・釜江(2011)による4.7地震の M_0 -Aを考慮 ・断層モデルの平均応答スペクトルを補正
ケース3 (地震規模)	DC型	M7.5	敷地至近 (海洋性マントル)	断層上端 均等	1.0As	・4.7地震の知見(低速度域の拡がり)を踏まえ、 保守性も考慮し、M7.5を想定 ・断層モデルの平均応答スペクトルを補正
ケース4 (重畳)	DC型	M7.5	敷地至近 (海洋性マントル)	断層上端 均等	1.5As	・断層モデルの平均応答スペクトル

※1:地震調査研究推進本部(2020)の短周期レベルを1.0Asとする。

■ : 考慮する不確かさ □ : あらかじめモデルに織り込む不確かさ

↑
短周期レベルの不確かさに反映

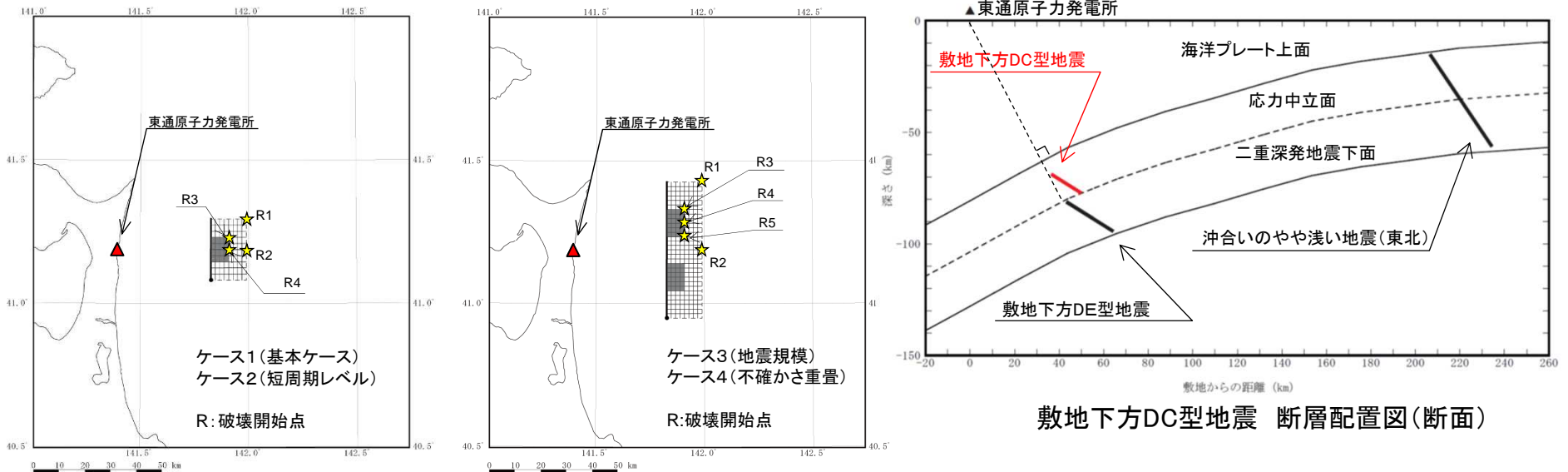
4.7地震の地震調査研究推進本部(2020)に対する短周期レベルの倍率

	①原田・釜江(2011)	②地震調査研究推進本部(2020)※2	①/②
短周期レベル(A) (Nm/s ²)	1.16 × 10 ²⁰	7.67 × 10 ¹⁹	1.5

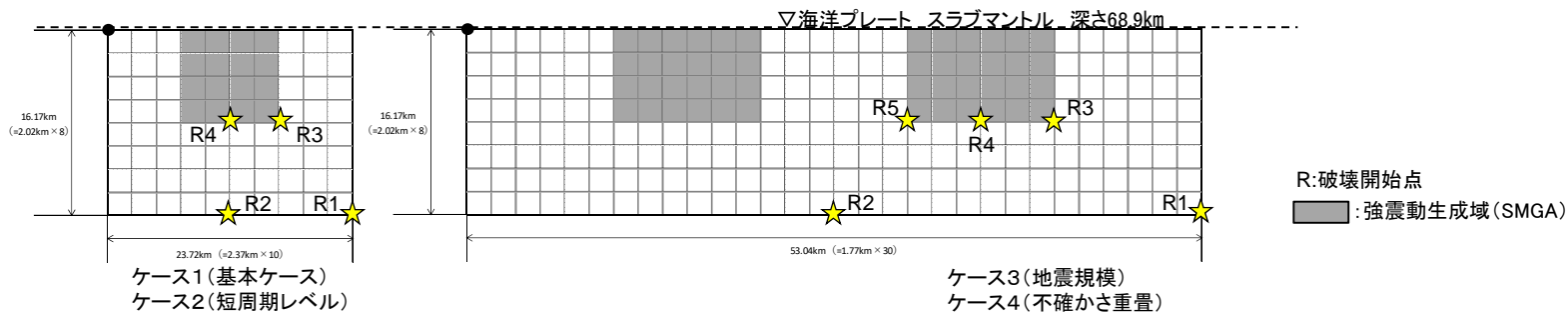
※2:F-netによる地震モーメント[4.74 × 10¹⁹(Nm)]より算定

4.2 二重深発地震上面の地震(東北) 敷地下方DC型地震 (1) 基本ケース及び不確かさの想定 断層モデル

➤ 敷地下方DC型地震の断層モデルを示す。



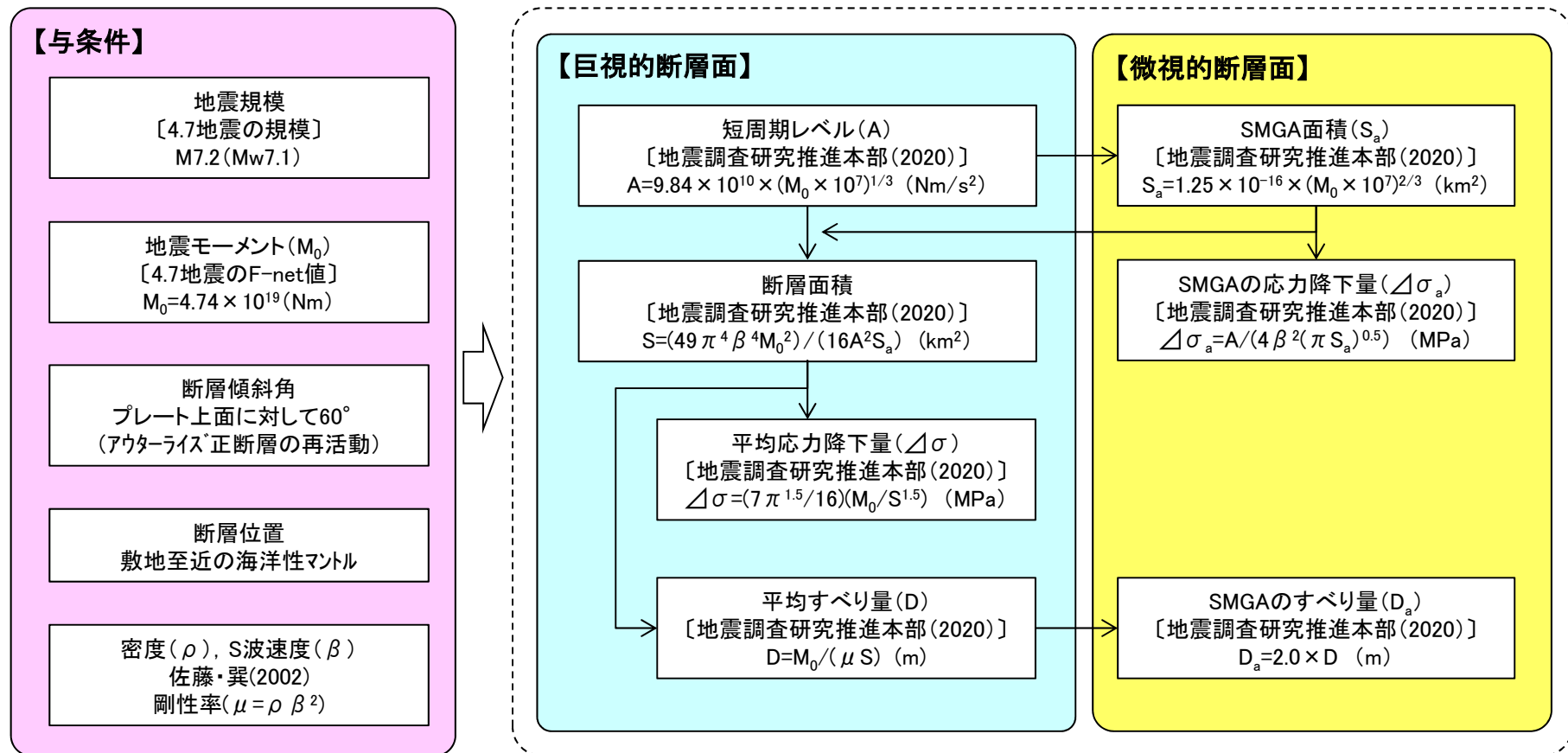
敷地下方DC型地震 断層配置図



敷地下方DC型地震 展開図

4.2 二重深発地震上面の地震(東北) 敷地下方DC型地震 (2)断層パラメータ 設定フロー①

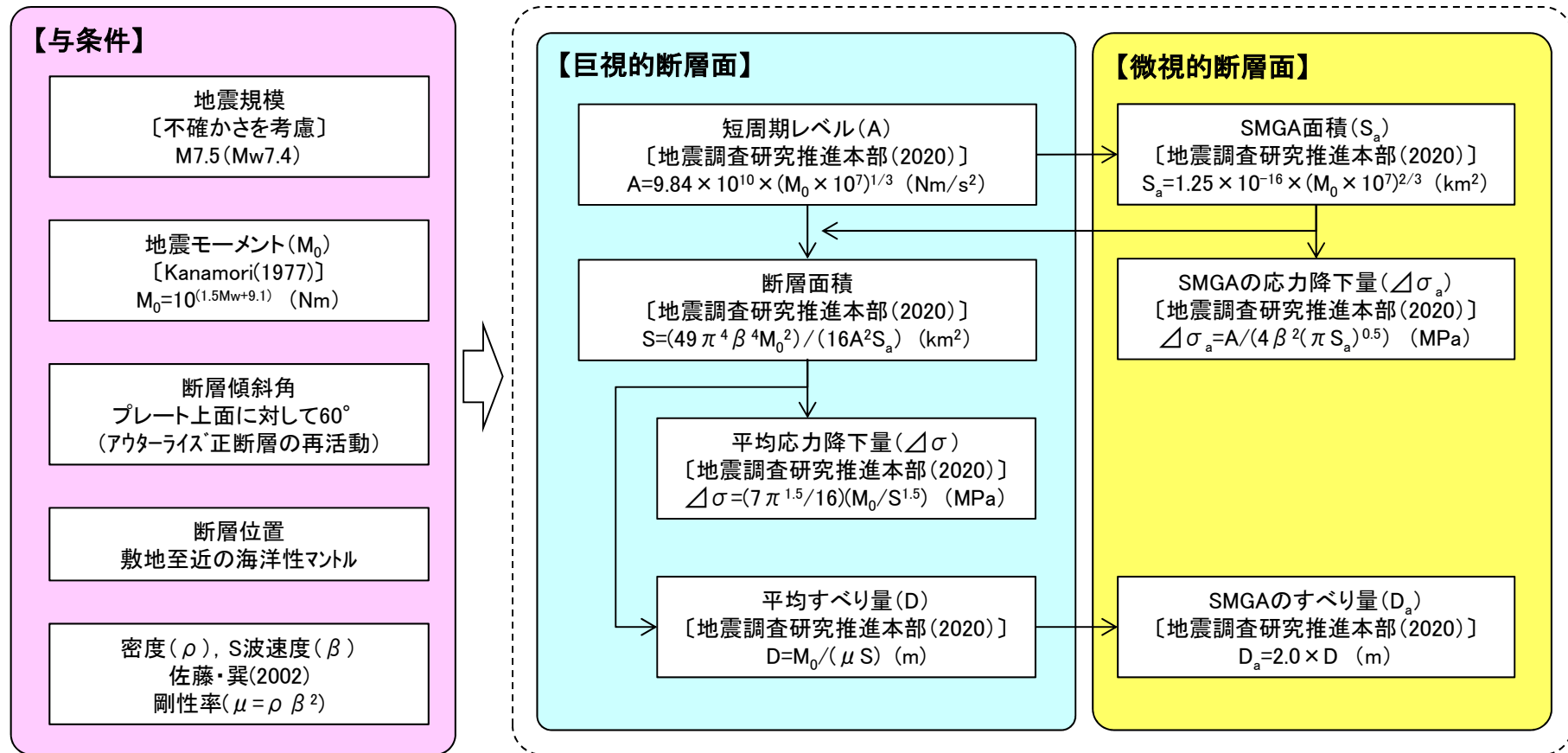
- 敷地下方DC型地震[基本ケース及びケース2(短周期レベルの不確かさ)]の断層パラメータ設定フローを示す。
- 地震規模及び地震モーメントは、東北地方で発生した最大規模である4.7地震の値を用いる。
- 設定は、地震調査研究推進本部(2020)の強震動予測レシピを用いる。



※ケース2(短周期レベルの不確かさ)では、A及び $\Delta\sigma_a$ を1.5倍にする。

4.2 二重深発地震上面の地震(東北) 敷地下方DC型地震 (2)断層パラメータ 設定フロー②

- 敷地下方DC型地震[ケース3(地震規模の不確かさ)及びケース4(不確かさの重畳)]の断層パラメータ設定フローを示す。
- 地震モーメントは、不確かさを考慮した地震規模から算定する。
- 設定は、地震調査研究推進本部(2020)の強震動予測レシピを用いる。



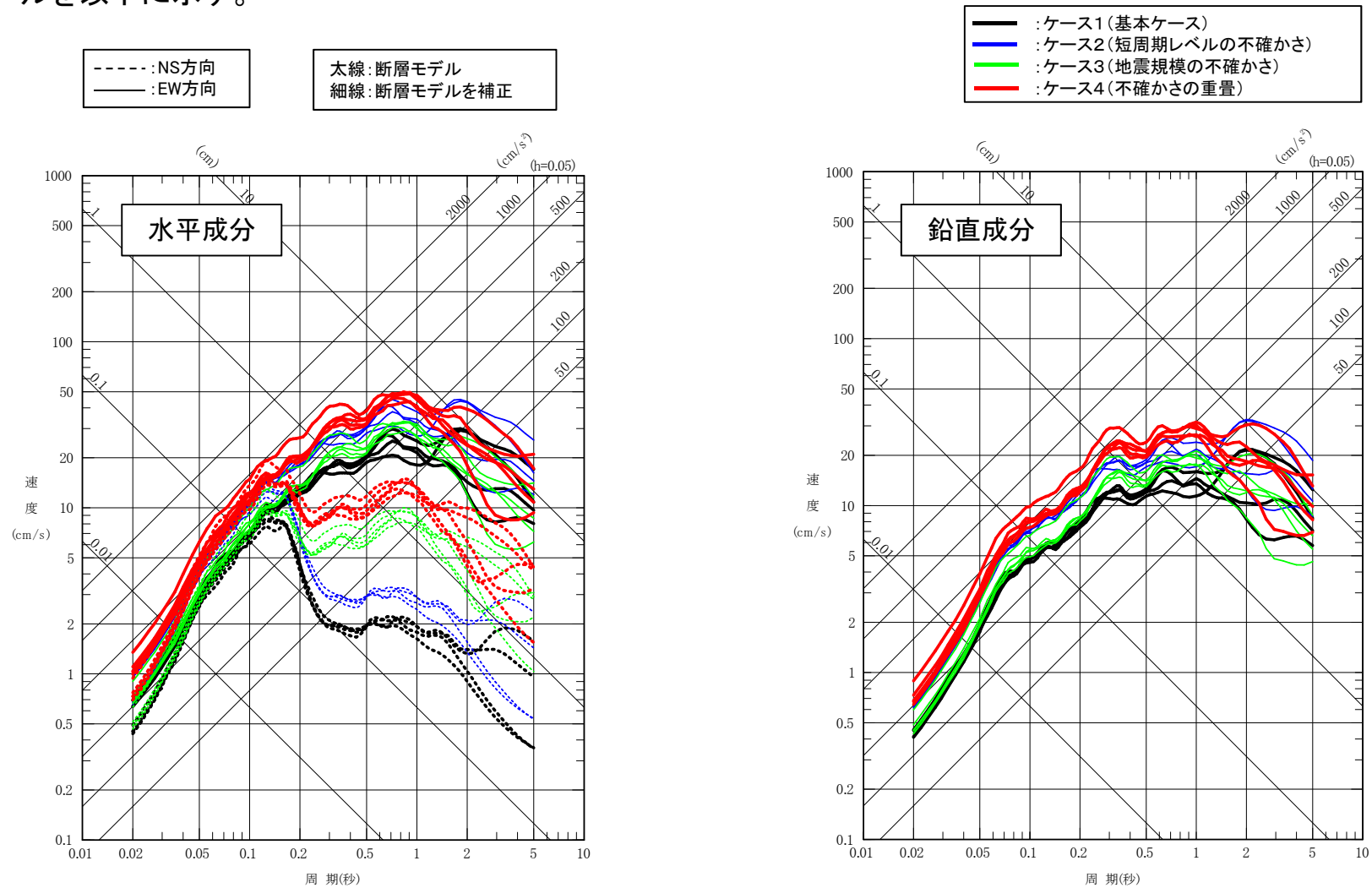
4.2 二重深発地震上面の地震(東北) 敷地下方DC型地震 (2)断層パラメータ

➤ 敷地下方DC型地震の各ケースの断層パラメータを以下に示す。

断層パラメータ		記号	単位	設定方法	ケース1 (基本)	ケース2 (短周期レベル)	ケース3 (地震規模)	ケース4 (重畳)
巨視的断層面	地震規模(モーメントマグニチュード)	(Mw)	—	4.7地震	7.2(7.1)	←	7.5(7.4)	←
	走向	θ	°	海溝軸を考慮	0	←	←	←
	断層傾斜角	δ	°	海洋プレート上面に対し60°	32	←	←	←
	断層長さ	L	km	断層面積より設定	23.72	←	53.04	←
	断層幅	W	km	断層面積より設定	16.17	←	←	←
	断層面積	S	km ²	$S=(49\pi^4\beta^4M_0^2)/(16A^2S_a)$	384	←	858	←
	断層上端深さ	—	km	海洋プレートの沈み込みを考慮	68.9	←	←	←
	地震モーメント	M_0	Nm	4.7地震のF-Net, $M_0=10^{(1.5M_w+9.1)}$	4.74×10^{19}	←	1.58×10^{20}	←
	剛性率	μ	N/m ²	$\mu = \rho \beta^2$	4.80×10^{10}	←	←	←
	密度	ρ	g/cm ³	佐藤・巽(2002)	3.0	←	←	←
	S波速度	β	km/s ²	佐藤・巽(2002)	4.0	←	←	←
	平均すべり量	D	m	$D=M_0/(\mu S)$	2.57	←	3.85	←
	平均応力降下量	$\Delta\sigma$	MPa	$\Delta\sigma=(7\pi^{1.5}/16)(M_0/S^{1.5})$	15.37	←	←	←
	破壊伝播速度	V_r	km/s	$V_r=0.72\beta$ [Geller(1976)]	2.88	←	←	←
	短周期レベル	A	Nm/s ²	$A=9.84 \times 10^{10} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3}$	7.67×10^{19}	1.15×10^{20}	←	1.72×10^{20}
高周波遮断周波数	f_{max}	Hz	2008年岩手県沿岸北部の地震シミュレーション	18	←	←	←	
SMGA	地震モーメント	M_{0a}	Nm	$M_{0a}=\mu D_a S_a$	1.88×10^{19}	←	6.28×10^{19}	←
	面積	S_a	km ²	$S_a=1.25 \times 10^{-16} \times (M_0 \times 10^7)^{2/3}$	76	←	170	←
	平均すべり量	D_a	m	$D_a=2D$	5.15	←	7.70	←
	応力降下量	$\Delta\sigma_a$	MPa	$\Delta\sigma_a=A/(4\beta^2(\pi S_a)^{0.5})$	77.6	116.4	77.6	116.4
各SMGA	地震モーメント	M_{0ai}	Nm	$M_{0ai}=M_{0a}/n$, n:SMGAの個数	(空白)	(空白)	3.14×10^{19}	←
	面積	S_{ai}	km ²	$S_{ai}=S_a/n$, n:SMGAの個数	(空白)	(空白)	85	←
	平均すべり量	D_{ai}	m	$D_{ai}=M_{0ai}/(\mu S_{ai})$	(空白)	(空白)	7.70	←
	応力降下量	$\Delta\sigma_{ai}$	MPa	$\Delta\sigma_{ai}=\Delta\sigma_a$	(空白)	(空白)	77.6	116.4
背景領域	地震モーメント	M_{0b}	Nm	$M_{0b}=M_0-M_{0a}$	2.86×10^{19}	←	9.57×10^{19}	←
	面積	S_b	km ²	$S_b=S-S_a$	308	←	688	←
	平均すべり量	D_b	m	$D_b=M_{0b}/(\mu S_b)$	1.94	←	2.90	←
	実効応力	$\Delta\sigma_b$	MPa	$\Delta\sigma_b=(D_b/W_b)/(D_a/W_a)\Delta\sigma_a$	14.6	21.9	14.6	21.9
Q値		Q	—	佐藤・巽(2002)	$114^{0.92}$	←	←	←

4. 2 二重深発地震上面の地震(東北) 敷地下方DC型地震 (3) 検討対象地震の地震動評価

- 敷地下方DC型地震について、断層モデルによる複数の合成波から求めた各破壊開始点の平均応答スペクトルを以下に示す。



4.3 二重深発地震下面の地震(東北) 敷地下方DE型地震

(1) 基本ケース及び不確かさの想定

- 東通原子力発電所周辺では、規模の大きな下面の地震は知られておらず、発生場所を示す低速度域も知られていないものの、海洋プレート内地震の下面の地震として「敷地下方DE型地震」を想定する。
- 地震規模は東北地方のDE型地震の最大規模である2008年岩手県沿岸北部の地震のM6.8を基本ケースとし、敷地至近の海洋プレート下面に想定する。断層傾斜角は、アウターライズで生成した正断層の再活動を考慮し、海洋プレートの境界面に対して60°とする。
- 破壊開始点は、破壊が敷地に向かう位置に、敷地と断層の位置関係を考慮して設定する。
- 東北地方で発生した二重深発地震下面の地震としては最大規模の2008年岩手県沿岸北部の地震の短周期レベルを不確かさとして考慮する。また、北海道で発生した1993年釧路沖地震を踏まえ地震規模の不確かさを考慮する。
- 敷地において適切な観測記録が得られていないことから、統計的グリーン関数法[釜江ほか(1991)及び入倉ほか(1997)]を用いた地震動評価を行う。

検討対象地震の想定〔二重深発地震下面の地震(敷地下方DE型地震)〕

	タイプ	地震規模	想定位置	SMGA位置	短周期レベル※1 (A)	備考
ケース1 (基本ケース)	DE型	M6.8	敷地至近 (応力中立面)	断層上端 中央	1.0As	・2008年岩手県沿岸北部の地震のMを考慮 ・断層モデルの平均応答スペクトル
ケース2 (短周期レベル)	DE型	M6.8	敷地至近 (応力中立面)	断層上端 中央	1.6As	・2008年岩手県沿岸北部の地震のM ₀ -Aを考慮 ・断層モデルの平均応答スペクトルを補正
ケース3 (地震規模)	DE型	M7.5	敷地至近 (応力中立面)	断層上端 均等	1.0As	・1993年釧路沖地震を踏まえM7.5 ・断層モデルの平均応答スペクトルを補正
ケース4 (重畳)	DE型	M7.5	敷地至近 (応力中立面)	断層上端 均等	1.6As	・断層モデルの平均応答スペクトル

※1:地震調査研究推進本部(2020)の短周期レベルを1.0Asとする。

■ : 考慮する不確かさ □ : あらかじめモデルに織り込む不確かさ

短周期レベルの不確かさに反映

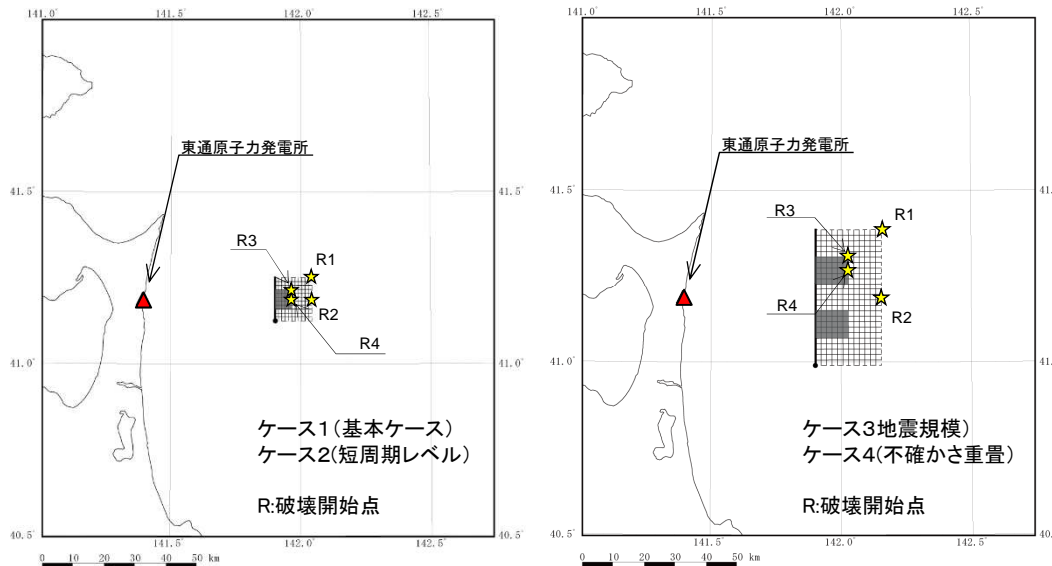
2008年岩手県沿岸北部の地震の地震調査研究推進本部(2020)に対する短周期レベルの倍率

	①佐藤(2013)	②地震調査研究推進本部(2020)※2	①/②
短周期レベル(A) (Nm/s ²)	8.96 × 10 ¹⁹	5.47 × 10 ¹⁹	1.6

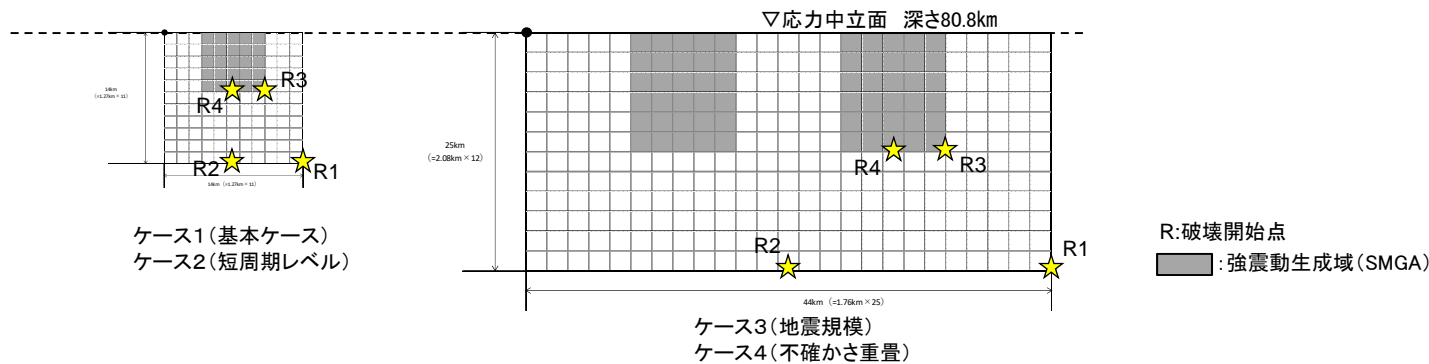
※2:F-netによる地震モーメント[1.72 × 10¹⁹(Nm)]より算定

4.3 二重深発地震下面の地震(東北) 敷地下方DE型地震 (1) 基本ケース及び不確かさの想定 断層モデル

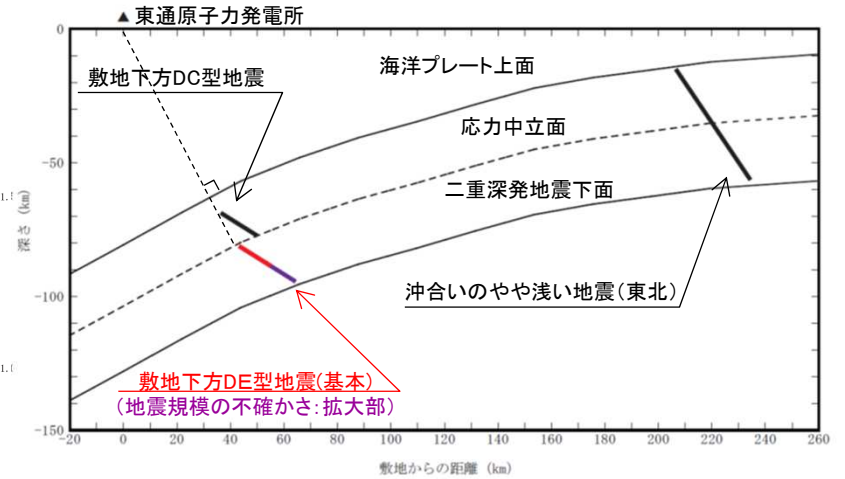
➤ 敷地下方DE型地震の断層モデルを示す。



敷地下方DE型地震 断層配置図



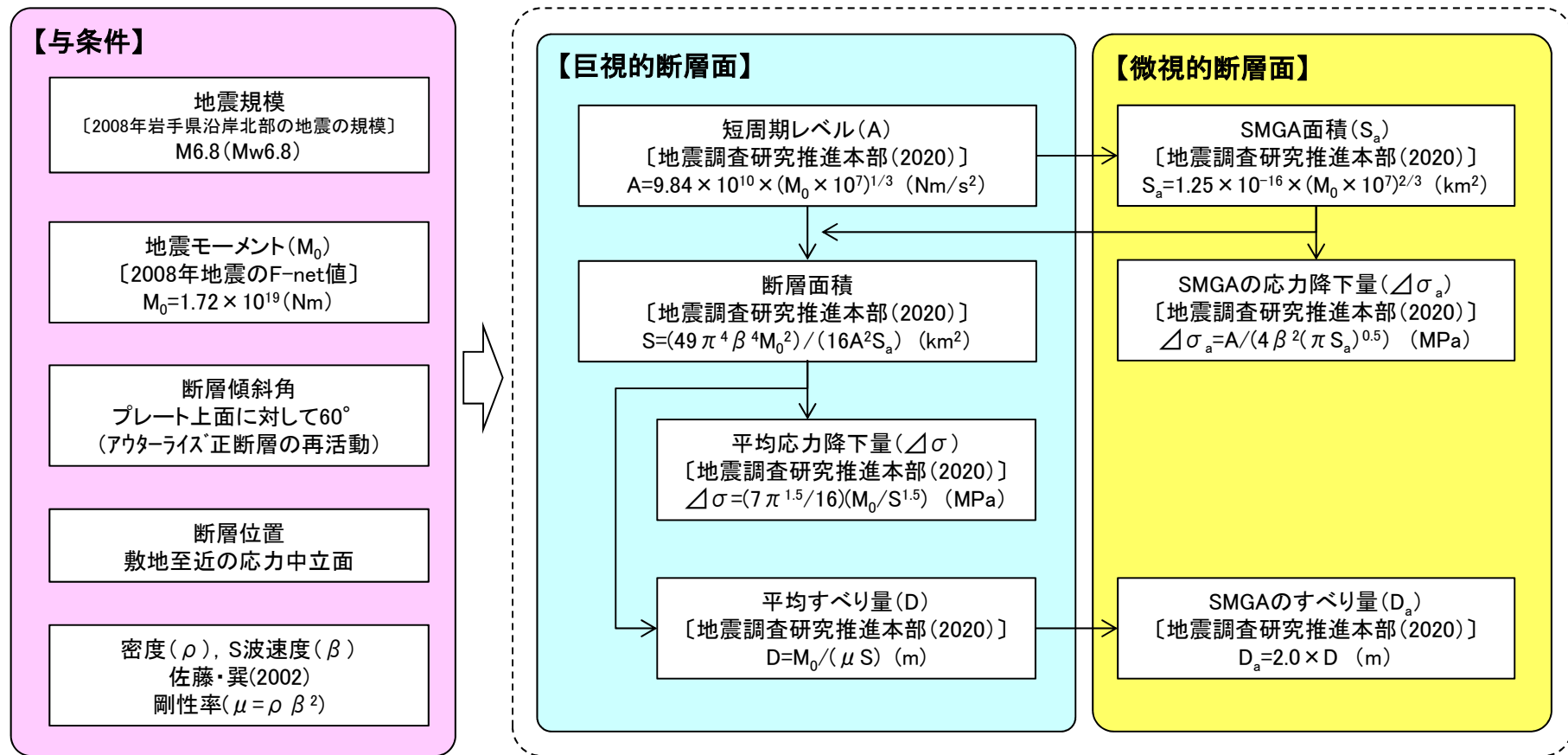
敷地下方DE型地震 展開図



敷地下方DE型地震 断層配置図(断面)

4.3 二重深発地震下面の地震(東北) 敷地下方DE型地震 (2)断層パラメータ 設定フロー①

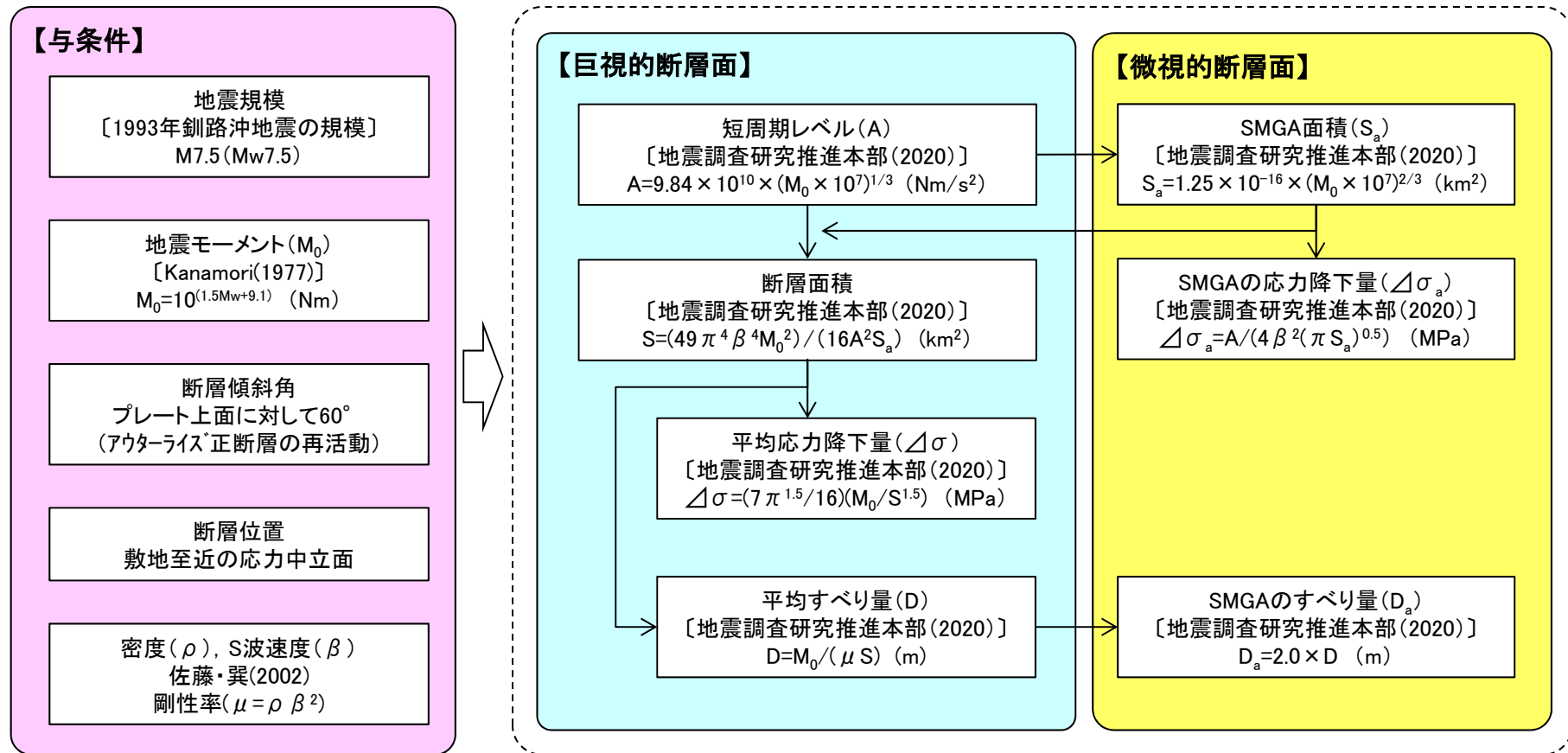
- 敷地下方DE型地震〔基本ケース及びケース2(短周期レベルの不確かさ)〕の断層パラメータ設定フローを示す。
- 地震規模及び地震モーメントは、東北地方で発生した最大規模である2008年岩手県沿岸北部の地震の値を用いる。
- 設定は、地震調査研究推進本部(2020)の強震動予測レシピを用いる。



※ケース2(短周期レベルの不確かさ)では、A及び $\Delta\sigma_a$ を1.6倍にする。

4.3 二重深発地震下面の地震(東北) 敷地下方DE型地震 (2)断層パラメータ 設定フロー②

- 敷地下方DE型地震[ケース3(地震規模の不確かさ)及びケース4(不確かさの重畳)]の断層パラメータ設定フローを示す。
- 地震モーメントは、不確かさを考慮した地震規模から算定する。
- 設定は、地震調査研究推進本部(2020)の強震動予測レシピを用いる。



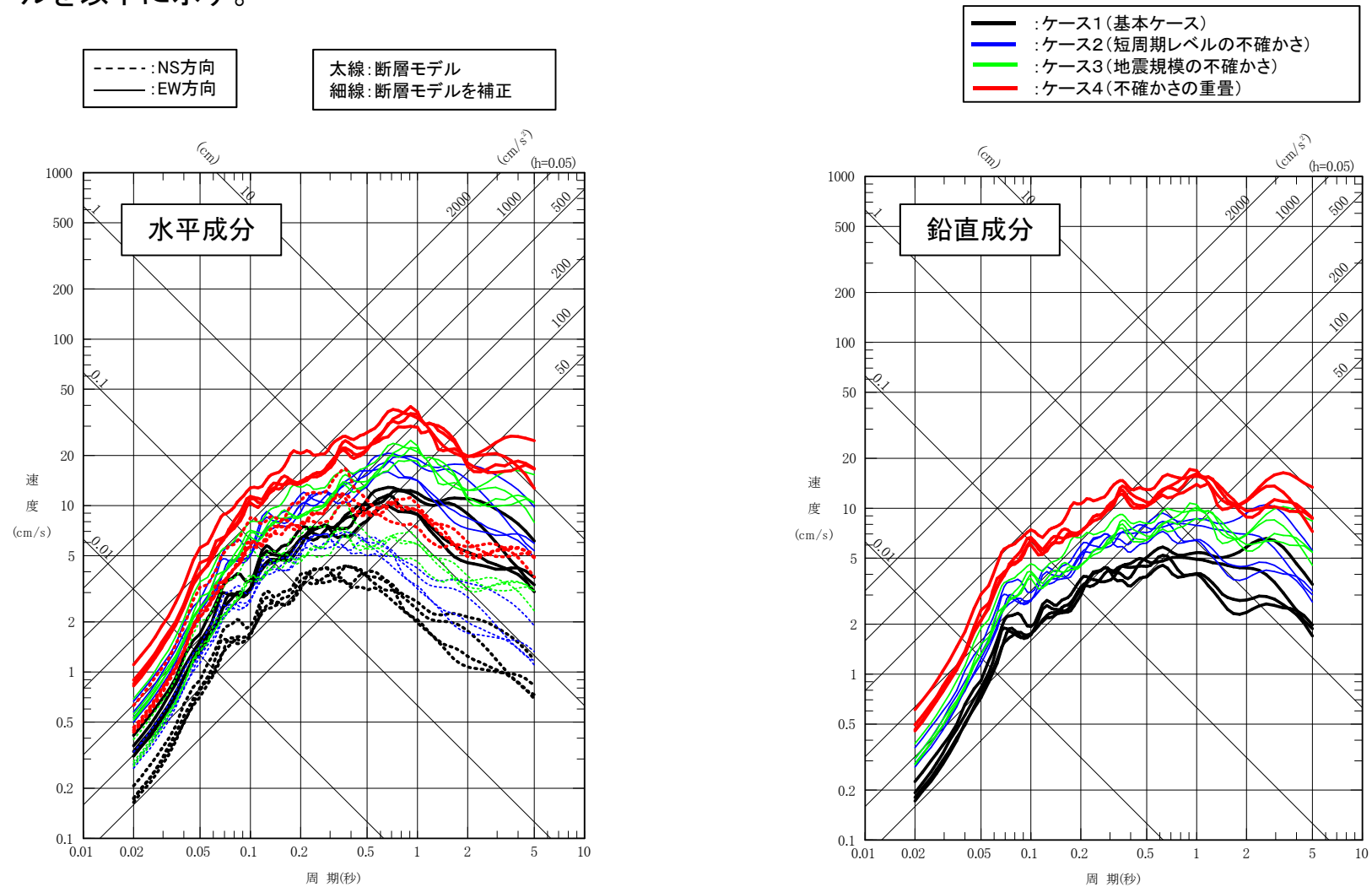
4.3 二重深発地震下面の地震(東北) 敷地下方DE型地震 (2)断層パラメータ

➤ 敷地下方DE型地震の各ケースの断層パラメータを以下に示す。

断層パラメータ	記号	単位	設定方法	ケース1 (基本)	ケース2 (短周期レベル)	ケース3 (地震規模)	ケース4 (重畳)	
巨視的断層面	地震規模(モーメントマグニチュード)	(Mw)	—	2008年地震, 1993年釧路沖地震の地震規模	6.8(6.8)	←	7.5(7.5)	←
	走向	θ	°	海溝軸を考慮	0	←	←	←
	断層傾斜角	δ	°	海洋プレート上面に対し60°	32	←	←	←
	断層長さ	L	km	断層面積より設定	14.0	←	44	←
	断層幅	W	km	断層面積より設定	14.0	←	25	←
	断層面積	S	km ²	$S=(49\pi^4\beta^4M_0^2)/(16A^2S_0)$	195	←	1080	←
	断層上端深さ	—	km	海洋プレートの沈み込みを考慮	80.8	←	←	←
	地震モーメント	M_0	Nm	2008年地震のF-Net, $M_0=10^{(1.5M_w+9.1)}$	1.72×10^{19}	←	2.24×10^{20}	←
	剛性率	μ	N/m ²	$\mu = \rho \beta^2$	4.80×10^{10}	←	←	←
	密度	ρ	g/cm ³	佐藤・巽(2002)	3.0	←	←	←
	S波速度	β	km/s ²	佐藤・巽(2002)	4.0	←	←	←
	平均すべり量	D	m	$D=M_0/(\mu S)$	1.84	←	4.32	←
	平均応力降下量	$\Delta\sigma$	MPa	$\Delta\sigma=(7\pi^{1.5}/16)(M_0/S^{1.5})$	15.37	←	←	←
	破壊伝播速度	V_f	km/s	$V_f=0.72\beta$ [Geller(1976)]	2.88	←	←	←
短周期レベル	A	Nm/s ²	$A=9.84 \times 10^{10} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3}$	5.47×10^{19}	8.76×10^{19}	1.29×10^{20}	2.06×10^{20}	
高周波遮断周波数	f_{max}	Hz	2008年岩手県沿岸北部の地震シミュレーション	18	←	←	←	
SMGA	地震モーメント	M_{0a}	Nm	$M_{0a}=\mu D_a S_a$	6.81×10^{18}	←	8.87×10^{19}	←
	面積	S_a	km ²	$S_a=1.25 \times 10^{-16} \times (M_0 \times 10^7)^{2/3}$	39	←	214	←
	平均すべり量	D_a	m	$D_a=2D$	3.67	←	8.64	←
	応力降下量	$\Delta\sigma_a$	MPa	$\Delta\sigma_a=A/(4\beta^2(\pi S_a)^{0.5})$	77.6	124.1	77.6	124.1
各SMGA	地震モーメント	M_{0ai}	Nm	$M_{0ai}=M_{0a}/n$, n:SMGAの個数	(空白)	(空白)	4.44×10^{19}	←
	面積	S_{ai}	km ²	$S_{ai}=S_a/n$, n:SMGAの個数	(空白)	(空白)	107	←
	平均すべり量	D_{ai}	m	$D_{ai}=M_{0ai}/(\mu S_{ai})$	(空白)	(空白)	8.64	←
	応力降下量	$\Delta\sigma_{ai}$	MPa	$\Delta\sigma_{ai}=\Delta\sigma_a$	(空白)	(空白)	77.6	124.1
背景領域	地震モーメント	M_{0b}	Nm	$M_{0b}=M_0-M_{0a}$	1.04×10^{19}	←	1.35×10^{20}	←
	面積	S_b	km ²	$S_b=S-S_a$	156	←	866	←
	平均すべり量	D_b	m	$D_b=M_{0b}/(\mu S_b)$	1.38	←	3.25	←
	実効応力	$\Delta\sigma_b$	MPa	$\Delta\sigma_b=(D_b/W_b)/(D_a/W_a)\Delta\sigma_a$	13.3	21.3	14.6	23.4
Q値	Q	—	佐藤・巽(2002)	$114^{0.92}$	←	←	←	

4.3 二重深発地震下面の地震(東北) 敷地下方DE型地震 (3) 検討対象地震の地震動評価

- 敷地下方DE型地震について、断層モデルによる複数の合成波から求めた各破壊開始点の平均応答スペクトルを以下に示す。



4.4 沖合いのやや浅い地震(東北)

(1) 基本ケース及び不確かさの想定

- 東北地方では、規模の大きなやや浅い地震は知られていないものの、敷地前面に「沖合いのやや浅い地震(東北)」を想定する。
- 基本ケースとしては、東北地方で発生した沖合いのやや浅い地震である2011年7月10日三陸沖の地震のM7.3を敷地前面の同じ深さに想定する。不確かさケースとしては、東通原子力発電所が立地する領域とは異なるものの、北海道(千島弧)で発生した1994年北海道東方沖地震のM8.2を考慮し、2011年7月10日三陸沖の地震の震源深さを断層中央(応力中立面)となるよう想定する。
- 断層傾斜角は、アウターライズで生成した正断層の再活動を考慮し、海洋プレートの境界面に対して60°とする。
- 破壊開始点は、破壊が敷地に向かう位置に、敷地と断層の位置関係を考慮して設定する。
- 基本ケースの短周期レベルは、2011年7月10日三陸沖の地震の短周期レベルを参考に設定する。さらに、同地震の短周期レベルは地震調査研究推進本部(2020)と比べて小さいことから、地震調査研究推進本部(2020)の短周期レベルを不確かさとして考慮する。
- 地震動評価は、基本ケース(M7.3)は2011年7月10日三陸沖の地震の敷地で観測された記録の距離補正によって、不確かさケース(M8.2)については、統計的グリーン関数法[釜江ほか(1991)及び入倉ほか(1997)]を用いた地震動評価を行う。

検討対象地震の想定〔沖合いのやや浅い地震(東北)〕

	タイプ	地震規模	想定位置	SMGA位置	短周期レベル※1 (A)	備考
ケース1 (基本ケース)	逆断層	M7.3	敷地前面 (海溝西側)	断層中央	0.6As	・東北地方で最大規模の2011年7月10日三陸沖の地震のMと震源深さ及びM ₀ -Aを考慮 ・観測記録の距離補正により評価
ケース2 (地震規模)	逆断層	M8.2	敷地前面 (海溝西側)	断層中央	0.6As	・1994年北海道東方沖地震のMを考慮 ・2011年7月10日三陸沖の地震(M7.3)の震源深さ及びM ₀ -Aを考慮 ・断層モデルの平均応答スペクトルを補正
ケース3 (重畳)	逆断層	M8.2	敷地前面 (海溝西側)	断層中央	1.0As	・地震調査研究推進本部(2020)のM ₀ -Aを保守的に設定 ・断層モデルの平均応答スペクトル

※1:地震調査研究推進本部(2020)の短周期レベルを1.0Asとする。

■ : 考慮する不確かさ □ : あらかじめモデルに織り込む不確かさ

2011年7月10日三陸沖の地震の地震調査研究推進本部(2020)に対する短周期レベルの倍率

	①スペクトルインバージョン※2	②地震調査研究推進本部(2020)※3	①/②
短周期レベル(A) (Nm/s ²)	3.95 × 10 ¹⁹	7.10 × 10 ¹⁹	0.6

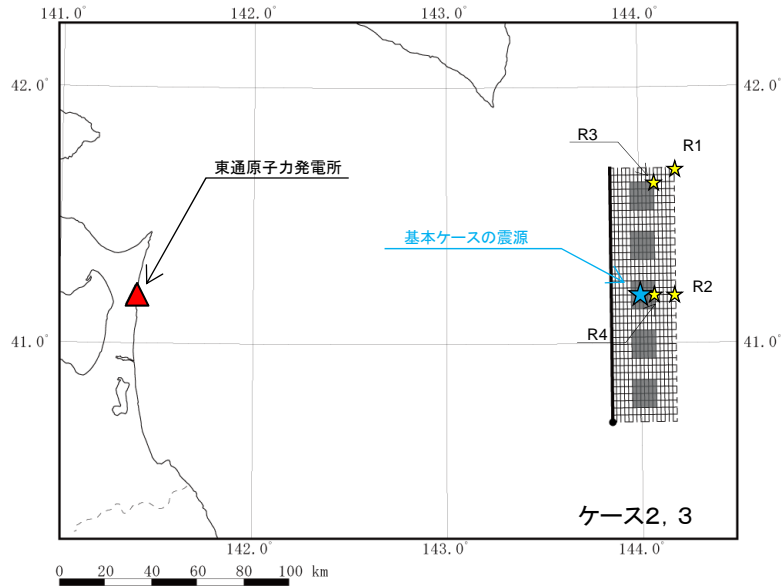
※2:補足説明資料1章3を参照

※3:F-netによる地震モーメント[3.75 × 10¹⁹(Nm)]より算定

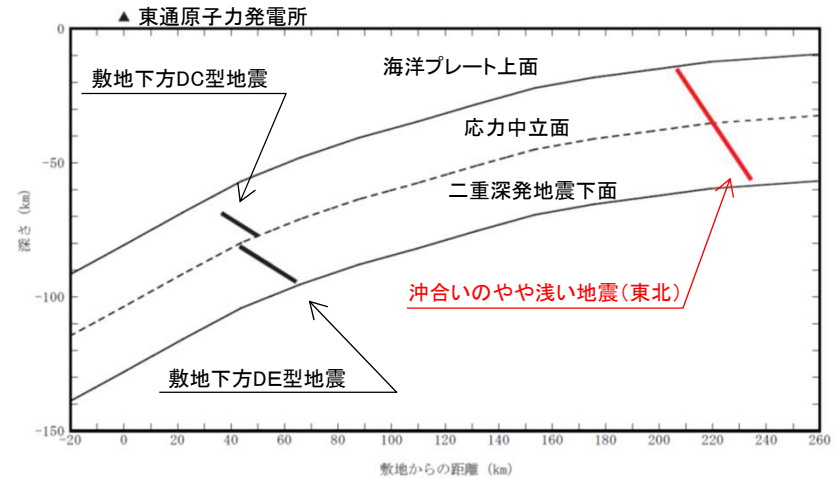
2011年7月10日三陸沖の地震の短周期レベルは、地震調査研究推進本部[2020]と比べて小さいことから、不確かさとして保守性を考慮

4.4 沖合いのやや浅い地震(東北) (1) 不確かさケースの断層モデル

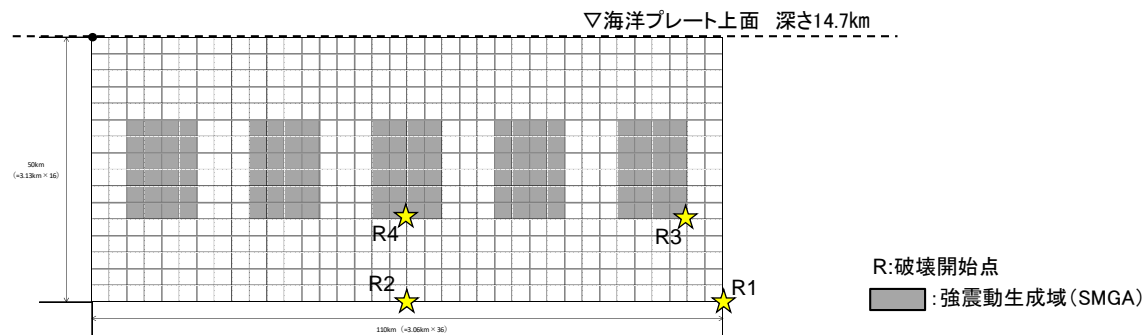
➤ 沖合いのやや浅い地震(東北)の断層モデルを示す。



沖合いのやや浅い地震(東北) 断層配置図 R:破壊開始点



沖合いのやや浅い地震(東北) 断層配置図(断面)

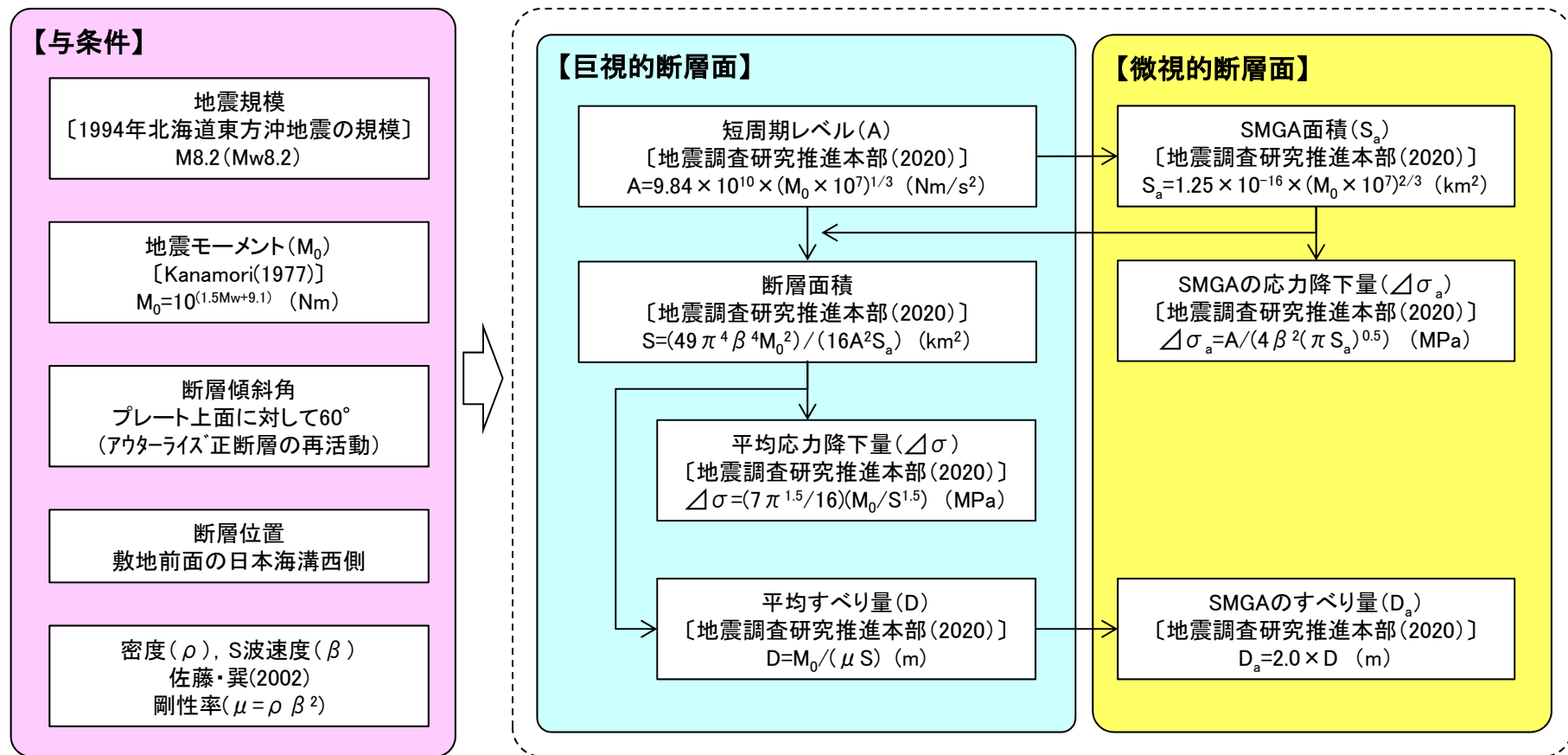


沖合いのやや浅い地震(東北) 展開図 ケース2, 3

4.4 沖合いのやや浅い地震(東北)

(2) 断層パラメータ 設定フロー

- 沖合いのやや浅い地震(東北)[ケース2(地震規模)及びケース3(重畳)]の断層パラメータ設定フローを示す。
- 地震モーメントは、不確かさを考慮した地震規模から算定する。設定は、地震調査研究推進本部(2020)の強震動予測レシピを用いる。



4.4 沖合いのやや浅い地震(東北)

(2) 断層パラメータ

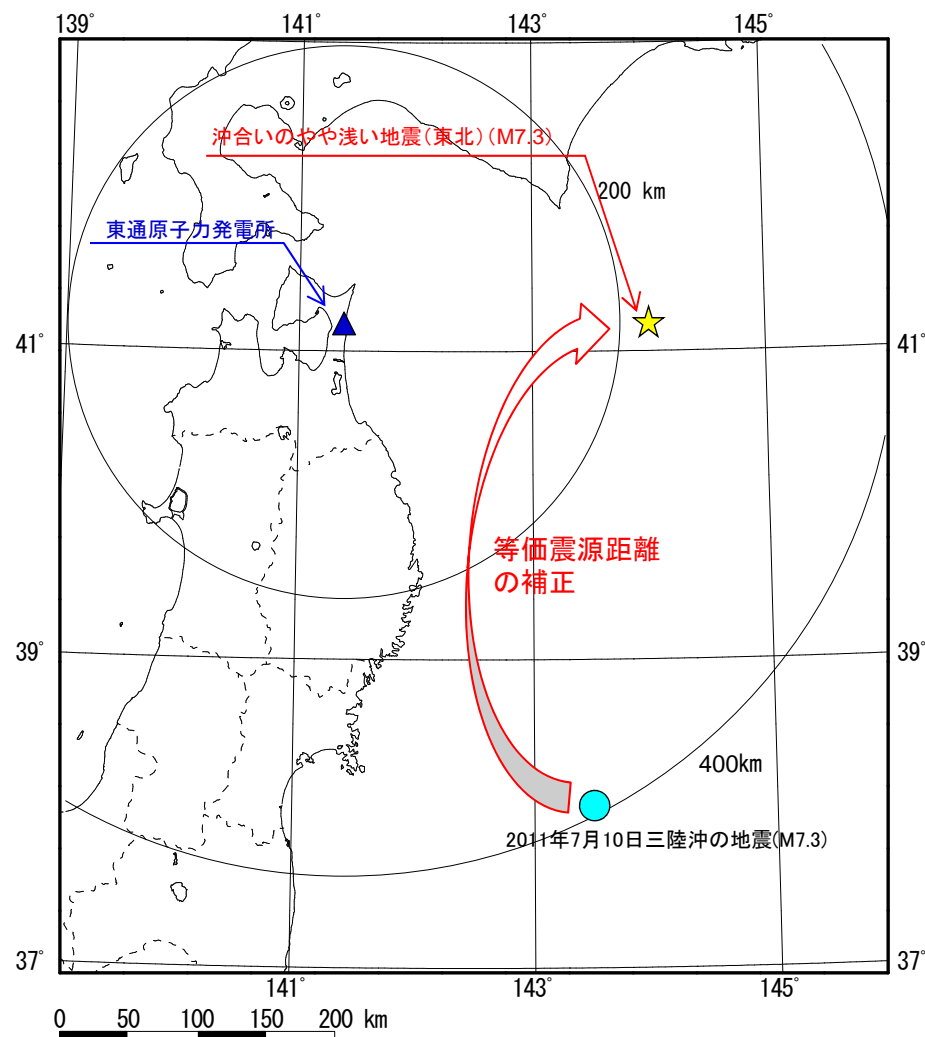
➤ 沖合いのやや浅い地震(東北)の断層パラメータを以下に示す。

断層パラメータ		記号	単位	設定方法	ケース2 (地震規模)	ケース3 (重量)
巨視的断層面	地震規模(モーメントマグニチュード)	(Mw)	—	1994年北海道東方沖地震の地震規模	8.2(8.2)	—
	走向	θ	°	海溝軸を考慮	0	—
	断層傾斜角	δ	°	海洋プレート上面に対し60°	56	—
	断層長さ	L	km	断層面積より設定	110.0	—
	断層幅	W	km	断層面積より設定	50.0	—
	断層面積	S	km ²	$S=(49\pi^4\beta^4M_0^2)/(16A^2S_a)$	5412	—
	断層上端深さ	—	km	2011年7月10日三陸沖の地震を考慮	14.7	—
	地震モーメント	M_0	Nm	$M_0=10^{(1.5Mw+9.1)}$	2.51×10^{21}	—
	剛性率	μ	N/m ²	$\mu = \rho \beta^2$	4.80×10^{10}	—
	密度	ρ	g/cm ³	佐藤・巽(2002)	3.0	—
	S波速度	β	km/s ²	佐藤・巽(2002)	4.0	—
	平均すべり量	D	m	$D=M_0/(\mu S)$	9.67	—
	平均応力降下量	$\Delta\sigma$	MPa	$\Delta\sigma=(7\pi^{1.5}/16)(M_0/S^{1.5})$	15.37	—
	破壊伝播速度	V_r	km/s	$V_r=0.72\beta$ [Geller(1976)]	2.88	—
	短周期レベル	A	Nm/s ²	$A=9.84 \times 10^{10} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3}$	1.73×10^{20}	2.88×10^{20}
高周波遮断周波数	f_{max}	Hz	2008年岩手県沿岸北部の地震シミュレーション	18	—	
S M G A	地震モーメント	M_{0a}	Nm	$M_{0a} = \mu D_a S_a$	9.95×10^{20}	—
	面積	S_a	km ²	$S_a = 1.25 \times 10^{-16} \times (M_0 \times 10^7)^{2/3}$	1072	—
	平均すべり量	D_a	m	$D_a = 2D$	19.34	—
	応力降下量	$\Delta\sigma_a$	MPa	$\Delta\sigma_a = A / (4\beta^2(\pi S_a)^{0.5})$	46.6	77.6
各 S M G A	地震モーメント	M_{0ai}	Nm	$M_{0ai} = M_{0a} / n$, n: SMGAの個数	1.99×10^{20}	—
	面積	S_{ai}	km ²	$S_{ai} = S_a / n$, n: SMGAの個数	214	—
	平均すべり量	D_{ai}	m	$D_{ai} = M_{0ai} / (\mu S_{ai})$	19.34	—
	応力降下量	$\Delta\sigma_{ai}$	MPa	$\Delta\sigma_{ai} = \Delta\sigma_a$	46.6	77.6
背景領域	地震モーメント	M_{0b}	Nm	$M_{0b} = M_0 - M_{0a}$	1.52×10^{21}	—
	面積	S_b	km ²	$S_b = S - S_a$	4340	—
	平均すべり量	D_b	m	$D_b = M_{0b} / (\mu S_b)$	7.28	—
	実効応力	$\Delta\sigma_b$	MPa	$\Delta\sigma_b = (D_b/W_b) / (D_a/W_a) \Delta\sigma_a$	6.6	11.0
Q値	Q	—	佐藤・巽(2002)	$114^{0.92}$	—	

4.4 沖合いのやや浅い地震(東北)

(3) 沖合いのやや浅い地震(東北)と観測地震の震央分布

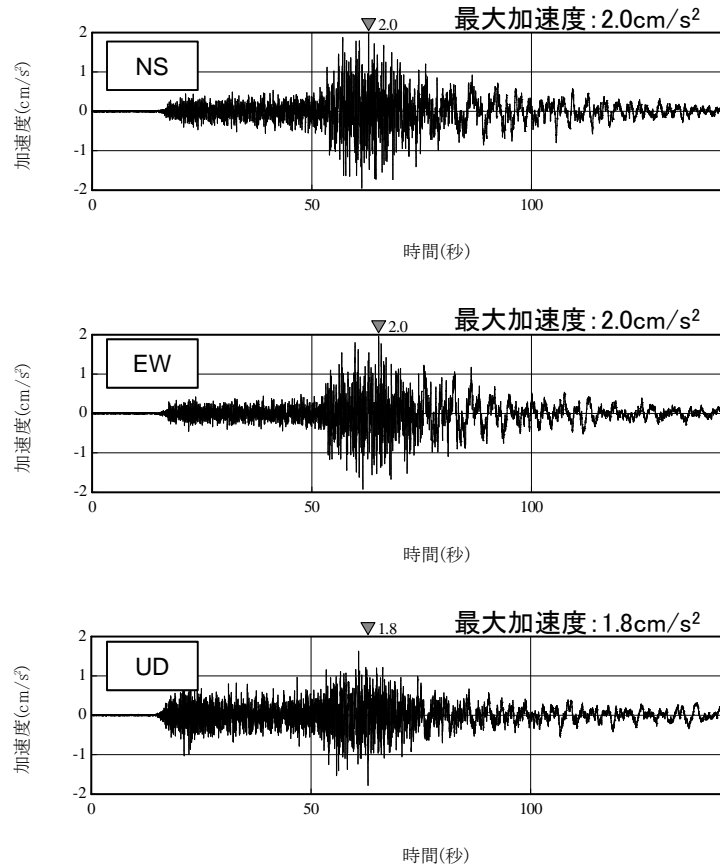
- 沖合いのやや浅い地震(東北)と2011年7月10日三陸沖の地震の震央分布を以下に示す。



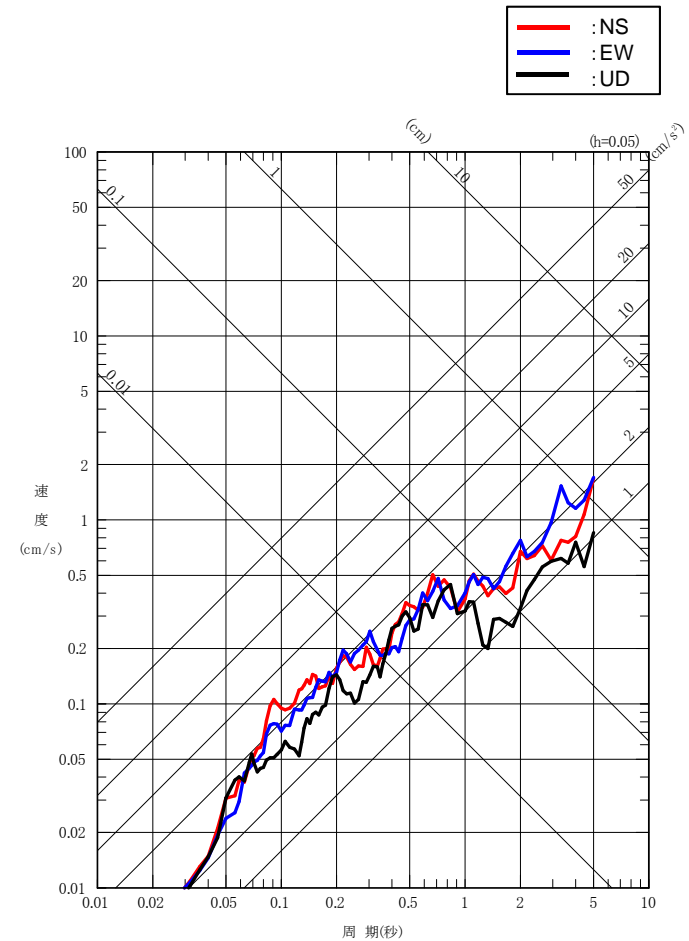
4.4 沖合いのやや浅い地震(東北)

(4)2011年7月10日三陸沖の地震の観測記録

- 沖合いのやや浅い地震(東北)の基本ケースの検討に用いる2011年7月10日三陸沖の地震(M7.3)の敷地における観測記録を以下に示す。



2011年7月10日三陸沖の地震の時刻歴波形
(自由地盤T.P.+2.0m観測点のはぎとり波, PN基準)

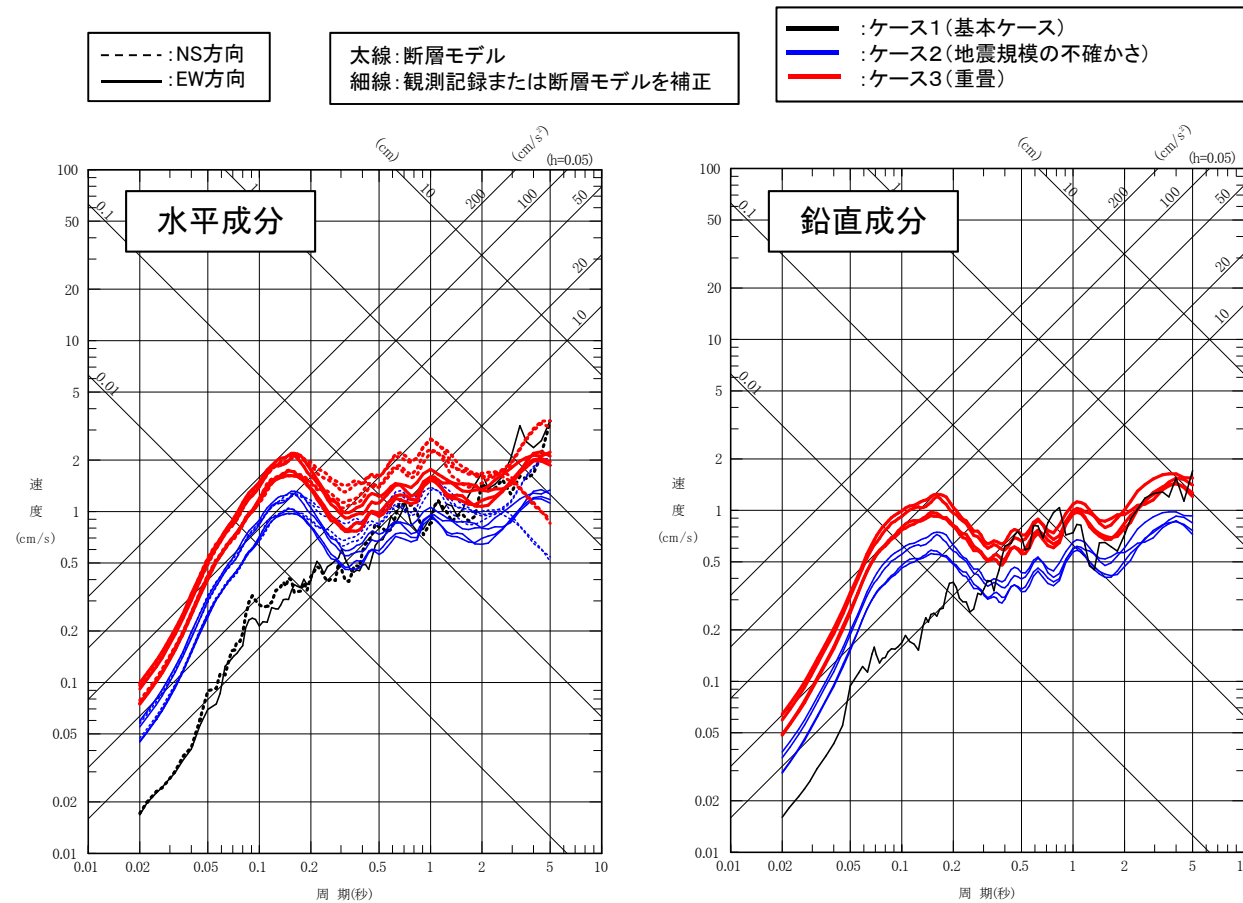


2011年7月10日三陸沖の地震の応答スペクトル
(自由地盤T.P.+2.0m観測点のはぎとり波, PN基準)

4.4 沖合いのやや浅い地震(東北)

(5) 検討対象地震の地震動評価

- 沖合いのやや浅い地震(東北)の地震動評価結果を以下に示す。
- 基本ケースは、自由地盤岩盤上部の地震観測点(T.P.+2.0m)で得られた2011年7月10日三陸沖の地震(M7.3)の観測記録について Noda et al.(2002)の比率を用いて補正を行った。
- ケース2及び3は、各破壊開始点について、断層モデルによる複数の合成波から平均応答スペクトルを求めた。

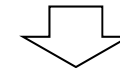


沖合いのやや浅い地震(東北)の応答スペクトル

基本ケース応答スペクトル=観測記録の応答スペクトル×Noda et al.(2002)の比率

観測記録の補正

【観測地震】	
2011年7月10日三陸沖の地震	
地震規模	M7.3
等価震源距離	396km



沖合いのやや浅い地震(東北)	
地震規模	M7.3
等価震源距離	226km

4.5 二重深発地震下面の地震(北海道) 北海道DE型地震

(1) 基本ケース及び不確かさの想定

- 東通原子力発電所の周辺の北海道(千島弧)には、1993年釧路沖地震の震源域にみられる海洋プレート内の低速度域は確認されていないものの、北海道で発生する二重深発地震下面の地震として、「北海道DE型地震」を想定する。
- 地震規模は北海道で発生したDE型地震の最大規模である1993年釧路沖地震のM7.5を基本ケースとし、敷地に最も近い千島弧に想定する。震源深さは、1993年釧路沖地震と同じとする。
- 断層傾斜角は、アウターライズで生成した正断層の再活動及び1993年釧路沖地震を考慮する。
- 破壊開始点は、破壊が敷地に向かう位置に設定する。
- Morikawa and Sasatani(2004)及び笹谷ほか(2006)に基づき、1993年釧路沖地震の短周期レベルを不確かさとして考慮する。1993年釧路沖地震は、下面の地震としては東北地方及び北海道の最大であることから、地震規模の不確かさは考慮しない。
- 敷地において適切な観測記録が得られていないことから、統計的グリーン関数法[釜江ほか(1991)及び入倉ほか(1997)]を用いた地震動評価を行う。

検討対象地震の想定〔北海道 二重深発地震下面の地震(北海道DE型地震)〕

	タイプ	地震規模	想定位置	SMGA位置	短周期レベル※1 (A)	備考
ケース1 (基本ケース)	DE型	M7.5	敷地至近千島弧 (下面)	断層中央	1.0As	・1993年釧路沖地震のM及び震源深さを考慮 ・断層モデルの平均応答スペクトルを補正
ケース2 (短周期レベル)	DE型	M7.5	敷地至近千島弧 (下面)	断層中央	2.1As	・1993年釧路沖地震のM ₀ -Aを考慮 ・断層モデルの平均応答スペクトル

※1:地震調査研究推進本部(2020)の短周期レベルを1.0Asとする。

■ : 考慮する不確かさ

■ : あらかじめモデルに織り込む不確かさ

短周期レベルの不確かさに反映

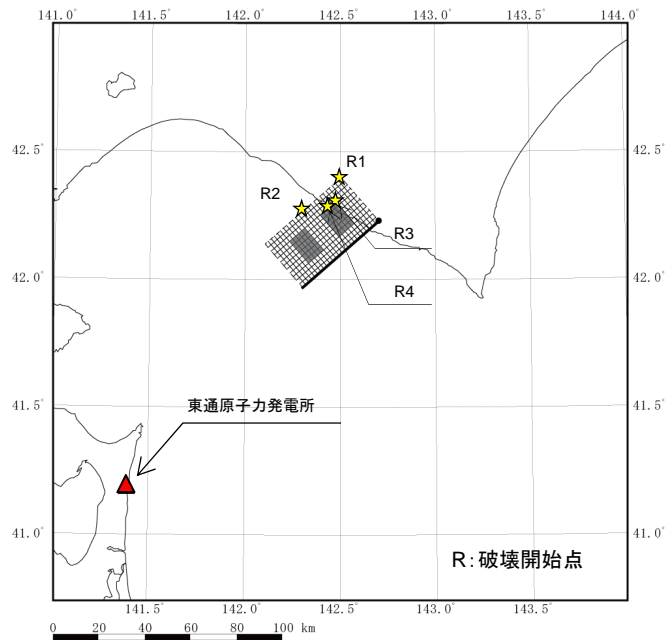
1993年釧路沖地震の地震調査研究推進本部(2020)に対する短周期レベルの倍率

	①Morikawa and Sasatani(2004), 笹谷ほか(2006)	②地震調査研究推進本部(2020)※2	①/②
短周期レベル(A) (Nm/s ²)	3.12 × 10 ²⁰	1.46 × 10 ²⁰	2.1

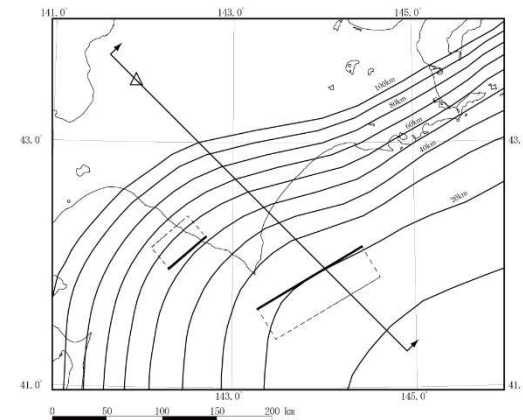
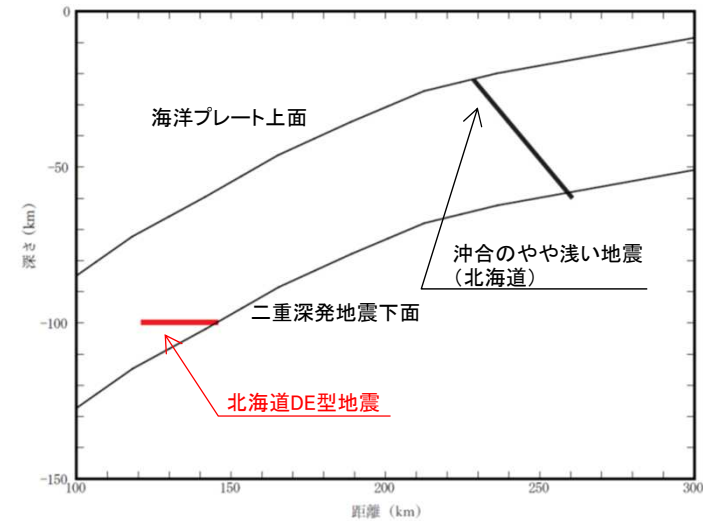
※2: Takeo et al.(1993)による地震モーメント[3.3 × 10²⁰(Nm)]より算定

4.5 二重深発地震下面の地震(北海道) 北海道DE型地震 (1)基本ケース及び不確かさの想定 断層モデル

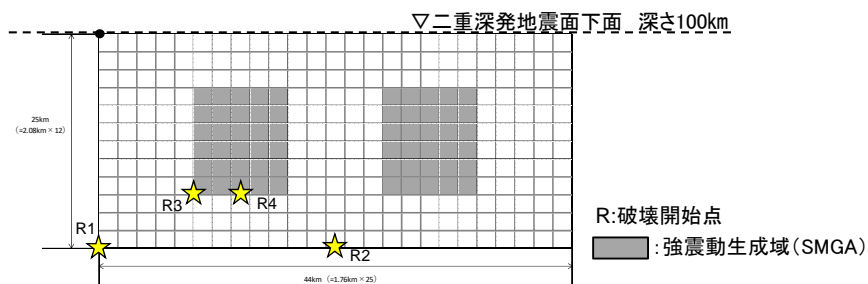
➤ 北海道DE型地震の断層モデルを示す。



北海道DE型地震 断層配置図



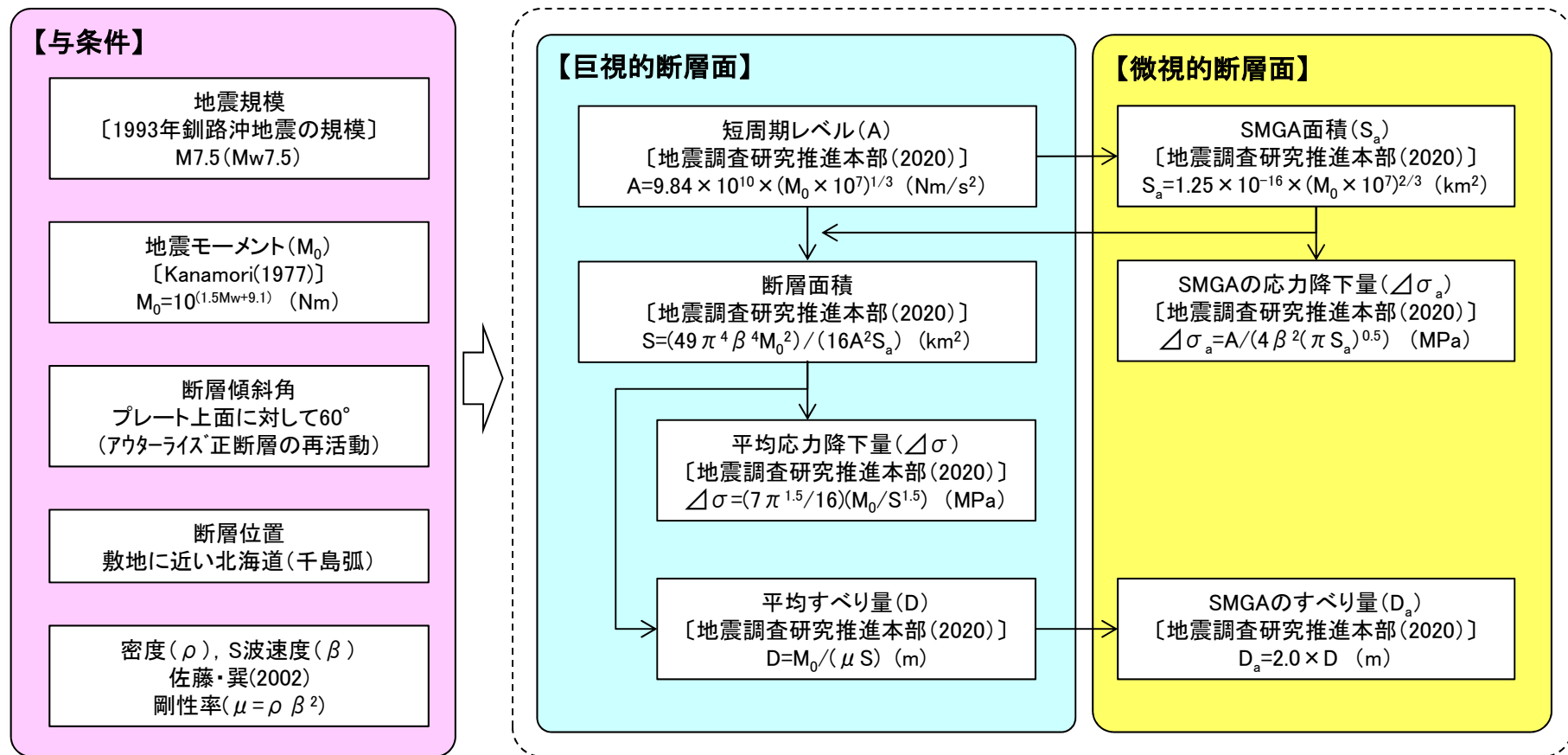
北海道DE型地震 断層配置図(断面)



北海道DE型地震 展開図

4.5 二重深発地震下面の地震(北海道) 北海道DE型地震 (2)断層パラメータ 設定フロー

- ▶ 北海道DE型地震〔基本ケース及びケース2(短周期レベルの不確かさ)〕の断層パラメータ設定フローを示す。
- ▶ 設定は、地震調査研究推進本部(2020)の強震動予測レシピを用いる。



※ケース2(短周期レベル)では、ケース1(基本ケース)のA及び $\Delta\sigma_a$ を2.1倍にする。

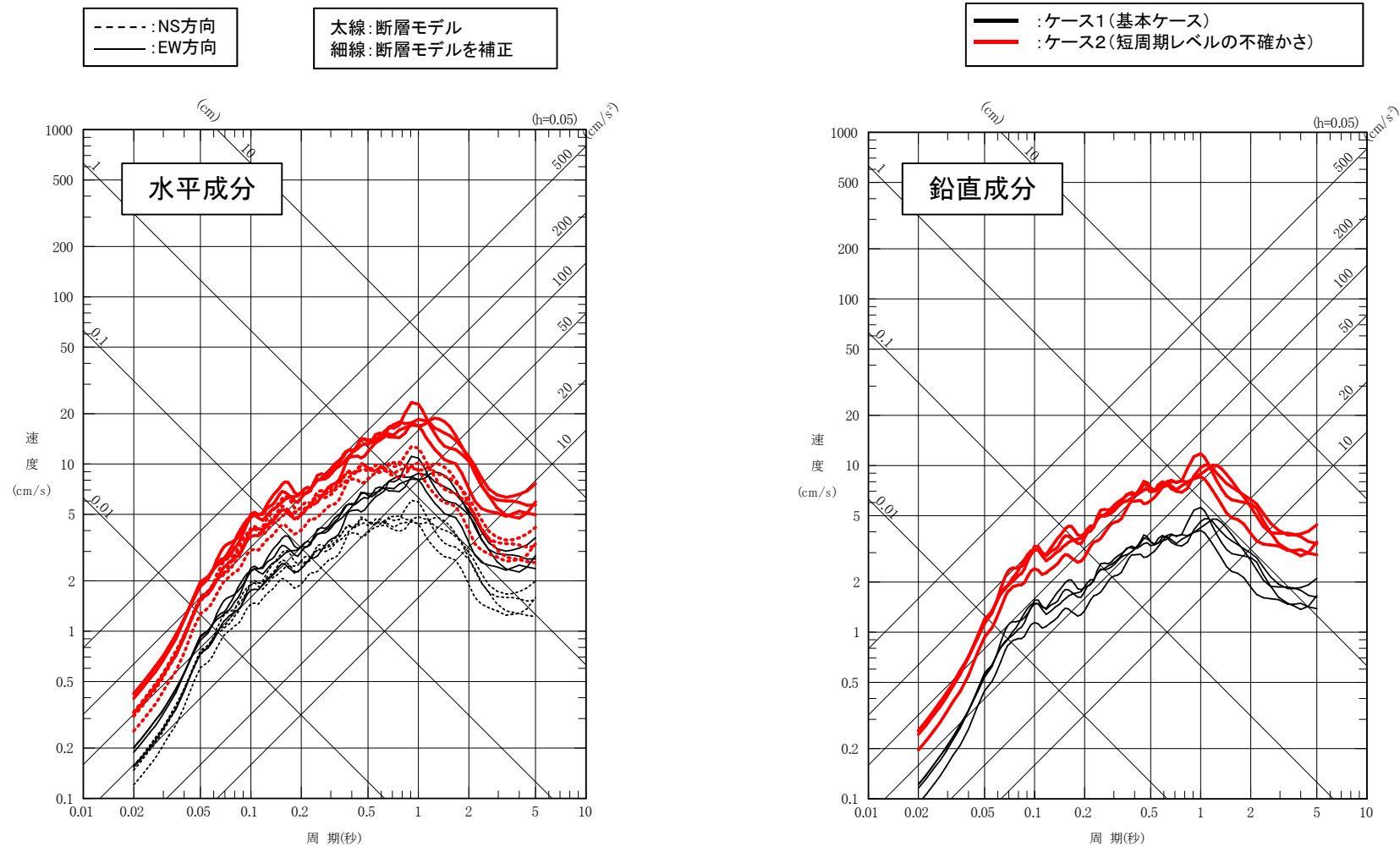
4.5 二重深発地震下面の地震(北海道) 北海道DE型地震 (2)断層パラメータ

▶ 北海道DE型地震の断層パラメータを以下に示す。

断層パラメータ		記号	単位	設定方法	ケース1 (基本)	ケース2 (短周期レベル)
巨視的断層面	地震規模(モーメントマグニチュード)	(Mw)	—	1993年釧路沖地震の地震規模	7.5(7.5)	←
	走向	θ	°	海溝軸を考慮	229	←
	断層傾斜角	δ	°	海洋プレート上面に対し30°, 1993年釧路沖地震	0	←
	断層長さ	L	km	断層面積より設定	44.0	←
	断層幅	W	km	断層面積より設定	25.0	←
	断層面積	S	km ²	$S=(49\pi^4\beta^4M_0^2)/(16A^2S_a)$	1080	←
	断層上端深さ	—	km	1993年釧路沖地震を参考	100	←
	地震モーメント	M_0	Nm	$M_0=10^{(1.5Mw+9.1)}$	2.24×10^{20}	←
	剛性率	μ	N/m ²	$\mu = \rho \beta^2$	4.80×10^{10}	←
	密度	ρ	g/cm ³	佐藤・巽(2002)	3.0	←
	S波速度	β	km/s ²	佐藤・巽(2002)	4.0	←
	平均すべり量	D	m	$D=M_0/(\mu S)$	4.32	←
	平均応力降下量	$\Delta\sigma$	MPa	$\Delta\sigma=(7\pi^{1.5}/16)(M_0/S^{1.5})$	15.37	←
	破壊伝播速度	V_f	km/s	$V_f=0.72\beta$ [Geller(1976)]	2.88	←
短周期レベル	A	Nm/s ²	$A=9.84 \times 10^{10} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3}$	1.29×10^{20}	2.70×10^{20}	
高周波遮断周波数	f_{max}	Hz	2008年岩手県沿岸北部の地震シミュレーション	18	←	
SMGA	地震モーメント	M_{0a}	Nm	$M_{0a}=\mu D_a S_a$	8.87×10^{19}	←
	面積	S_a	km ²	$S_a=1.25 \times 10^{-16} \times (M_0 \times 10^7)^{2/3}$	214	←
	平均すべり量	D_a	m	$D_a=2D$	8.64	←
	応力降下量	$\Delta\sigma_a$	MPa	$\Delta\sigma_a=A/(4\beta^2(\pi S_a)^{0.5})$	77.6	162.9
各SMGA	地震モーメント	M_{0ai}	Nm	$M_{0ai}=M_{0a}/n$, n:SMGAの個数	4.44×10^{19}	←
	面積	S_{ai}	km ²	$S_{ai}=S_a/n$, n:SMGAの個数	107	←
	平均すべり量	D_{ai}	m	$D_{ai}=M_{0ai}/(\mu S_{ai})$	8.64	←
	応力降下量	$\Delta\sigma_{ai}$	MPa	$\Delta\sigma_{ai}=\Delta\sigma_a$	77.6	162.9
背景領域	地震モーメント	M_{0b}	Nm	$M_{0b}=M_0-M_{0a}$	1.35×10^{20}	←
	面積	S_b	km ²	$S_b=S-S_a$	866	←
	平均すべり量	D_b	m	$D_b=M_{0b}/(\mu S_b)$	3.25	←
	実効応力	$\Delta\sigma_b$	MPa	$\Delta\sigma_b=(D_b/W_b)/(D_a/W_a)\Delta\sigma_a$	14.6	30.7
Q値	Q	—	佐藤・巽(2002)	$114^{0.92}$	←	

4.5 二重深発地震下面の地震(北海道) 北海道DE型地震 (3) 検討対象地震の地震動評価

- 北海道DE型地震について、断層モデルによる複数の合成波から求めた各破壊開始点の平均応答スペクトルを以下に示す。



4.6 沖合いのやや浅い地震(北海道)

(1) 基本ケース及び不確かさの想定

- ▶ 北海道では、沖合いのやや浅い地震として1994年北海道東方沖地震(M8.2)が発生していることから、同タイプの地震として「**沖合いのやや浅い地震(北海道)**」を想定する。
- ▶ 地震規模は1994年北海道東方沖地震のM8.2を考慮し、敷地に最も近い千島弧に想定する。震源深さは、地震調査研究推進本部(2013)も踏まえ1994年北海道東方沖地震と同じとする。
- ▶ 断層傾斜角は、アウターライズで生成した正断層の再活動を考慮し、海洋プレートの境界面に対して60°とする。
- ▶ 破壊開始点は、破壊が敷地に向かう位置に設定する。
- ▶ Morikawa and Sasatani(2004)及び笹谷ほか(2006)に基づき、1994年北海道東方沖地震の短周期レベルを不確かさとして考慮する。1994年北海道東方沖地震は、沖合いのやや浅い地震としては東北地方及び北海道の最大であることから、地震規模の不確かさは考慮しない。
- ▶ 敷地において適切な観測記録が得られていないことから、統計的グリーン関数法[釜江ほか(1991)及び入倉ほか(1997)]を用いた地震動評価を行う。

検討対象地震の想定[沖合いのやや浅い地震(北海道)]

	タイプ	地震規模	想定位置	SMGA位置	短周期レベル※1 (A)	備考
ケース1 (基本ケース)	逆断層	M8.2	敷地至近千島弧 (沖合い)	断層中央	1.0As	・1994年北海道東方沖地震のM及び震源深さを考慮 ・断層モデルの平均応答スペクトル
ケース2 (短周期レベル)	逆断層	M8.2	敷地至近千島弧 (沖合い)	断層中央	2.0As	・1994年北海道東方沖地震のM ₀ -Aを参考 ・断層モデルの平均応答スペクトル

※1:地震調査研究推進本部(2020)の短周期レベルを1.0Asとする。

: 考慮する不確かさ : あらかじめモデルに織り込む不確かさ

↑
短周期レベルの不確かさに反映

1994年北海道東方沖地震の地震調査研究推進本部(2020)に対する短周期レベルの倍率

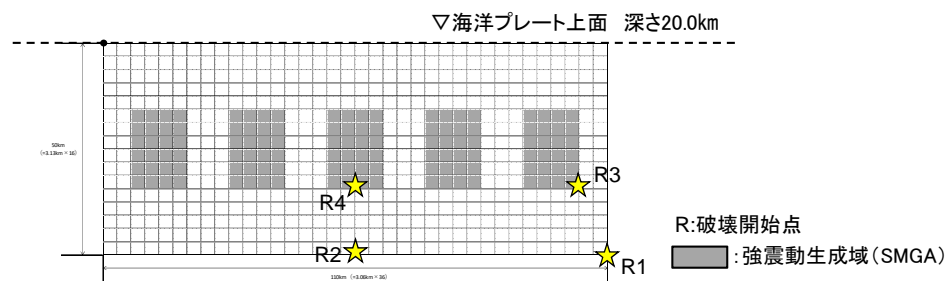
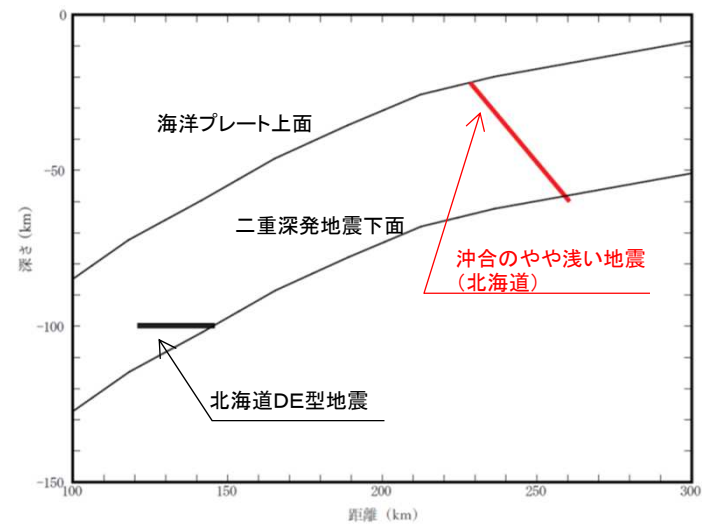
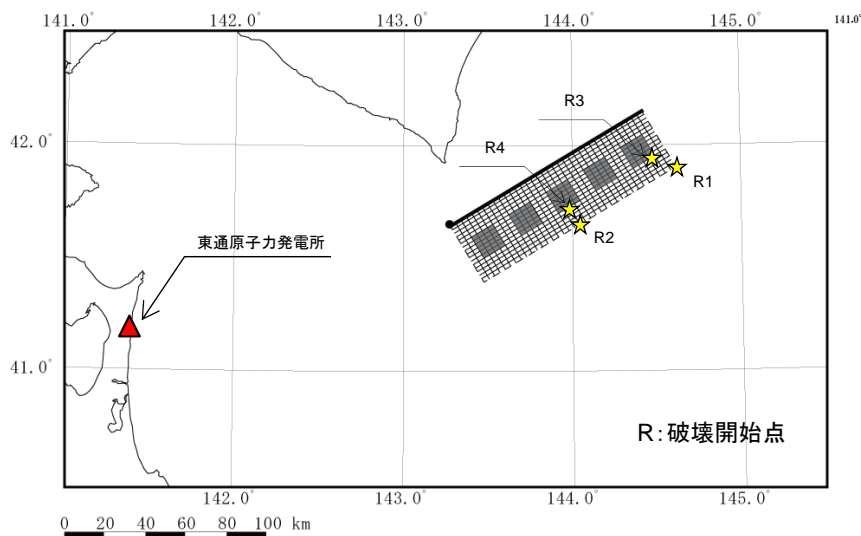
	①Morikawa and Sasatani(2004), 笹谷ほか(2006)	②地震調査研究推進本部(2020)※2	①/②
短周期レベル(A) (Nm/s ²)	5.92 × 10 ²⁰	2.92 × 10 ²⁰	2.0

※2: Kikuchi and Kanamori(1995)による地震モーメント[2.6 × 10²¹ (Nm)]より算定

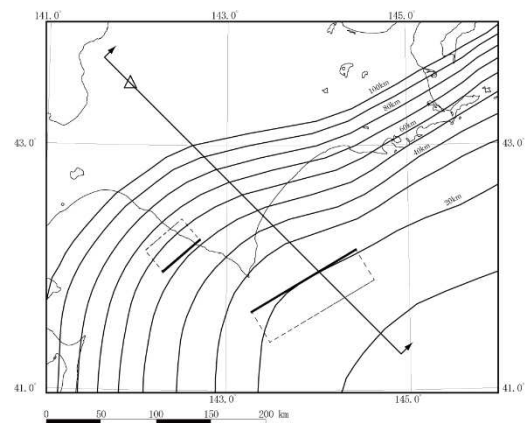
4.6 沖合いのやや浅い地震(北海道)

(1) 基本ケース及び不確かさの想定 断層モデル

➤ 沖合いのやや浅い地震(北海道)の断層モデルを示す。



沖合いのやや浅い地震(北海道) 展開図

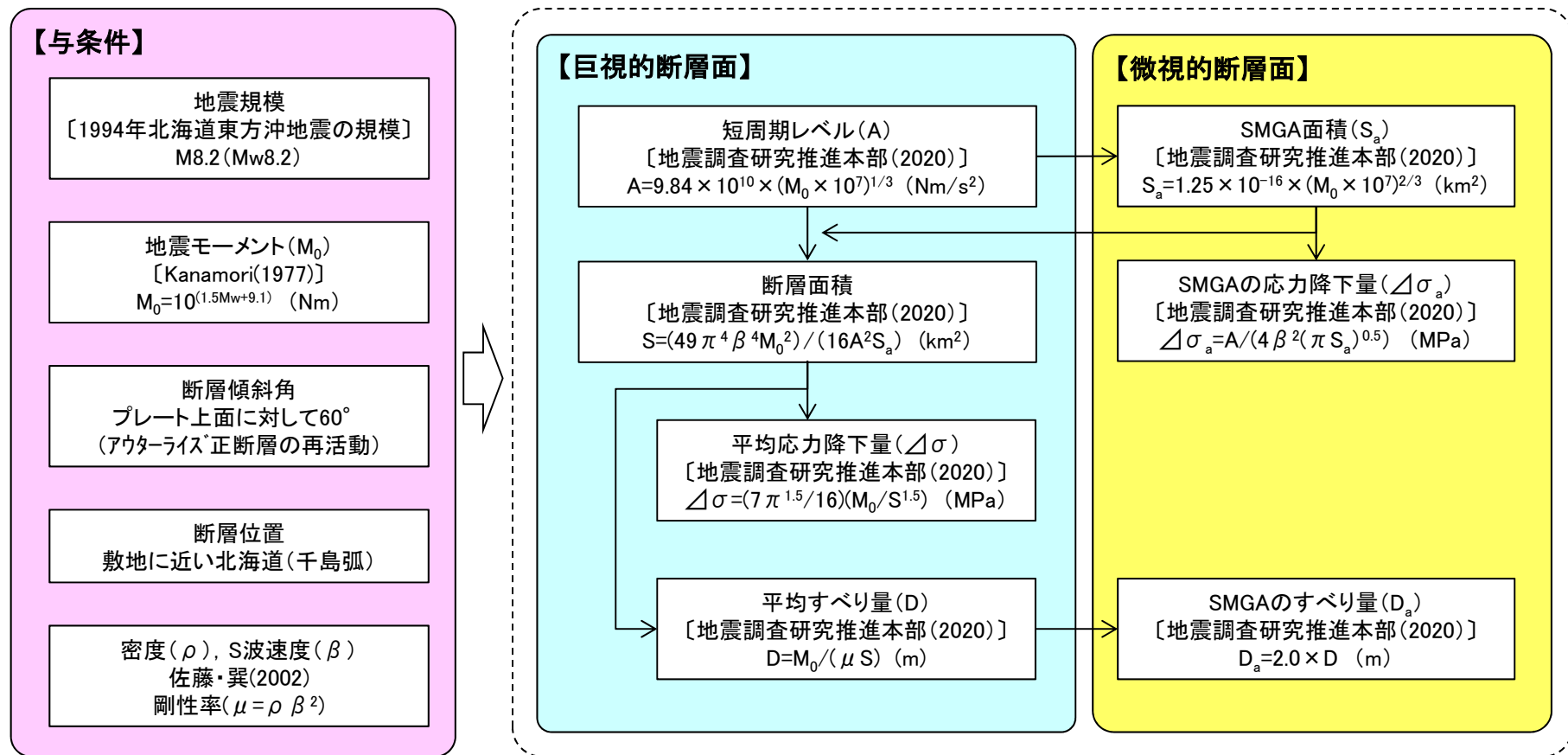


沖合いのやや浅い地震(北海道) 断層配置図(断面)

4.6 沖合いのやや浅い地震(北海道)

(2) 断層パラメータ 設定フロー

- 沖合いのやや浅い地震(北海道)[基本ケース及びケース2(短周期レベルの不確かさ)]の断層パラメータ設定フローを示す。
- 設定は、地震調査研究推進本部(2020)の強震動予測レシピを用いる。



※ケース2(短周期レベル)では、ケース1(基本ケース)のA及び $\Delta\sigma_a$ を2.0倍にする。

4.6 沖合いのやや浅い地震(北海道)

(2) 断層パラメータ

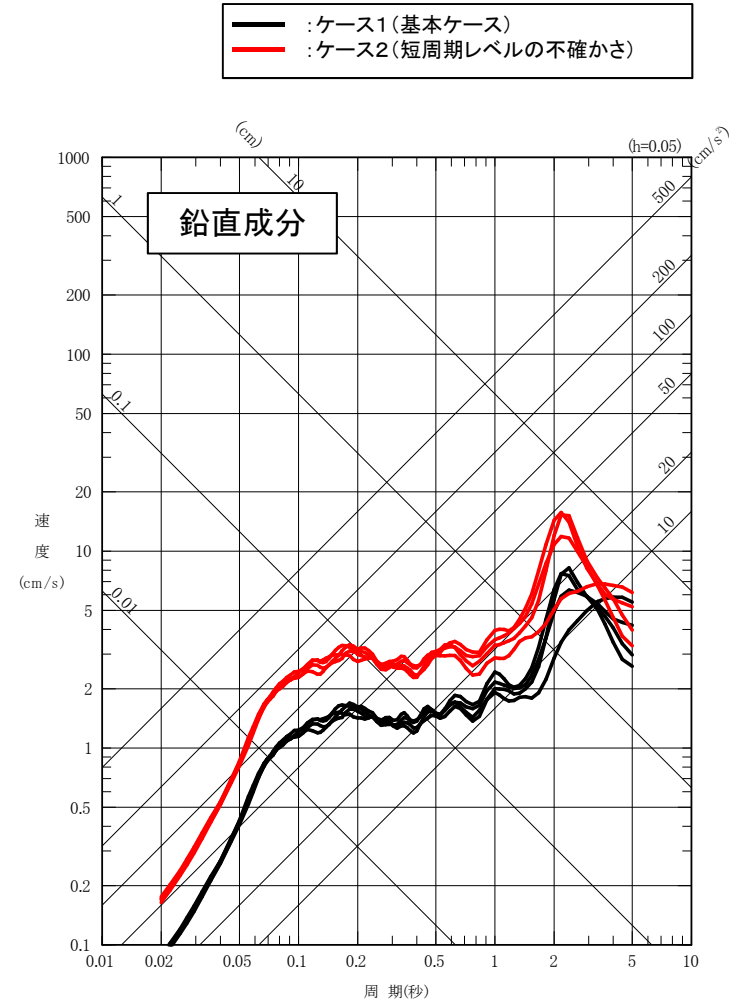
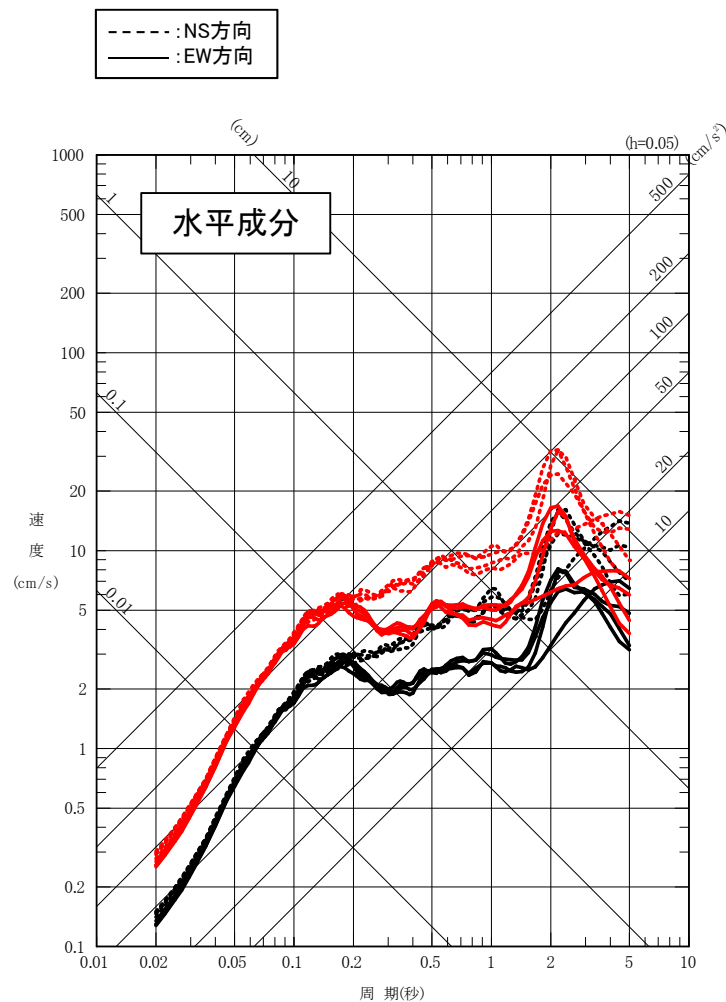
➤ 沖合いのやや浅い地震(北海道)の断層パラメータを以下に示す。

断層パラメータ		記号	単位	設定方法	ケース1 (基本)	ケース2 (短周期レベル)
巨視的断層面	地震規模(モーメントマグニチュード)	(Mw)	—	1994年北海道東方沖地震の地震規模	8.2(8.2)	←
	走向	θ	°	海溝軸を考慮	59	←
	断層傾斜角	δ	°	海洋プレート上面に対し60°	50	←
	断層長さ	L	km	断層面積より設定	110.0	←
	断層幅	W	km	断層面積より設定	50.0	←
	断層面積	S	km ²	$S=(49\pi^4\beta^4M_0^2)/(16A^2S_a)$	5412	←
	断層上端深さ	—	km	1994年北海道東方沖地震を参考	20	←
	地震モーメント	M_0	Nm	$M_0=10^{(1.5Mw+9.1)}$	2.51×10^{21}	←
	剛性率	μ	N/m ²	$\mu = \rho \beta^2$	4.80×10^{10}	←
	密度	ρ	g/cm ³	佐藤・巽(2002)	3.0	←
	S波速度	β	km/s ²	佐藤・巽(2002)	4.0	←
	平均すべり量	D	m	$D=M_0/(\mu S)$	9.67	←
	平均応力降下量	$\Delta\sigma$	MPa	$\Delta\sigma=(7\pi^{1.5}/16)(M_0/S^{1.5})$	15.37	←
	破壊伝播速度	V_r	km/s	$V_r=0.72\beta$ [Geller(1976)]	2.88	←
	短周期レベル	A	Nm/s ²	$A=9.84 \times 10^{10} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3}$	2.88×10^{20}	5.76×10^{20}
高周波遮断周波数	f_{max}	Hz	2008年岩手県沿岸北部の地震シミュレーション	18	←	
SMGA	地震モーメント	M_{0a}	Nm	$M_{0a}=\mu D_a S_a$	9.95×10^{20}	←
	面積	S_a	km ²	$S_a=1.25 \times 10^{-16} \times (M_0 \times 10^7)^{2/3}$	1072	←
	平均すべり量	D_a	m	$D_a=2D$	19.34	←
	応力降下量	$\Delta\sigma_a$	MPa	$\Delta\sigma_a=A/(4\beta^2(\pi S_a)^{0.5})$	77.6	155.2
各SMGA	地震モーメント	M_{0ai}	Nm	$M_{0ai}=M_{0a}/n$, n:SMGAの個数	1.99×10^{20}	←
	面積	S_{ai}	km ²	$S_{ai}=S_a/n$, n:SMGAの個数	214	←
	平均すべり量	D_{ai}	m	$D_{ai}=M_{0ai}/(\mu S_{ai})$	19.34	←
	応力降下量	$\Delta\sigma_{ai}$	MPa	$\Delta\sigma_{ai}=\Delta\sigma_a$	77.6	155.2
背景領域	地震モーメント	M_{0b}	Nm	$M_{0b}=M_0-M_{0a}$	1.52×10^{21}	←
	面積	S_b	km ²	$S_b=S-S_a$	4340	←
	平均すべり量	D_b	m	$D_b=M_{0b}/(\mu S_b)$	7.28	←
	実効応力	$\Delta\sigma_b$	MPa	$\Delta\sigma_b=(D_b/W_b)/(D_a/W_a)\Delta\sigma_a$	11.0	21.9
Q値		Q	—	佐藤・巽(2002)	$114^{0.92}$	←

4.6 沖合いのやや浅い地震(北海道)

(3) 検討対象地震の地震動評価

- 沖合いのやや浅い地震(北海道)について、断層モデルによる複数の合成波から求めた各破壊開始点の平均応答スペクトルを以下に示す。



4.7 アウターライズ地震

(1) 基本ケース及び不確かさの想定

- アウターライズでは1933年三陸沖の地震(M8.1)が発生していることから、同タイプの地震として「アウターライズ地震」を想定する。
- これまで知られている正断層のアウターライズ地震の最大規模である1933年三陸沖の地震(M8.1)を基本ケースとし、敷地に最も近い海溝軸東側に想定する。
- また、津波評価において、土木学会(2016)の「1933年昭和三陸地震津波再現モデル(Mw8.35)」を上回る地震規模M8.6を考慮していることから、この地震規模を不確かさとして考慮する。
- 敷地において、2011年3月11日15時25分三陸沖の地震(M7.5)の観測記録が得られており、この短周期レベルを採用する。
- 上記地震の敷地で観測された記録について距離及び地震規模の補正による簡易評価を行う。

検討対象地震の想定〔アウターライズ地震〕

	タイプ	地震規模	想定位置	SMGA位置	短周期レベル※1 (A)	備考
基本ケース	正断層	M8.1	敷地前面 海溝軸東側	断層中央	0.7As	<ul style="list-style-type: none"> ・1933年三陸沖の地震のMを考慮 ・2011年3月11日15時25分三陸沖の地震のM₀-Aを考慮 ・地震観測記録を補正
ケース2 (地震規模)	正断層	M8.6	敷地前面 海溝軸東側	断層中央	0.7As	<ul style="list-style-type: none"> ・土木学会(2016)の知見を参考 ・2011年3月11日15時25分三陸沖の地震のM₀-Aを考慮 ・地震観測記録を補正

※1:地震調査研究推進本部(2020)の短周期レベルを1.0Asとする。

■ : 考慮する不確かさ □ : あらかじめモデルに織り込む不確かさ

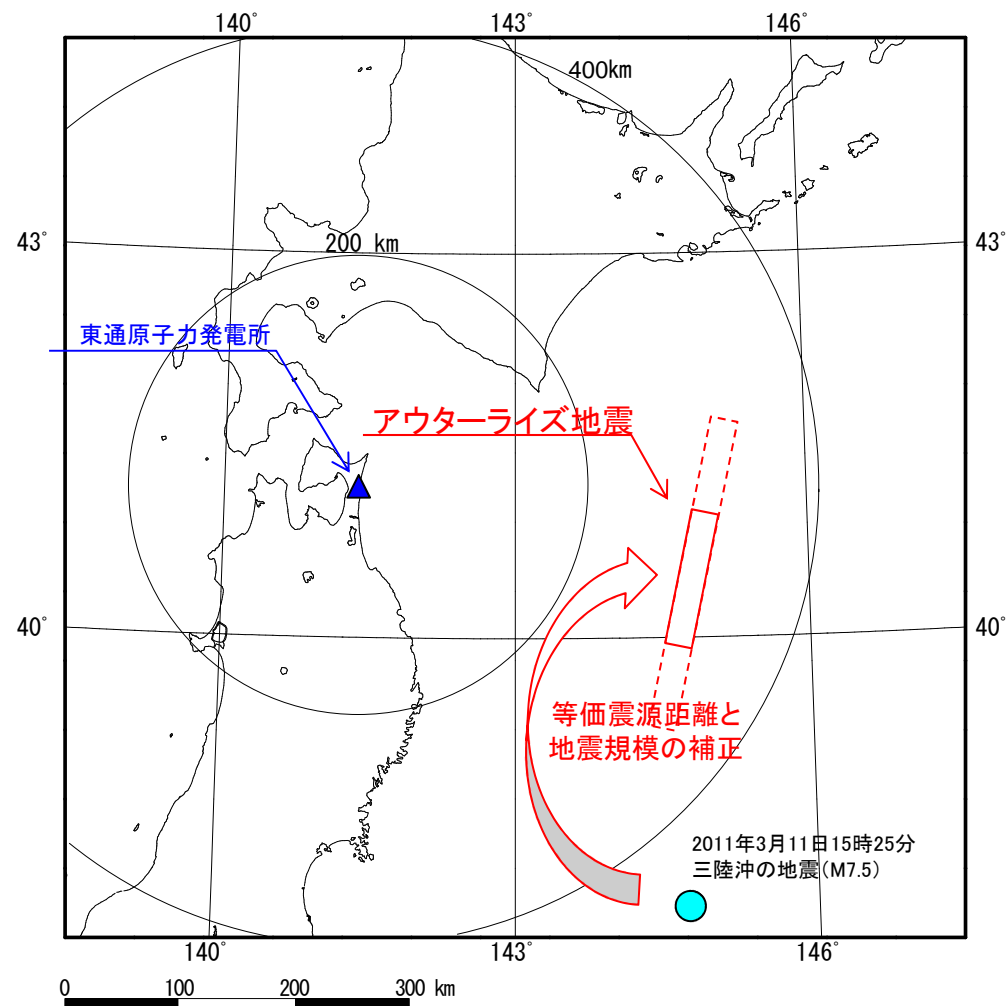
2011年3月11日15時25分三陸沖の地震の地震調査研究推進本部(2020)に対する短周期レベルの倍率

	①佐藤(2013)	②地震調査研究推進本部(2020)※2	①/②
短周期レベル(A) (Nm/s ²)	9.37 × 10 ¹⁹	1.33 × 10 ²⁰	0.7

※2: F-netによる地震モーメント[2.46 × 10²⁰(Nm)]より算定

4.7 アウターライズ地震 (2) アウターライズ地震と観測地震の震央分布

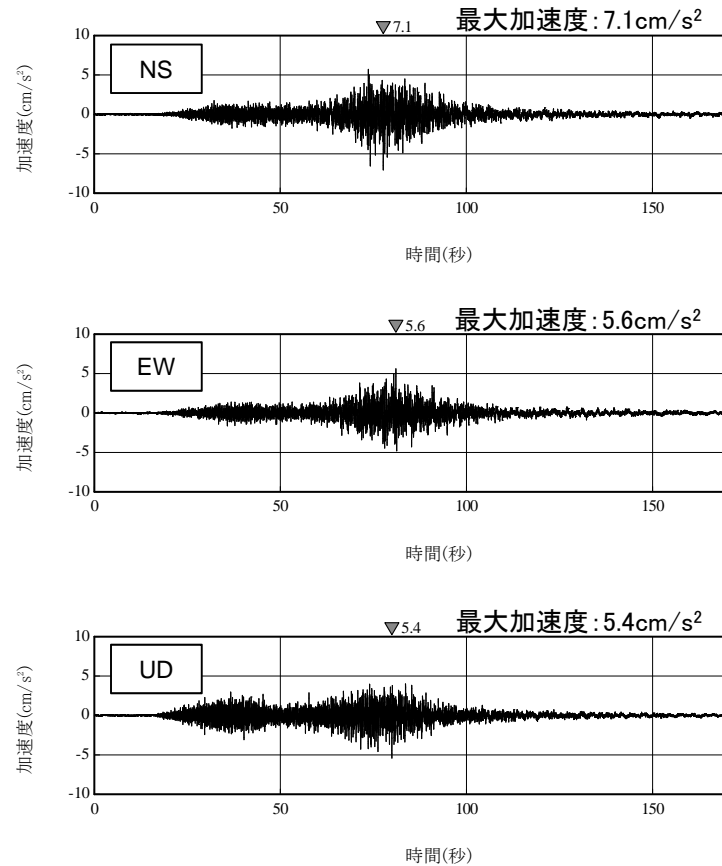
- アウターライズ地震と観測地震の震央分布を以下に示す。



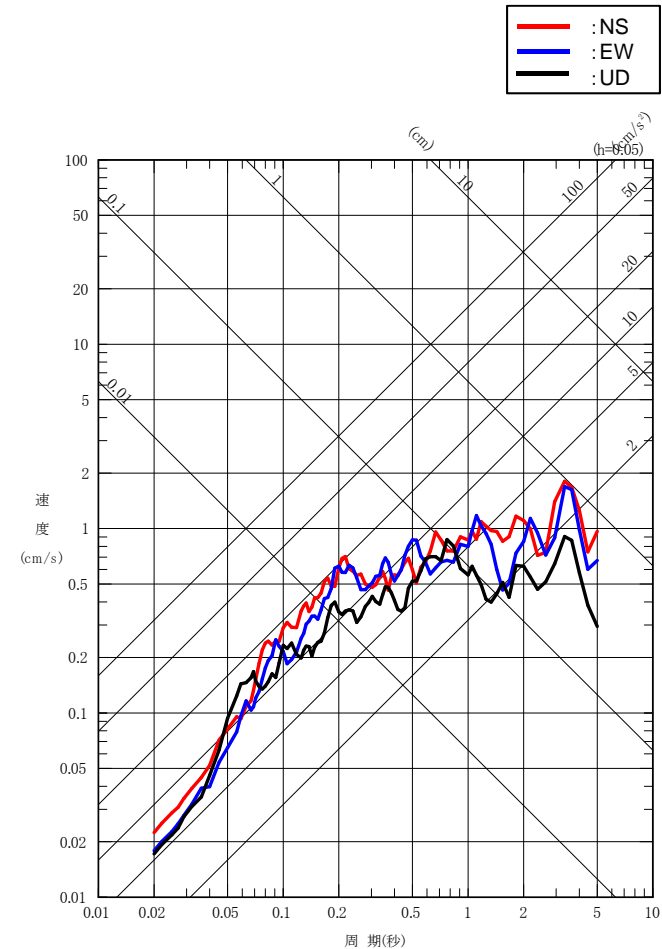
4.7 アウターライズ地震

(3) 2011年3月10日三陸沖の地震の観測記録

- アウターライズ地震の検討に用いる2011年3月11日三陸沖の地震(M7.5)の敷地における観測記録を以下に示す。



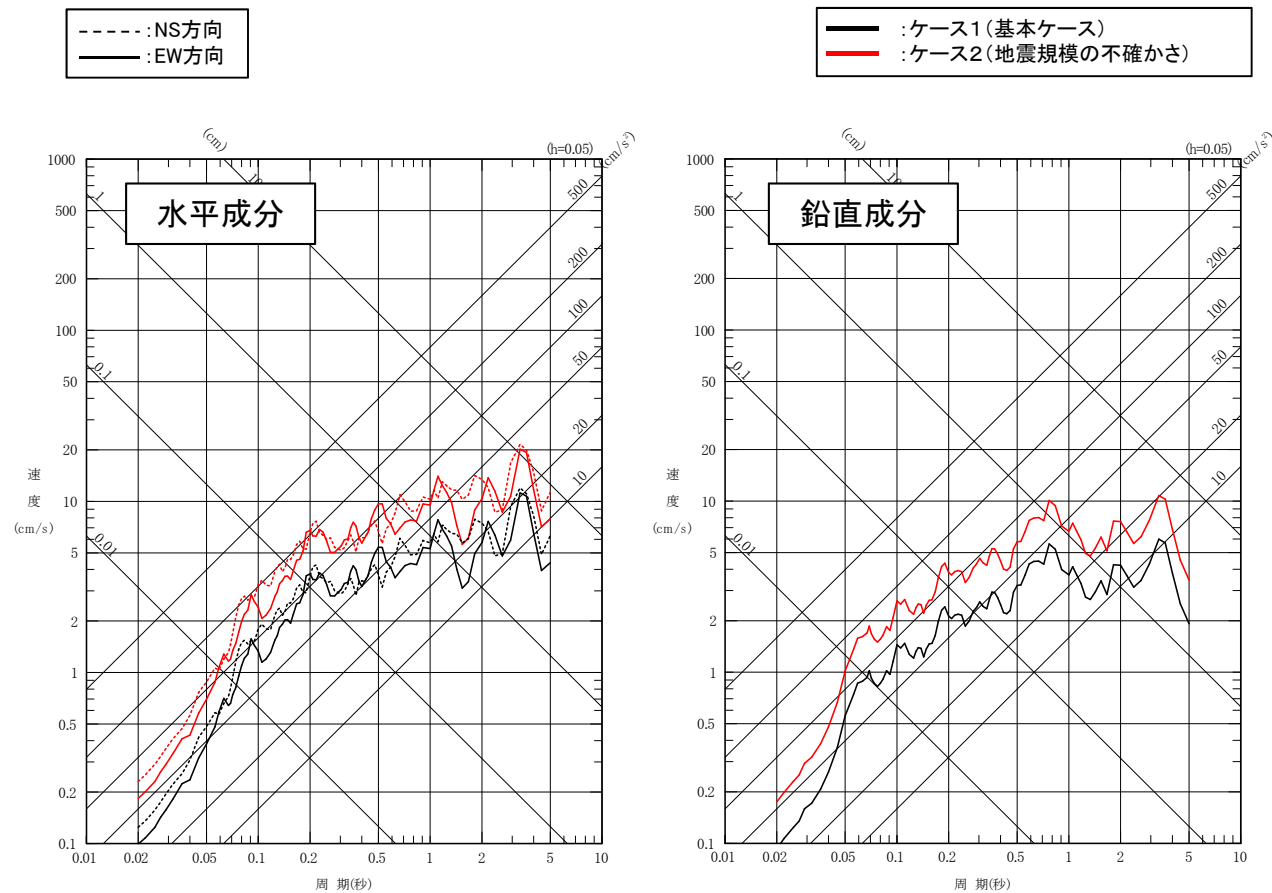
2011年3月11日三陸沖の地震の時刻歴波形
(自由地盤T.P.+2.0m観測点のはぎとり波, PN基準)



2011年3月11日三陸沖の地震の応答スペクトル
(自由地盤T.P.+2.0m観測点のはぎとり波, PN基準)

4.7 アウターライズ地震 (4) 地震動評価

- **アウターライズ地震**の地震動評価結果を以下に示す。
- 自由地盤岩盤上部の地震観測点(T.P.+2.0m)で得られた2011年3月11日三陸沖の地震(M7.5)の観測記録についてNoda et al.(2002)の比率を用いて補正を行った。

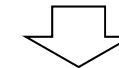


アウターライズ地震の応答スペクトル(PN基準)

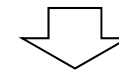
アウターライズ地震の応答スペクトル=観測記録の応答スペクトル×Noda et al.(2002)の比率

観測記録の補正

【観測地震】 2011年3月11日三陸沖の地震	
地震規模	M7.5
等価震源距離	464km



アウターライズ地震	
地震規模	M8.1
等価震源距離	287km

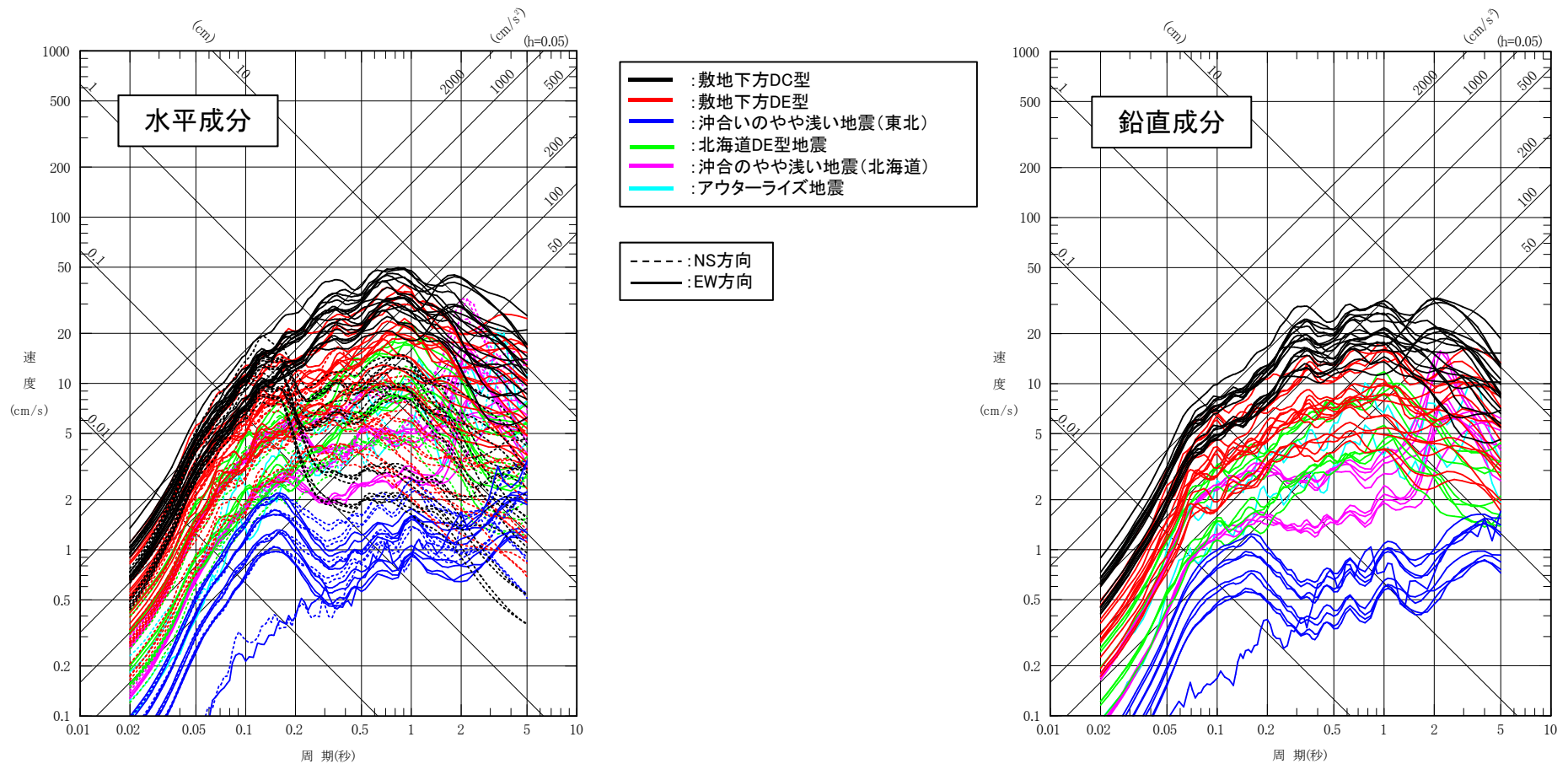


規模の不確かさ

アウターライズ地震	
地震規模	M8.6
等価震源距離	287km

4.8 検討用地震の選定 まとめ(検討対象地震の地震動評価)

- 各検討対象地震について、全てのケースの応答スペクトルの比較を以下に示す。
- 各検討対象地震の地震動が敷地に与える影響は特に大きいものではないこと(詳細は補足説明資料1章4及び5参照)、また、この中では敷地に対して影響の大きい地震は、[敷地下方DC型地震]であることから、このタイプを検討用地震として選定する。



5. 海洋プレート内地震(検討用地震)の地震動評価

- 5. 1 海洋プレート内地震の検討用地震
- 5. 2 検討用地震の地震動評価
- 5. 3 海洋プレート内地震の地震動評価 まとめ

5.1 海洋プレート内地震の検討用地震

(1) 基本ケース及び不確かさケース

- 検討用地震として選定した「**敷地下方DC型地震**」について、検討ケースを以下に示す。
- 4章での検討を踏まえ、基本ケースは、東北地方のDC型地震の最大規模であるM7.2とする。また、地震規模と短周期レベルの不確かさを重畳させたケース(4章2のケース4)の影響が最も大きいことから、このケースを不確かさケース(ケース2)として考慮する。
- 想定位置, SMGA位置, 短周期レベルは4章と同じとする。
- 断層面は概ね敷地への延長上にあり, 破壊開始点は, ディレクティビティ効果を考慮して破壊が敷地に向かう位置に複数設定する。
- なお, 太平洋プレートの地殻まで破壊が広がる断層面を想定した方が敷地に対する距離は近くなるが, ①地殻とマントルに跨って断層面を想定した場合, 両者の物性の違い等を考慮するとSMGAはマントル内に生成されると考えるのが自然なこと, ②瀬野(2020)によれば1978年宮城県沖地震等のプレート間地震の短周期地震動は断層面がスラブ地殻に及んだことにより生成されたものと考察していること, ③地殻とマントルの短周期レベルの違いも踏まえると, 敷地に与える影響はケース2(SMGAをマントル内に想定)と同等以下であること(補足説明資料1章6に記載)から, SMGAが海洋プレート地殻に位置する地震は不確かさケースとしては考慮しない。
- 地震動評価としては, 敷地において適切な観測記録が得られていないことから, 統計的グリーン関数法を用いた地震動評価を行う。

検討対象地震の想定〔二重深発地震上面の地震(敷地下方DC型地震)〕

	タイプ	地震規模	想定位置	SMGA位置	短周期レベル※1 (A)	破壊開始点	備考
ケース1 (基本ケース)	DC型	M7.2	敷地至近 (海洋性マントル)	断層上端 中央	1.0As	破壊が敷地に向かう位置に複数想定	4.7地震のMを考慮
ケース2 (不確かさケース)	DC型	M7.5	敷地至近 (海洋性マントル)	断層上端 均等	1.5As	破壊が敷地に向かう位置に複数想定	・原田・釜江(2011)による4.7地震の M_0-A を考慮 ・4.7地震の知見(低速度域の拡がり)を踏まえ, 保守性を考慮しM7.5を想定

※1:地震調査研究推進本部(2020)の短周期レベルを1.0Asとする。

■ : 考慮する不確かさ □ : あらかじめモデルに織り込む不確かさ

短周期レベルの不確かさに反映

4.7地震の地震調査研究推進本部(2020)に対する短周期レベルの倍率

	①原田・釜江(2011)	②地震調査研究推進本部(2020)※2	①/②
短周期レベル(A) (Nm/s ²)	1.16×10^{20}	7.67×10^{19}	1.5

※2:F-netによる地震モーメント[4.74×10^{19} (Nm)]より算定

5.1 海洋プレート内地震の検討用地震

(2) 認識論的不確かさと偶然的不確かさの整理

【不確かさの考え方の整理】

- 主要なパラメータについて、海洋プレート内地震に関する知見等を踏まえ、認識論的不確かさと偶然的不確かさに分類し、敷地に与える影響が大きいパラメータについて不確かさを考慮し、地震動評価を行う。

【認識論的な不確かさ】: 事前の詳細な調査や経験式などに基づき設定できるもの。

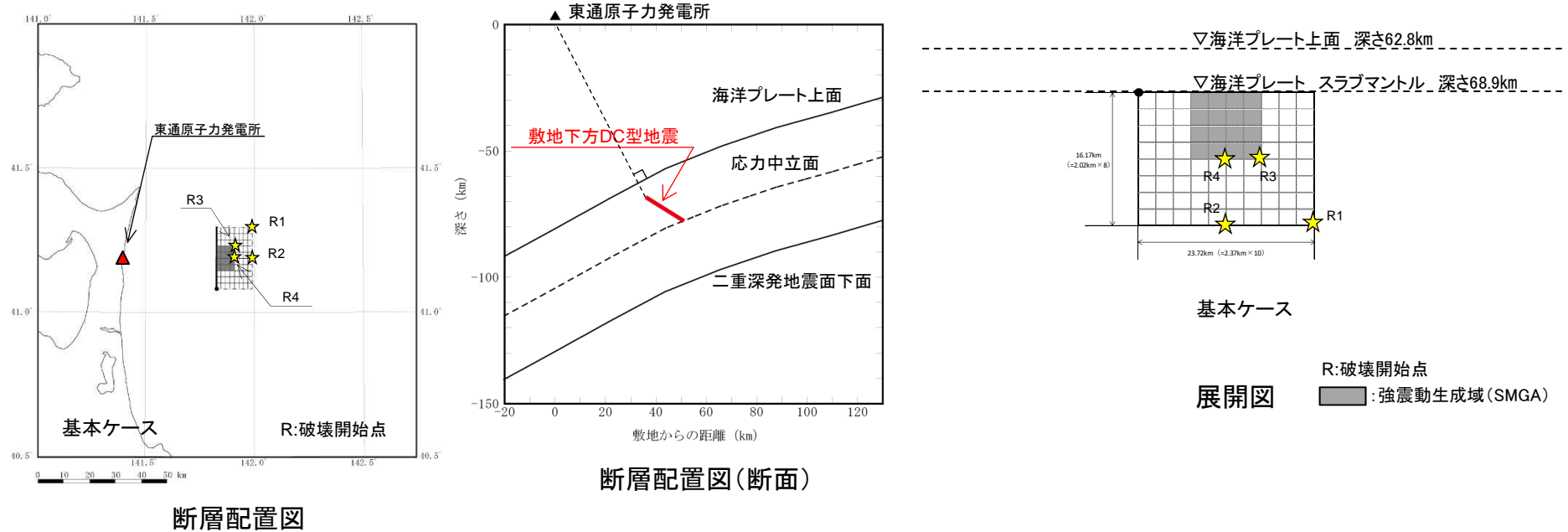
【偶然的な不確かさ】: 事前の詳細な調査や経験式などに基づく特定が困難なもの。

種類	パラメータ	基本ケースでの設定	不確かさの考慮
		不確かさケースの設定	
認識論的 不確かさ	地震規模	M7.2	不確かさケースとして考慮 ✓ 基本ケースは、東北地方のDC型地震の最大規模(4.7地震)であるM7.2とする。 ✓ 4.7地震では、震源域北部に低速度域の拡がり確認されており、敷地周辺の海洋プレート内には 同様の知見は確認されていないものの、保守性も考慮してM7.5を想定。
		M7.5	
	断層の位置	敷地至近 海洋性マントル内	基本ケースにあらかじめ不確かさを考慮 ✓ 東北地方のDC型地震の最大規模(4.7地震)は、海洋性マントルの低速度域で発生。 ✓ 敷地周辺では、4.7地震でみられたような海洋プレート内の低速度域は知られていないものの、不確かさを考慮して 敷地至近の海洋性マントルの位置に想定。 ✓ なお、設定位置の不確かさを考慮してより敷地に近い海洋地殻に想定したとしても、ケース2(4章2のケース4)の影響と同等以下となることを確認している(補足説明資料1章6参照、参考検討ケース)。
		同上	
短周期レベル (応力降下量)	地震調査研究推進本部 (2020)の1.0倍	不確かさケースとして考慮 ✓ 敷地で得られた観測記録には短周期レベルが特に大きい傾向は確認されないことから、基本ケースは、海洋プレート内地震の平均的な値である地震調査研究推進本部(2020)の短周期レベルに基づき設定。 ✓ 不確かさとして、 東北地方で発生したDC型地震の最大規模である4.7地震のM_0-A関係を考慮 (地震調査研究推進本部(2020)の1.5倍)。4.7地震の短周期レベルは、東北地方の二重深発地震上面の地震として最も大きい値。	
SMGA位置	断層上端	基本ケースにあらかじめ不確かさを考慮 ✓ SMGA位置に関する知見は知られていないことから、 敷地に最も近い断層上端に考慮。	
	同上		
偶然的 不確かさ	破壊開始点	破壊の伝播方向が敷地に向かうように配置	基本ケースにあらかじめ不確かさを考慮 ✓ 基本ケース、不確かさケースとも、 敷地に対し最も影響の大きい破壊開始点位置 (破壊が敷地に向かうように設定した位置)に複数考慮。
同上	同上		

5.2 検討用地震の地震動評価

(1) 敷地下方DC型地震 断層モデル① ケース1(基本ケース)

▶ 敷地下方DC型地震(ケース1)の断層モデルを示す。



破壊開始点位置は、破壊が敷地に向かう位置に、敷地と断層の位置関係を考慮して設定

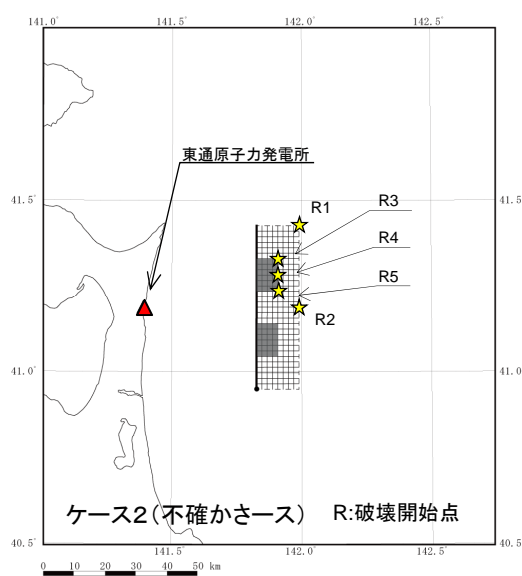
検討用地震(海洋プレート内地震)〔敷地下方DC型地震〕 ケース1(基本ケース)の主な諸元

	地震規模	断層傾斜角 (°)	地震モーメント (N・m)	短周期レベル (Nm/s ²)	断層上端深さ D(km)	等価震源距離 Xeq(km)
ケース1 (基本ケース)	M7.2	32	4.74×10^{19}	7.67×10^{19}	68.9	83

5.2 検討用地震の地震動評価

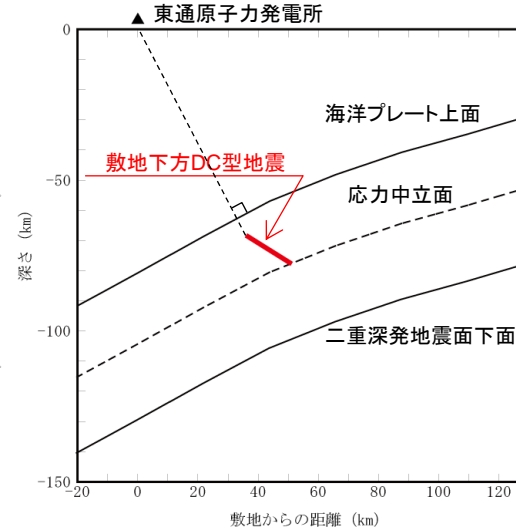
(1) 敷地下方DC型地震 断層モデル② ケース2(不確かさケース)

▶ 敷地下方DC型地震(ケース2)の断層モデルを示す。

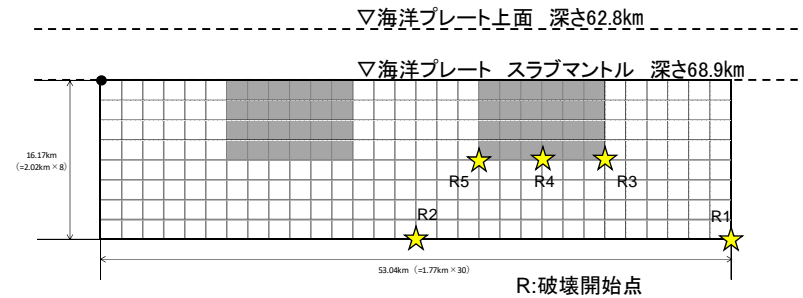


断層配置図

破壊開始点位置は、破壊が敷地に向かう位置に、敷地と断層の位置関係を考慮して設定



断層配置図(断面)



ケース2(不確かさケース)

展開図
R:破壊開始点
■:強震動生成域(SMGA)

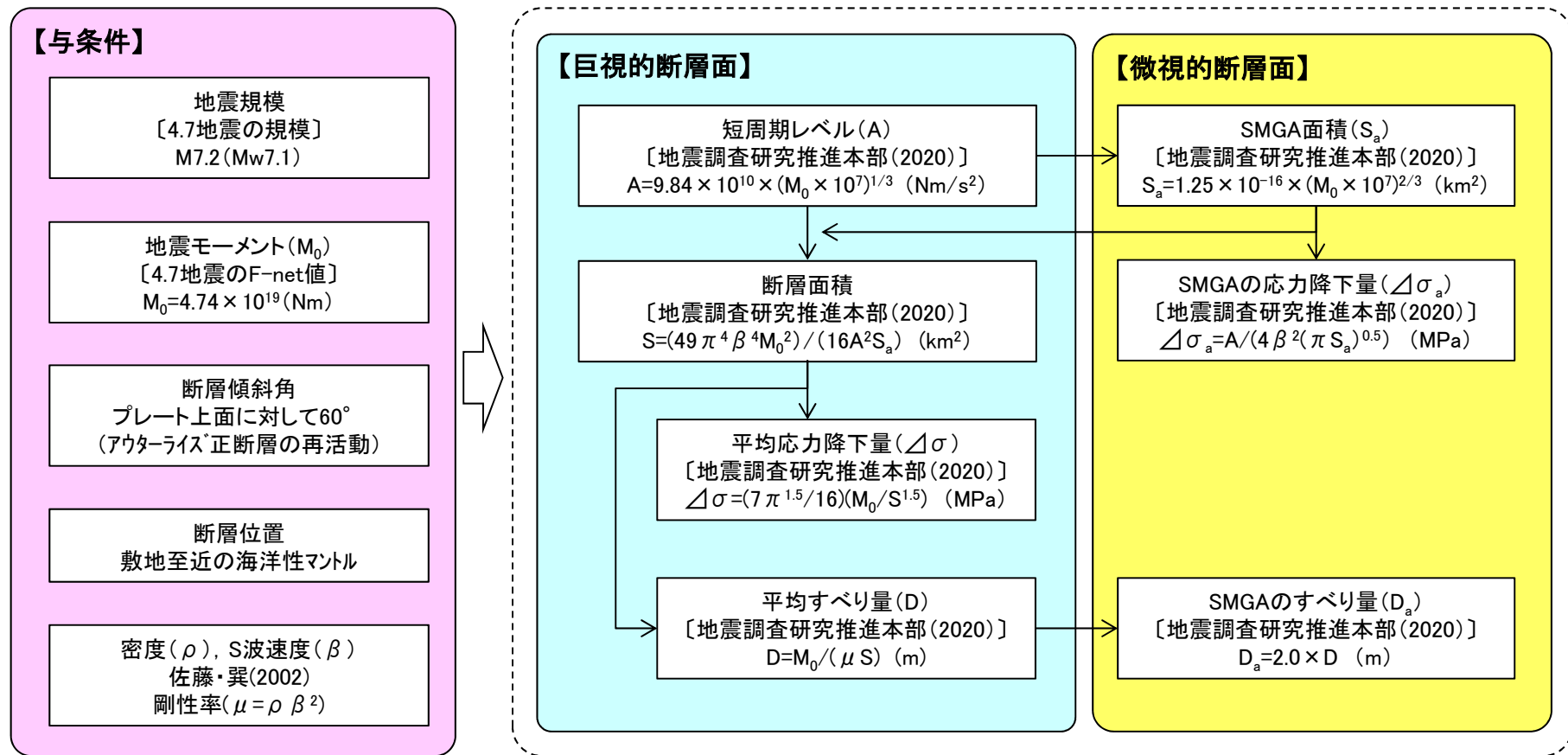
検討用地震(海洋プレート内地震)〔敷地下方DC型地震〕 ケース2(不確かさケース)の主な諸元

	地震規模	断層傾斜角 (°)	地震モーメント (N・m)	短周期レベル (Nm/s ²)	断層上端深さ D(km)	等価震源距離 Xeq(km)
ケース2 (不確かさケース)	M7.5	32	1.58×10^{20}	1.72×10^{20}	68.9	84

5.2 検討用地震の地震動評価

(2) 敷地下方DC型地震 断層パラメータ設定フロー①

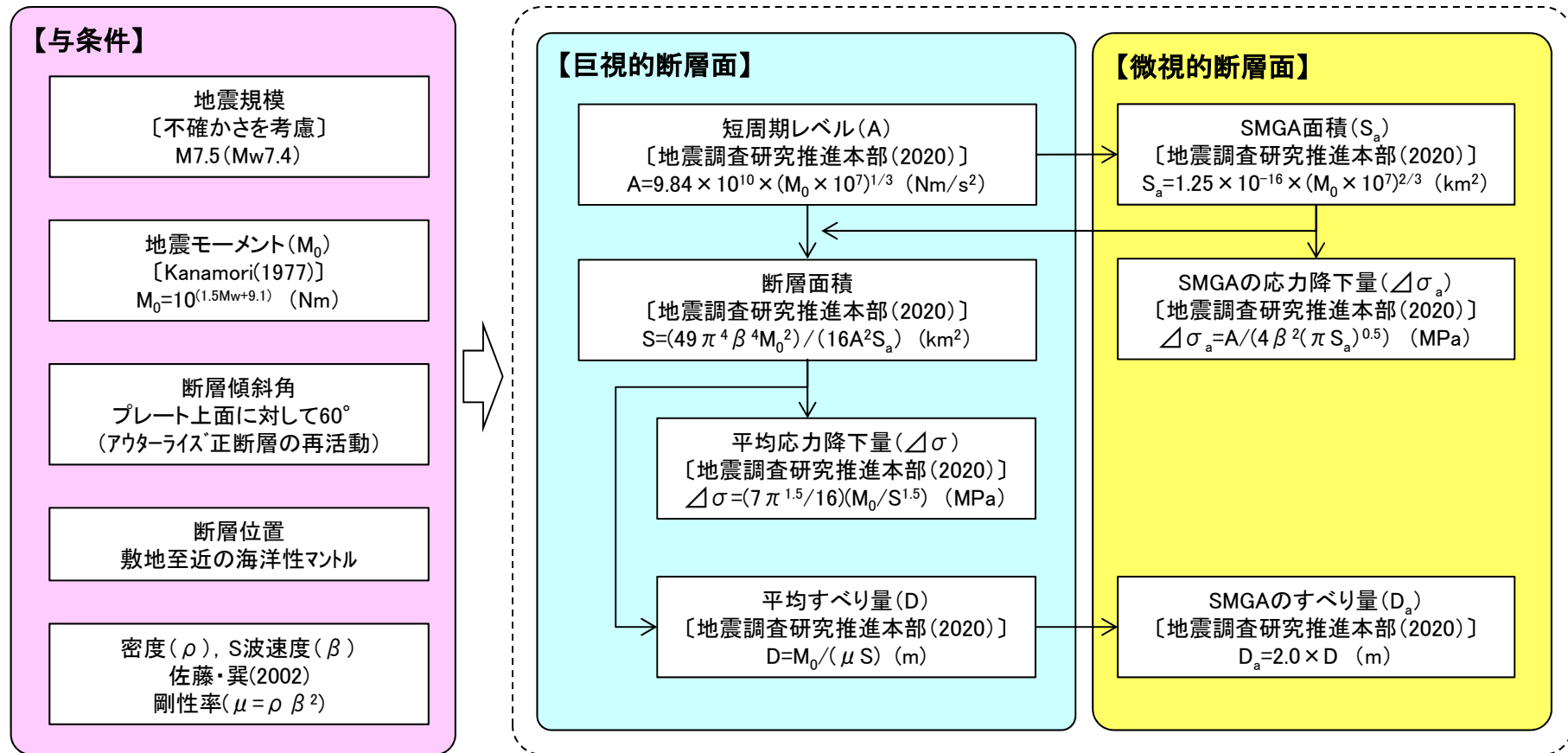
- 敷地下方DC型地震[ケース1(基本ケース)]の断層パラメータ設定フローを示す。
- 地震規模及び地震モーメントは、東北地方で発生した最大規模である4.7地震の値を用いる。
- 設定は、地震調査研究推進本部(2020)の強震動予測レシピを用いる。



5.2 検討用地震の地震動評価

(2) 敷地下方DC型地震 断層パラメータ設定フロー②

- 敷地下方DC型地震[ケース2(不確かさケース)]の断層パラメータ設定フローを示す。
- 地震モーメントは、不確かさを考慮した地震規模から算定する。
- 設定は、地震調査研究推進本部(2020)の強震動予測レシピを用いる。



5.2 検討用地震の地震動評価 (2) 敷地下方DC型地震 断層パラメータ

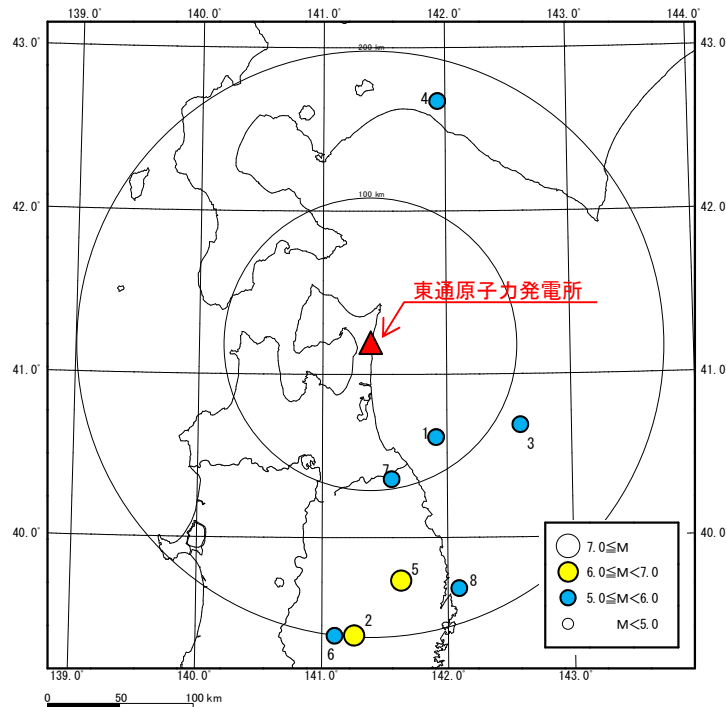
➤ 敷地下方DC型地震の各ケースの断層パラメータを以下に示す。

断層パラメータ		記号	単位	設定方法	ケース1 (基本ケース)	ケース2 (不確かさケース)
巨視的断層面	地震規模(モーメントマグニチュード)	(Mw)	—	4.7地震	7.2(7.1)	7.5(7.4)
	走向	θ	°	海溝軸を考慮	0	←
	断層傾斜角	δ	°	海洋プレート上面に対し60°	32	←
	断層長さ	L	km	断層面積より設定	23.72	53.04
	断層幅	W	km	断層面積より設定	16.17	←
	断層面積	S	km ²	$S=(49\pi^4\beta^4M_0^2)/(16A^2S_a)$	384	858
	断層上端深さ	—	km	海洋プレートの沈み込みを考慮	68.9	←
	地震モーメント	M_0	Nm	4.7地震のF-Net, $M_0=10^{(1.5Mw+9.1)}$	4.74×10^{19}	1.58×10^{20}
	剛性率	μ	N/m ²	$\mu = \rho \beta^2$	4.80×10^{10}	←
	密度	ρ	g/cm ³	佐藤・巽(2002)	3.0	←
	S波速度	β	km/s ²	佐藤・巽(2002)	4.0	←
	平均すべり量	D	m	$D=M_0/(\mu S)$	2.57	3.85
	平均応力降下量	$\Delta\sigma$	MPa	$\Delta\sigma=(7\pi^{1.5}/16)(M_0/S^{1.5})$	15.37	←
	破壊伝播速度	V_r	km/s	$V_r=0.72\beta$ [Geller(1976)]	2.88	←
	短周期レベル	A	Nm/s ²	$A=9.84 \times 10^{19} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3}$	7.67×10^{19}	1.72×10^{20}
高周波遮断周波数	f_{max}	Hz	2008年岩手県沿岸北部の地震シミュレーション	18	←	
SMGA	地震モーメント	M_{0a}	Nm	$M_{0a} = \mu D_a S_a$	1.88×10^{19}	6.28×10^{19}
	面積	S_a	km ²	$S_a = 1.25 \times 10^{-16} \times (M_0 \times 10^7)^{2/3}$	76	170
	平均すべり量	D_a	m	$D_a = 2D$	5.15	7.70
	応力降下量	$\Delta\sigma_a$	MPa	$\Delta\sigma_a = A/(4\beta^2(\pi S_a)^{0.5})$	77.6	116.4
各SMGA	地震モーメント	M_{0ai}	Nm	$M_{0ai} = M_{0a}/n$, n: SMGAの個数	(空白)	3.14×10^{19}
	面積	S_{ai}	km ²	$S_{ai} = S_a/n$, n: SMGAの個数	(空白)	85
	平均すべり量	D_{ai}	m	$D_{ai} = M_{0ai}/(\mu S_{ai})$	(空白)	7.70
	応力降下量	$\Delta\sigma_{ai}$	MPa	$\Delta\sigma_{ai} = \Delta\sigma_a$	(空白)	116.4
背景領域	地震モーメント	M_{0b}	Nm	$M_{0b} = M_0 - M_{0a}$	2.86×10^{19}	9.57×10^{19}
	面積	S_b	km ²	$S_b = S - S_a$	308	688
	平均すべり量	D_b	m	$D_b = M_{0b}/(\mu S_b)$	1.94	2.90
	実効応力	$\Delta\sigma_b$	MPa	$\Delta\sigma_b = (D_b/W_b)/(D_a/W_a)\Delta\sigma_a$	14.6	21.9
	Q値	Q	—	佐藤・巽(2002)	$114^{0.92}$	←

5.2 検討用地震の地震動評価

(3) 応答スペクトルに基づく地震動評価 Noda et al.(2002)に対する補正係数

- 応答スペクトルに基づく地震動評価は、解放基盤表面における水平方向及び鉛直方向の地震動の応答スペクトルを予測し、敷地の特性等を適切に反映することが可能なNoda et al.(2002)の手法を用いる。
- 海洋プレート内地震は、同程度の規模のプレート間地震や内陸地殻内地震に比べて短周期成分が卓越することが知られている〔例えば、片岡ほか(2006)〕。
- これを踏まえて、Noda et al.(2002)に対する敷地で得られた海洋プレート内地震の応答スペクトル比をNoda et al.(2002)に対するサイト補正係数として採用する。サイト補正係数は、Noda et al.(2002)のコントロールポイントと同じ周期(8点)とする。



海洋プレート内地震のサイト補正係数算定に用いた地震の震央分布

- 検討に用いた観測記録は、以下の条件を満たす5地震とした。
 - ① 自由地盤観測点の観測開始(1994年)～2018年8月の観測記録
 - ② 地震規模M5.5以上、震源距離200km以内
 - ③ 気象庁「地震・火山月報(防災編)」に発生様式の記載がある
- さらに、抽出した地震数が少ないことから、④を満たす3地震を追加した。
 - ④ 地震規模M5.5以上、震央距離200km以内

海洋プレート内地震のサイト補正係数算定に用いた地震

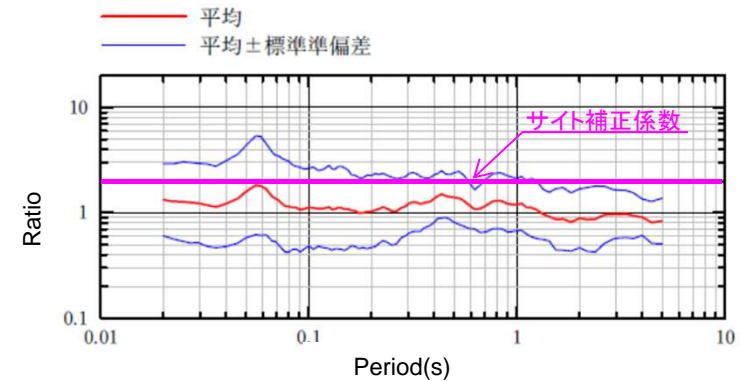
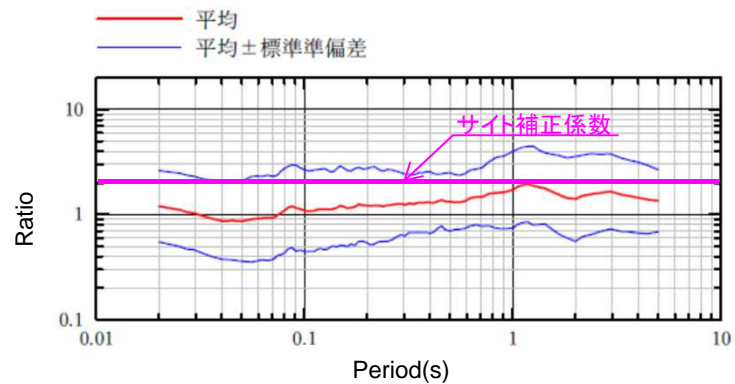
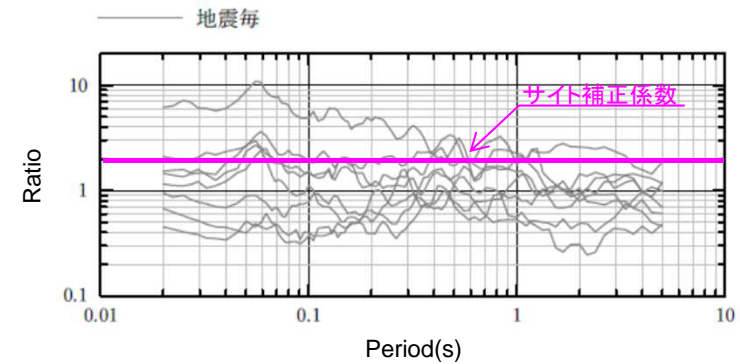
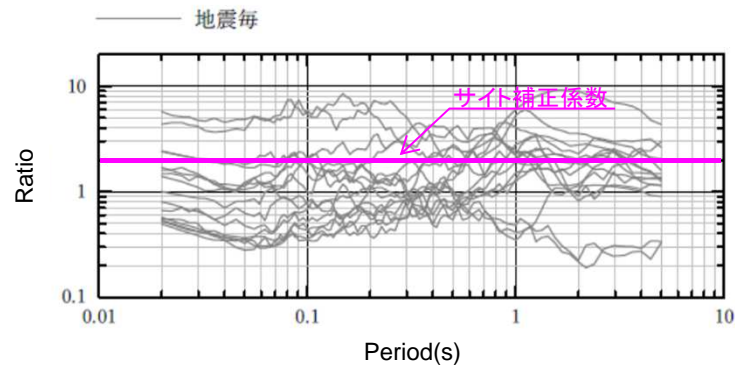
No.	年	月	日	時	分	東経		北緯		M	震源 深さ (km)	震央 距離 (km)	震源 距離 (km)	Xeq (km)
						(°)	(')	(°)	(')					
1	2001	4	3	4	54	141	55.27	40	36.78	5.6	63	78	101	101
2	2001	12	2	22	1	141	15.79	39	23.9	6.4	122	199	233	233
3	2005	2	26	21	37	142	35.77	40	41.12	5.7	45	116	124	124
4	2007	4	19	0	7	141	56.80	42	40.24	5.6	126	171	213	213
5	2008	7	24	0	26	141	38.12	39	43.92	6.8	108	163	196	196
6	2014	6	15	2	31	141	6.46	39	23.77	5.5	94	200	221	221
7	2015	7	10	3	32	141	33.59	40	21.24	5.7	88	94	129	129
8	2017	12	16	5	58	142	5.69	39	41.17	5.5	52	177	185	185

Xeq: 等価震源距離

5.2 検討用地震の地震動評価

(3) 応答スペクトルに基づく地震動評価 Noda et al.(2002)に対する補正係数

- Noda et al.(2002)に対する観測記録(T.P.+2.0mのはぎとり波)の応答スペクトル比を示す。
- 観測記録との比較を参考に、海洋プレート内地震のNoda et al.(2002)に対するサイト補正係数は、全周期帯で2とする。

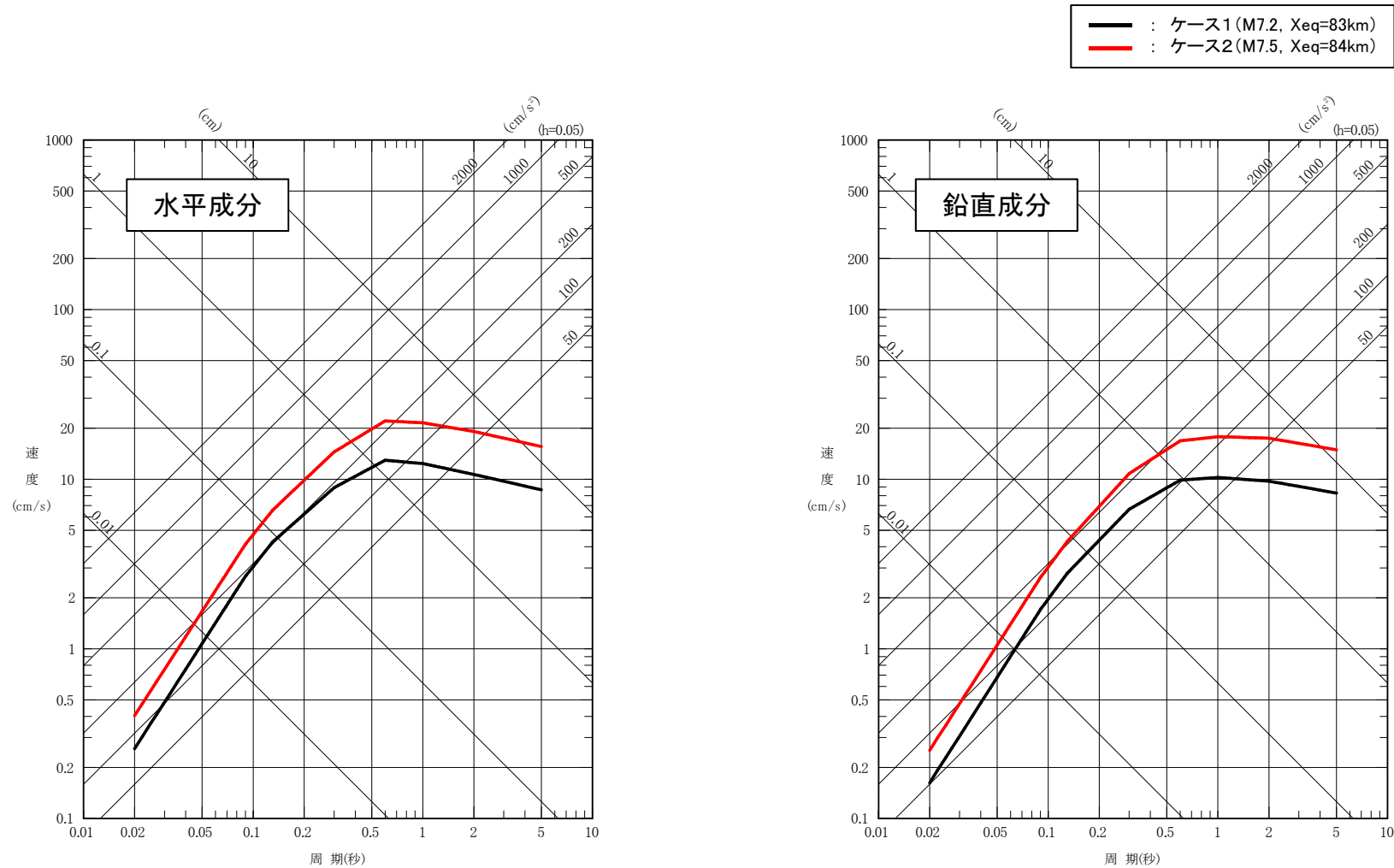


海洋プレート内地震のNoda et al.(2002)に対するサイト補正係数

5.2 検討用地震の地震動評価

(3) 応答スペクトルに基づく地震動評価

➤ Noda et al.(2002)の手法による敷地下方DC型地震の地震動評価を示す。

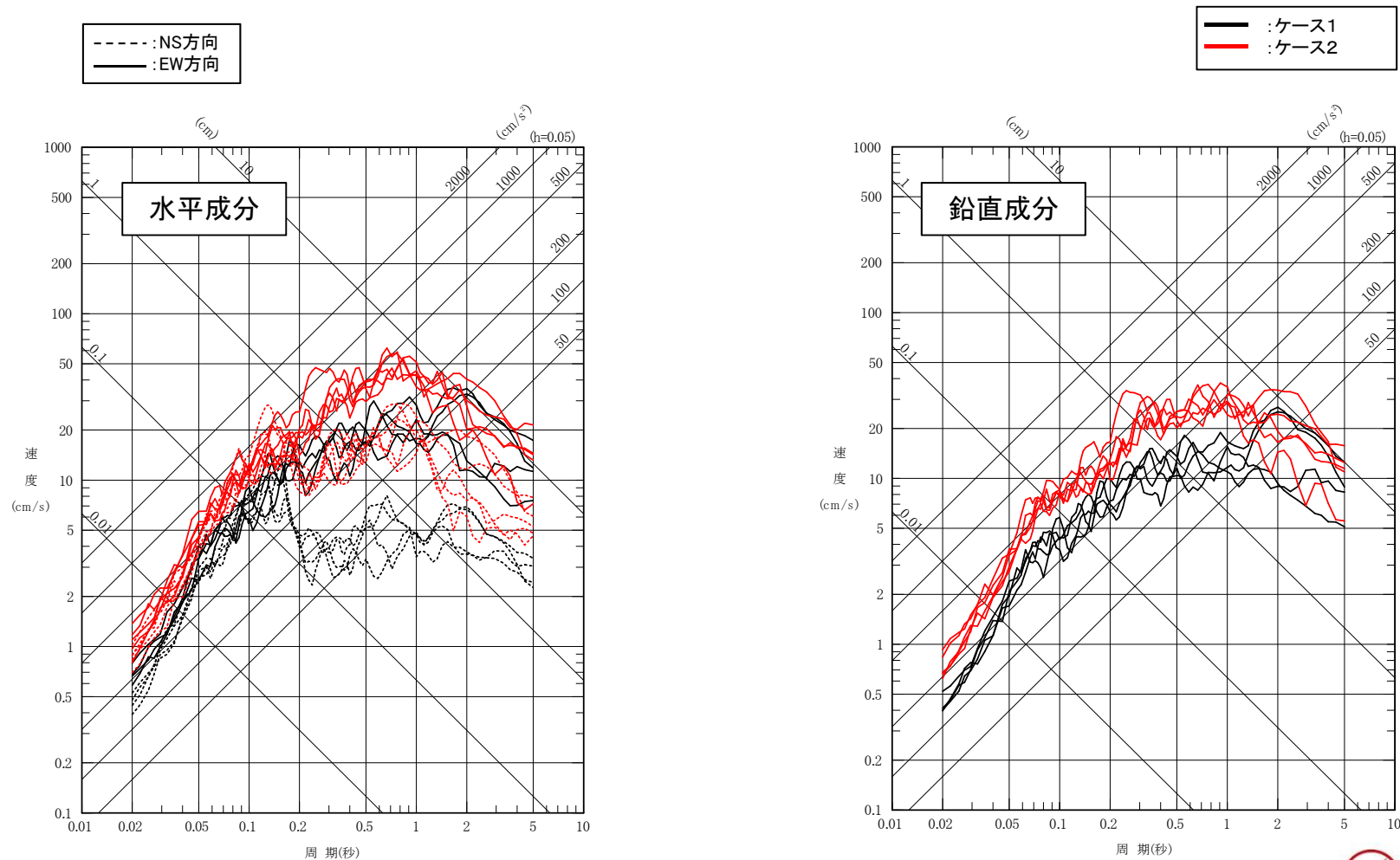


敷地下方DC型地震の応答スペクトルに基づく地震動評価

5.2 検討用地震の地震動評価

(4) 断層モデル手法を用いた地震動評価① SGFによる応答スペクトル

- 敷地下方DC型地震の断層モデル手法による評価結果を示す。
- 断層モデル手法を用いた地震動評価は、敷地において適切な地震観測記録が得られていないことから、統計的グリーン関数法(SGF)[釜江ほか(1991)及び入倉ほか(1997)]を用いた。

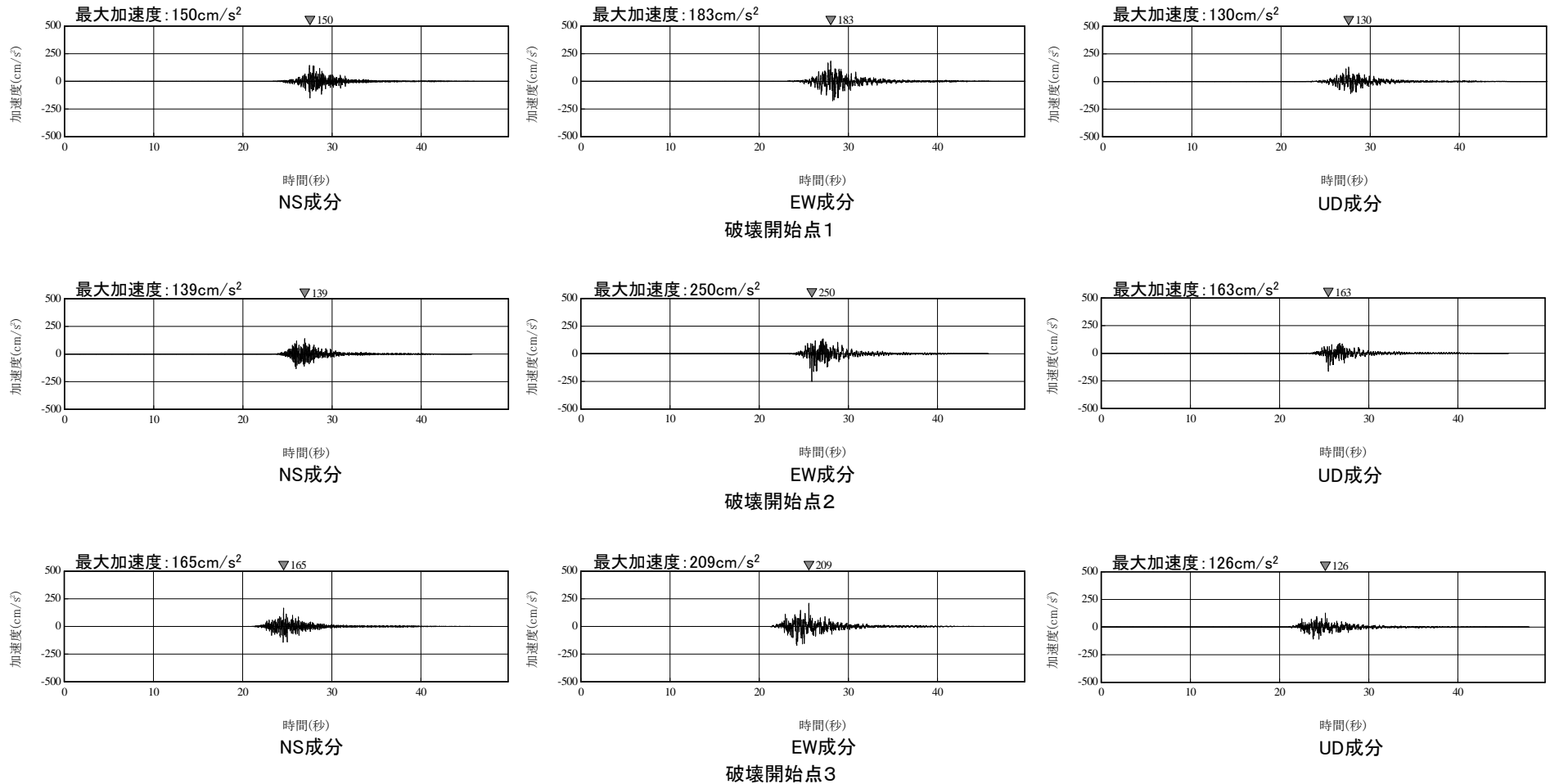


5.2 検討用地震の地震動評価

(4)断層モデル手法を用いた地震動評価② ケース1(基本ケース)SGFによる時刻歴波形

➤ 敷地下方DC型地震のケース1(基本ケース)(M7.2, 1.0As※)について、時刻歴波形を示す。

※:地震調査研究推進本部(2020)の短周期レベルを1.0Asとする。



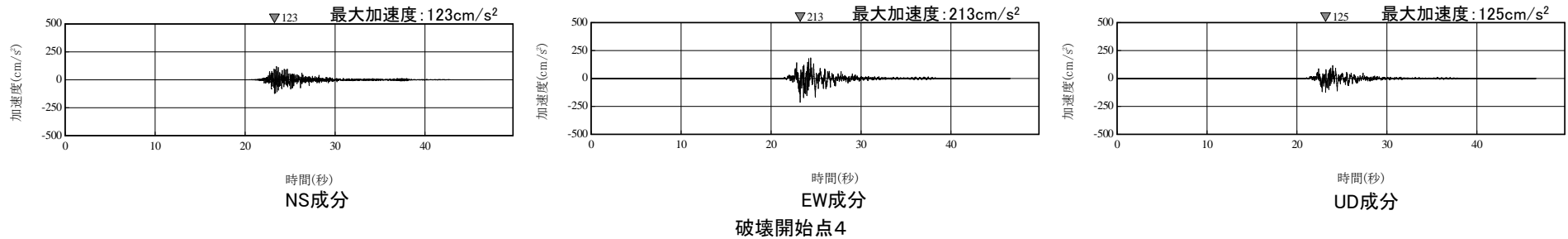
敷地下方DC型地震のうちケース1(基本ケース)の時刻歴波形(PN基準)

5.2 検討用地震の地震動評価

(4)断層モデル手法を用いた地震動評価③ ケース1(基本ケース)SGFによる時刻歴波形

➤ 敷地下方DC型地震のケース1(基本ケース)(M7.2, 1.0As※)について, 時刻歴波形を示す。

※: 地震調査研究推進本部(2020)の短周期レベルを1.0Asとする。



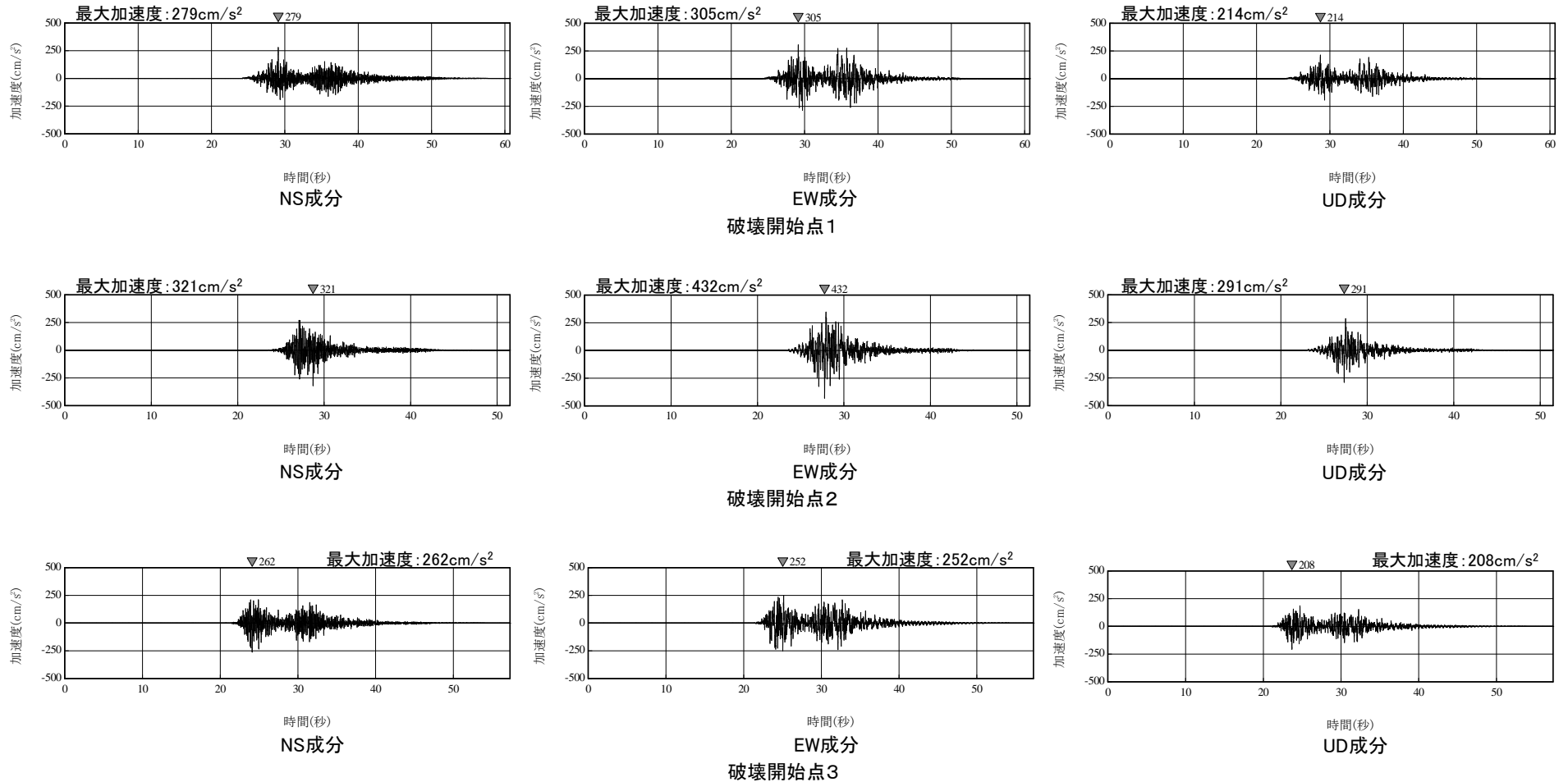
敷地下方DC型地震のうちケース1(基本ケース)の時刻歴波形(PN基準)

5.2 検討用地震の地震動評価

(4)断層モデル手法を用いた地震動評価④ ケース2(不確かさケース)SGFによる時刻歴波形

➤ 敷地下方DC型地震のケース2(不確かさケース)(M7.5, 1.5As※)について、時刻歴波形を示す。

※:地震調査研究推進本部(2020)の短周期レベルを1.0Asとする。



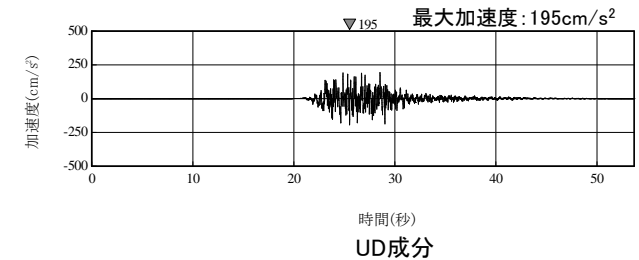
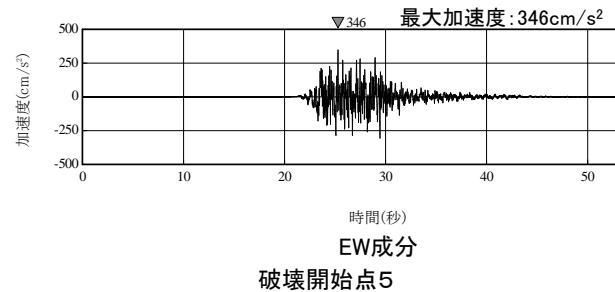
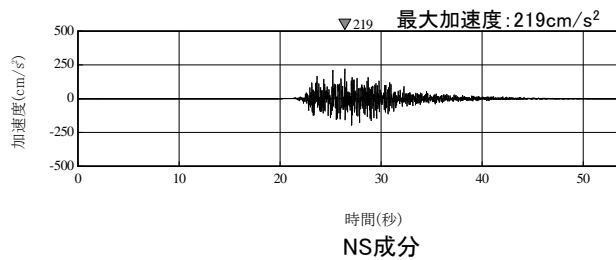
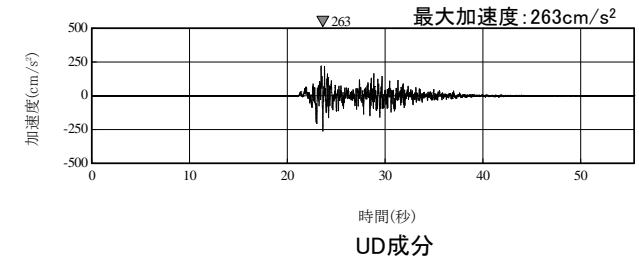
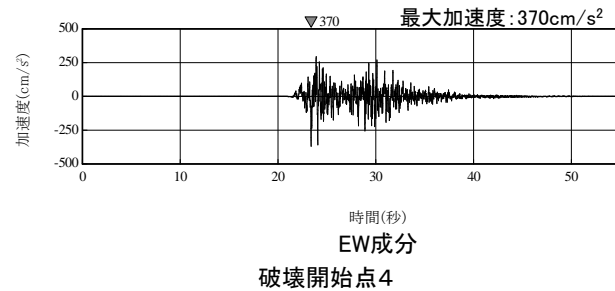
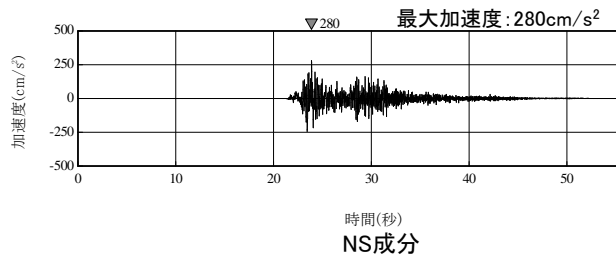
敷地下方DC型地震のうちケース2(不確かさケース)の時刻歴波形(PN基準)

5.2 検討用地震の地震動評価

(4)断層モデル手法を用いた地震動評価⑤ ケース2(不確かさケース)SGFによる時刻歴波形

➤ 敷地下方DC型地震のケース2(不確かさケース)(M7.5, 1.5As※)について、時刻歴波形を示す。

※:地震調査研究推進本部(2020)の短周期レベルを1.0Asとする。



敷地下方DC型地震のうちケース2(不確かさケース)の時刻歴波形(PN基準)

5.3 海洋プレート内地震の地震動評価 まとめ

- 東北地方及び北海道で発生する海洋プレート内地震の特徴を整理し、地震タイプごとに想定を行った(検討対象地震の想定)。
- 各地震タイプ(検討対象地震)について、基本ケース及び不確かさを考慮した簡易な手法を含めた地震動評価を行い、敷地に対して最も影響の大きい地震タイプとして、二重深発地震上面の地震(東北)[敷地下方DC型地震]を選定した(検討用地震の選定)。
- 敷地下方DC型地震について、不確かさを考慮した想定を行い、応答スペクトルに基づく手法及び断層モデルを用いた手法による地震動評価を行った(検討用地震の地震動評価)。

参考文献(1)

1. 敷地周辺の地震発生状況

1. 宇佐美龍夫, 石井寿, 今村隆正, 武村雅之, 松浦律子(2013):日本被害地震総覧 599-2012, 東京大学出版会
2. 気象庁(2020):地震月報ほか
3. 村松郁栄(1969):震度分布と地震のマグニチュードとの関係, 岐阜大学教育学部研究報告, 自然科学, 第4巻
4. 勝又謙, 徳永規一(1971):震度Ⅳの範囲と地震の規模および震度と加速度の対応, 験震時報, 第36巻
5. 神田克久, 武村雅之, 広谷浄, 石川和也(2012):震度分布に基づく2011年東北地方太平洋沖地震の短周期地震波発生域, 地震 第2輯, 第65巻
6. 長谷川昭, 海野徳仁, 高木章雄, 鈴木貞臣, 本谷義信, 亀谷悟, 田中和夫, 澤田義博(1983):北海道および東北地方における微小地震の震源分布—広域の験震データの併合処理—, 地震, 第2輯, 第36巻.

3. 海洋プレート内地震の発生状況と特徴

1. 地震調査研究推進本部(2017a):千島海溝沿いの地震活動の長期評価(第三版)
2. 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
3. Seno, T. and M. Yoshida (2004) :Where and why do large shallow intraslab earthquakes occur ?, Physics of the Earth and Planetary Interiors,141,183-206
4. Seno, T. and Y. Yamanaka(1998) :Arc stressed determined by slabs: Implications for mechanisms of back-arc spreading, Geophysical Research letters,Vol.25,No.1 7,Pages3227-3230,September1, 1998
5. Kirby, S. H., Engdahl, E. R. and Denlinger, R. (1996) :Intermediate-Depth Intraslab earthquakes and arc volcanism as physical expressions of crustal and uppermost mantle metamorphism in subducting slabs, in Subduction: Top to Bottom edited by Bebout, G. E., Scholl, D., Kirby, S. and Platt, J. P., Geophysical Monograph Series,96,AGU,Washington,D.C.,347-355,1996
6. 気象庁(1951~2020):地震月報ほか
7. 地震調査研究推進本部(2017b):地震がわかる! <https://www.jishin.go.jp/main/pamphlet/wakaru_shiryo2/wakaru_shiryo2.pdf>
8. Koauga, M., T. Sato, A. Hasegawa, T. Matsuzawa, S. Suzuki, Y. Motoya (1996) :Spatial distribution of intermediate-depth earthquakes with horizontal or vertical nodal planes beneath northeastern Japan, Physics of the Earth and Planetary Interiors 93
9. Saeko Kita, T. Okada, A. Hasegawa (2010) :The upper and lower planes of the double seismic zone beneath Tohoku and Hokkaido, northeastern Japan, Tectonophysics, 496.
10. S. Kita and K. Katsumata (2015) :Stress drops for intermediate-depth intraslab earthquakes beneath Hokkaido, northern Japan: Differences between the subducting oceanic crust and mantle events, Geochemistry, Geophysics, Geosystems (G-Cubed), 16, 552-562, 2015
11. 北佐枝子(2016):東北日本下におけるスラブ内地震の応力降下量の深さ変化の特徴, 日本地震学会講演予稿集, S08
12. Nakajima J., A. Hasegawa, S. Kita(2011):Seismic evidence for reactivation of a buried hydrated fault on the Pacific slab by the 2011 M9.0 Tohoku earthquake, Geophysical Research Letters, Vol.38

参考文献(2)

13. Ohta Y., S. Miura, M. Ohzono, S. Kita, T. Iinuma, T. Demachi, K. Tachibana, T. Nakayama, S. Hirahara, S. Suzuki, T. Sato, N. Uchida, A. Hasegawa, N. Umino(2011) : Large intraslab earthquake (2011 April 7, M7.1) after the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake (M9.0) : Cosismic fault model based on the dense GPS network data, Earth Planet Space, 63
14. Nakajima J., Y. Tsuji, A. Hasegawa, S. Kita, T. Okada, T. Matsuzawa(2009): Tomographic imaging of hydrated crust and mantle in the subducting Pacific slab beneath Hokkaido, Japan : Evidence for dehydration embrittlement as a crust of intraslab earthquakes, Gondwana Research 16
15. Izutani, Y. (2011) : Fault extent of the largest aftershock of the 1968 Tokachi-Oki, Japan, earthquake and an interpretation of the normal faulting focal mechanism, Earth Planets Space, 63, 2011

4. 海洋プレート内地震の検討用地震の選定

1. Noda,S., K. Yashiro, K. Takahashi, M. Takemura, S. Ohno, M.Tohdo and T. Watanabe (2002) : RESPONSE SPECTRA FOR DESIGN PURPOSE OF STIFF STRUCTURES ON ROCK SITES, OECD-NEA Workshop on the Relations Between Seismological Data and Seismic Engineering Analysis. Oct. 16-18, Istanbul
2. 地震調査研究推進本部(2020):震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レシピ」), 令和2年(2020年)年5月1日修正版
3. Saeko Kita, T. Okada, A. Hasegawa (2010) : The upper and lower planes of the double seismic zone beneath Tohoku and Hokkaido, northeastern Japan, Tectonophysics, 496
4. 防災科学技術研究所(2019) :地震ハザードステーション(J-SHIS), <<https://doi.org/10.17598/nied.0010>>
5. 釜江克宏, 入倉孝次郎, 福知保長(1991) :地震のスケーリング則に基づいた大地震時の強震動予測:統計的波形合成法による予測, 日本建築学会構造系論文報告集, 第430号, 1-9
6. 入倉孝次郎, 香川敬生, 関口春子(1997) :経験的グリーン関数法を用いた強震動予測方法の改良, 日本地震学会講演予稿集, No.2, B25
7. 原田怜, 釜江克宏(2011) :2011年4月7日宮城県沖のスラブ内地震の震源のモデル化, <<http://www.rri.kyoto-u.ac.jp/jishin/>>
8. 佐藤智美, 巽誉樹(2002) :全国の強震記録に基づく内陸地震と海溝性地震の震源・伝播・サイト特性, 日本建築学会構造系論文集, 第556号
9. Kanamori H.(1977) :The Energy Release in Great Earthquakes, Journal of Geophysical Research Vol.82 No.20
10. Geller, R.J. (1976) :Scaling relations for earthquake source parameters and magnitudes, Bulletin of the Seismological Society of America, 66
11. 佐藤智美(2013) :東北地方のアウトターライズ地震, スラブ内地震, プレート境界地震の短周期レベルとfmax及び距離減衰特性, 日本建築学会構造系論文集, 689, 1227-1236
12. Morikawa N., Sasatani T.(2004) : Source Models of Two Large Intraslab Earthquakes from Broadband Strong Ground Motion, Bulletin of the Sesimological Society of America, Vol.94, No.3, 2004
13. 笹谷努, 森川信之, 前田宣浩(2006) :スラブ内地震の震源特性, 北海道大学地球物理学研究報告, No.69, 2006
14. Takeo, M., S. Ide, Y. Yoshida(1993) :The 1993 Kushiro-Oki, Japan, earthquake : A high stress-drop event in a subducting slab, Geophys. Res. Lett., 20
15. 地震調査研究推進本部(2013) :今後の地震動ハザード評価に関する検討 ～2013年における検討結果～
16. Kikuchi, M., H. Kanamori(1995) :The Shikotan earthquake of October 4, 1994 : Lithospheric earthquake, Geophys. Res. Lett.,22
17. 公益社団法人土木学会(2016) :原子力発電所の津波評価技術2016

参考文献(3)

5. 海洋プレート内地震(検討用地震)の地震動評価

1. 瀬野徹三(2020):三重地震面再訪ープレート収束の新しい描像としての“超沈み込み”ー, 地震 第2輯 第73巻
2. 原田怜, 釜江克宏(2011):2011年4月7日宮城県沖のスラブ内地震の震源のモデル化, <<http://www.rri.kyoto-u.ac.jp/jishin/>>
3. 地震調査研究推進本部(2020):震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レシピ」), 令和2年(2020年)年5月1日修正版
4. 佐藤智美, 巽誉樹(2002):全国の強震記録に基づく内陸地震と海溝性地震の震源・伝播・サイト特性, 日本建築学会構造系論文集, 第556号
5. Kanamori H.(1977):The Energy Release in Great Earthquakes, Journal of Geophysical Research Vol.82 No.20
6. Geller, R.J. (1976):Scaling relations for earthquake source parameters and magnitudes, Bulletin of the Seismological Society of America, 66
7. Noda,S., K. Yashiro, K. Takahashi, M. Takemura, S. Ohno, M.Tohdo and T. Watanabe (2002):RESPONSE SPECTRA FOR DESIGN PURPOSE OF STIFF STRUCTURES ON ROCK SITES, OECD-NEA Workshop on the Relations Between Seismological Data and Seismic Engineering Analysis. Oct. 16-18, Istanbul
8. 片岡正次郎, 佐藤智美, 松本俊輔, 日下部毅昭(2006):短周期レベルをパラメータとした地震動強さの距離減衰式, 土木学会論文集A, Vol.62
9. 釜江克宏, 入倉孝次郎, 福知保長(1991):地震のスケーリング則に基づいた大地震時の強震動予測:統計的波形合成法による予測, 日本建築学会構造系論文報告集, 第430号, 1-9
10. 入倉孝次郎, 香川敬生, 関口春子(1997):経験的グリーン関数法を用いた強震動予測方法の改良, 日本地震学会講演予稿集, No.2, B25