

女川原子力発電所
基準地震動の策定のうち
海洋プレート内地震について
(コメント回答)

平成28年6月3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	回答の概要(記載頁)
S97	12月16日 第309回審査会合	4.7型地震の基本ケースの断層モデルについて、GPSデータによる断層モデルやシミュレーションモデル等を踏まえ、再度整理すること。	4.7地震シミュレーションモデルからの不確かさを整理(pp.25~30)したうえで基本ケース、不確かさケースについて再整理を実施(pp.63~75)。
S98	12月16日 第309回審査会合	4.7型地震の基本ケースの断層モデルの位置は、敷地に対して保守的な位置となっているのか感度解析も含め説明すること。	4.7地震のシミュレーションモデルによる感度解析を記載(pp.55~61)。
S99	12月16日 第309回審査会合	4.7型地震の不確かさケース2(アスペリティを海洋地殻内に設定したケース)では、短周期レベルを海洋地殻と海洋性マントルとの特徴の違いを指摘する論文などから笹谷ほか(2006)の値を採用しているが、近接した地殻とマントルで短周期レベルがこれほど違ってくるのか疑問もあるので、保守的に4.7地震の M_0 と短周期レベルの関係を用いるべきではないか。	海洋地殻と海洋性マントルの応力降下量の違いについての追加レビュー(pp.69~75, pp.174~175)を踏まえ、不確かさケース2の短周期レベルの値を見直した上で地震動の再評価を実施(pp.88~95)。
S100	12月16日 第309回審査会合	宮城県沖の海洋プレート内地震について、短周期励起特性の深さ依存性に関する検討のデータの相関性について再検討すること。	震度インバージョン解析に関する追加検討を実施(p.74)。
S101	12月16日 第309回審査会合	不確かさの設定にあたっては、認識論的不確かさと偶然的な不確かさに分けて検討すること。	4.7型地震の不確かさケースについて、認識論的不確かさと偶然的な不確かさに分類した整理を実施(pp.63~77)。
S102	12月16日 第309回審査会合	敷地下方に想定する地震について、微小地震の集中がないことにより想定する位置と地震規模を限定しているが保守的評価となっていないのではないかと。微小地震の集中箇所と海洋プレート内地震の想定位置について、考え方を整理すること。	内陸地殻内地震との対比を通じ考え方を整理(pp.15~19)すると共に、参考に敷地直下に想定する地震の規模を大きくした場合の地震動評価を実施(pp.149~159)。
S103	12月16日 第309回審査会合	耐専スペクトルの補正係数の検討について、用いた5地震の応答スペクトル比の重ね書きを標準偏差と合わせて示すこと。	p.99に記載。
S104	12月16日 第309回審査会合	検討用地震の選定と地震動評価のフローについて、規則に基づいた記載とすること。なお、検討用地震の選定にあたっては、申請時の S_s との比較でなく、検討用地震の対象になっている地震での比較とすること。	地震動評価フローについて規則と整合するように再整理(pp.4~6)するとともに、検討用地震選定用の比較用地震動を新たに設定(p.22, p.136)。
S52	1月9日 第180回審査会合	長周期が卓越する免震構造の建屋を念頭に、長周期地震動についても今後説明すること。	緊急時対策所が設置される重要棟については免震構造から耐震構造に変更する。

目次

1. 資料の概要	3
2. 世界の海洋プレート内地震	7
3. 海洋プレート内地震の知見の整理	14
4. 検討対象地震の地震動評価	20
5. 検討用地震の基本ケース, 不確かさケースの設定	62
6. 検討用地震の地震動評価	78
補足説明資料	104

1. 資料の概要

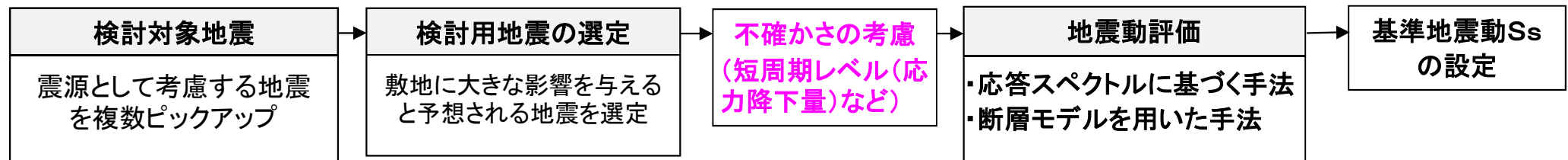
1.資料の概要

海洋プレート内地震の地震動の評価フローの見直し

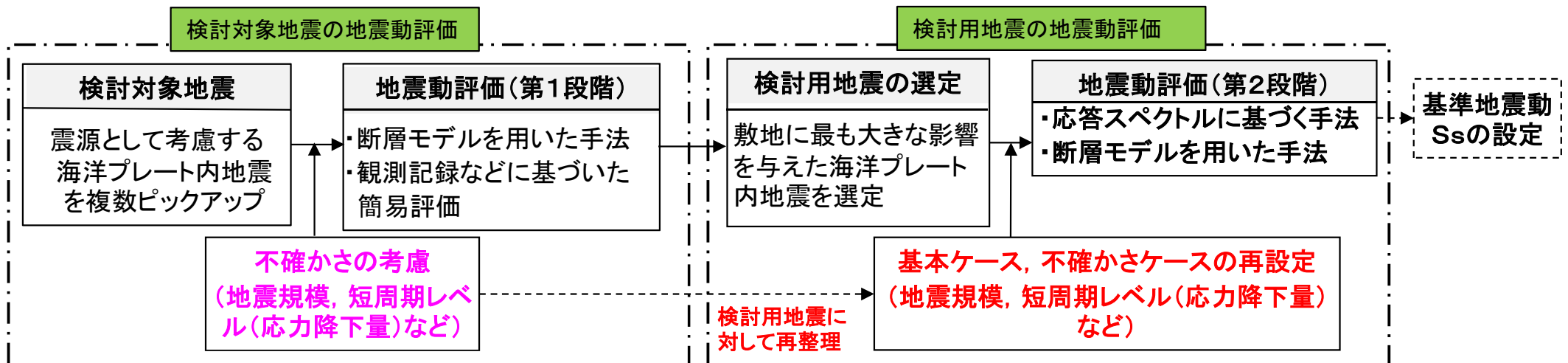
- ・内陸地殻内地震などの評価では、基本ケースの巨視的パラメータ(地震規模や震源位置など)をベースに応答スペクトルに基づく手法等に基づいて敷地への影響評価を行い検討用地震の選定を行うことが一般的だが、海洋プレート内地震の場合、例えば、
 - ①短周期レベル(応力降下量)の見積もりによって検討対象地震[※]の地震動評価結果が大きく左右されるため、内陸地殻内地震のような一定値採用を前提とした検討用地震の選定は馴染まない
 - ②検討対象地震の不確かさケースとして巨視的パラメータである地震規模を基本ケースより大きなものとして考慮することが適切な場合もある
 ため、検討対象地震に対して予め不確かさを考慮した地震動評価を実施した上で、検討用地震を選定していた。また、検討用地震(4.7型地震)の基本ケースと不確かさケースについては、検討対象地震段階の検討と同じ内容としていた(第309回審査会合で説明)。
- ・本検討では、敷地に対する影響の大きい検討用地震(4.7型地震)に対して、検討対象地震段階における検討に加え、さらに各種知見や保守性も考慮し、検討用地震としての基本ケースと不確かさケースを再設定するフローに見直した。

※検討用地震の対象となる二重深発地震の上面、下面の地震等の各タイプの海洋プレート内地震。

【内陸地殻内地震等での評価のフロー】



【本資料における地震動評価のフロー】

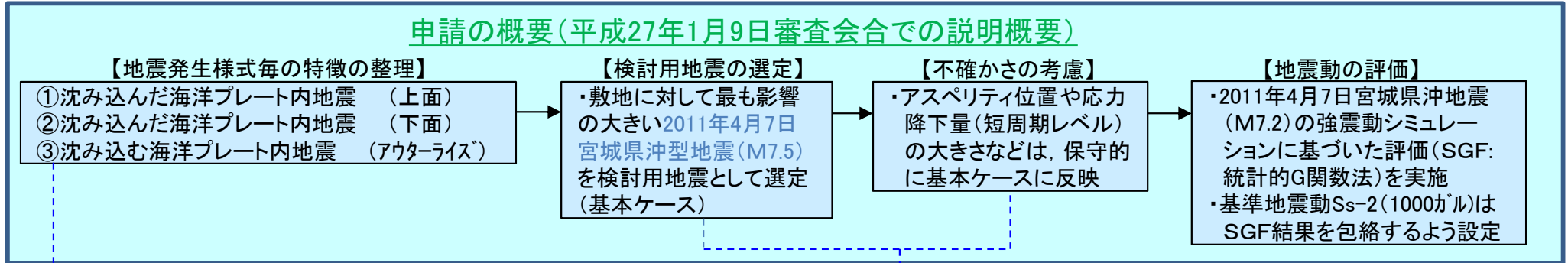


1.資料の概要

第309回審査会合における地震動評価に関する概要(申請内容との比較)

■第309回審査会合(平成27年12月16日)での地震動評価を次頁のとおり見直した。

申請の概要(平成27年1月9日審査会合での説明概要)

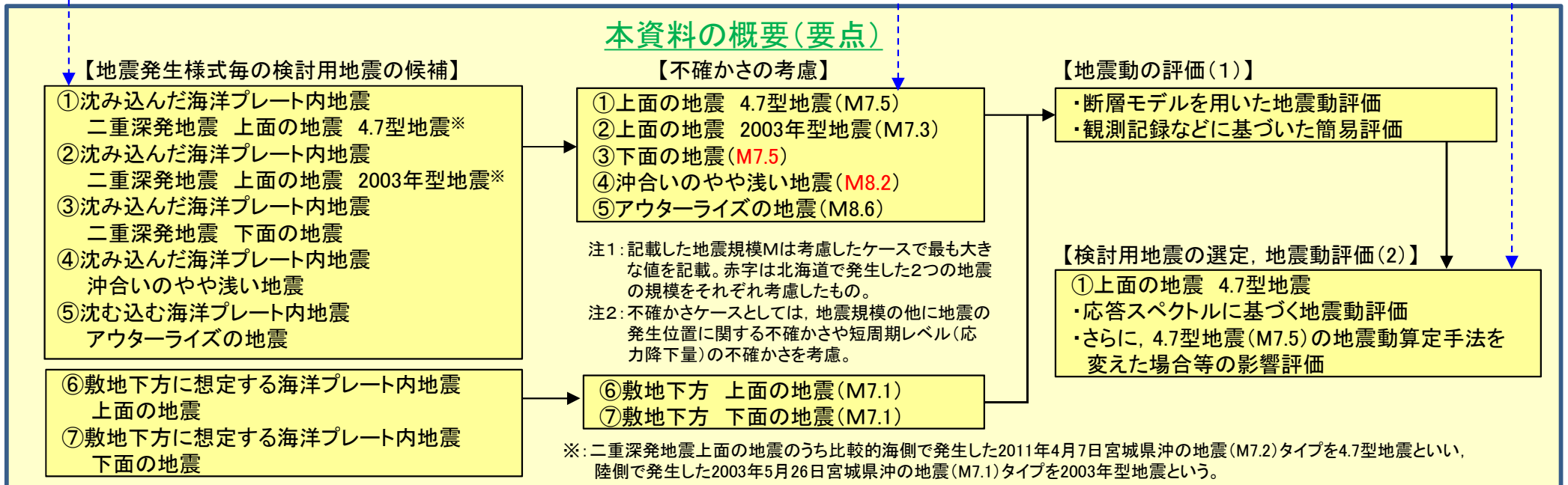


a.全てのタイプの地震に対して地震動評価を行うことに見直し。
b.また、「震源を特定せず策定する地震動」と同様の主旨で、敷地下方(直下)にも地震を想定。

c.全ての検討対象地震に対して不確かさケースを設定。また影響評価ケースとして、北海道で発生した地震(1994年北海道東方沖地震(M8.2)等)について、同じ規模の地震を東北地方の類似位置に想定。
d.影響の大きい4.7型地震については、基本ケースと不確かさケースの考え方の再整理を行うとともに不確かさケースを追加。

e.影響の大きい4.7型地震の地震動評価に関し、EGF(経験的G関数法)による強震動シミュレーション(M7.2)と地震動評価(M7.5)を実施。
f.4.7型地震(M7.5)に対し、笹谷ほか(2006)を用いた場合の地震動評価を実施。また、その結果から、さらに地震規模が大きくなった場合の敷地に与える影響についても考察。

本資料の概要(要点)



注1: 記載した地震規模Mは考慮したケースで最も大きな値を記載。赤字は北海道で発生した2つの地震の規模をそれぞれ考慮したもの。
注2: 不確かさケースとしては、地震規模の他に地震の発生位置に関する不確かさや短周期レベル(応力降下量)の不確かさを考慮。

※: 二重深発地震上面の地震のうち比較的海側で発生した2011年4月7日宮城県沖の地震(M7.2)タイプを4.7型地震といい、陸側で発生した2003年5月26日宮城県沖の地震(M7.1)タイプを2003年型地震という。

1.資料の概要

本資料の概要

■第309回審査会合における各種コメントを踏まえ、検討対象地震の地震動評価段階においても、追加検討を実施した(フロー図の朱記部分)。

a. 4.7型地震に対し次の補足検討を実施した。

- ①断層の位置の違いが敷地に与える影響について検討しているが(180回審査会合で説明)、これに加え、傾斜角の違いが地震動に与える影響についても検討を実施した。
- ②M7.5(短周期レベルは4.7地震の地震モーメント M_0 —短周期レベルAの関係を保持)に対し、笹谷(2006)に基づき設定した断層モデルによる地震動評価を実施した。

b. 敷地下方に想定する海洋プレート内地震(下面の地震)を二重深発地震下面に合わせて整理し、地震規模をM7.1からM7.5に引き上げた場合の地震動評価を実施した。検討の結果は、敷地に与える影響は4.7型地震を上回るものではなかった。

以上の追加検討結果を踏まえ、検討用地震としては4.7型地震を選定し(第309回審査会合説明から変更無し)、検討用地震の不確かさケースの再設定を行った。

評価の見直し(要点)

【地震発生様式毎の検討対象地震】

- ①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 4.7型地震
- ②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 2003年型地震
- ③沈み込んだ海洋プレート内地震
二重深発地震 下面の地震
- ④沈み込んだ海洋プレート内地震
沖合いのやや浅い地震
- ⑤沈む込む海洋プレート内地震
アウターライズの地震

【検討対象地震】

- ①上面の地震 4.7型地震(M7.5)
- ②上面の地震 2003年型地震(M7.3)
- ③下面の地震(M7.5)
- ④沖合いのやや浅い地震(M8.2)
- ⑤アウターライズの地震(M8.6)

【検討用地震】

- 4.7型地震(2011年4月7日宮城県沖型地震)
- ・基本ケース、不確かさケースについて再設定した上で地震動評価を実施。
 - ・断層モデルを用いた手法、応答スペクトルに基づく手法による地震動評価を実施。

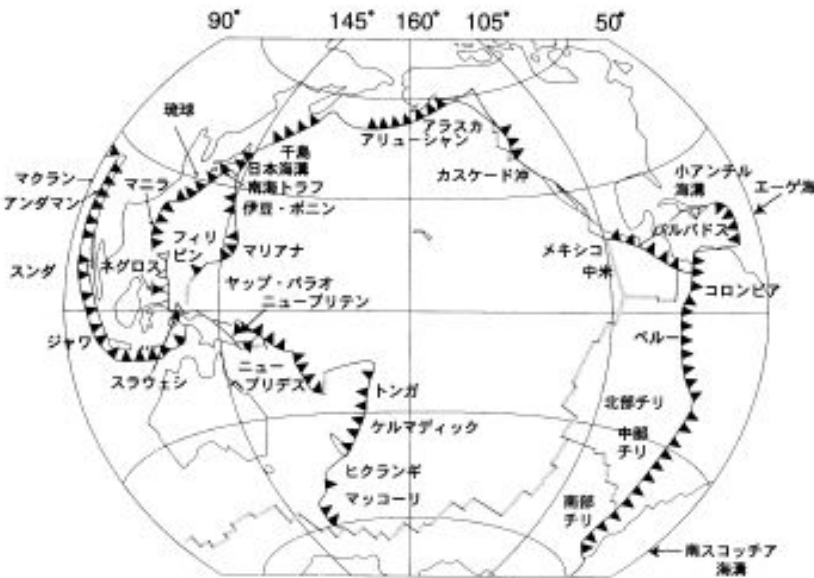
2. 世界の海洋プレート内地震

2. 世界の海洋プレート内地震

世界の海洋プレート内地震の特徴(1)

■世界のプレート沈み込み帯と地震: 宇津(1999)

- ・海洋プレートの沈み込む角度(δ), 地震発生の深さの最大(h_{max}), 収束速度(V_c)等は, 沈み込み帯により異なり多様である。
- ・サイトが位置する「東北日本」は, 同じ太平洋プレートの「千島-Kamchatka」と地震発生の深さの最大等が比較的類似している。



世界のプレート沈み込み帯(木村(2002))

δ : 地震面の傾角(本文参照), h_{max} : 震源の深さの最大, +dつきは深さ600km前後にも分離した活動がある, V_c : 収束速度, χ : 5.5.1項の諸論文から判定したカップリングでF(強:70~100%), M(中:10~70%), W(弱:0~10%), 最大地震(今世紀中1997年末までの最大地震のマグニチュードと発生年), 注:#は背弧海盆の拡大あり。

このほかに Carabria または Tyrrhenian (イタリア, たとえば Selvaggi・Chiarabba, 1995, *GJ* 121, 818), Cascadia (Washington州・Oregon州, たとえば Atwater, 1970, *GSAB* 81, 3513), Makran (パキスタン・イラン, たとえば Byrne・Sykes, 1992, *JGR* 97, 449) などのサブダクション帯がある。

GPS観測によると Tonga-Kermadec 弧の収束速度はもっと大きいという (Bevis ほか, 1995, *NAT* 374, 249). New Hebrides では南部 (11 cm/y 前後) と北部 (3.6 cm/y) で大きく違う (Calmant ほか, 1995, *GRL* 22, 2573).

表 5.6 主なサブダクション帯

サブダクション帯	δ (°)	h_{max} (km)	V_c (cm/y)	χ	最大地震	注
千島-Kamchatka	45~55	620	8~9	F-M	M_w 9.0 (1952)	
東北日本 (日本海溝)	25~30	600	10	M-W	M_w 8.5 (1933)	
伊豆-小笠原	45~65	560	6~7	W	M_s 7.6 (1909)	#
Marianas (主に米領)	70~90	650	4~5	W	M_w 7.8 (1993)	#
					m_B 7.9 (1914, やや深発)	
西南日本 (南海トラフ)		70	3~5	F	M_s 8.2 (1946)	
琉球	45~50	250	5~7	M-W	m_B 8.1 (1911)	#
Aleutian	40~65	280	7~8	F-M	M_w 9.1 (1957)	
Alaska	20~45	200	5~6	F	M_w 9.2 (1964)	
メキシコ	25~50	210	5~7	M	M_s 8.2 (1932)	
中米	30~70	280	7~9	M-W	M_s 7.9 (1942)	
Caribbean (カリブ諸国)	50~75	250	0.2~2		M_s 8.1 (1946)	
コロンビア-エクアドル	30~40	210	7~8	M-F	M_s 8.5 (1906)	
ペルー	25~30	200+d	7~10	M-W	M_s 7.8 (1913)	
					M_w 8.2 (1994, 深発)	
チリ北部	10~30	300+d	8	M	M_s 8.5 (1922)	
チリ南部	25~35	170	11	F	M_w 9.5 (1960)	
南 Sandwich (Scotia) (英領)	70	250	5~7	W	M_s 7.7 (1929)	#
ニュージーランド	50~60	270+d	5~8		M_s 7.8 (1931)	
Kermadec (ニュージーランド領)	60~70	600	6~7*	M-W	M_s 7.9 (1917, 76)	#
Tonga (トンガ/フィジー)	50~60	660	5~9*	M	M_s 8.4 (1917)	#
New Hebrides (バヌアツ)	65~70	300+d	8~10*	M-W	M_s 8.1 (1940)	#?
Solomon (ソロモン)	50~85	520	10	M-W	M_s 8.0 (1939)	
New Ireland (パプアニューギニア)	75	550	10		M_s 7.9 (1919)	
New Britten (同上)	40~60	290+d		M-W	M_s 7.7 (1945)	#
New Guinea (同上/インドネシア)	55	200	3~4		M_w 8.2 (1996)	
Sunda (Sumatra) (インドネシア)	30~50	180	7	W	M_s 7.7 (1935)	
Sunda (Java-Banda 海) (同上)	50~70	690	7~8	W	M_w 8.5 (1938)	
Andaman (インド領)	20	140	2	W	M_s 7.7 (1941)	#
フィリピン	40~60	660	7~8		M_s 8.3 (1924)	
北 Sulawesi-Sangihe (インドネシア)	55	670			M_s 8.0 (1932)	
インド-Hindu Kush (アフガニスタン)		300	6		M_w 8.6 (1950)	
Agean (Hellenic) (ギリシア)	30~45	260			M_s 7.7 (1956)	#
					m_B 7.7 (1926, やや深発)	

2. 世界の海洋プレート内地震

世界の海洋プレート内地震の特徴(2)

第309回審査会合(H27.12.16)
資料1 p.9 再掲

■ Seno and Yamanaka(1998) による海洋プレート内地震

- ・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。
- ・東北地方(N.Honshu)は、海洋プレート内応力が中立(Neutral)、背弧応力が圧縮(Compression)となっており、カムチャッカ(Kamchatka)、千島(Kuril)と同様となっている。また、プレートの年代も千島(Kuril)と比較して古い年代となっている。

Table 1. Slab Stresses and Back-arc Stresses

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)

T, C and N for the slab stress indicate down-dip tension, compression, and neutral, respectively. References are (1): Shiono et al. [1980], (2): Kimura, [1985], (3): Harvard centroid moment tensor solutions and Astiz et al. [1986] and Lay et al. [1987], (4): Honza and Tamaki [1985], (5): Hamburger and Isacks [1988], (6): Gorbатов et al. [1994], (7): Newberry et al. [1986], (8): Kao and Chen [1994], (9): Seno and Eguchi [1983], (10): Hasegawa et al. [1978], (11): Nakamura and Uyeda [1980], (12): Reyners and Coles [1982], (13): Ukawa [1982], (14): McGuire and Wiens [1995], (15): Taylor [1979], (16): Cardwell et al. [1980], (17): Zoback [1992], (18): Astiz et al. [1986], (19): Assumpcao [1992], (20): Hussong and Uyeda [1980], (21): Seno [1998], (22): McKenzie [1978], (23): Mercier [1981]. Slab ages are read from Plate-tectonic map in the circum-Pacific region [Halbouty et al., 1981].

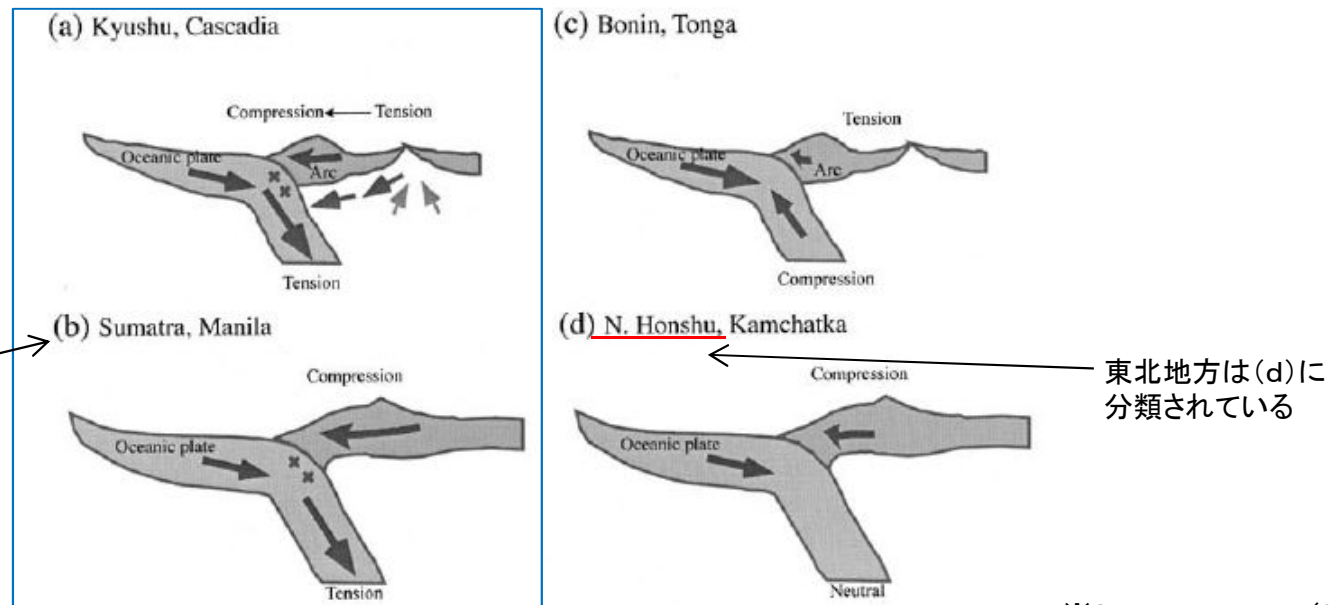
2. 世界の海洋プレート内地震

世界の海洋プレート内地震の特徴(3)

■ Seno and Yoshida(2004)

- ・海洋プレートと島弧に働く応力の関係を4つに分類し、規模の大きい海洋プレート内地震が発生しているパターンは、スラブに引張りが作用し、かつ、島弧の応力状態が高いFig12(a),(b)のような地域であるとしている。(Fig12(a),(b)に該当する地域では、1994年北海道東方沖地震(Mw8.3), 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。)
- ・大きな海洋プレート内地震が発生していないパターンは、Fig12(c),(d)のように、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応力を持っている場合としている。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。

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



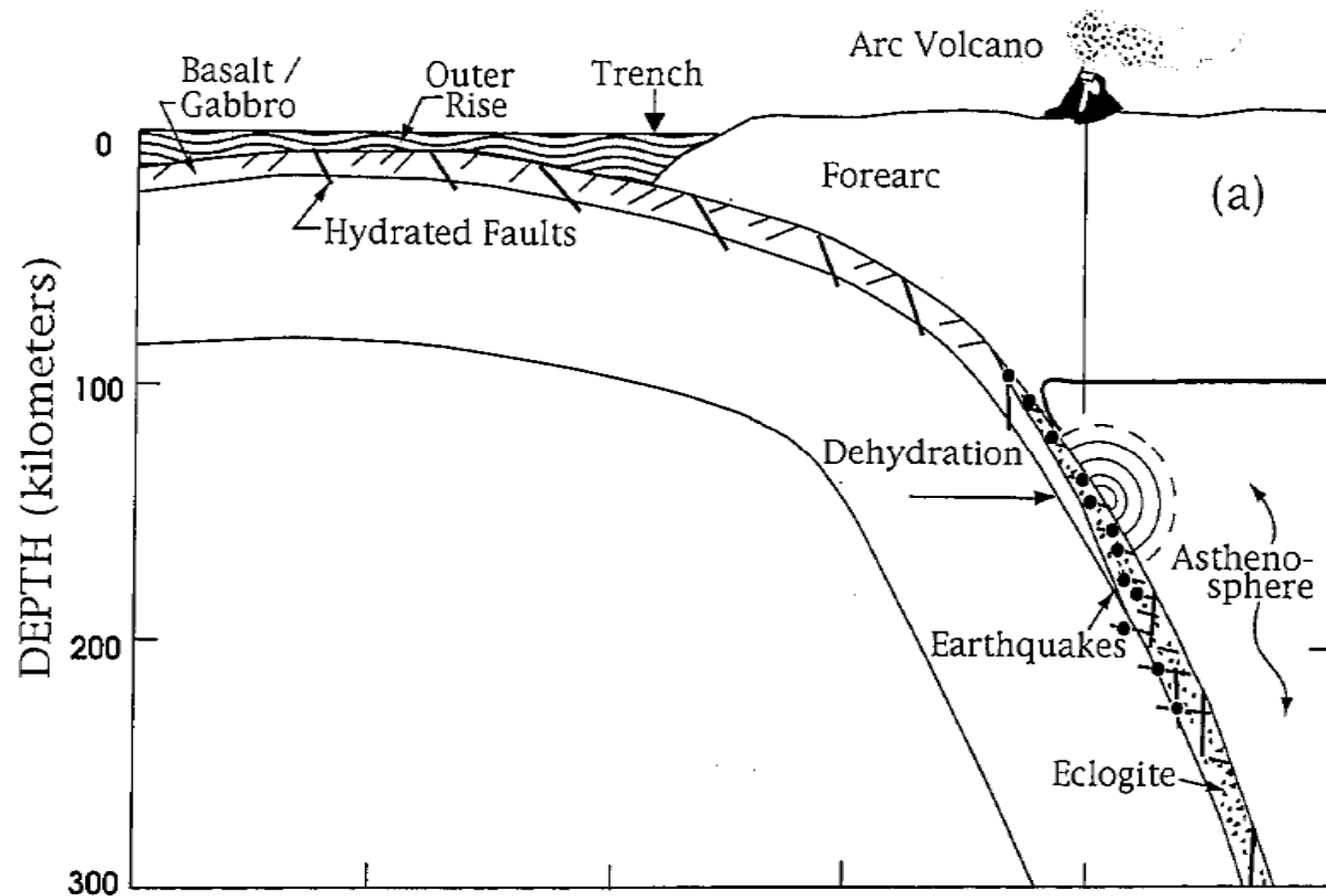
※Seno and Yoshida(2004)に一部加筆

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.

2. 世界の海洋プレート内地震 アウターライズ地震(1)

■ 沈み込む海洋プレート内地震(アウターライズ地震)の発生メカニズム

- ・海洋プレートは、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、海側と陸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)。



プレートのベンディングによる海溝 - アウターライズにおける正断層型地震の発生と海洋プレート内地震としての再活動(Kirby et al.(1996))

2. 世界の海洋プレート内地震 アウターライズ地震(2)

■沈み込む海洋プレート内地震(アウターライズ地震)

○Alvarez-Gomez et al.(2012)によるアウターライズ地震

- ・20世紀以降に大津波をもたらしたアウターライズ地震(6地震)を下表のように整理している。
- ・これによれば, 1933年三陸沖の地震が最大規模の地震である。

Table 2
Rupture parameters of the compiled outer-rise great events.

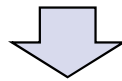
Id.	Date dd/mm/yyyy	Place	M_w	Length km	Width km	Bottom km	Dip °	Slip m	Rigidity Nm^{-2}	Reference
a	03/02/1933	Sanriku	8.4	185	100	70	45	3.3	-	Kanamori (1971)
b	03/02/1933	Sanriku	8.4	220	35	25	45	8	7.0×10^{10}	Kirby et al. (2008)
c	30/03/1965	Rat Island	7.2	50	80	60	50	1.2	7.0×10^{10}	Abe (1972)
d	30/03/1965	Rat Island	7.2	50	40	30	50	6	5.0×10^{10}	Beck and Christensen (1991)
e	19/08/1977	Sunda	8.2	200	70	40	45	3	6.4×10^{10}	Gusman et al. (2009)
f	19/08/1977	Sunda	8.2	200	25	29	45	9	4.0×10^{10}	Spence (1986), Lynnes and Lay (1988)
g	04/05/1990	Mariana	7.3	40	25	29	48	3.4	4.0×10^{10}	Satake et al. (1992)
h	04/05/1990	Mariana	7.3	70	40	40	48	1.5	4.0×10^{10}	Satake et al. (1992)
i	04/05/1990	Mariana	7.3	70	40	-	48	-	-	Yoshida et al. (1992)
j	04/09/2001	Juan Fernandez Ridge	6.7	70	26	30	51	1	4.0×10^{10}	Fromm et al. (2006)
k	13/01/2007	Kuril	7.9	120	40	35	45	1.9	5.0×10^{10}	Fujii and Satake (2008)
l	13/01/2007	Kuril	8.0	130	30	-	37	6.4	4.0×10^{10}	Tanioka et al. (2008)

世界の海洋プレート内地震のまとめ

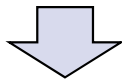
■世界の海洋プレート内地震 まとめと地震動評価への反映

○沈み込んだ海洋プレート内地震

・Seno and Yamanaka(1998)から、カムチャツカ(Kamchatka)、千島(Kuril)と東北地方の太平洋プレートは島弧の応力パターン、プレートの年代が比較的似ている。



・Seno and Yoshida(2004)では、海洋プレートと島弧に働く応力の関係から、規模の大きな海洋プレート内地震が発生しているのは、スマトラ、マニラ、北海道等である。東北地方は大規模な地震が発生していない地域となっている。

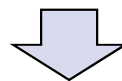


【地震動評価への反映】

・東北地方では大規模な海洋プレート内地震は発生していないが、念のために、北海道で発生した2つの大地震(1993年釧路沖地震(M7.5)、1994年北海道東方沖地震(M8.2))と類似タイプの大地震を東北地方に想定した場合の地震動評価を行う。

○沈み込む海洋プレート内地震(アウターライズ地震)

・海溝軸付近の海洋プレート浅部でM8クラスの正断層型の地震が発生。1933年三陸沖の地震が最大規模の地震。



【地震動評価への反映】

・1933年三陸沖の地震に、さらに不確かさを考慮した場合の地震動評価を行う。

3. 海洋プレート内地震の知見の整理

3. 海洋プレート内地震の知見の整理

地震のタイプとその特徴の整理

【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)】

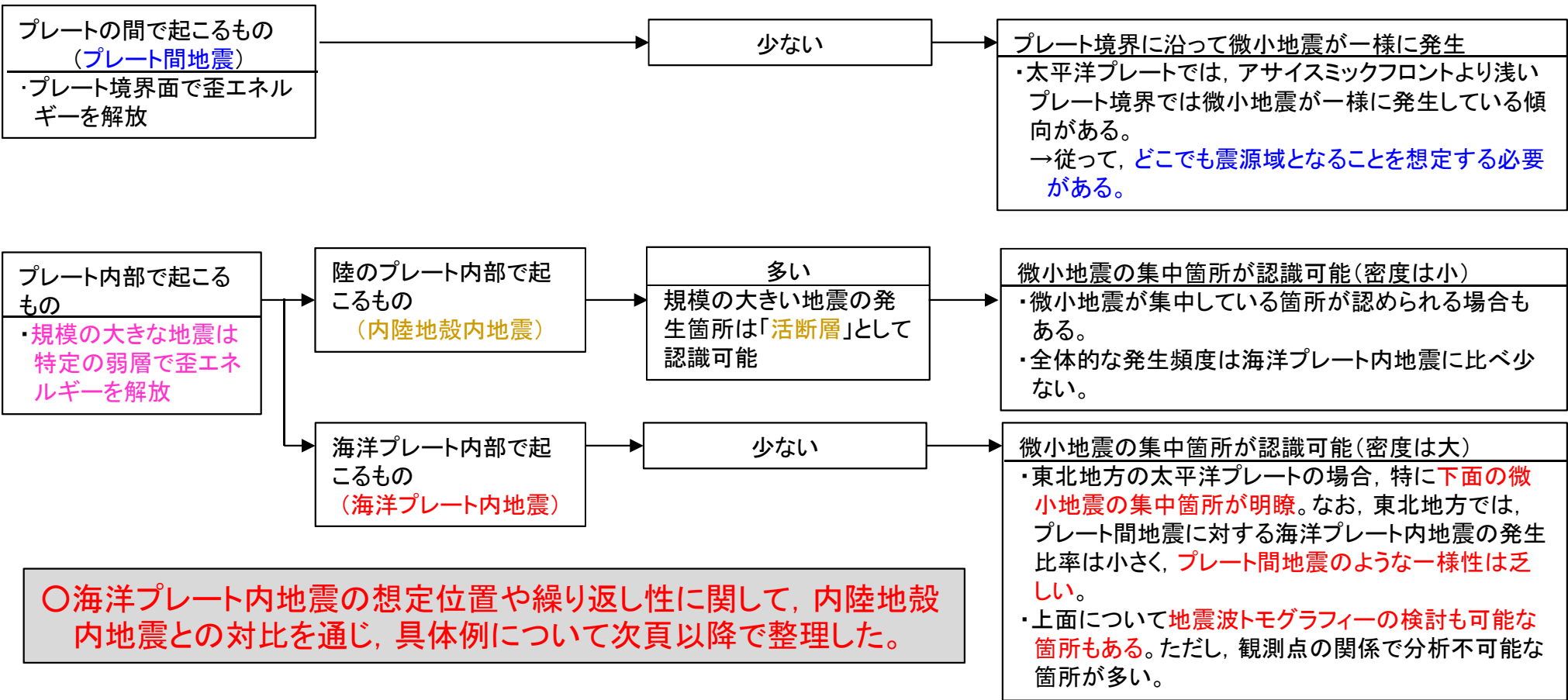
①海洋プレート内地震は内陸地殻内地震と同様にプレート内部の弱層で発生する地震であり, 東北地方では微小地震の分布はプレート間地震のように一様に分布している訳ではなく, 海洋プレート内地震の発生が集中する箇所^①の識別が可能。従って, タイプによって想定位置の特定は可能。しかし, 沖合いなど観測の精度が落ちる箇所もあり, 観測の精度に応じたより保守的な評価が必要。

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。

【地震のタイプとその特徴】

【変動地形学・地質学的データ】

【地球物理学的データ】 (特に微小地震による検討)



○海洋プレート内地震の想定位置や繰り返し性に関して, 内陸地殻内地震との対比を通じ, 具体例について次頁以降で整理した。

3. 海洋プレート内地震の知見の整理

■地震の発生メカニズム

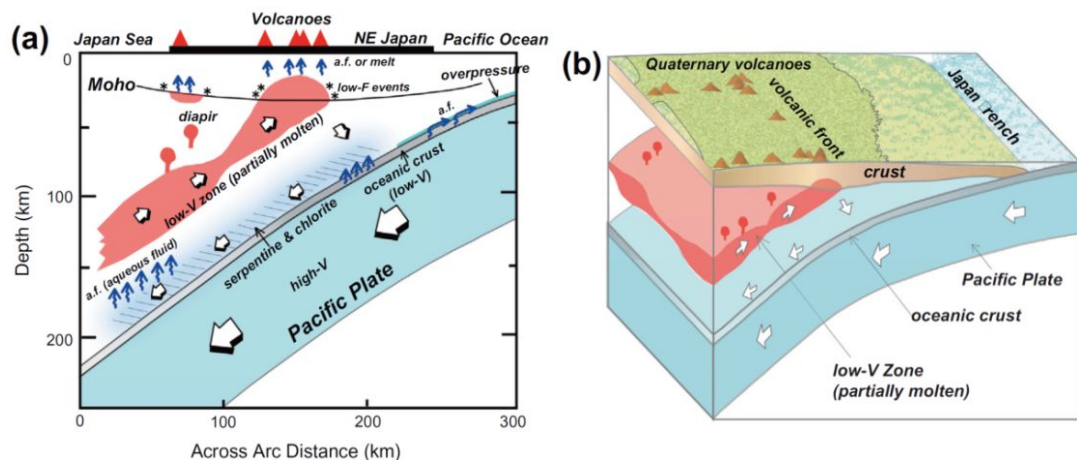
【長谷川ほか(2012)による知見】

- ①プレート間地震, ②海洋プレート内地震, ③内陸地殻内地震の3つのタイプの地震のいずれも, その発生には, 地殻流体*がきわめて重要な役割を果たしている。 ※地殻流体: 地殻の流体(マグマ及び水)のみでなく, 上部マントル内の流体も含めて, 地殻流体と呼ぶ。

〈内陸地殻内地震の地震発生モデル〉

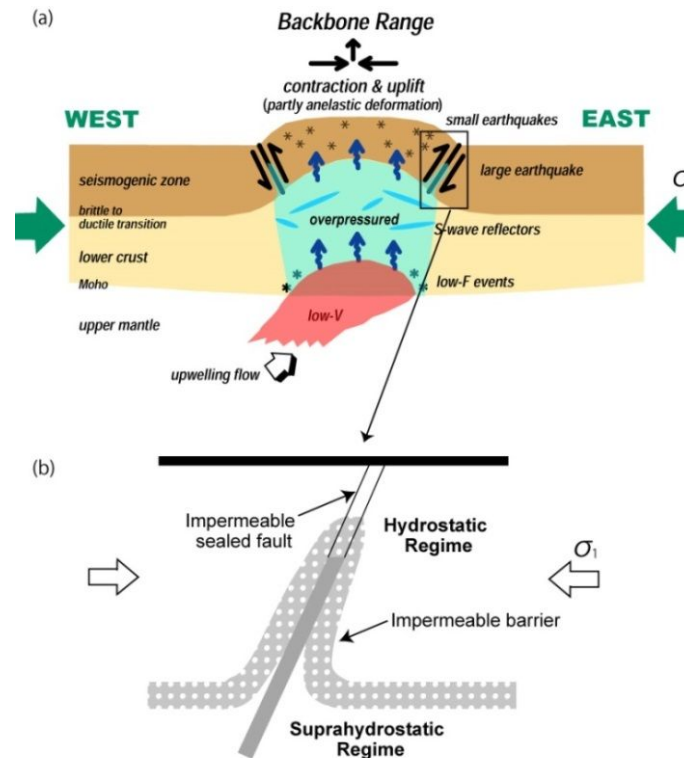
- ①マントルウェッジから上昇してきた地殻流体が下部地殻を弱化。
- ②そのため局所的に短縮変形し, 直上の上部地殻に応力が集中する。
- ③地殻流体は, 既存断層に沿って上部地殻に上昇, ある深さでシーリングされる。
- ④やがて過剰間隙流体圧となり, 断層強度が低下。
- ⑤応力が断層強度に達し, 地震発生。
⇒過剰間隙流体圧により地震発生。

マントルウェッジからの上昇流及び断層帯に沿う顕著な地震波低速度域が地震波トモグラフィからイメージされている。
精度のよい地震波トモグラフィのためには稠密な地震観測網が必要。



プレート沈み込みに伴うマントルウェッジ内二次対流と島弧地殻への水の輸送経路図 (長谷川ほか(2012))

内陸地殻内地震は, 断層面(弱層面)が「過剰間隙流体圧による断層強度の低下」を来たして地震発生に至ると考えられている。



東北地方における島弧地殻の変形と内陸地震の発生過程を示すモデル(長谷川ほか(2012))

3. 海洋プレート内地震の知見の整理

■海洋プレート内地震の発生メカニズムの概要

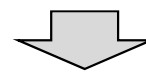
【中島ほか(2011), 長谷川ほか(2010, 2012)による知見】
・「脱水脆性化」が、断層強度を下げて海洋プレート内地震を発生させる有力なメカニズムと考えられている。

○脱水脆性化による地震発生メカニズム

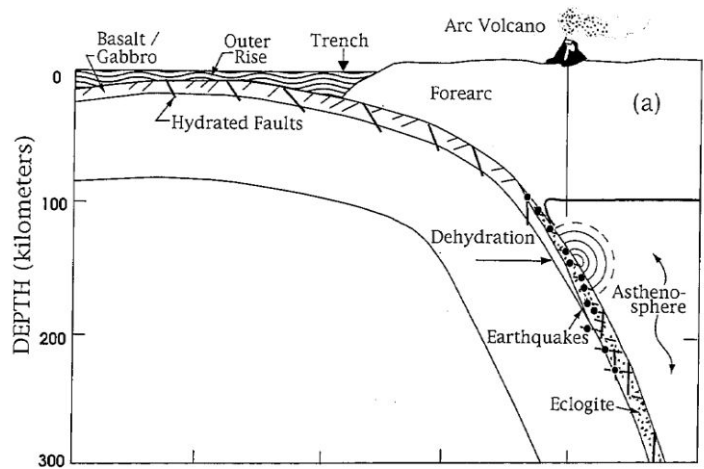
- (1) アウターライズでの正断層運動によってプレート内に水が取り込まれ、含水化した断層面を形成。
- (2) プレートの沈み込みに伴う温度・圧力の上昇によって脱水分解反応が起こり、断層面に高間隙圧水を供給。
- (3) 断層面での有効法線応力が低下し、面の強度が著しく低下し、地震発生。



海洋プレート内地震は海洋プレート内の至るところで起こるわけではなく、**海洋プレートのうち含水鉱物が存在する領域でのみ発生することが期待される。**
(長谷川ほか(2010, 2012))



・4.7地震の断層面は、海洋プレートマントル内の**地震波低速度域に位置していることから、含水化した既存断層の再活動であったと推定される。**
・1993年釧路沖地震、2003年宮城県沖の地震の断層面も低速度域に対応。
(中島ほか(2011), Nakajima et al.(2011))



プレートのベンディングによる海溝 - アウターライズにおける正断層型地震の発生と海洋プレート内地震としての再活動(Kirby et al.(1996))

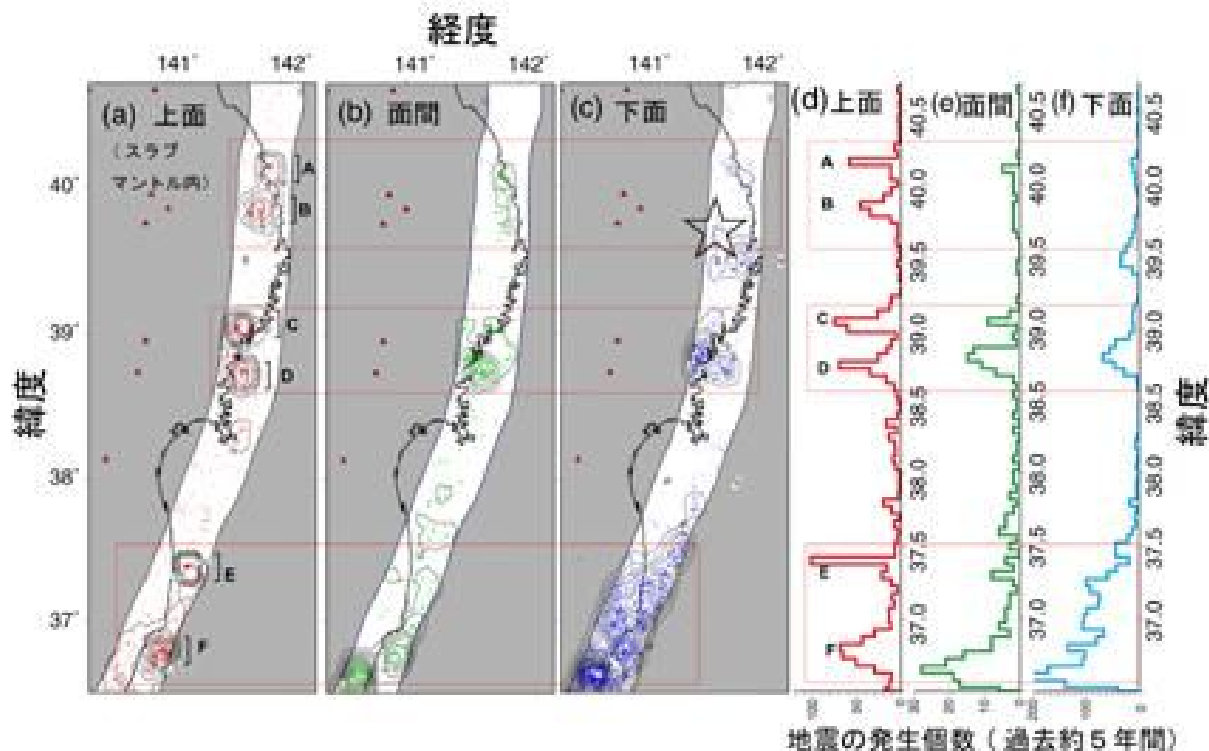
・沈み込んだ海洋プレート内地震が発生するような深さでは、法線応力が非常に大きく、海洋プレート内地震が発生するためには、これを超えるせん断力が必要となるが、それは現実的ではない。
・そうすると、強度を下げる何らかのメカニズムが必要となるが、脱水脆性化による強度低下が有力なメカニズムとして考えられる。
・脱水脆性化を起こすには水の供給が必要であり、アウターライズの断層面に沿ってもたらされていると考えられる。
⇒ 内陸地殻内地震の断層面(弱層面)強度低下と同様の現象

3. 海洋プレート内地震の知見の整理

■海洋プレート内地震の発生メカニズム 微小地震活動とM6～M7クラスの地震の対応

【東北大学(2008) : 2008年7月24日岩手県沿岸北部の地震(M6.8)】

- ・今回の地震は、過去に定常的な下面地震の地震活動があった地域に発生している。
- ・また、過去の当センターによる研究により、東北地方下の太平洋プレート内における二重深発地震面・上面地震の活動と、二重深発地震面・上面下面間(=面間)の活動と、下面の地震活動の空間分布は、対応関係があることが指摘されていた。今回の地震の場所は、まさにその対応関係が見られる場所で発生している。
- ・太平洋プレート表面の深さが45-65kmの付近(東北地方の海岸線付近)の下面の地震活動の空間分布と発生個数のグラフをみると(図の(c), (f)), 今回の地震は、周辺と比べて元々地震活動が多い場所で発生していることがわかる。
- ・図(a)の地震群C, Dも、地震群Bと同様、大きな過去のスラブ内地震(2003年のM7.1宮城地震)の余震域にあたる。



- ・上面、面間地震の活動と下面の地震活動の空間分布は対応関係があり、この対応している領域で2003年宮城県沖の地震(M7.1), 2008年岩手県沿岸北部の地震(M6.8)が発生している。
- ・ただし、このような地震活動の分析は観測精度の問題から比較的地震観測点に近い沿岸付近の領域に限定される。

(a) 上面下部, (b) 面間及び(c) 下面の地震の震央分布(東北大学(2008))
 A~Eは上面下部に見られる顕著な地震クラスターを示す。(d) 上面下部、(e) 面間及び(f) 下面の地震の緯度別頻度分布。

3. 海洋プレート内地震の知見の整理

■まとめ

- ・海洋プレート内地震の発生の有力なメカニズムとしては脱水脆性化が考えられており、規模の大きい海洋プレート内地震は海洋プレート内の至るところで起こるわけではなく、アウターライズにおいて形成された含水鉱物が存在する領域で発生すると考えられる。このような領域は低速度域として認識される。
- ・比較的陸側に近く、観測精度が高い沿岸付近での微小地震のデータを用いた地震波トモグラフィにより含水されている領域が低速度域として認識可能になってきている。4.7地震はそのような低速度域で発生した地震であった。
- ・一方、観測点の関係で比較的海溝寄りの領域では地震波トモグラフィ等の分析の精度が低い箇所が多く、海溝寄りに想定する海洋プレート内地震の発生位置は保守的に評価する必要がある。
- ・断層面(弱面)の強度低下が地震発生の誘引となることについては、内陸地殻内地震、海洋プレート内地震とも共通している(海洋プレート内地震だけが特別なものではない)。

内陸地殻内地震と海洋プレート内地震の比較

	内陸地殻内地震	海洋プレート内地震
断層面の強度低下のメカニズム	○ (過剰間隙流体)	○ (脱水脆性化)
微小地震の集中箇所の認識の可能性	△ (歪集中帯などでは顕著)	○(陸側近くは精度が良い) △(海溝寄りには精度が悪い)
地震波トモグラフィによる低速度域と震源断層の対応	○	○(陸側近くは精度が良い) ×(海溝寄りには精度が悪い)

4. 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対象地震

4. 検討対象地震の地震動評価

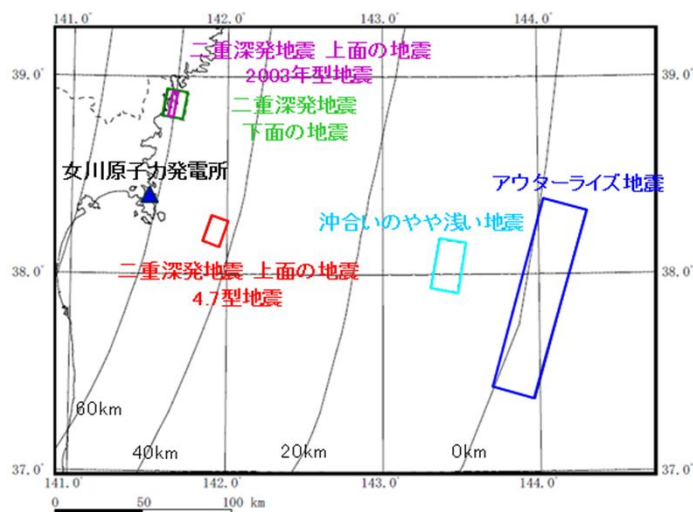
4.1 海洋プレート内地震の検討対象地震

■ 海洋プレート内地震の地震発生様式毎の検討対象地震

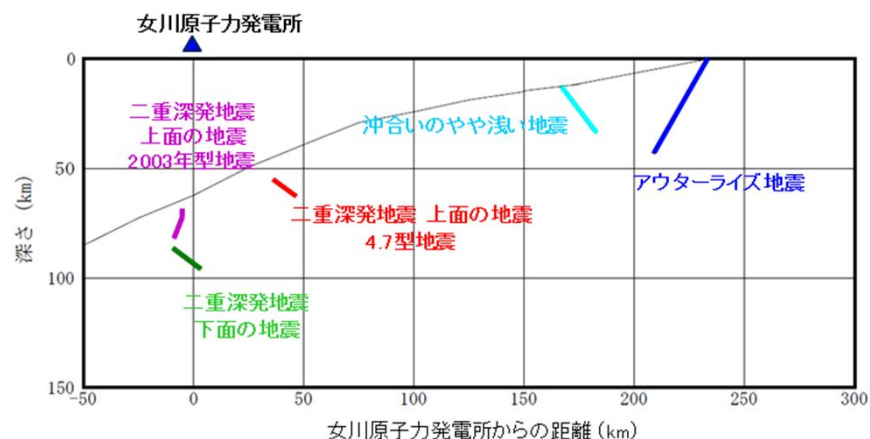
・東北地方の沈み込んだ海洋プレート内で発生した地震に加え、アウターライズの地震も含め5つのタイプに分類し、地震動評価を実施する。

(分類については第309回審査会合説明から変更。敷地下方の地震を二重深発地震上面、下面の地震に含め再整理)。

No.	タイプ名	検討した地震規模	東北地方で発生した主な地震	北海道で発生した主な地震
1	二重深発地震 上面の地震 4.7型地震	M7.5	2011年4月7日宮城県沖の地震(M7.2)	
2	沈み込んだ海洋プレート内の地震	二重深発地震 上面の地震 2003年型地震	2003年5月26日宮城県沖の地震(M7.1)	
3		二重深発地震 下面の地震	2008年7月24日岩手県沿岸北部の地震(M6.8)	1993年釧路沖地震(M7.5)
4		沖合いのやや浅い地震	M8.2	2011年7月10日三陸沖の地震(M7.3)
5	沈み込む海洋プレート内の地震 アウターライズの地震	M8.6	1933年三陸沖の地震(M8.1) 2011年3月11日三陸沖の地震(M7.5)	



断層位置 模式図(平面図)



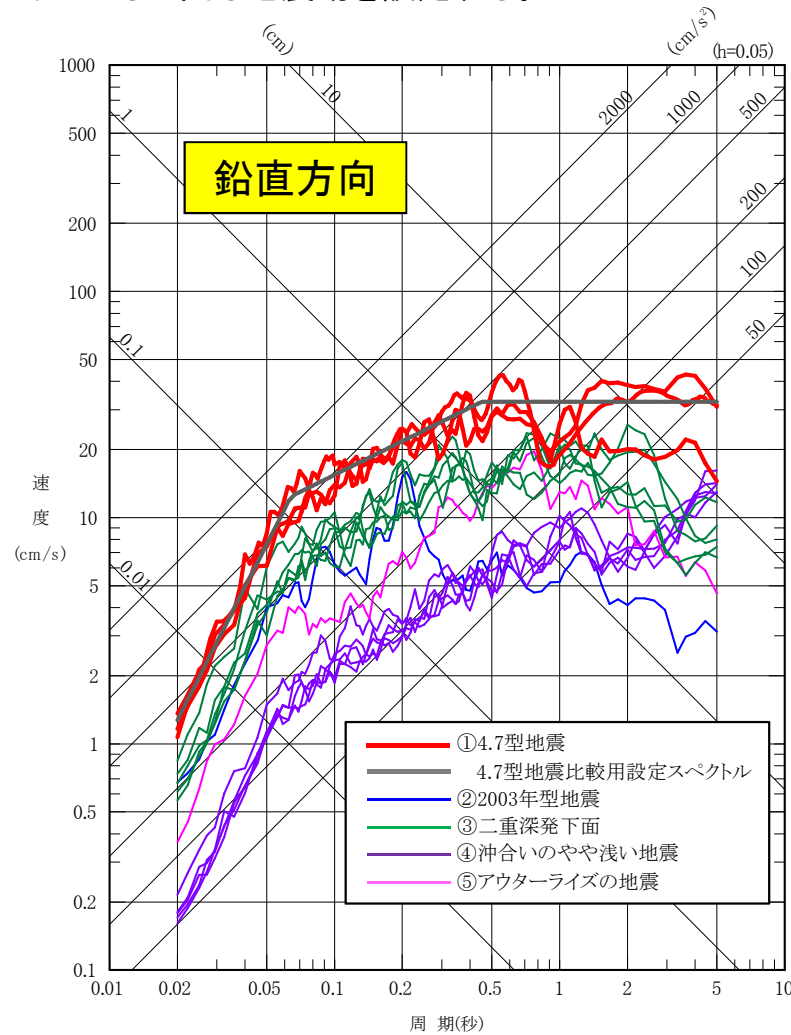
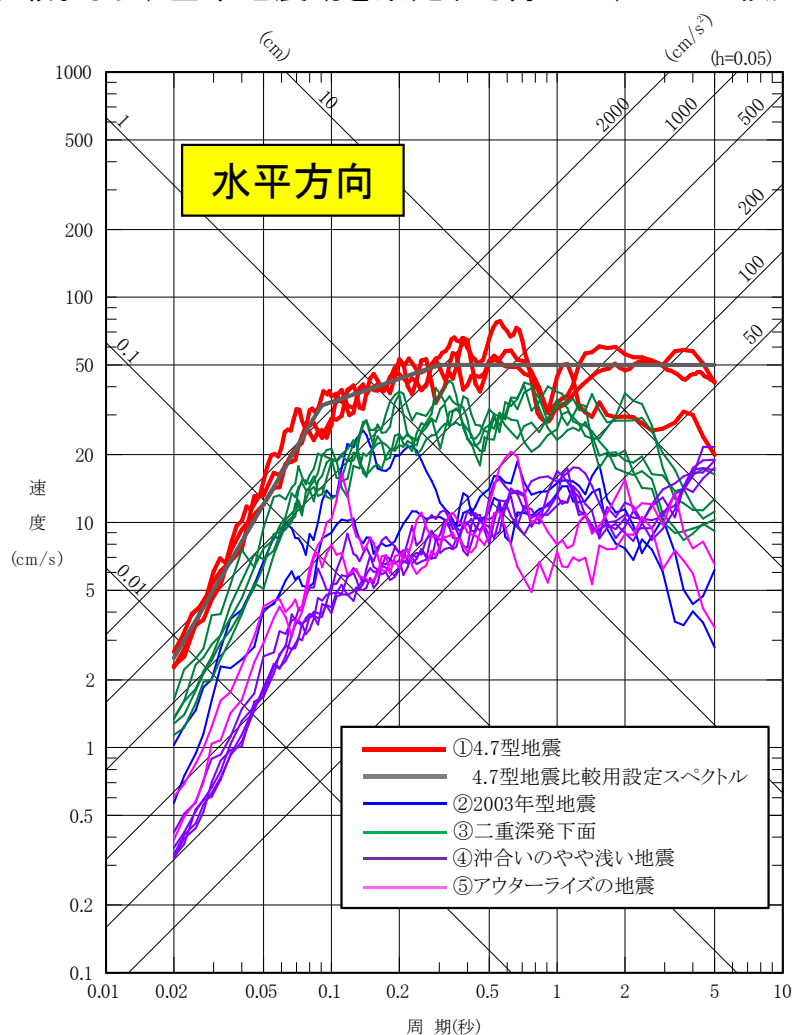
断層位置 模式図(断面図)

4. 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対象地震

■ 地震動評価の比較

・地震発生様式毎に敷地に影響の大きいケースについて比較。4.7地震については、他の地震の評価との比較用設定スペクトル(p.136参照)も記載。なお、基準地震動を策定する際には、この比較用設定スペクトルも上回る地震動を設定する。



○敷地への影響が最も大きい二重深発地震上面の地震の「4.7型地震(2011年4月7日宮城県沖型地震)」を検討用地震として選定する。

○次頁以降に、4.7型地震に関する検討対象地震としての検討について、追加検討も含めて記載。

※4.7型地震以外の評価は、pp.143~171に記載。

4. 検討対象地震の地震動評価

4. 2 二重深発地震 上面の地震 4.7型地震

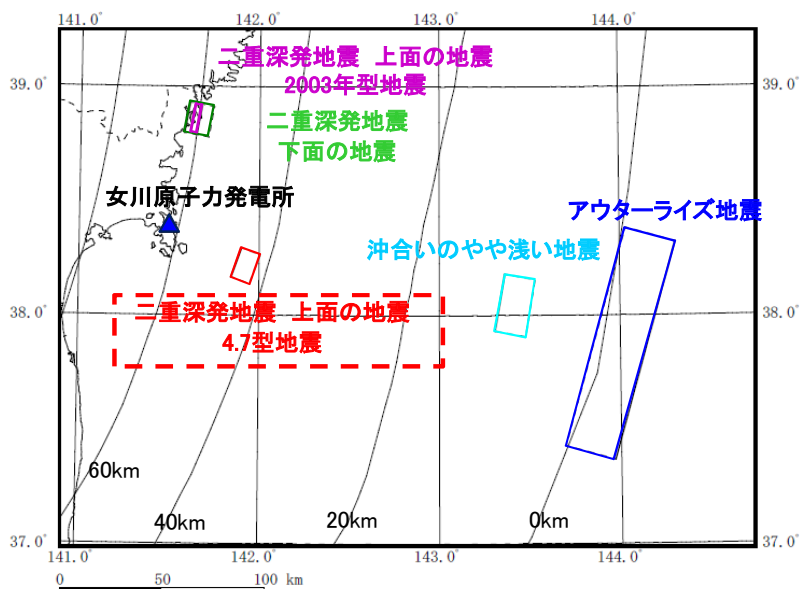
4. 検討対象地震の地震動評価

4.2 二重深発地震 上面の地震 4.7型地震

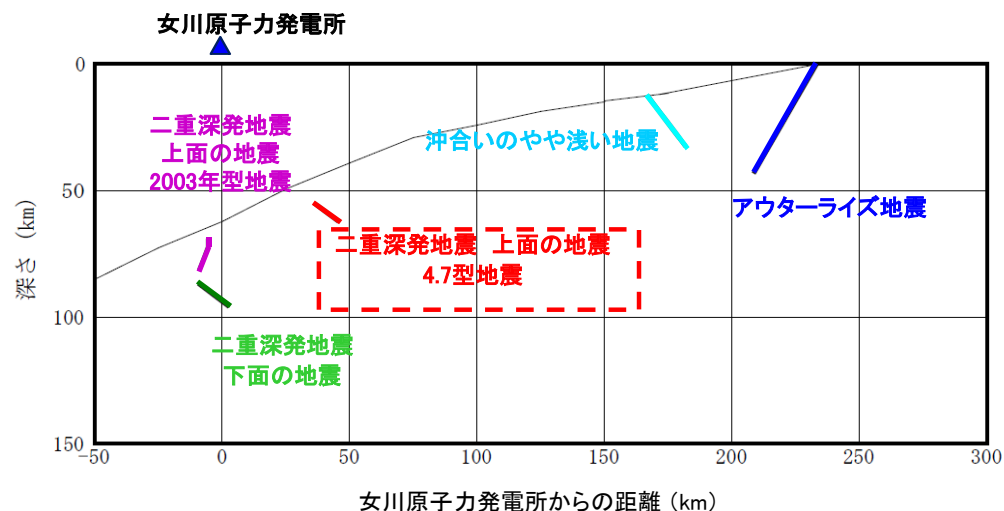
第309回審査会合(H27.12.16)
資料1 p.26 再掲

■二重深発地震 上面の地震 4.7地震の特徴

項目	想定位置	地震規模	短周期レベル (応力降下量)	備考
特徴	<ul style="list-style-type: none"> 地震波トモグラフィから、4.7地震の発生位置は太平洋プレート内の海洋性マントルの低速度域と対応している。 余震分布から、破壊は海洋プレート内の応力中立面付近からはじまり海洋性マントル内で発生。 4.7地震は相対的に敷地に対して最も厳しい位置で発生した地震。 	<ul style="list-style-type: none"> 4.7地震の地震規模はM7.2。 余震域の北側の海洋性マントルに低速度域が広がっている。 	<ul style="list-style-type: none"> 4.7地震の短周期レベルは、東北地方で発生した規模の大きい海洋プレート内地震としては最大レベル(笹谷ほか(2006)の約1.5倍)。 	<ul style="list-style-type: none"> 4.7地震については敷地での観測記録に基づいた強震動シミュレーション解析を実施。



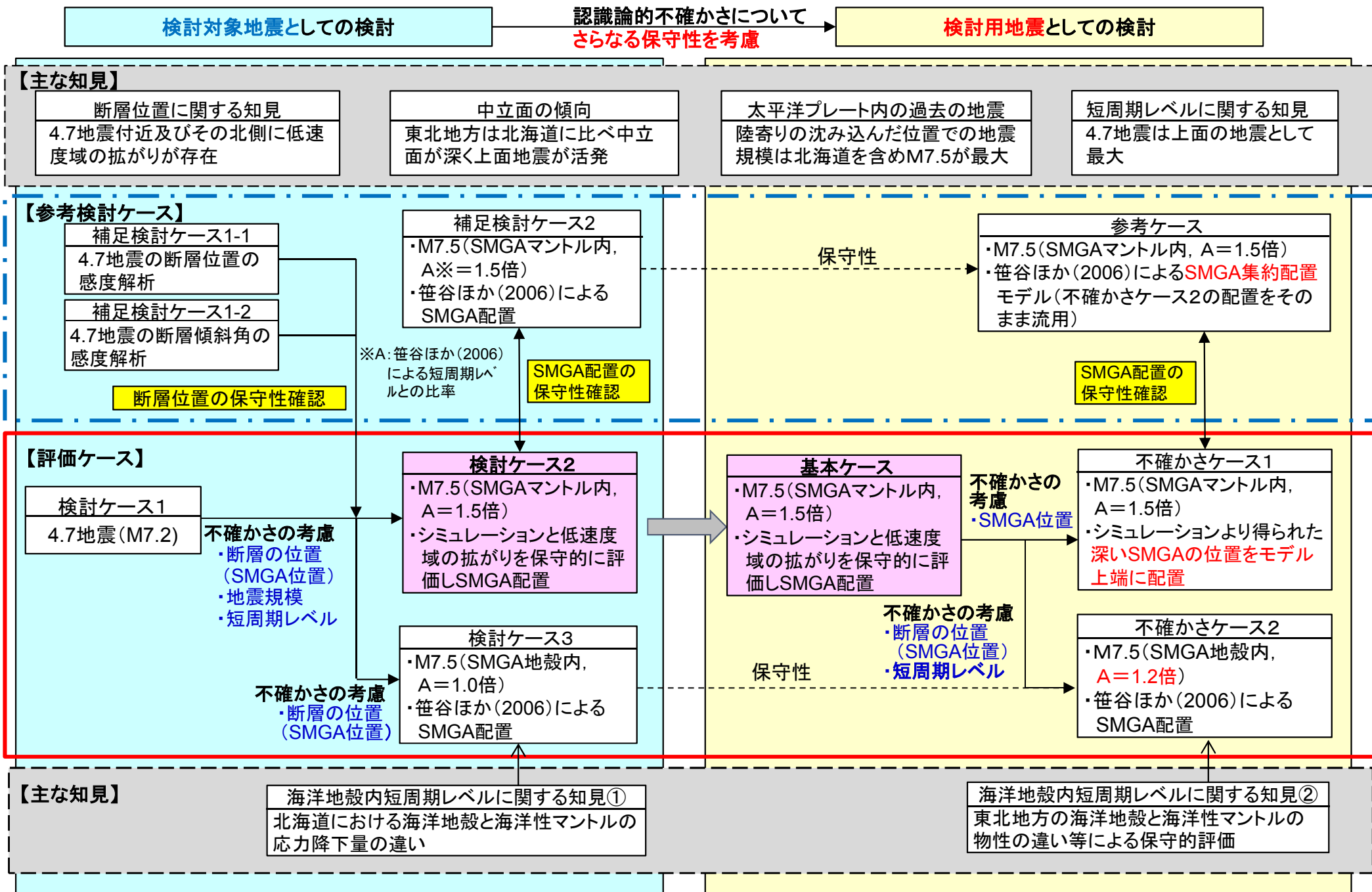
断層位置 模式図(平面図)



断層位置 模式図(断面図)

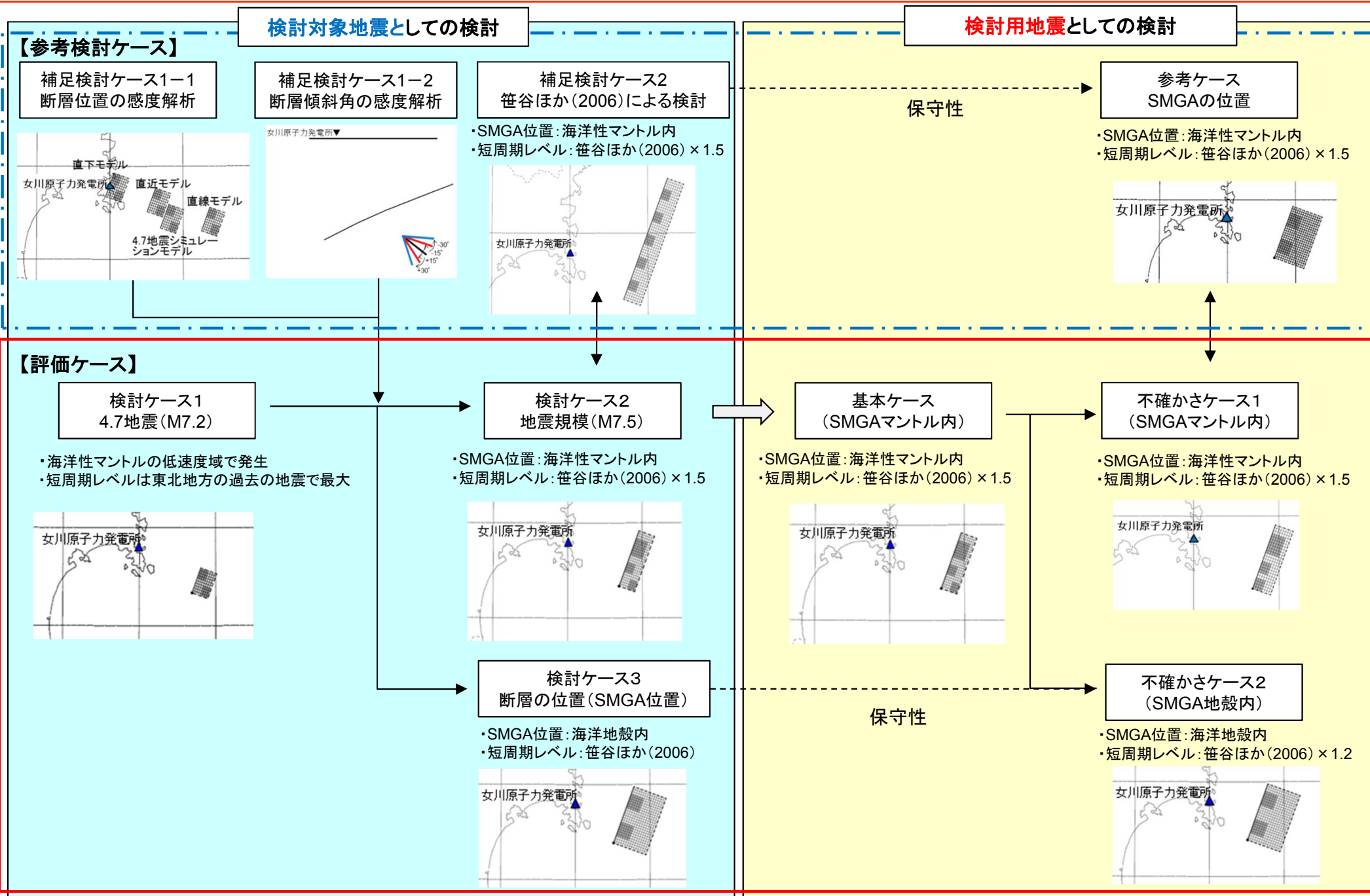
4. 検討対象地震の地震動評価

4.2 二重深発地震 上面の地震 4.7型地震 検討のフロー



4. 検討対象地震の地震動評価

4.2 二重深発地震 上面の地震 4.7型地震 検討フロー



4. 検討対象地震の地震動評価

4.2 二重深発地震 上面の地震 4.7型地震

■4.7地震からの不確かさの考え方の整理

- ・主要な断層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て、敷地へ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。
 【認識論的不確かさ】: 事前の詳細な調査や経験式などにに基づき設定できるもの。
 【偶然的不確かさ】 : 事前の詳細な調査や経験式などにに基づく特定が困難なもの。

	認識論的不確かさ	偶然的不確かさ
地震規模	<ul style="list-style-type: none"> ・過去の東北地方で発生した沈み込んだ海洋プレート内地震の最大規模はM7.3であるが、4.7地震の発生域(余震域)の北側には低速度域が広がっており、M7.3より大きいM7.5を不確かさとして考慮する。沈み込んだ海洋プレート内地震としては、北海道を含め最大規模(M7.5)に相当し、保守的な設定となる。 ⇒ 検討ケース2 (検討ケース3, 補足検討ケース2に対しても保守的に同じM7.5を適用。) 	—
断層位置	<ul style="list-style-type: none"> ・地震の繰り返し性から4.7地震の断層モデルをベースとして考慮し、さらに北側に低速度域の広がりが認められることから、不確かさとして北側に拡張したモデルを考慮。 ⇒ 検討ケース2 	<ul style="list-style-type: none"> ・4.7地震の発生位置が敷地への影響が大きい位置であることの確認のため感度解析を実施 ⇒ 補足検討1-1 ・M7.5の規模の地震を考慮することを前提とした場合、笹谷ほか(2006)のレシピに沿ったモデルを策定した場合の影響評価を実施 ⇒ 補足検討ケース2
断層傾斜角	<ul style="list-style-type: none"> ・沈み込んだ海洋プレート内地震は沈み込む海洋プレート内地震(アウトラーズ地震)の再活動と考えられ、プレートとのなす角は約60°程度となり、4.7地震の傾斜角はこれに対応する。地震の繰り返し性を考慮し4.7地震のシミュレーションモデルの傾斜角を用いる。 ⇒ 検討ケース2, 3, 補足検討ケース2 	<ul style="list-style-type: none"> ・傾斜角の違いによる敷地への影響を確認するための感度解析を実施。 ⇒ 補足検討1-2
強震動生成域(SMGA)の位置	<ul style="list-style-type: none"> ・4.7地震のSMGAの位置を踏まえ設定。北側低速度域への拡幅部分については、保守的に断層上端に設定。 ⇒ 検討ケース2 ・4.7地震の破壊領域は海洋性マントル内にとどまり海洋地殻まで至らなかったが、SMGAを最も敷地に近づけた場合の不確かさを考慮するために、地震規模M7.5相当の断層面積を海洋地殻まで拡張した上でSMGAを断層上端に設定。 ⇒ 検討ケース3 	
SMGAの短周期レベル(応力降下量)	<ul style="list-style-type: none"> ・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であり、これを踏襲。 ⇒ 検討ケース2, 補足検討ケース2 ・海洋地殻内にSMGAが位置するモデルについては、地殻とマントルの応力降下量の違いを考慮し、笹谷ほか(2006)のレシピの値を適用。 ⇒ 検討ケース3 	—
破壊開始点	—	<ul style="list-style-type: none"> ・敷地に対し最も影響の大きい位置(破壊が敷地に向うように設定した位置)で考慮する。 ⇒ 全ての検討ケース

4. 検討対象地震の地震動評価

4.2 二重深発地震 上面の地震 4.7型地震

■検討対象地震 4.7型地震の検討ケース

- ・4.7地震の発生を踏まえ、二重深発地震の上面の地震として4.7地震を考慮し、各検討ケースを設定する。
- ・また、補足検討ケースにより、4.7地震は発生位置と傾斜角の関係から敷地に与える影響の大きい地震であったこと、また、検討ケース2のM7.5の断層モデルが笹谷ほか(2006)に基づき設定した場合に比べ敷地に与える影響が大きいことを確認する(下表の朱記部分が今回新たに提示する検討)。

検討ケース	断層モデルの設定条件						評価方法	備考
	地震規模	断層の位置	破壊開始点	SMGAの位置	短周期レベル(応力降下量)	傾斜角		
検討ケース1 4.7地震	M7.2	地震発生箇所(海洋性マントル内)	シミュレーション位置※1	シミュレーション位置※1	4.7地震の短周期レベル	37°	簡易評価(観測記録)断層モデルによる評価	4.7地震の短周期レベルは上面の地震として東北地方最大
検討ケース2 地震規模の検討	M7.5	地震発生箇所をベースに北側に拡張	破壊の伝播方向が敷地に向うように配置	拡張側は断層上端	4.7地震の短周期レベル相当※2	37°	断層モデルによる評価	地震規模(M)の設定に間接的な知見を反映
検討ケース3 断層(SMGA)位置の検討	M7.5	海洋地殻上端に配置	破壊の伝播方向が敷地に向うように配置	断層上端	笹谷ほか(2006)の短周期レベル	37°	断層モデルによる評価	モデルの設定は笹谷ほか(2006)による
(補足検討ケース1-1) 断層の想定位置の検討	M7.2	地震発生箇所、敷地直下等複数	シミュレーション位置	シミュレーション位置	4.7地震の短周期レベル	37°	断層モデルによる評価	4.7地震の発生位置が敷地に対して影響が大きいことを確認
(補足検討ケース1-2) 断層の傾斜角の検討	M7.2	地震発生箇所をベースに傾斜角を複数	シミュレーション位置	シミュレーション位置	4.7地震の短周期レベル	37° ±15° ±30°	断層モデルによる評価	同上(傾斜角の影響は小さいことを確認)
(補足検討ケース2) 笹谷ほか(2006)による検討	M7.5	地震発生箇所をベースに北側に拡張	破壊の伝播方向が敷地に向うように配置	断層上端	4.7地震の短周期レベル相当※2	37°	断層モデルによる評価をベースにした簡易評価	検討ケース2が笹谷ほか(2006)による評価に比べ保守的であることを確認。

■: 検討ケース1から変更した設定条件

※1: 4.7地震シミュレーションモデルについてはpp.33~34, pp.126~134による。

※2: 4.7地震の地震モーメントM₀—短周期レベルAの関係相当の短周期レベルを考慮する。

注: 検討対象地震における検討ケース名については、第309回審査会合では、「基本ケース」、「不確かさケース」という呼称を使用していたが、今回は単に「検討ケース」で統一。

4. 検討対象地震の地震動評価

4.2 二重深発地震 上面の地震 4.7型地震

■各検討ケースの主な断層パラメータ

検討ケース	地震規模M (Mw)	M ₀ (Nm)	断層面積 (km ²)	傾斜角 (°)	短周期レベル (Nm/s ²)	SMGA面積 (km ²)	SMGA応力降下量 Δσ (MPa)
検討ケース1 4.7地震	M7.2 (7.1 ^{※2})	4.74E+19 ^{※1}	180	37	1.16E+20 ^{※3}	72	120.3
検討ケース2 地震規模の検討	M7.5 (7.4 ^{※4})	1.58E+20 ^{※5}	402	37	1.72E+20 ^{※6}	161	119.6
検討ケース3 断層(SMGA)位置の検討	M7.5 (7.4 ^{※4})	1.58E+20 ^{※5}	858	37	1.15E+20 ^{※7}	170	77.6

※1: 4.7地震のF-netの値, ※2: $M_w = (\log M_0 - 9.1) / 1.5$, ※3: 原田・釜江(2011)での短周期レベル

※4: 4.7地震のMとMwの関係を基に設定, ※5: $M_0 = 10^{(1.5M_w + 9.1)}$

※6: 笹谷ほか(2006)での短周期レベル $A = 9.84 \times 10^{10} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3}$ の1.5倍,
4.7地震の地震モーメント M_0 —短周期レベルAの関係相当の短周期レベル。

※7: 笹谷ほか(2006)での短周期レベル $A = 9.84 \times 10^{10} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3}$

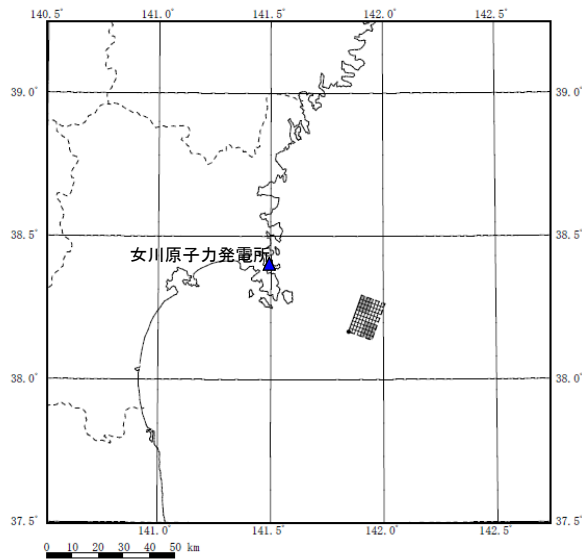
■断層モデルを用いた手法による地震動評価

- ・4.7地震の敷地での観測記録のシミュレーション解析を統計的グリーン関数法により行い、観測記録との整合性を確認していることから、統計的グリーン関数法により地震動評価を行う。波形合成は入倉ほか(1997)を用いる。

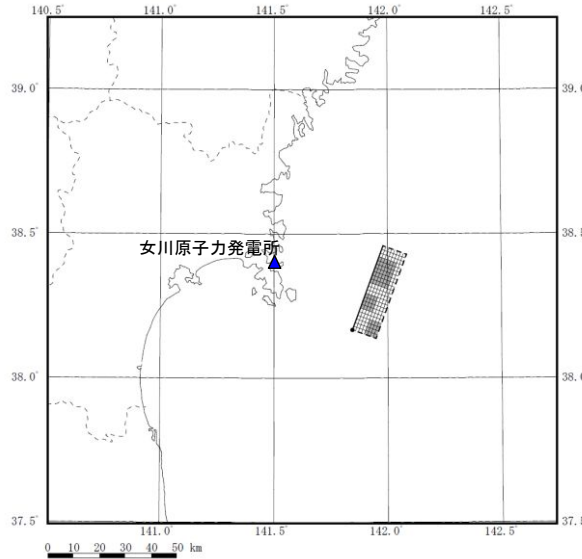
4. 検討対象地震の地震動評価

4.2 二重深発地震 上面の地震 4.7型地震

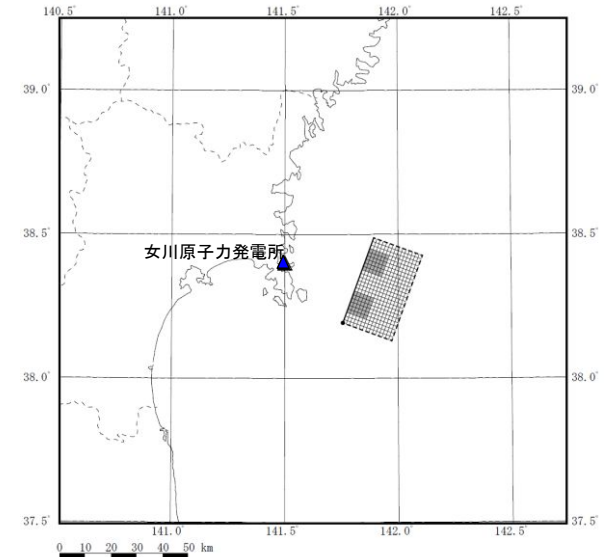
■各検討ケースの断層モデルの概要



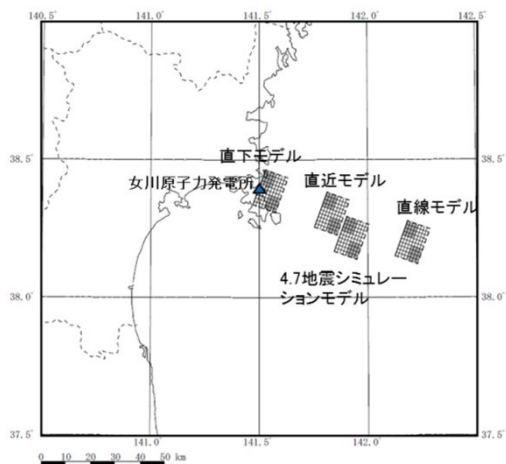
検討ケース1 4.7地震シミュレーションモデル



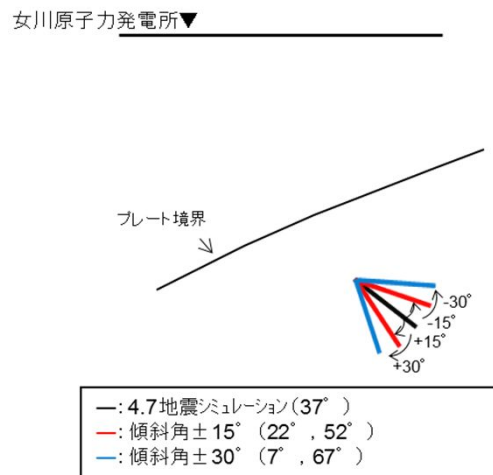
検討ケース2 地震規模の検討



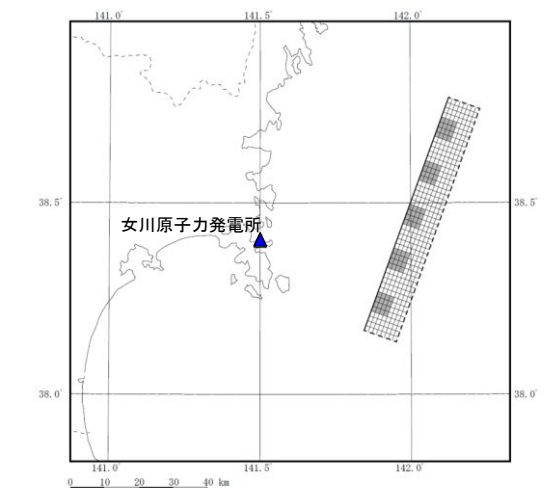
検討ケース3 断層(SMGA)位置の検討



補足検討ケース1-1 断層の想定位置の検討



補足検討ケース1-2 断層の傾斜角の検討



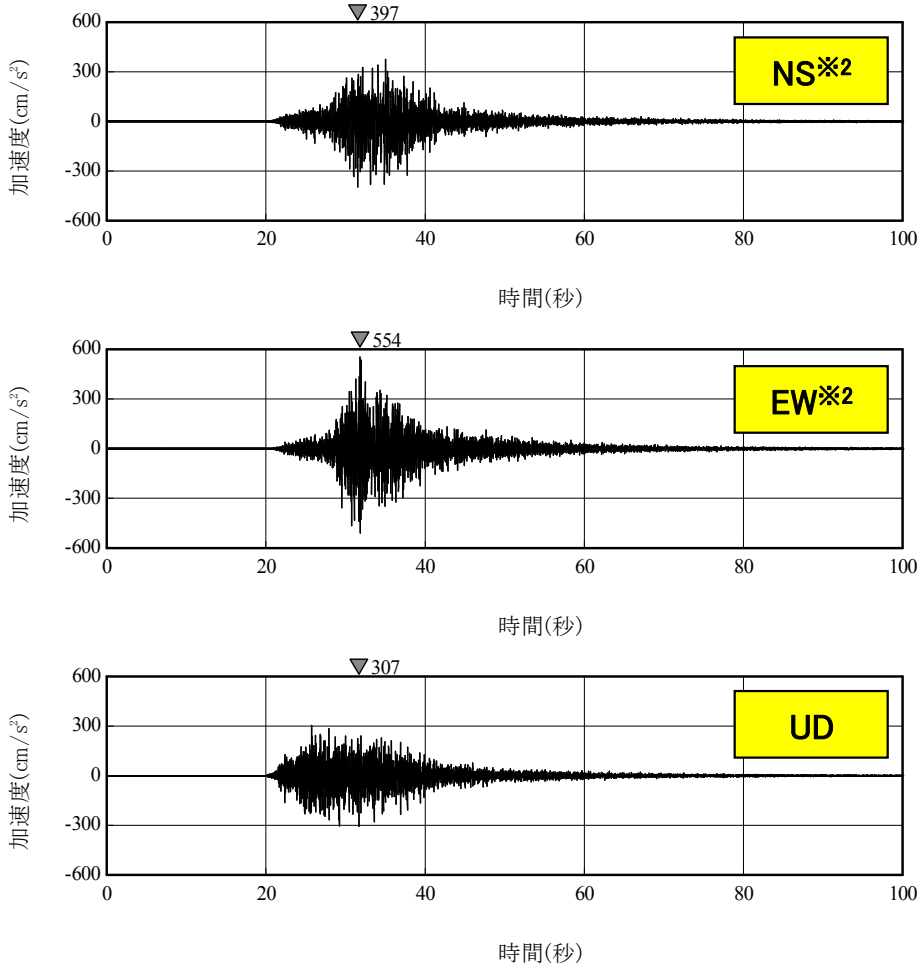
補足検討ケース2 笹谷ほか(2006)による検討

4. 検討対象地震の地震動評価

4.2 二重深発地震 上面の地震 4.7型地震

■検討ケース1(M7.2)の簡易評価 <加速度時刻歴波形>

・簡易評価:4.7地震(M7.2)のはざとり波(敷地岩盤上部(O.P. ※1-8.6m))



4.7地震の解放基盤表面相当(O.P.-8.6m)における観測記録のはざとり波

※1: O.P.は女川原子力発電所工事用基準面(Onagawa peil)であり, O.P.±0m = T.P.(東京湾平均海面)-0.74m。
 ※2: NS,EWは, プラントノースを基準として記載している。プラントノースは真北に対し, 反時計回りに38.909° の方向。

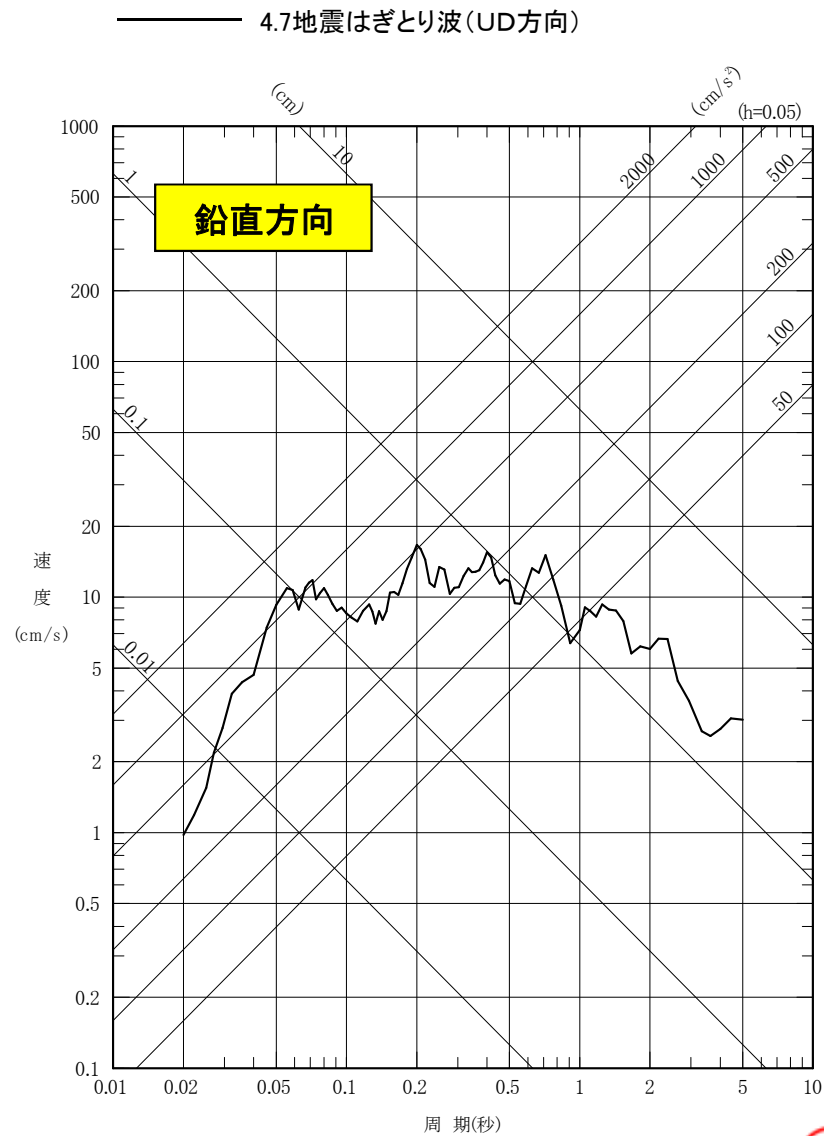
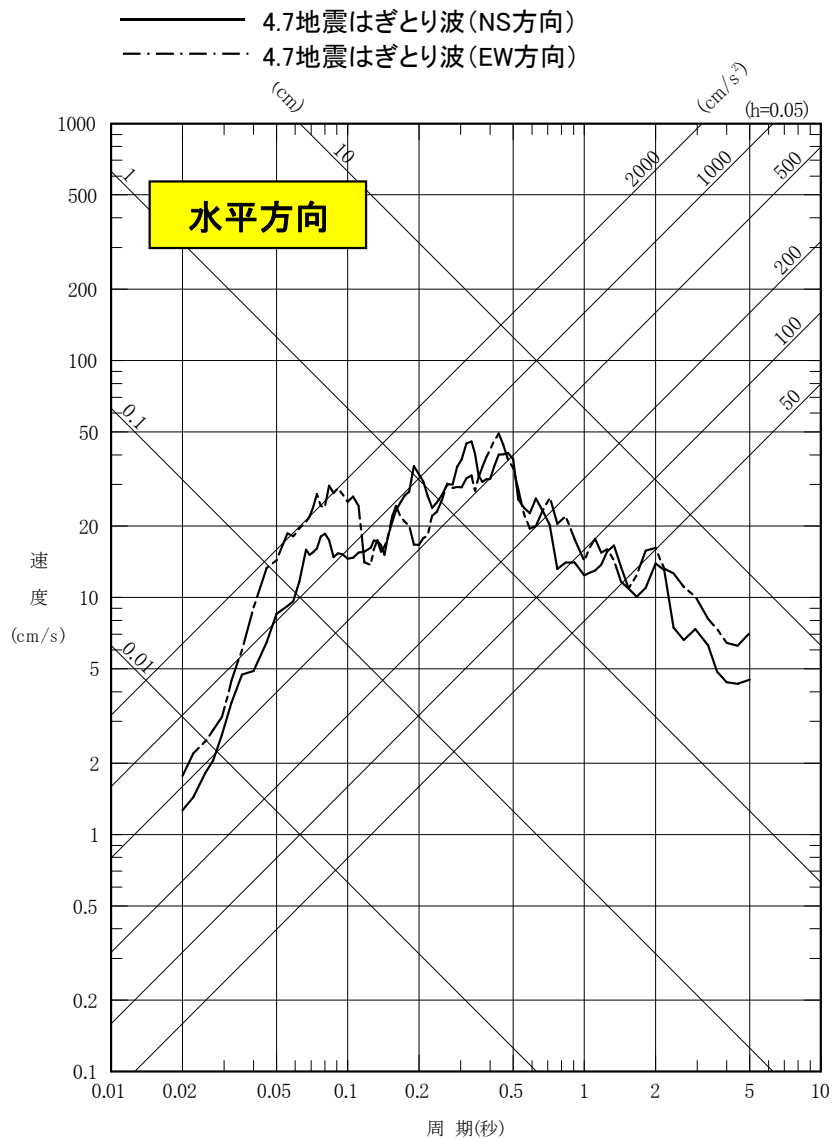
4. 検討対象地震の地震動評価

4.2 二重深発地震 上面の地震 4.7型地震

第309回審査会合 (H27.12.16)
資料1 p.38 再掲

■検討ケース1 (M7.2)の簡易評価 <応答スペクトル>

・簡易評価: 4.7地震 (M7.2) のはぎとり波 (敷地岩盤上部 (O.P.-8.6m))

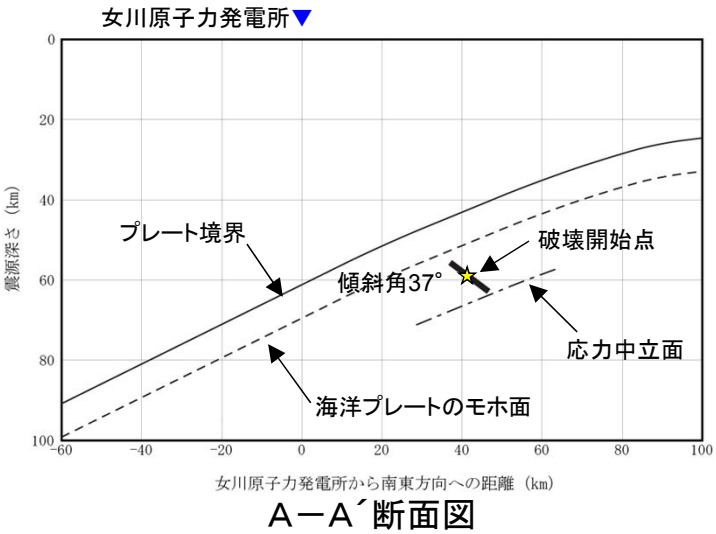
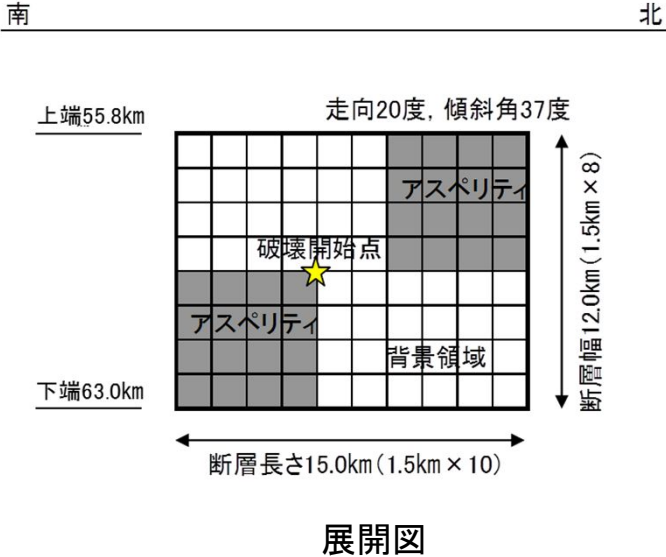
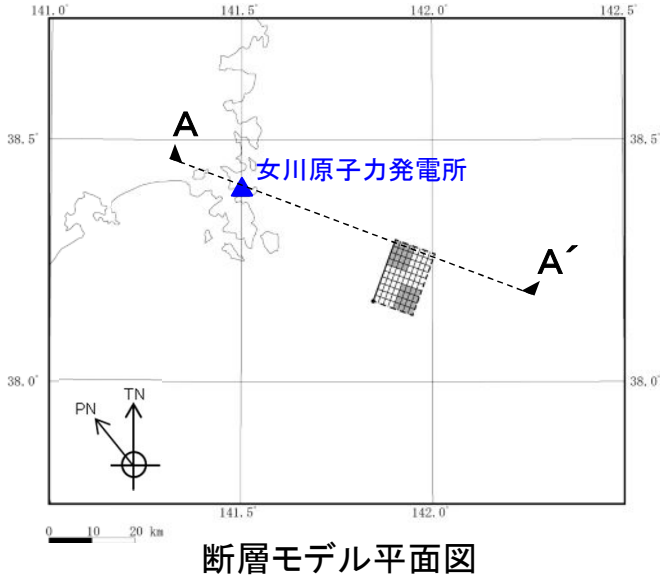


4. 検討対象地震の地震動評価

4.2 二重深発地震 上面の地震 4.7型地震

■ 検討ケース1 4.7地震シミュレーションモデルの断層モデルの設定

- ・原田・釜江(2011)のクラックモデルを参考に、アスペリティ※¹と背景領域を持つアスペリティモデルを新たに設定。
- ・4.7地震のシミュレーションモデルは、サイトに対しディレクティビティ効果が厳しい位置となっている。



断層位置の設定の考え方

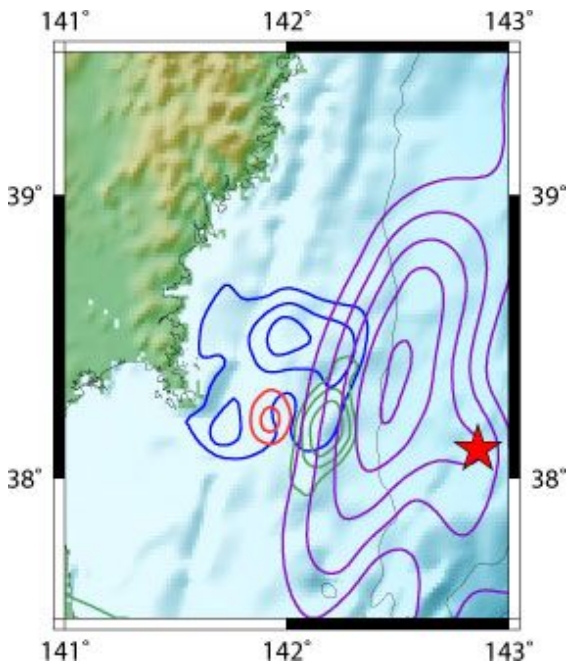
- ①4.7地震シミュレーションモデルの基準となる位置を原田・釜江(2011)の破壊開始点とする。
- ②アスペリティの個数, 配置を原田・釜江(2011)を参考に設定。
- ③断層モデルの傾斜角は原田・釜江(2011)と同様に設定し, 断層の上端は, 海洋プレートモホ面付近とし, 下端はプレートの応力中立面付近に設定。

※1:アスペリティを強震動生成域(SMGA)という。
 ※2:断層付近のプレート傾斜角(J-SHIS(2014))は23°程度であり, プレートに対する断層の傾斜角は37° + 23° = 60°となる。

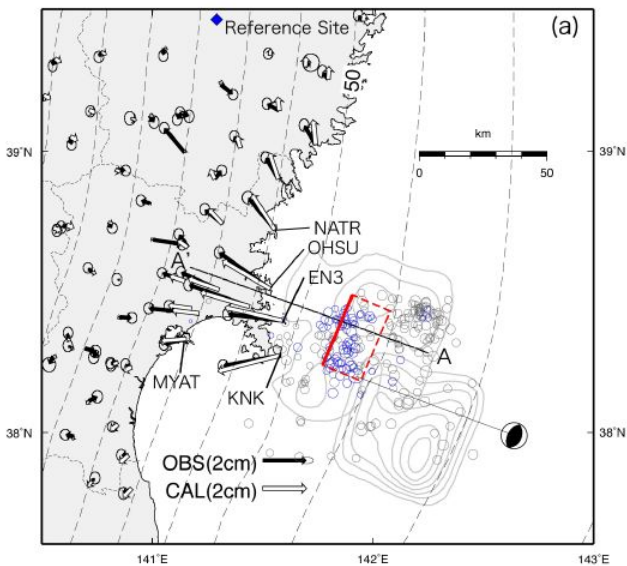
4. 検討対象地震の地震動評価

4.2 二重深発地震 上面の地震 4.7型地震

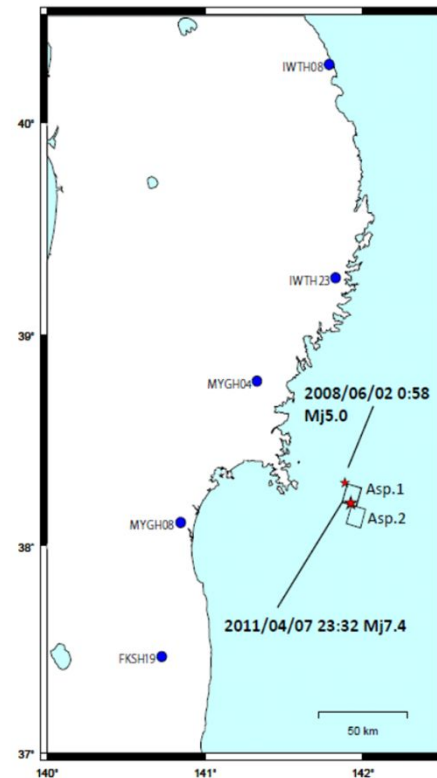
■他の4.7地震の断層モデルとの比較



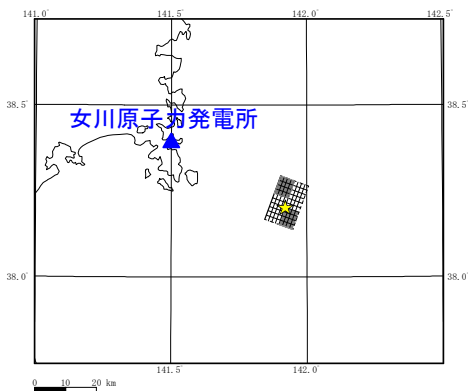
遠地実体波を使ったすべり分布 山中(2011)
赤いコンターが4.7地震



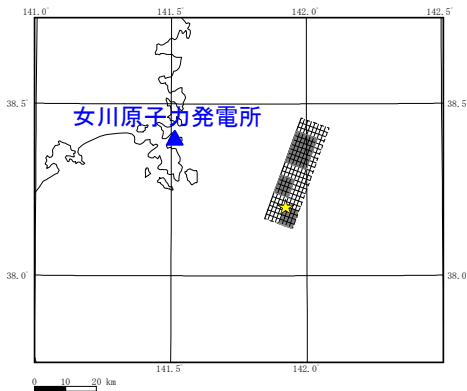
GPSデータに基づき推定された断層モデル
Ohta et al.(2011)



強震記録を用いたフォワードモデルによる
断層モデル 原田・釜江(2011)



検討ケース1
4.7地震シミュレーションモデル(M7.2)



検討ケース2
地震規模の検討の断層モデル(M7.5)

・4.7地震シミュレーションモデルは、Ohta et al.(2011)の測地データに基づく断層モデル等と比較し、4.7地震の震央付近にアスペリティを集約したモデルとなっている。
(参考)
・検討ケース2(p.40)の断層モデルの巨視的
面がOhta et al.(2011)と同等の大きさとな
っている。

4. 検討対象地震の地震動評価

4.2 二重深発地震 上面の地震 4.7型地震

第309回審査会合(H27.12.16)
資料1 p.48 再掲

■検討ケース1 4.7地震シミュレーションモデルの断層パラメータ(その1)

断層パラメータ		設定方法	設定値
断 層 面 全 体	基準点	$E(^{\circ} \ ' \ '')$ $N(^{\circ} \ ' \ '')$	東北大学(2011)等を参考に設定 経度 $141^{\circ} 54' 13''$ 緯度 $38^{\circ} 17' 39''$
	走向	$\theta (^{\circ})$	東北大学(2011)等を参考に設定 20
	傾斜角	$\delta (^{\circ})$	原田・釜江(2011)を参考に設定 37
	断層長さ	L(km)	$L=S/W$ 15
	断層幅	W(km)	東北大学(2011)等を参考に設定 12
	断層面積	S(km ²)	$S=(7/16)M_0 4 \pi^2 \beta^2 / A (S/S_a)^{0.5}$, $S_a/S=0.4$ ($S_a/S=0.4$ は事前検討結果を踏まえ設定) 180
	断層上端深さ	h(km)	東北大学(2011)等を参考に設定 55.8
	地震モーメント	M_0 (Nm)	4.7地震のF-netによる値 4.74×10^{19}
	気象庁マグニチュード	M_J	気象庁による 7.2
	モーメントマグニチュード	Mw	$Mw=(\log M_0 - 9.1)/1.5$ 7.1
	剛性率	μ (N/m ²)	$\mu = \rho \beta^2$, $\rho = 3.0\text{g/cm}^3$, $\beta = 4.0\text{km/s}$ 4.80×10^{10}
	平均すべり量	D(cm)	$D=M_0 / (\mu S)$ 551
	平均応力降下量	$\Delta \sigma$ (MPa)	$\Delta \sigma = (7 \pi^{1.5} / 16) (M_0 / S^{1.5})$ 48.1
	短周期レベル	A(Nm/s ²)	原田・釜江(2011)を参考に設定 1.16×10^{20}
	破壊伝播形式	-	- 放射状
破壊伝播速度	Vr(km/s)	$Vr=0.72 \beta$ 2.88	
立ち上がり時間	τ (s)	原田・釜江(2011)を参考に設定 0.6	

4. 検討対象地震の地震動評価

4.2 二重深発地震 上面の地震 4.7型地震

第309回審査会合(H27.12.16)
資料1 p.49 再掲

■検討ケース1 4.7地震シミュレーションモデルの断層パラメータ(その2)

断層パラメータ		設定方法		設定値
アスペリティ全体	地震モーメント	M_{0a} (Nm)	$M_{0a} = \mu S_a D_a$	3.79×10^{19}
	断層面積	S_a (km ²)	$S_a/S=0.4$	72
	平均すべり量	D_a (cm)	$D_a = \gamma_D D, \gamma_D=2.0$	1101.6
	応力降下量	$\Delta \sigma_a$ (MPa)	$\Delta \sigma_a = \Delta \sigma / (S_a/S), (S_a/S)=0.4$	120.3
アスペリティ1	地震モーメント	M_{0a1} (Nm)	$M_{0a1} = M_{0a}/2$	1.90×10^{19}
	断層面積	S_{a1} (km ²)	$S_{a1} = S_a/2$	36
	平均すべり量	D_{a1} (cm)	$D_{a1} = M_{0a1} / (\mu S_{a1})$	1101.6
	応力降下量	$\Delta \sigma_{a1}$ (MPa)	$\Delta \sigma_{a1} = \Delta \sigma_a$	120.3
アスペリティ2	地震モーメント	M_{0a2} (Nm)	$M_{0a2} = M_{0a2}/2$	1.90×10^{19}
	断層面積	S_{a2} (km ²)	$S_{a2} = S_a/2$	36
	平均すべり量	D_{a2} (cm)	$D_{a2} = M_{0a2} / (\mu S_{a2})$	1101.6
	応力降下量	$\Delta \sigma_{a2}$ (MPa)	$\Delta \sigma_{a2} = \Delta \sigma_a$	120.3
背景領域	地震モーメント	M_{0b} (Nm)	$M_{0b} = M_0 - M_{0a}$	9.48×10^{18}
	断層面積	S_b (km ²)	$S_b = S - S_a$	108
	平均すべり量	D_b (cm)	$D_b = M_{0b} / (\mu S_b)$	183.6
	応力降下量	$\Delta \sigma_b$ (MPa)	$\Delta \sigma_b = (D_b/W_b)(\pi^{0.5}/D_a)r \cdot \sum (r_i/r)^3 \Delta \sigma_a, r=(S_a/\pi)^{0.5}$	12.7
Q値	Q	佐藤・巽(2002)	$114f^{0.92}$	
高域遮断周波数	fmax(Hz)	浅野ほか(2004)による2003年宮城県沖の地震のシミュレーション解析結果と敷地の観測記録の適合を確認した値を設定	18	

4. 検討対象地震の地震動評価

4.2 二重深発地震 上面の地震 4.7型地震

■断層モデルを用いた手法による地震動評価

- ・地震動評価は、統計的グリーン関数法によって行う。波形合成は入倉ほか(1997)を用いる。
- ・統計的グリーン関数法に用いる地下構造モデルは、2003年5月26日宮城県沖の地震、2005年8月16日宮城県沖の地震等のシミュレーション解析に用いた地下構造モデルと同様。

統計的グリーン関数法に用いる地下構造モデル

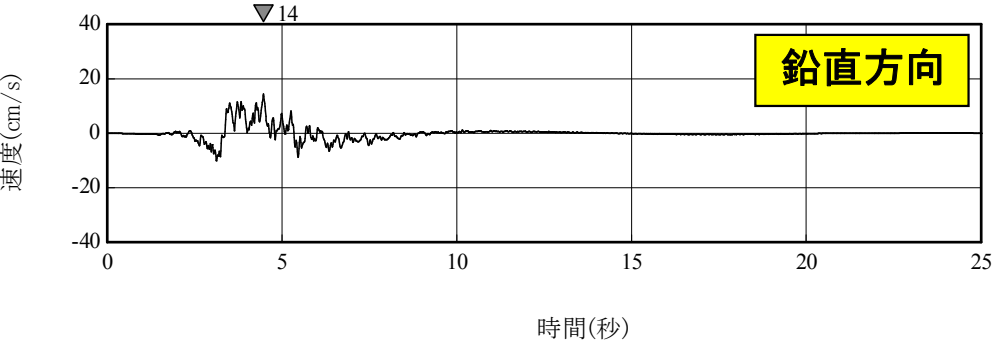
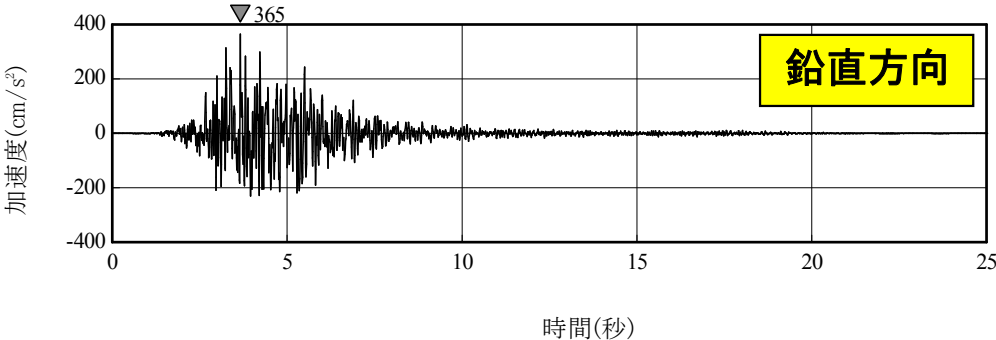
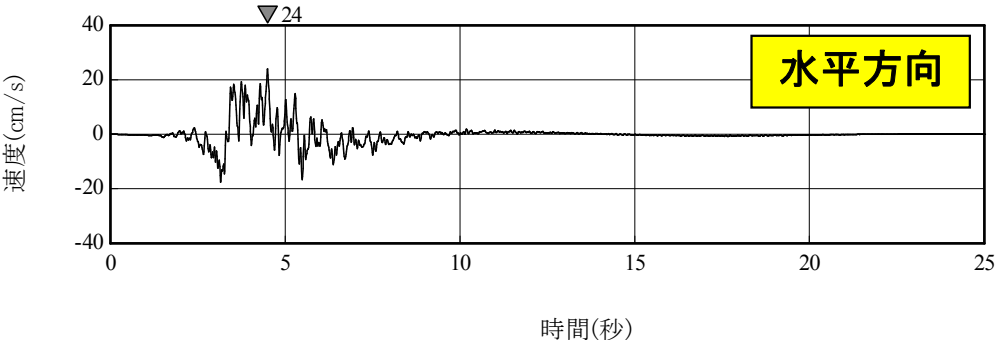
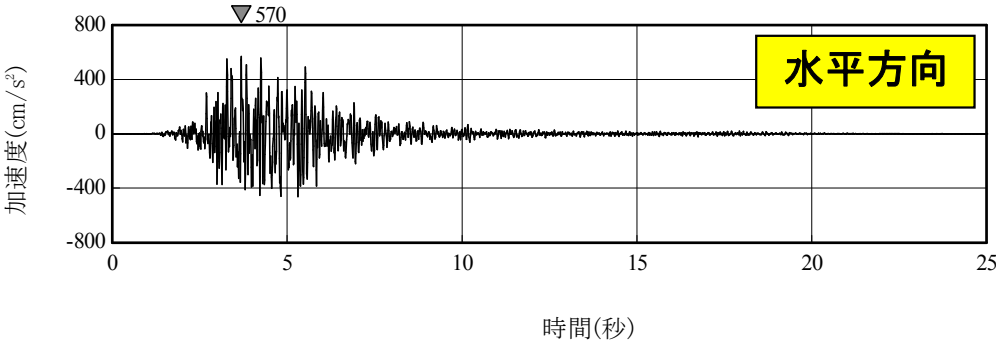
上端深さ		層厚 (m)	密度 (t/m ³)	V _S (m/s)	V _P (m/s)	減衰 (%)	
G.L.(m)	O.P.(m)						
-27.3	-8.6	7.2	2.55	1500	2882	3.00	▽岩盤上部 <hr/> (解放基盤表面相当)
-34.5	-15.8	27.0	2.66	2000	4101		
-61.5	-42.8	20.3	2.68	2200	4503		
-81.8	-63.1	65.3		2600	5300		
-147.1	-128.4	∞	2.68	3000	—	※	▽地震基盤相当 <hr/>

※ $Q(f) = 114 \cdot f^{0.92}$ (佐藤(2004))

4. 検討対象地震の地震動評価

4.2 二重深発地震 上面の地震 4.7型地震

■ 検討ケース1 4.7地震の断層モデルによる評価(シミュレーション) <加速度, 速度時刻歴波形>



加速度時刻歴波形

速度時刻歴波形

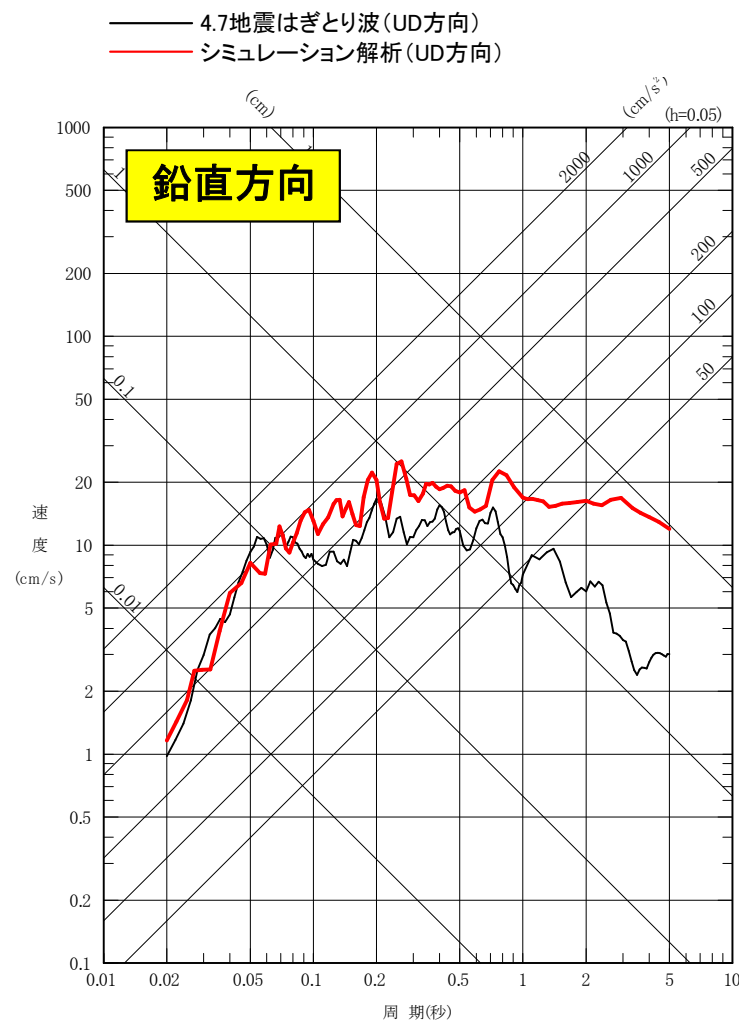
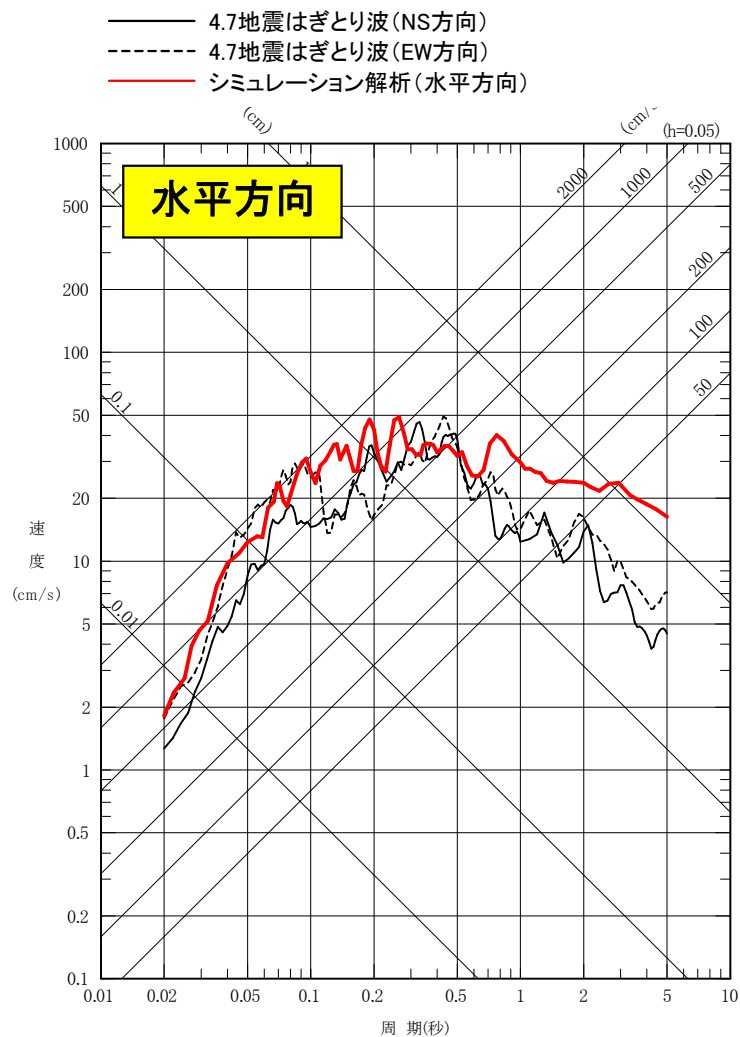
4. 検討対象地震の地震動評価

4.2 二重深発地震 上面の地震 4.7型地震

第309回審査会合(H27.12.16)
資料1 p.52 再掲

■ 検討ケース1 4.7地震の断層モデルによる評価(シミュレーション) <応答スペクトル>

- ・応答スペクトルの比較では、周期0.1秒より短周期側では解析結果と観測記録(はぎとり波)は、良く整合している。長周期側では解析結果が大きめの結果となった。
- ・地震動シミュレーション結果は長周期が大きい等の課題は残るものの、原子力発電所において特に問題となる短周期における適合性が良いことから、施設に与える影響検討という観点からは、良好な評価と考えられる。



※放射特性係数は0.62

4. 検討対象地震の地震動評価

4.2 二重深発地震 上面の地震 4.7型地震

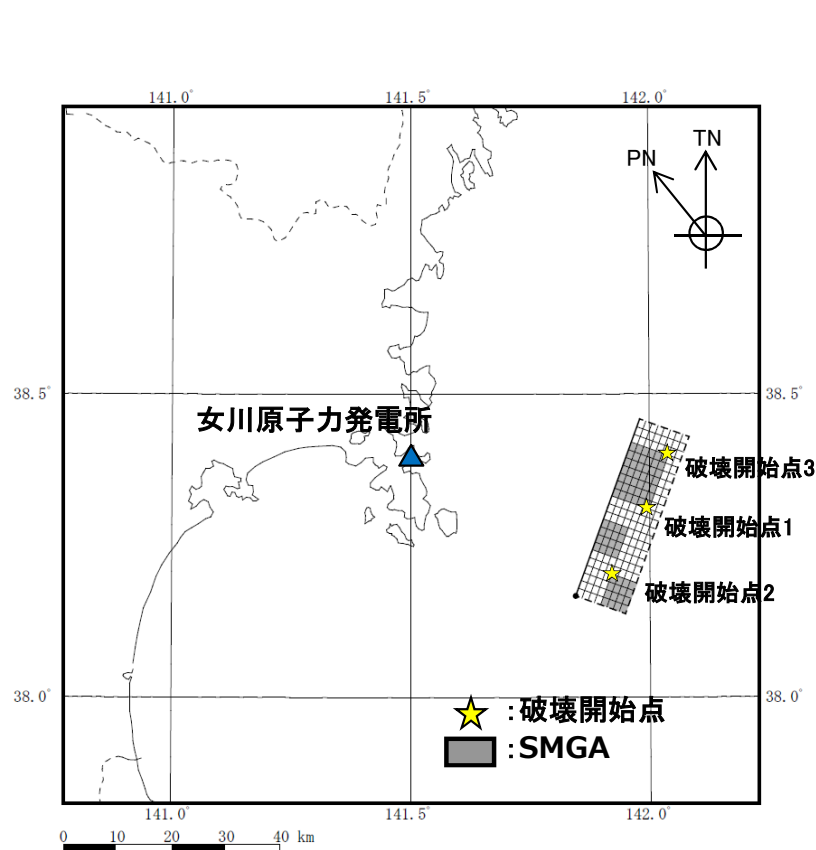
■ 検討ケース2 地震規模の検討

○ 断層モデル

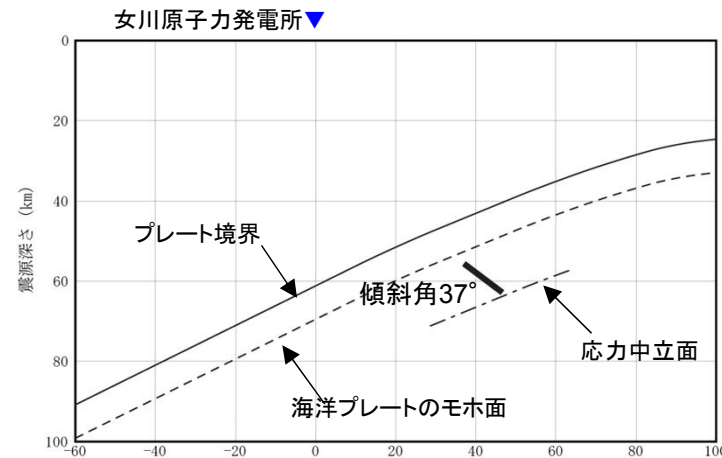
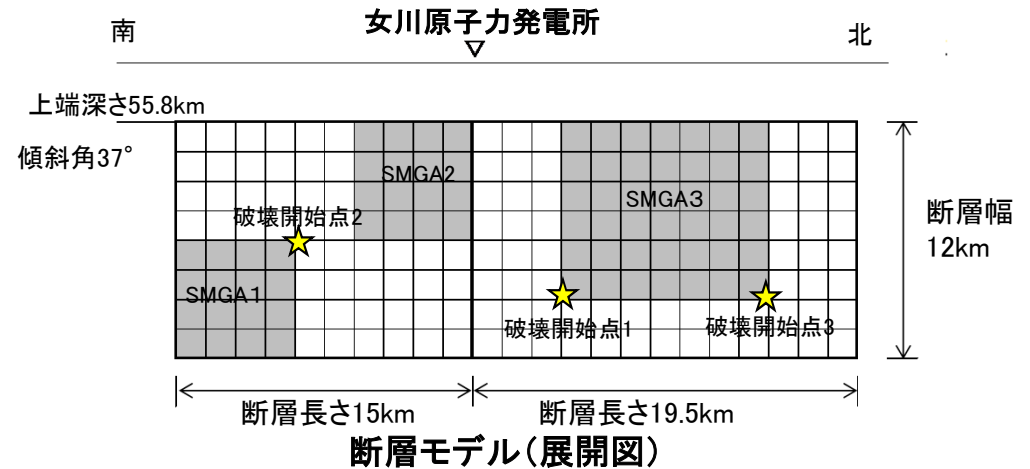
- ・検討ケース2 地震規模(M7.5)の断層モデルは, 4.7地震シミュレーションモデル(M7.2)を北側に拡張したものとして設定。
- ・断層パラメータは, 4.7地震シミュレーションモデルに基づき設定。強震動生成域(SMGA)は4.7地震モデルに加え, 拡張部分に残りのSMGAを集中して配置。破壊開始点は敷地に向かう方向に複数点設定。

○ 断層モデルを用いた地震動評価

- ・統計的グリーン関数法により評価。波形合成は入倉ほか(1997)を用いる。



断層モデル(平面図)

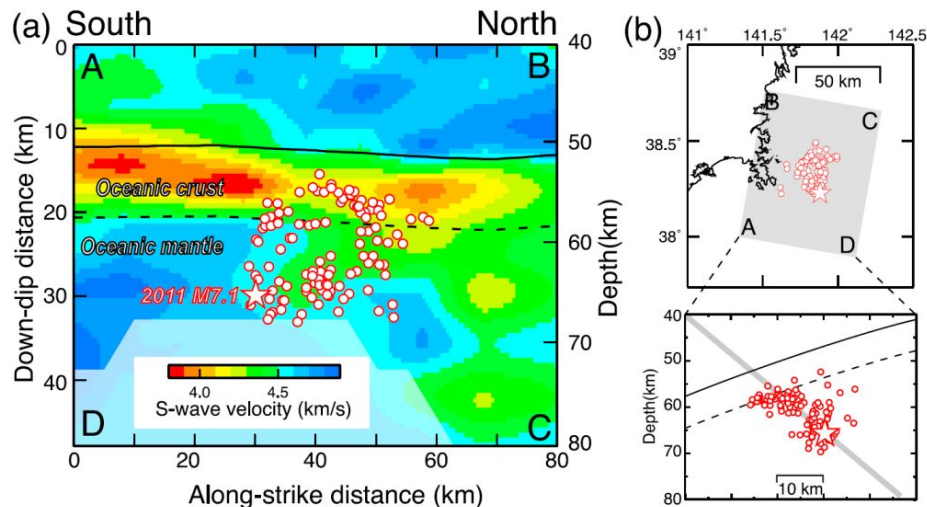


断面図

4. 検討対象地震の地震動評価

4.2 二重深発地震 上面の地震 4.7型地震

■検討ケース2 地震規模の間接的な知見



4.7地震の震源域周辺のS波速度構造の南北断層面に沿った分布図(Nakajima et al.(2011))

白丸は再決定した余震。黒実線はプレート境界。破線は海洋プレートモホ面。

【Nakajima et al.(2011)】からの整理

- ・4.7地震の断層面に沿ったS波速度分布から、余震分布から推定される断層面は、海洋性マントル内の低速度域に対応している。
- ・4.7地震の震源から南側の海洋性マントル内は高速度域となっており、余震の分布はない。
- ・一方、北側の海洋性マントル内の低速度域は余震分布のさらに北側にも広がっている。

東北地方の過去の海洋プレート内地震(M7程度以上)

- ・2003年5月26日宮城県沖の地震(M7.1,H=72km): DC型 上面
- ・4.7地震(M7.2,H=66km): DC型 上面
- ・2008年7月24日岩手県沿岸北部の地震(M6.8,H=108km): DE型 下面
- ・2011年7月10日三陸沖の地震(M7.3,H=34km): やや浅い地震、津波が発生

規模を参照

- ・規模の検討として、安全側にM7.5を考慮。
- ・断層モデルは、低速度域の拡がりから、4.7地震モデルの北側に拡張する。

4. 検討対象地震の地震動評価

4.2 二重深発地震 上面の地震 4.7型地震

第309回審査会合(H27.12.16)
資料1 p.56 再掲

■検討ケース2 地震規模の検討 断層パラメータ

断層パラメータ		設定方法	設定値
断層 面 全 体	気象庁 マグニチュード	M_J	設定条件 7.5
	モーメント マグニチュード	M_w	4.7地震の M_J と M_w の関係を基 に設定 7.4
	走向	$\theta (^{\circ})$	Nakajima et al.(2011)を参考 に設定 20
	傾斜角	$\delta (^{\circ})$	原田・釜江(2011) 37
	断層長さ	$L(\text{km})$	$L=S/W$ 33.5
	断層幅	$W(\text{km})$	東北大学(2011)等を参考に 設定 12
	断層面積	$S(\text{km}^2)$	$S=(7/16)M_0^2 \pi^2 \beta^2 / A$ (S/S_a) ^{0.5} , $S_a/S=0.4$ 402
	断層上端深さ	$h(\text{km})$	東北大学(2011)等を参考に 設定 55.8
	地震モーメント	$M_0(\text{Nm})$	$M_w=(\log M_0 - 9.1)/1.5$ 1.58 × 10 ²⁰
	剛性率	$\mu (\text{N/m}^2)$	$\mu = \rho \beta^2$, $\rho = 3.0\text{g/cm}^3$, $\beta = 4.0\text{km/s}$ 4.80 × 10 ¹⁰
	平均すべり量	$D(\text{cm})$	$D=M_0/(\mu S)$ 821
	平均応力降下量	$\Delta \sigma (\text{MPa})$	$\Delta \sigma = (7\pi^{1.5}/16)(M_0/S^{1.5})$ 47.8
	短周期レベル	$A(\text{Nm/s}^2)$	$A=a \times 9.84 \times 10^{10} \times$ ($M_0 \times 10^7$) ^{1/3} , $a=1.5$ 1.72 × 10 ²⁰
	破壊伝播形式	-	- 放射状
	破壊伝播速度	$V_r(\text{km/s})$	$V_r=0.72 \beta$ 2.88
高域遮断周波数	$f_{\text{max}}(\text{Hz})$	2003年宮城県沖の地震のシ ミュレーション結果 18	

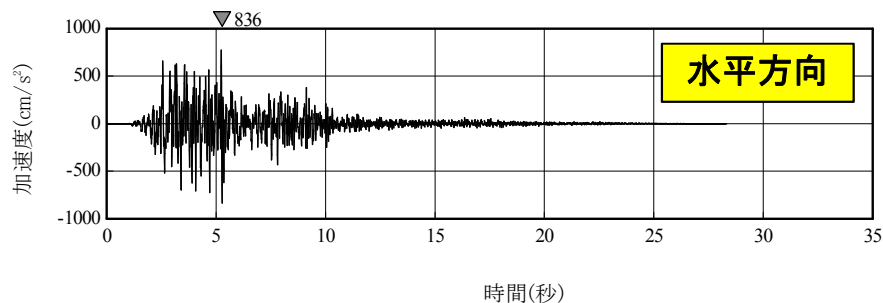
断層パラメータ		設定方法	設定値
強震動生成域全体	地震モーメント	$M_{0a}(\text{Nm})$	$M_{0a} = \mu S_a D_a$ 1.27 × 10 ²⁰
	断層面積	$S_a(\text{km}^2)$	$S_a = (S_a/S) \times S$, (S_a/S) = 0.4 161
	平均すべり量	$D_a(\text{cm})$	$D_a = \gamma_D D$, $\gamma_D = 2.0$ 1641
	応力降下量	$\Delta \sigma_a$ (MPa)	$\Delta \sigma_a = \Delta \sigma / (S_a/S)$, (S_a/S) = 0.4 119.6
強震動生成域1, 2	地震モーメント	$M_{0a1,2}(\text{Nm})$	$M_{0a1,2}$ (面積の1.5乗の重みで配分) 2.15 × 10 ¹⁹
	断層面積	$S_{a1,2}(\text{km}^2)$	$S_{a1,2}$ (4.7地震シミュレーションモデル) 36
	平均すべり量	$D_{a1,2}(\text{cm})$	$D_{a1,2} = M_{0a1,2} / (\mu S_{a1,2})$ 1247
	応力降下量	$\Delta \sigma_{a1,2}$ (MPa)	$\Delta \sigma_{a1,2} = \Delta \sigma_a$ 119.6
強震動生成域3	地震モーメント	$M_{0a3}(\text{Nm})$	M_{0a3} (面積の1.5乗の重みで配分) 8.37 × 10 ¹⁹
	断層面積	$S_{a3}(\text{km}^2)$	$S_{a3} = S_a - S_{a1} - S_{a2}$ 89
	平均すべり量	$D_{a3}(\text{cm})$	$D_{a3} = M_{0a3} / (\mu S_{a3})$ 1960
	応力降下量	$\Delta \sigma_{a3}$ (MPa)	$\Delta \sigma_{a3} = \Delta \sigma_a$ 119.6
背景領域	地震モーメント	$M_{0b}(\text{Nm})$	$M_{0b} = M_0 - M_{0a}$ 3.17 × 10 ¹⁹
	断層面積	$S_b(\text{km}^2)$	$S_b = S - S_a$ 241
	平均すべり量	$D_b(\text{cm})$	$D_b = M_{0b} / (\mu S_b)$ 274
	応力降下量	$\Delta \sigma_b$ (MPa)	$\Delta \sigma_b = (D_b/W_b)(\pi^{0.5}/D_a)r \cdot \Sigma$ (r_i/r) ³ $\Delta \sigma_a$, $r = (S_a/\pi)^{0.5}$ 13.1

4. 検討対象地震の地震動評価

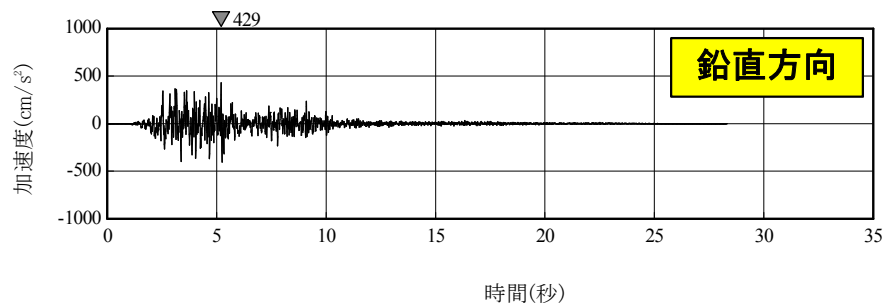
4.2 二重深発地震 上面の地震 4.7型地震

第309回審査会合(H27.12.16)
資料1 p.57 再掲

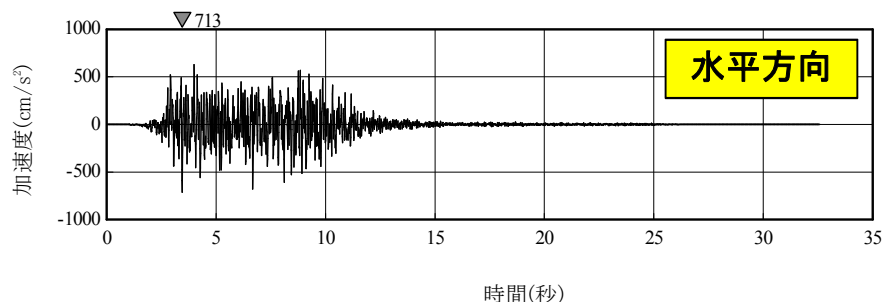
■検討ケース2 地震規模の検討 評価結果<加速度時刻歴波形>



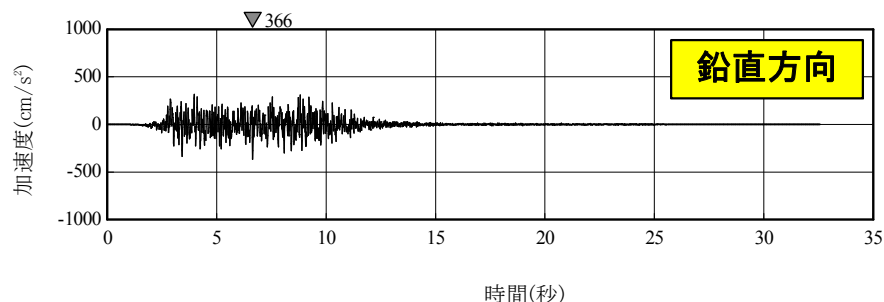
破壊開始点1



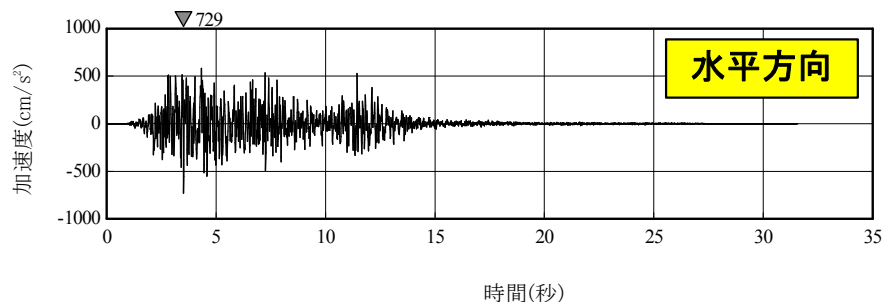
破壊開始点1



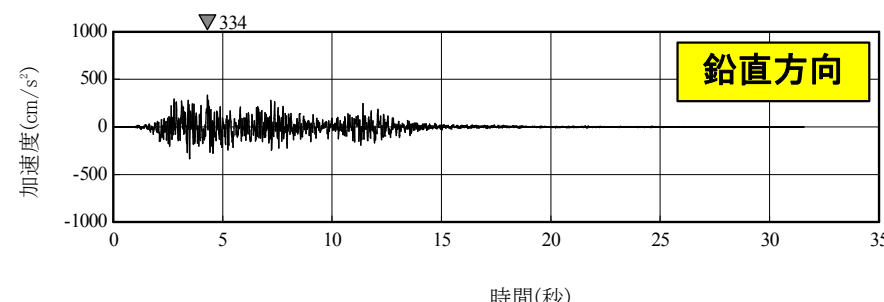
破壊開始点2



破壊開始点2



破壊開始点3



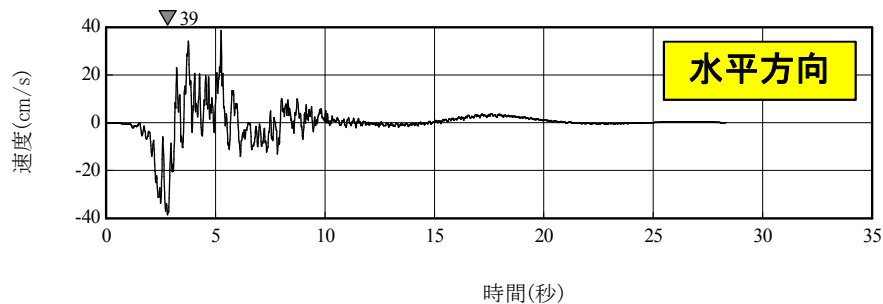
破壊開始点3

4. 検討対象地震の地震動評価

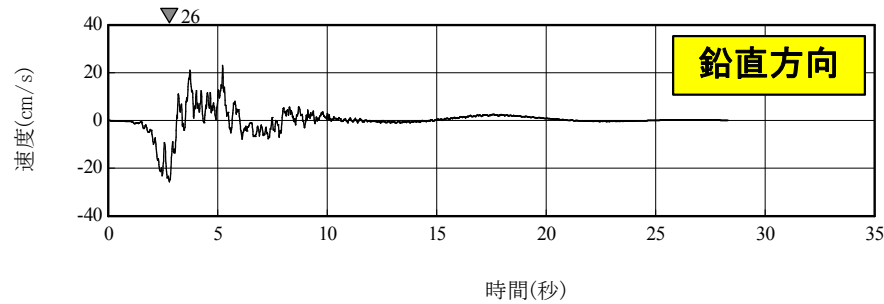
4.2 二重深発地震 上面の地震 4.7型地震

第309回審査会合 (H27.12.16)
資料1 p.58 再掲

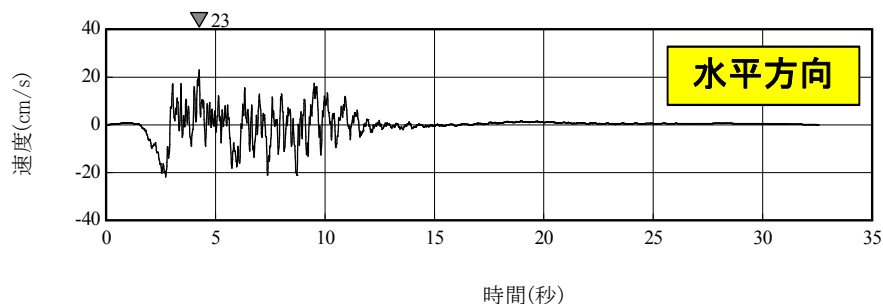
■検討ケース2 地震規模の検討 評価結果<速度時刻歴波形>



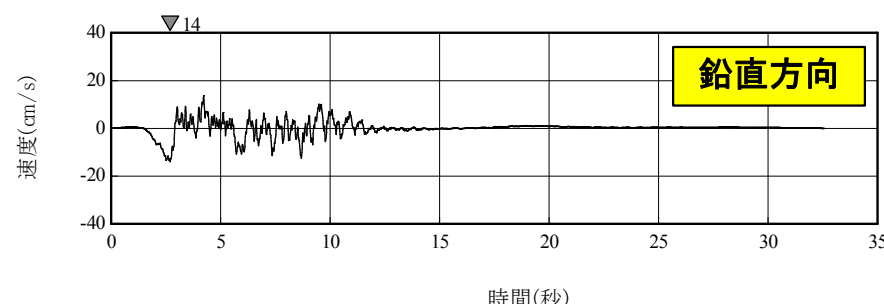
破壊開始点1



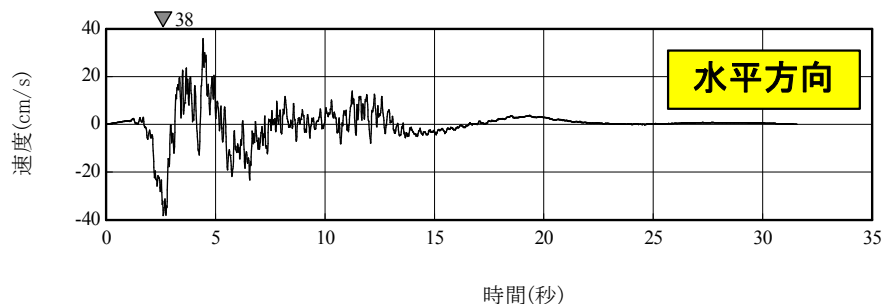
破壊開始点1



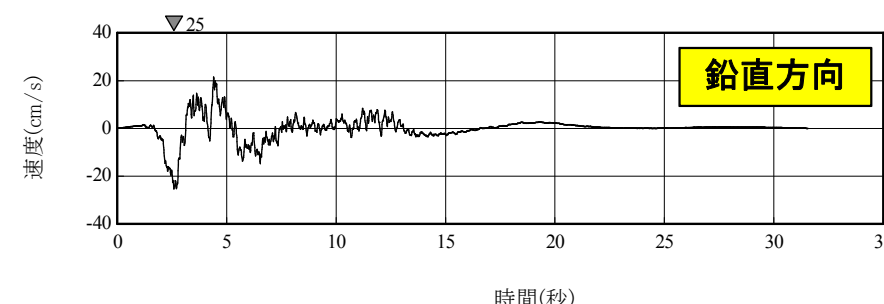
破壊開始点2



破壊開始点2



破壊開始点3



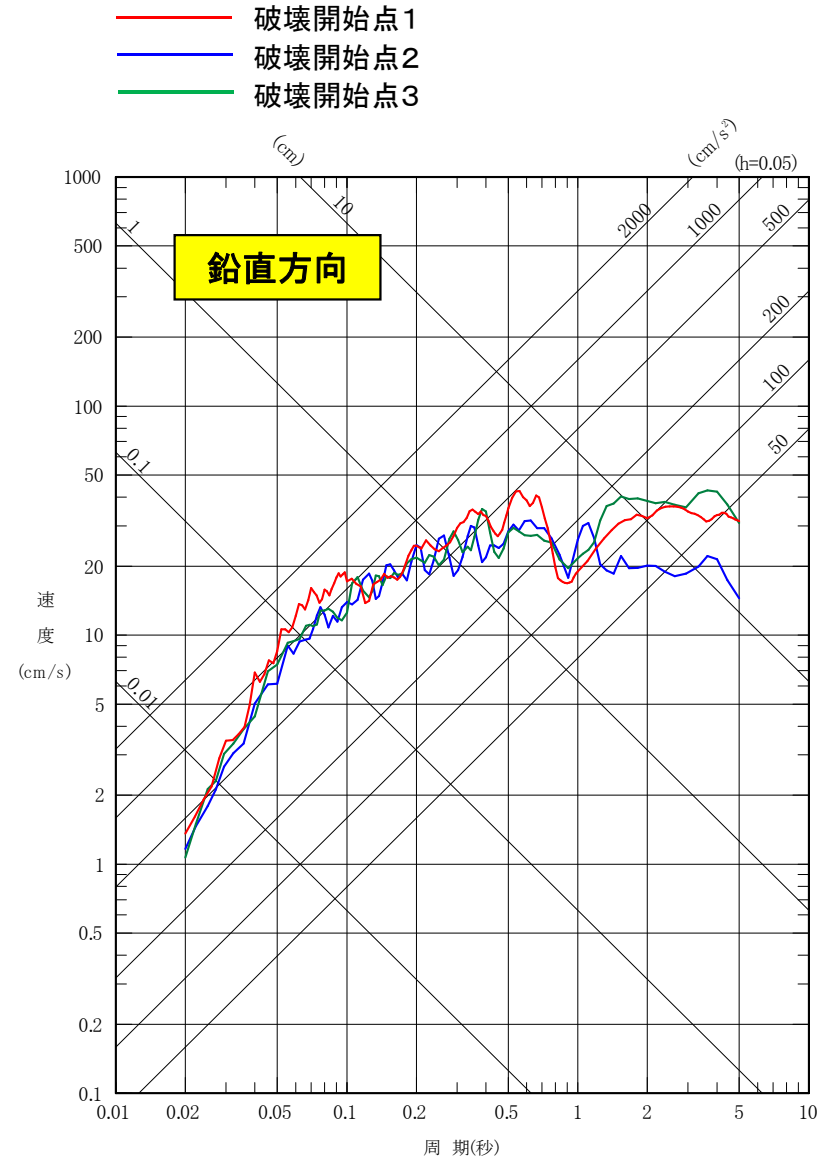
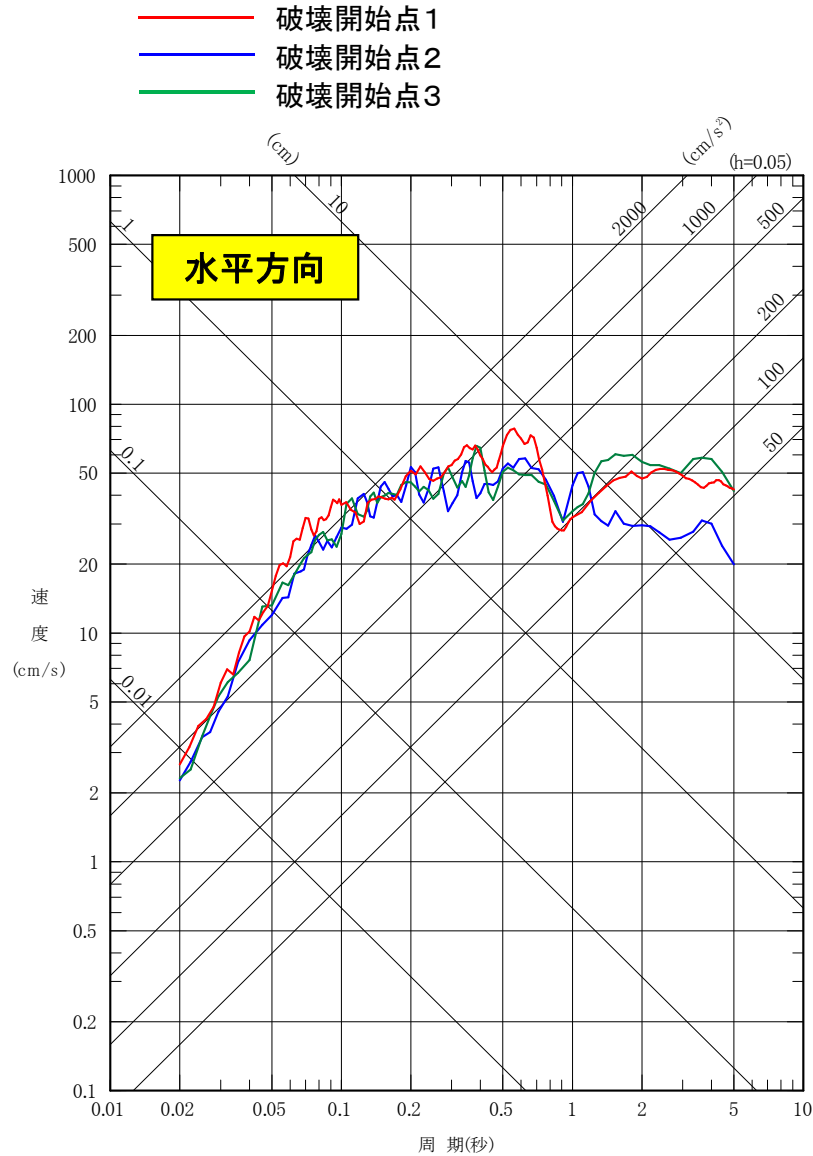
破壊開始点3

4. 検討対象地震の地震動評価

4.2 二重深発地震 上面の地震 4.7型地震

第309回審査会合 (H27.12.16)
資料1 p.59 再掲

■検討ケース2 地震規模の検討 評価結果<応答スペクトル>



4. 検討対象地震の地震動評価

4.2 二重深発地震 上面の地震 4.7型地震

第309回審査会合(H27.12.16)
資料1 p.60 一部修正

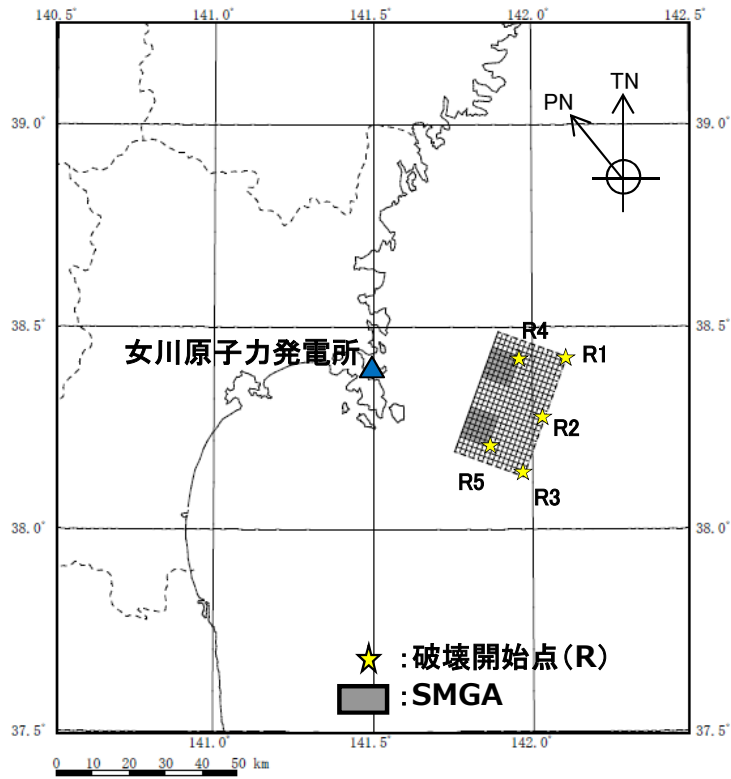
■検討ケース3 断層(SMGA)位置の検討

○断層モデル

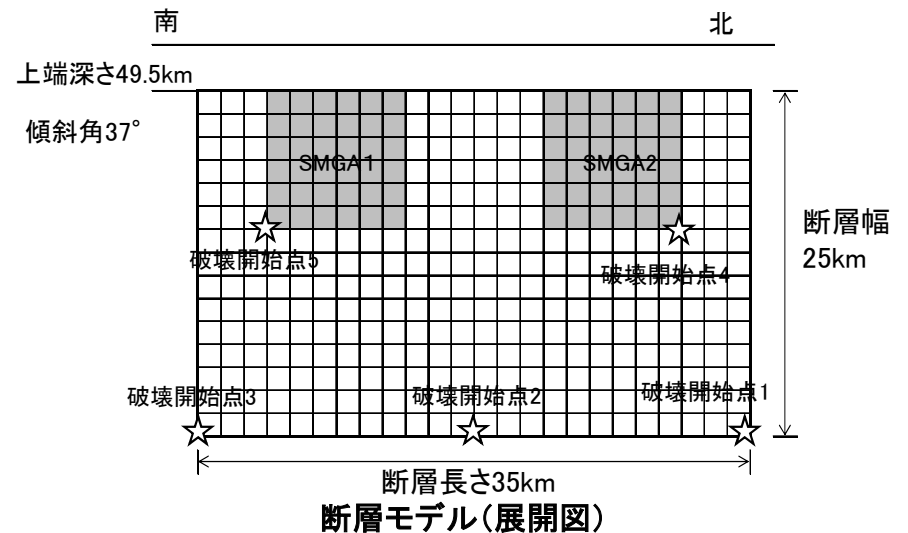
- ・4.7地震の破壊領域は海洋性マントル内にとどまり、海洋地殻まで至らなかったが、断層位置の不確かさとして海洋地殻内に強震動生成域(SMGA)を持つモデルを設定。断層の位置は、南端は4.7地震モデルに固定し、断層面を北側に拡張。
- ・断層パラメータは、4.7地震とはSMGA位置が異なることから笹谷ほか(2006)により設定。応力降下量は4.7地震の約1/1.5となるが、海洋地殻と海洋性マントルの物性の違い(次頁)も踏まえこれを採用。

○断層モデルを用いた地震動評価

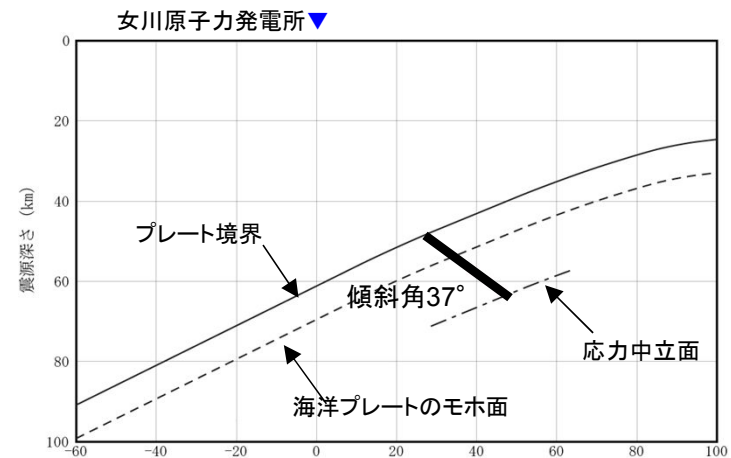
- ・統計的グリーン関数法により評価。
波形合成は入倉ほか(1997)を用いる。



断層モデル(平面図)



断層モデル(展開図)



断面図

4. 検討対象地震の地震動評価

4.2 二重深発地震 上面の地震 4.7型地震

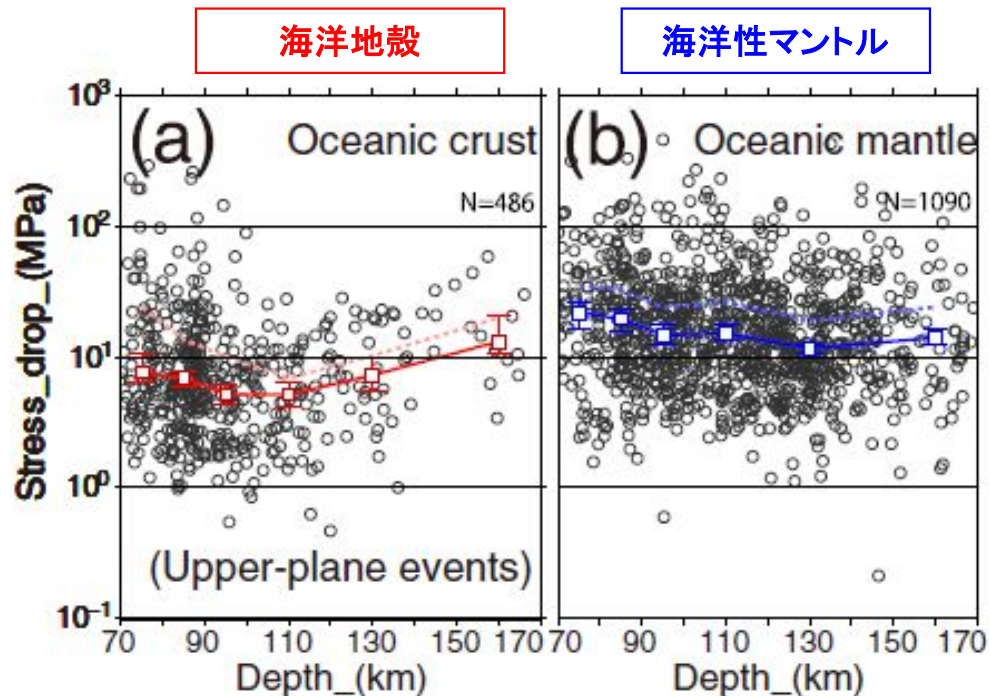
第309回審査会合(H27.12.16)
資料1 p.33 一部修正

■海洋地殻と海洋性マンタルの物性の違いに起因する応力降下量の違いについて

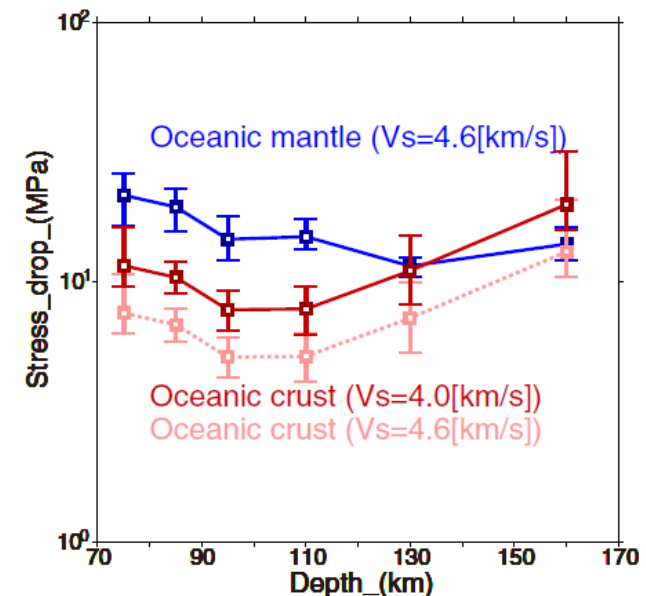
【Kita and Katsumata(2015)】

・北海道下の海洋プレート内地震を分析すると、海洋地殻で発生する地震の応力降下量は、海洋性マンタル内で発生する地震の応力降下量よりも小さい傾向がある。

⇒海洋性マンタルの応力降下量は海洋地殻の約1.9倍程度となっている。



海洋地殻、海洋性マンタルともVsを4.6km/sとした場合、海洋性マンタルの応力降下量は、海洋地殻の約2.8倍程度(70~120km)。



海洋地殻のVsを4.0km/s、海洋性マンタルのVsを4.6km/sとした場合、海洋性マンタルの応力降下量は海洋地殻の約1.9倍程度(70~120km)。

4. 検討対象地震の地震動評価

4.2 二重深発地震 上面の地震 4.7型地震

第309回審査会合(H27.12.16)
資料1 p.62 再掲

■検討ケース3 断層(SMGA)位置の検討 断層パラメータ

断層パラメータ		設定方法	設定値	
断層 面 全 体	気象庁 マグニチュード	M_J	設定条件	7.5
	モーメント マグニチュード	M_w	4.7地震の M_J と M_w の関係を基に 設定	7.4
	走向	$\theta (^{\circ})$	Nakajima et al.(2011)を参考に設定	20
	傾斜角	$\delta (^{\circ})$	原田・釜江(2011)	37
	断層長さ	$L(\text{km})$	$L=S/W$	35
	断層幅	$W(\text{km})$	プレート境界から応力中立面を地 震発生層として考慮し設定	25
	断層面積	$S(\text{km}^2)$	$S=(49\pi^4\beta^4M_0^2)/(16A^2S_a)$	858
	断層上端深さ	$h(\text{km})$	J-SHIS(2014)のプレート形状を 考慮し設定	49.5
	地震モーメント	$M_0(\text{Nm})$	$M_w=(\log M_0-9.1)/1.5$	1.58×10^{20}
	剛性率	$\mu(\text{N/m}^2)$	$\mu=\rho\beta^2, \rho=3.0\text{g/cm}^3, \beta=4.0\text{km/s}$	4.80×10^{10}
	平均すべり量	$D(\text{cm})$	$D=M_0/(\mu S)$	385
	平均応力降下量	$\Delta\sigma(\text{MPa})$	$\Delta\sigma=(7\pi^{1.5}/16)(M_0/S^{1.5})$	15.4
	短周期レベル	$A(\text{Nm/s}^2)$	$A=9.84 \times 10^{10} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3}$, 笹谷ほか(2006)	1.15×10^{20}
	破壊伝播形式	-	-	放射状
破壊伝播速度	$V_r(\text{km/s})$	$V_r=0.72\beta$	2.88	
高域遮断周波数	$f_{\text{max}}(\text{Hz})$	2003年宮城県沖の地震のシミュ レーション結果	18	

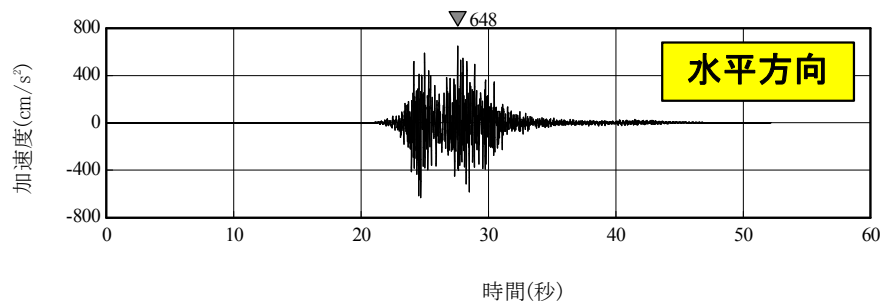
断層パラメータ		設定方法	設定値	
強震動生成域全体	地震モーメント	$M_{0a}(\text{Nm})$	$M_{0a}=\mu S_a D_a$	6.28×10^{19}
	断層面積	$S_a(\text{km}^2)$	$S_a=1.25 \times 10^{-16} \times (M_0 \times 10^7)^{2/3}$	170
	平均すべり量	$D_a(\text{cm})$	$D_a=\gamma_D D, \gamma_D=2.0$	770
	応力降下量	$\Delta\sigma_a(\text{MPa})$	$\Delta\sigma_a=A/(4\beta^2(\pi S_a)^{0.5})$	77.6
強震動生成域1, 2	地震モーメント	$M_{0ai}(\text{Nm})$	$M_{0ai}=M_{0a}/2$	3.14×10^{19}
	断層面積	$S_{ai}(\text{km}^2)$	$S_{ai}=S_a/2$	85
	平均すべり量	$D_{ai}(\text{cm})$	$D_{ai}=M_{0ai}/(\mu S_{ai})$	770
	応力降下量	$\Delta\sigma_{ai}(\text{MPa})$	$\Delta\sigma_{ai}=\Delta\sigma_a$	77.6
背景領域	地震モーメント	$M_{0b}(\text{Nm})$	$M_{0b}=M_0-M_{0a}$	9.57×10^{19}
	断層面積	$S_b(\text{km}^2)$	$S_b=S-S_a$	688
	平均すべり量	$D_b(\text{cm})$	$D_b=M_{0b}/(\mu S_b)$	290
	応力降下量	$\Delta\sigma_b(\text{MPa})$	$\Delta\sigma_b=(D_b/W_b)(D_a/W_a) \cdot \Delta\sigma_a$	11.7

4. 検討対象地震の地震動評価

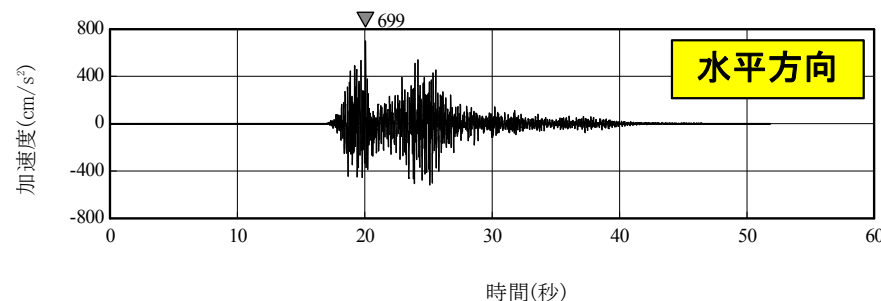
4.2 二重深発地震 上面の地震 4.7型地震

第309回審査会合(H27.12.16)
資料1 p.63 再掲

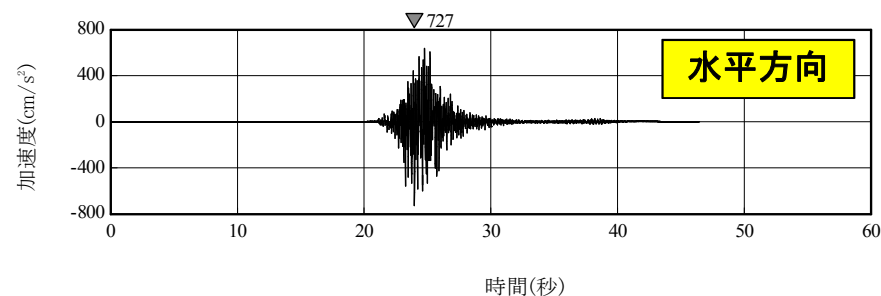
■検討ケース3 断層(SMGA)位置の検討 評価結果<加速度時刻歴波形>



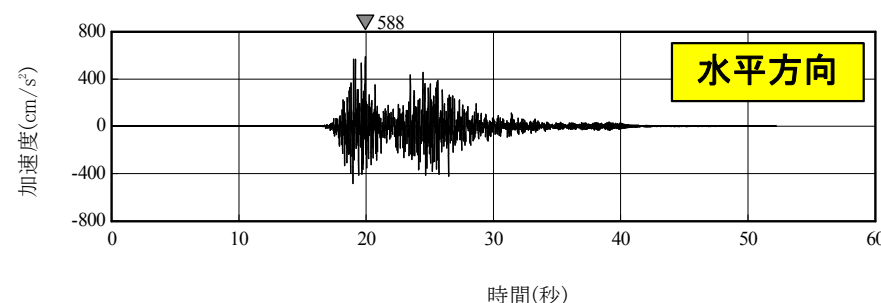
破壊開始点1



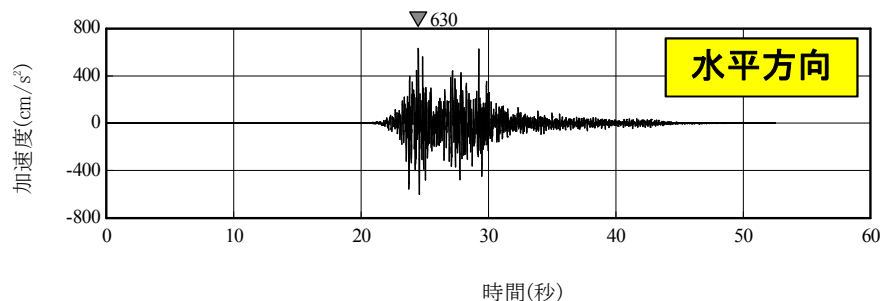
破壊開始点4



破壊開始点2



破壊開始点5



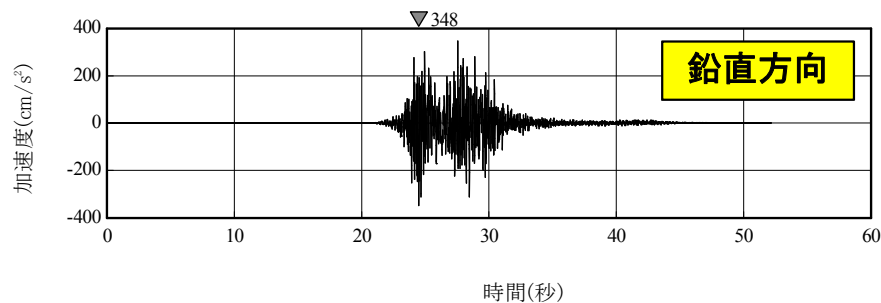
破壊開始点3

4. 検討対象地震の地震動評価

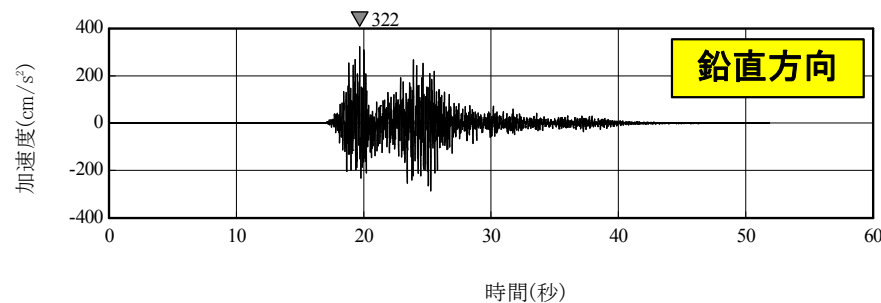
4.2 二重深発地震 上面の地震 4.7型地震

第309回審査会合(H27.12.16)
資料1 p.64 再掲

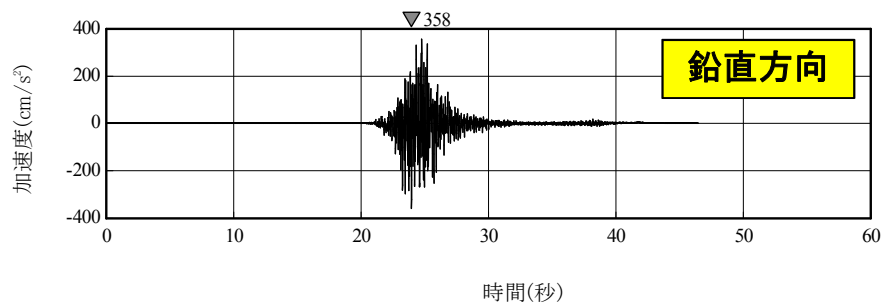
■検討ケース3 断層(SMGA)位置の検討 評価結果<加速度時刻歴波形>



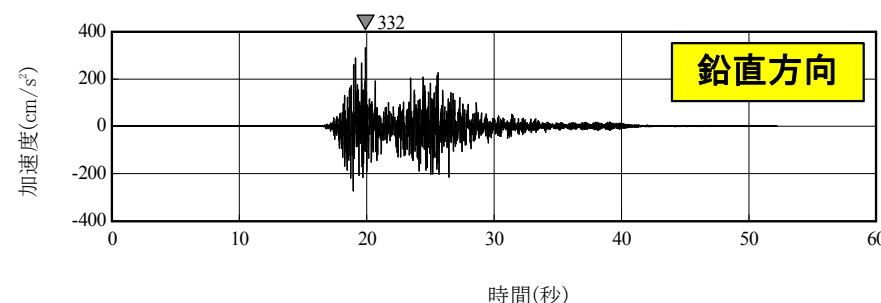
破壊開始点1



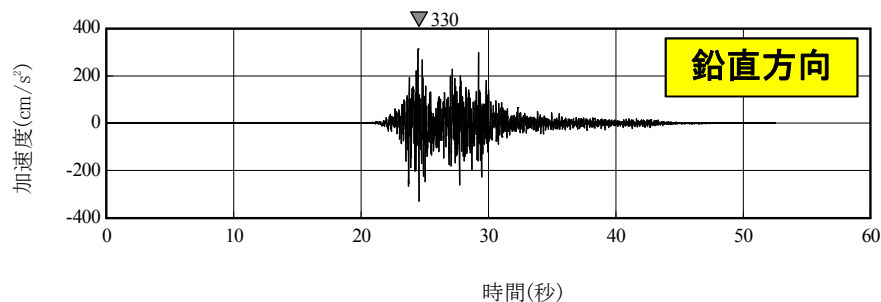
破壊開始点4



破壊開始点2



破壊開始点5



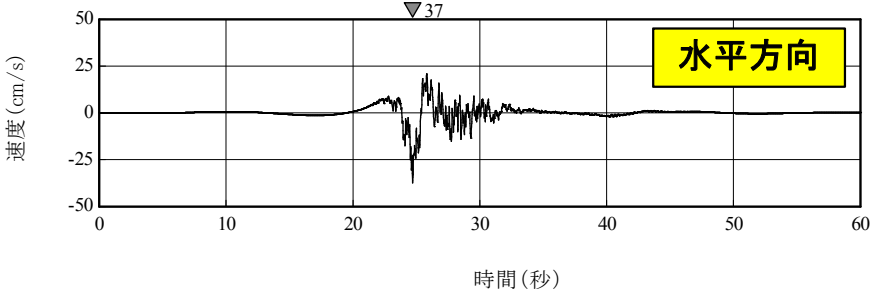
破壊開始点3

4. 検討対象地震の地震動評価

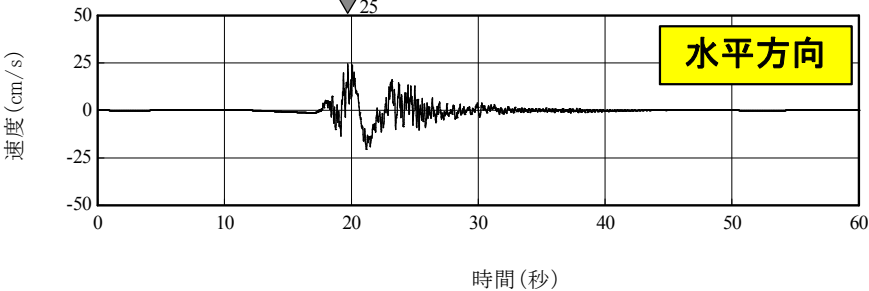
4.2 二重深発地震 上面の地震 4.7型地震

第309回審査会合(H27.12.16)
資料1 p.65 再掲

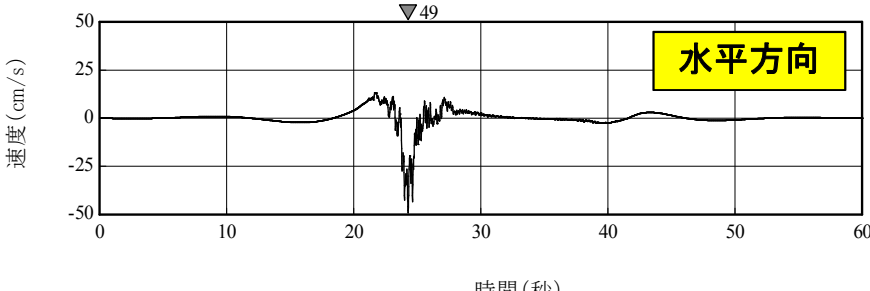
■検討ケース3 断層(SMGA)位置の検討 評価結果<速度時刻歴波形>



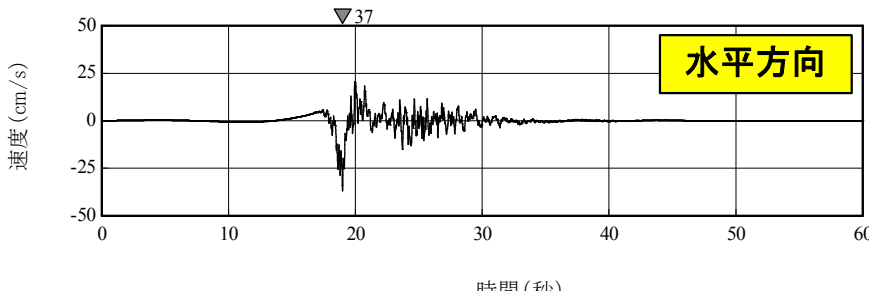
破壊開始点1



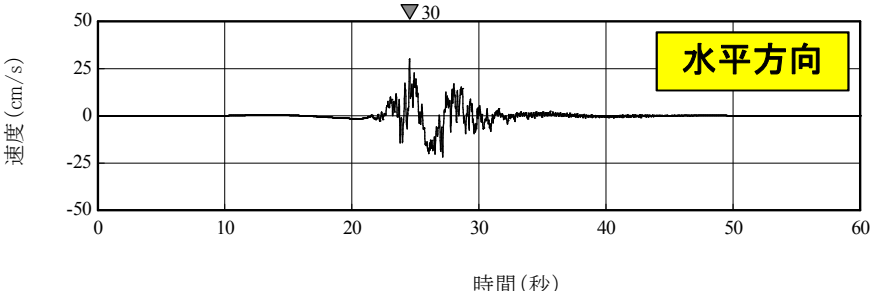
破壊開始点4



破壊開始点2



破壊開始点5



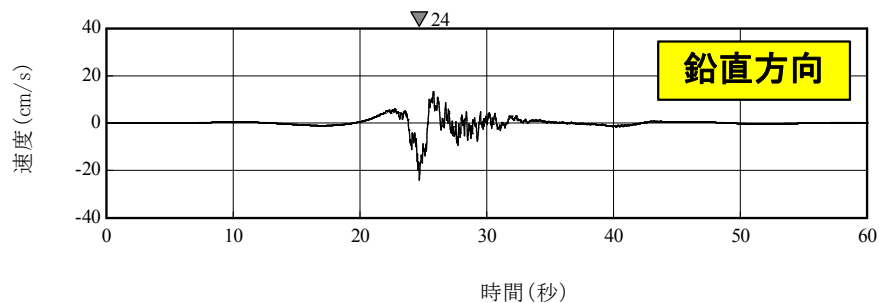
破壊開始点3

4. 検討対象地震の地震動評価

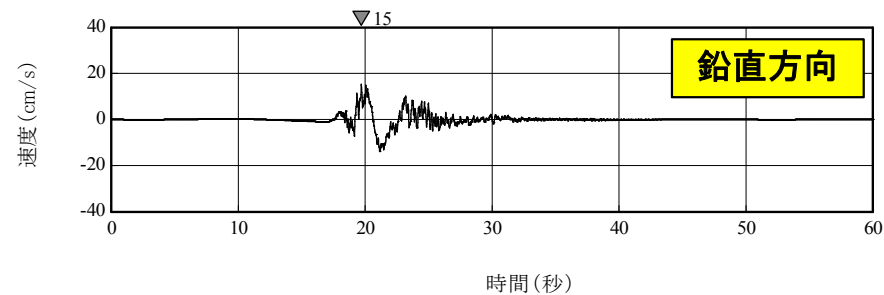
4.2 二重深発地震 上面の地震 4.7型地震

第309回審査会合(H27.12.16)
資料1 p.66 再掲

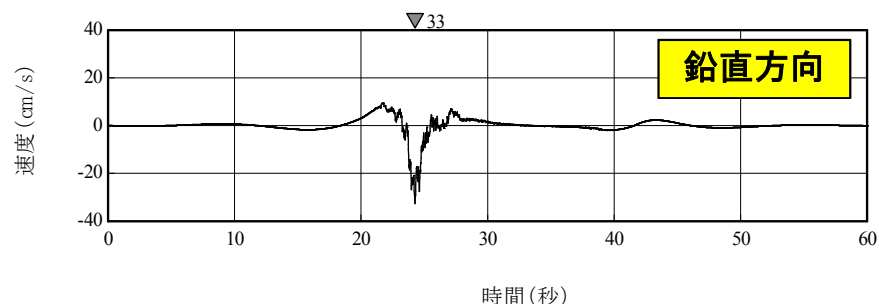
■検討ケース3 断層(SMGA)位置の検討 評価結果<速度時刻歴波形>



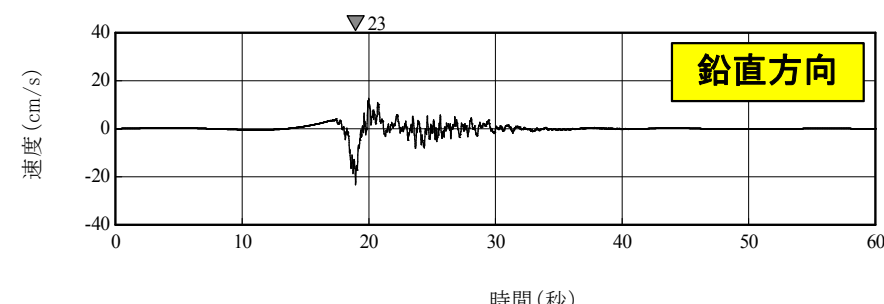
破壊開始点1



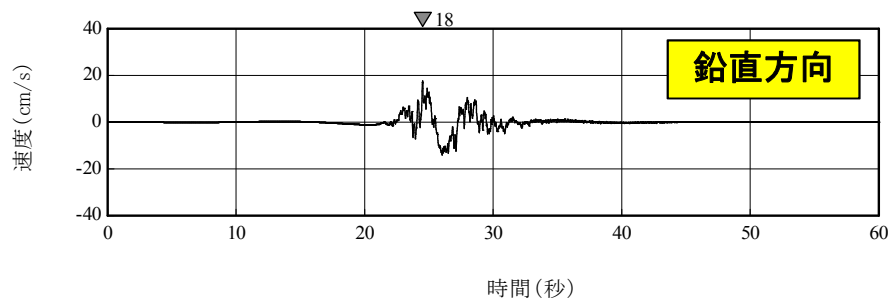
破壊開始点4



破壊開始点2



破壊開始点5



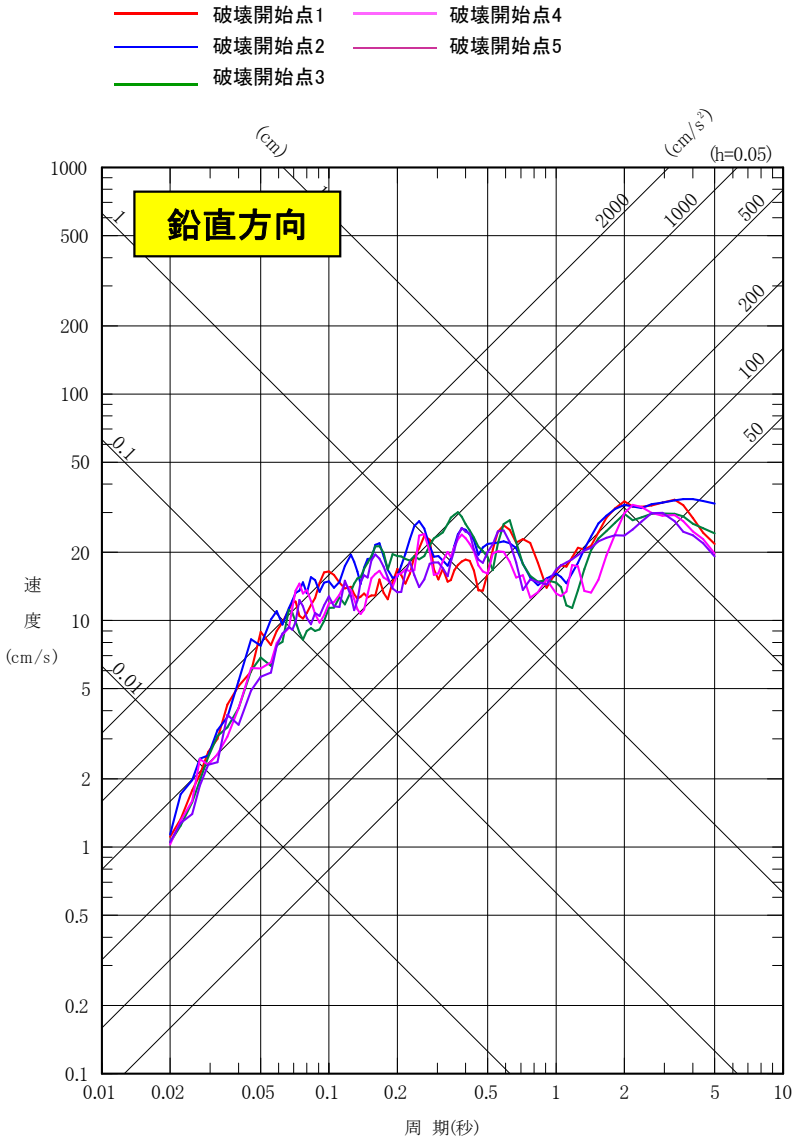
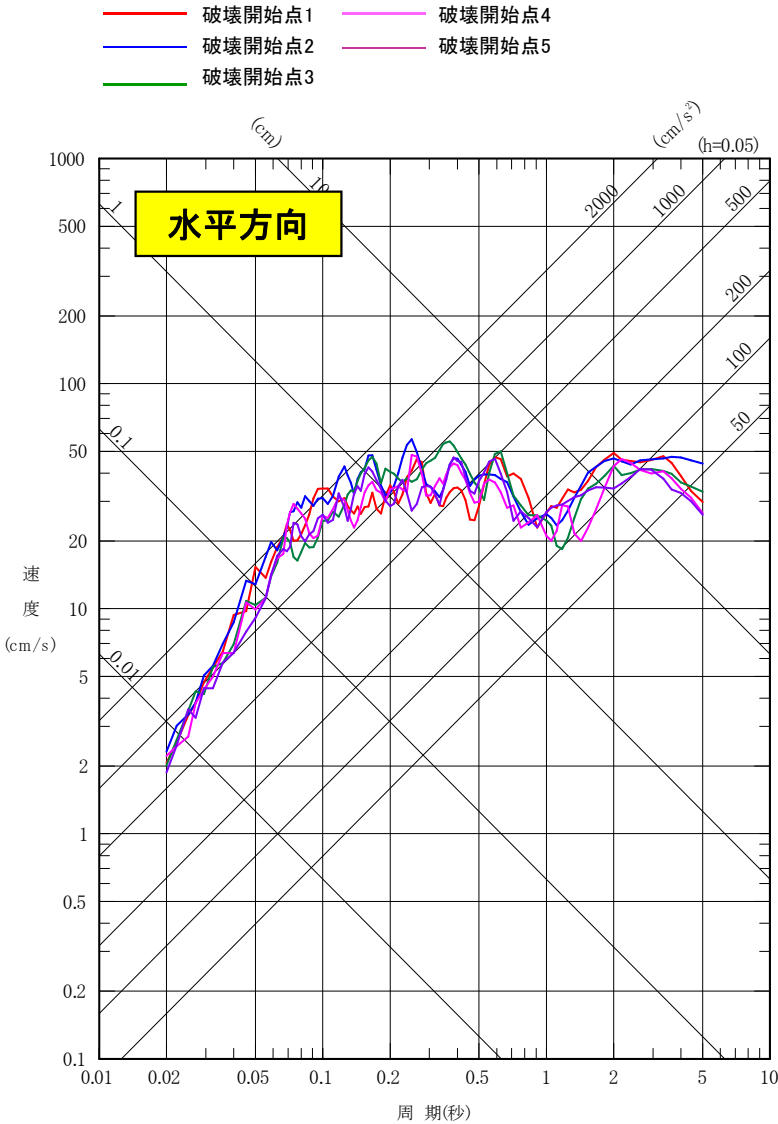
破壊開始点3

4. 検討対象地震の地震動評価

4.2 二重深発地震 上面の地震 4.7型地震

第309回審査会合(H27.12.16)
資料1 p.67 再掲

■検討ケース3 断層(SMGA)位置の検討 評価結果<応答スペクトル>



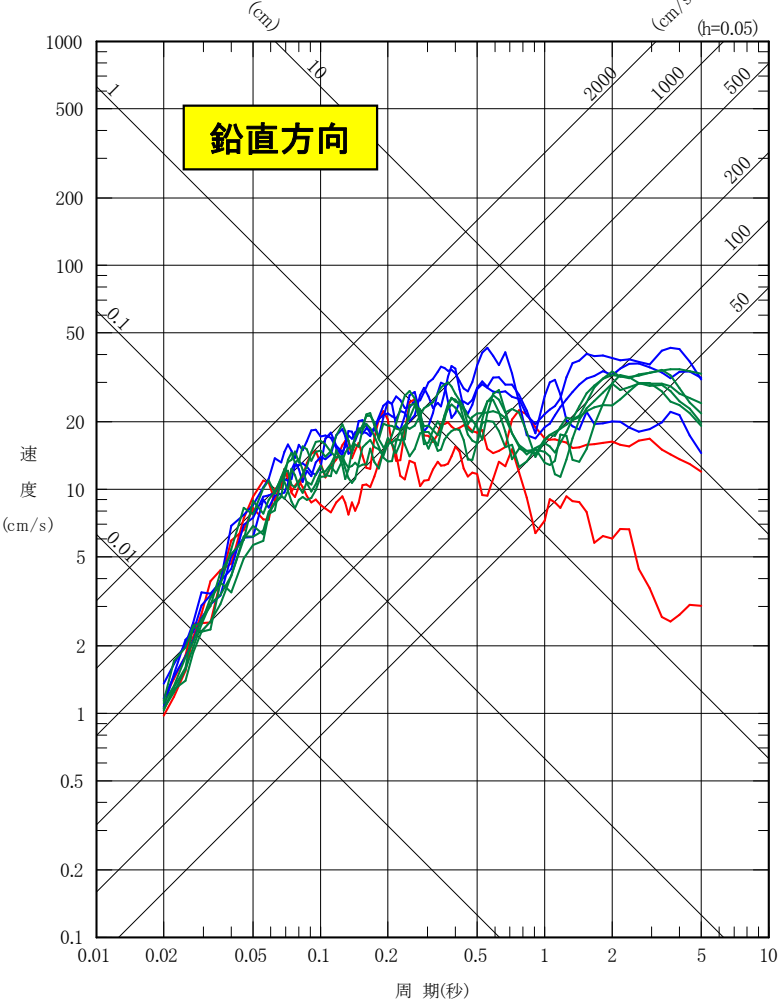
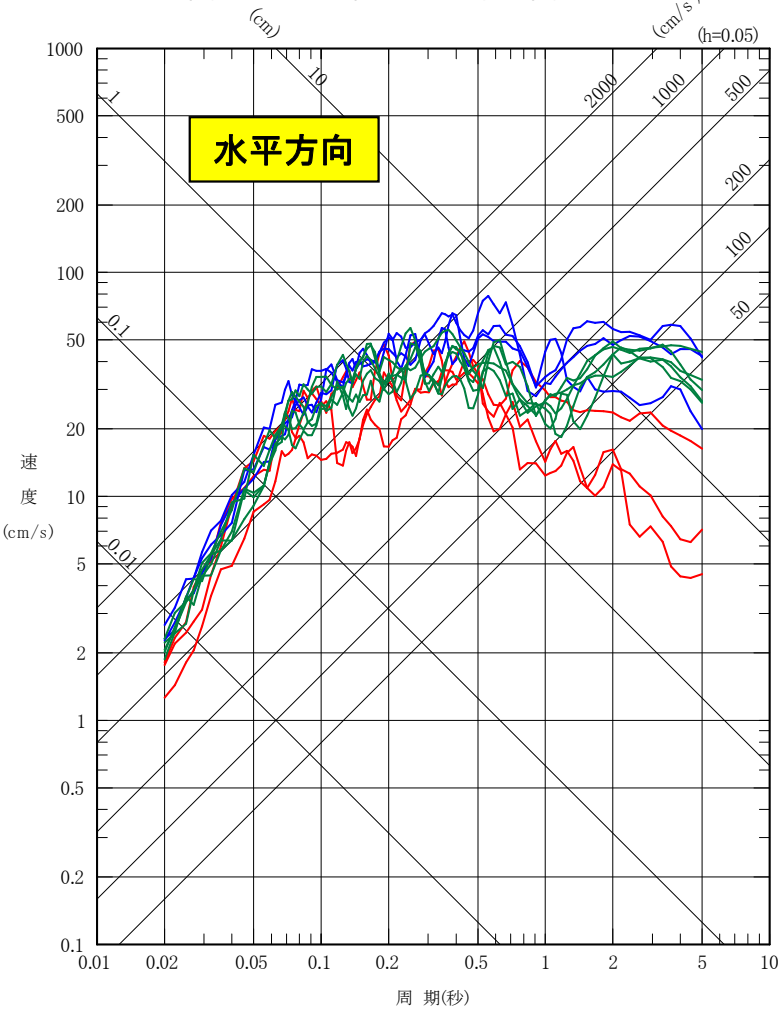
4. 検討対象地震の地震動評価

4.2 二重深発地震 上面の地震 4.7型地震

■ 検討対象地震 4.7型地震の地震動評価結果(検討ケース1~3の結果)

- 検討ケース1(4.7地震(観測記録, シミュレーション))
- 検討ケース2(地震規模の検討)
- 検討ケース3(断層(SMGA)位置の検討)

- 検討ケース1(4.7地震(観測記録, シミュレーション))
- 検討ケース2(地震規模の検討)
- 検討ケース3(断層(SMGA)位置の検討)



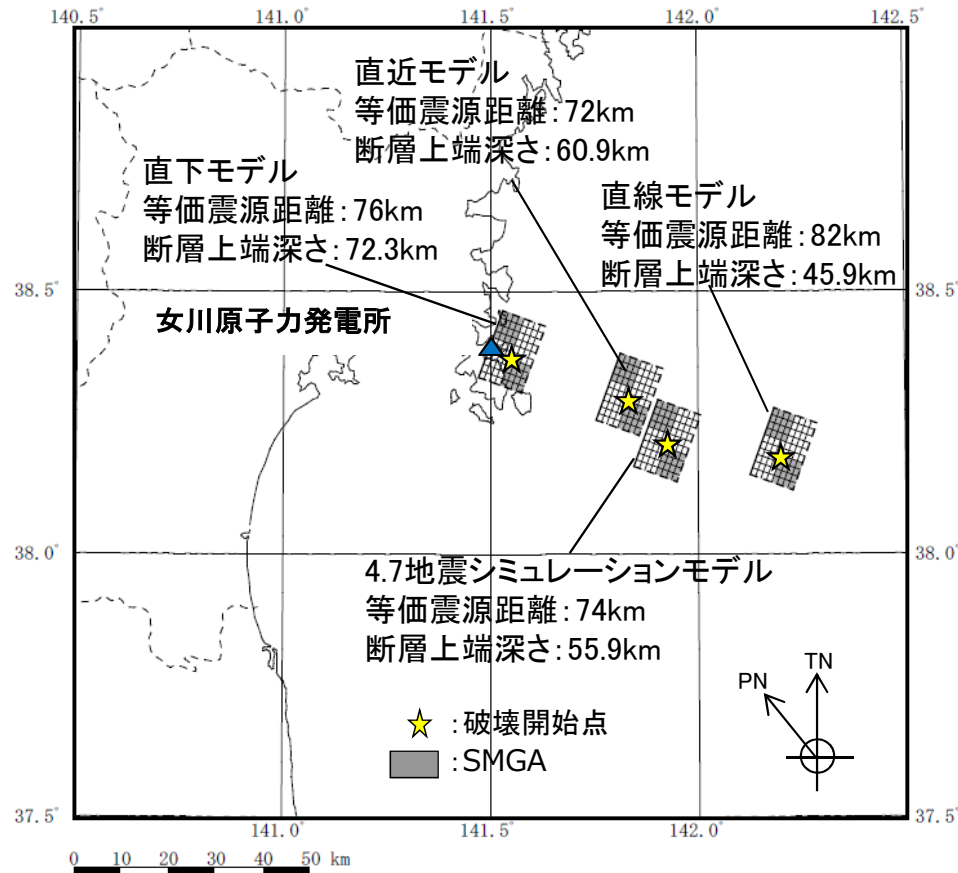
4.7型地震の地震動評価として海洋地殻にSMGAを配置した検討ケース3は、海洋性マントルにSMGAを配置した検討ケース2の評価結果と比較し一部上回る周期帯がある。また、北海道における海洋性マントルと海洋地殻の応力降下量の違いに関する知見から検討ケース3の短周期レベルを設定しているが、東北地方を対象とした同様の検討は実施されていない。以上を踏まえ、**海洋地殻にSMGAを配置したモデルについては、検討用地震の地震動評価の中で、さらなる検討を行う。**

4. 検討対象地震の地震動評価

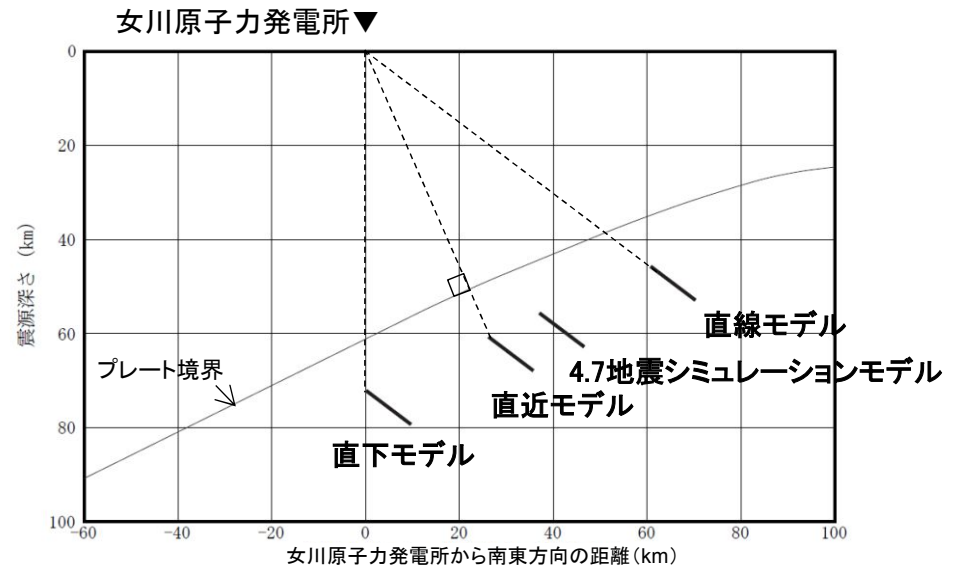
4.2 二重深発地震 上面の地震 4.7型地震 補足検討ケース1-1

■補足検討ケース1-1 断層の想定位置の検討

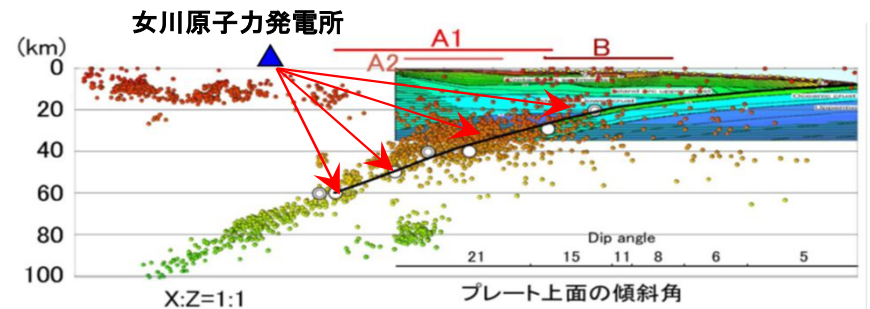
- ・断層の位置の違いが敷地に与える影響について確認するために、断層の位置を敷地直下に配置した場合(直下モデル)、敷地から最短となるようにプレート上面に垂線を引いた位置の場合(直近モデル)及び、断層モデルの傾斜角(37°)が敷地の方向に一致する位置に配置した場合(直線モデル)について、統計的グリーン関数法(波形合成は入倉ほか(1997))により評価を行い、4.7地震シミュレーションモデル(検討ケース1)との比較を行う。
- ・なお、プレートの沈み込み形状から、4.7地震の位置より敷地に近づけても断層位置が深くなるため、敷地との距離は大きくは変わらない。



断層モデルの平面図



敷地と断層モデルの位置関係(南側からの断面)



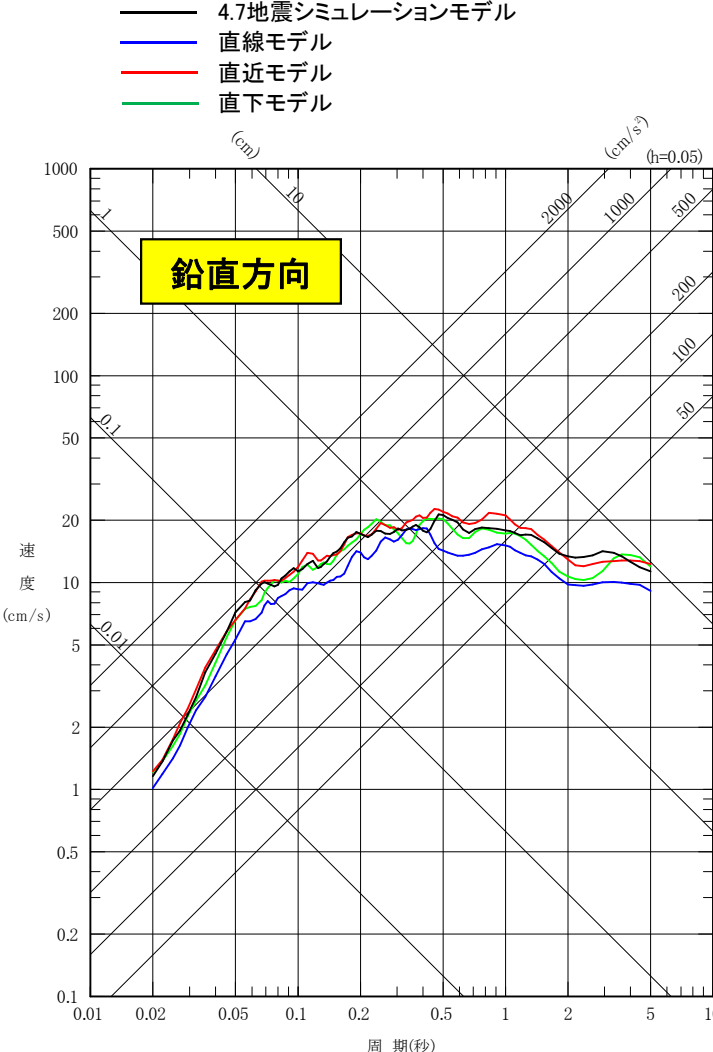
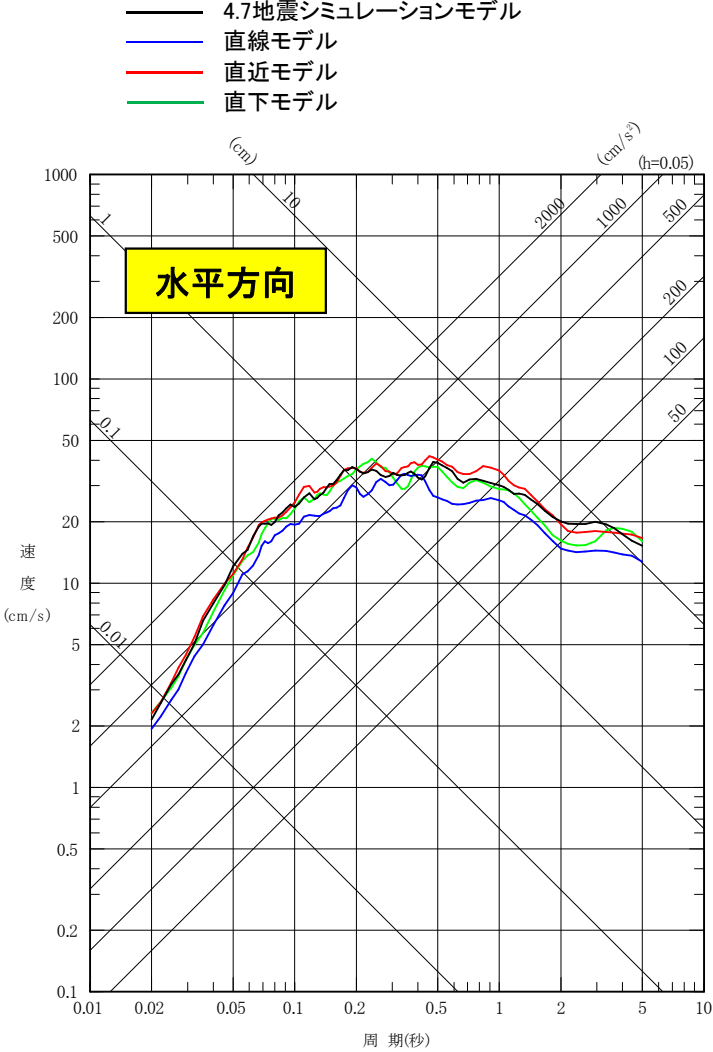
※敷地に近づくほどプレート境界面までの深さは大きくなる。

敷地とプレート境界の位置関係(地震本部(2005)に一部加筆)

4. 検討対象地震の地震動評価

4.2 二重深発地震 上面の地震 4.7型地震 補足検討ケース1-1

■補足検討ケース1-1 断層の想定位置の検討 評価結果<平均応答スペクトル>



断層の位置の違いが敷地の地震動に与える影響は大きいものではないが、傾向的には短周期側は4.7地震発生位置及び直近モデルの評価結果がやや大きい。

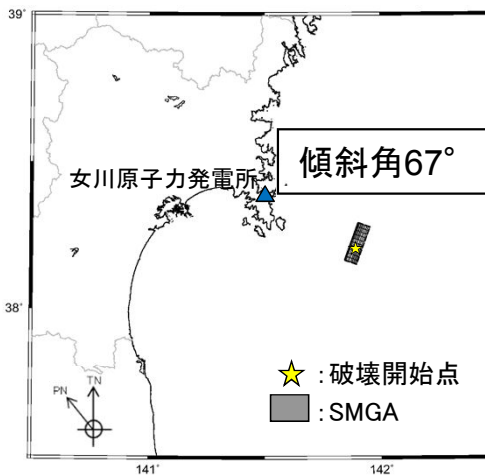
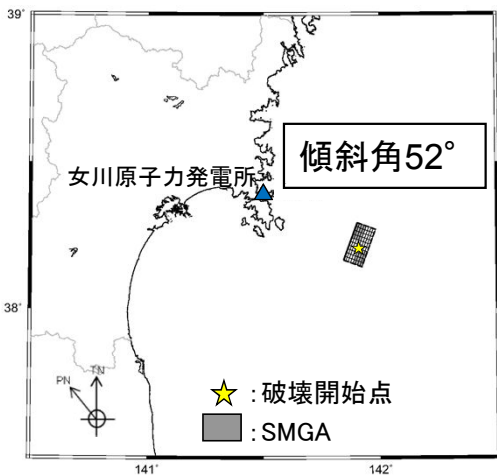
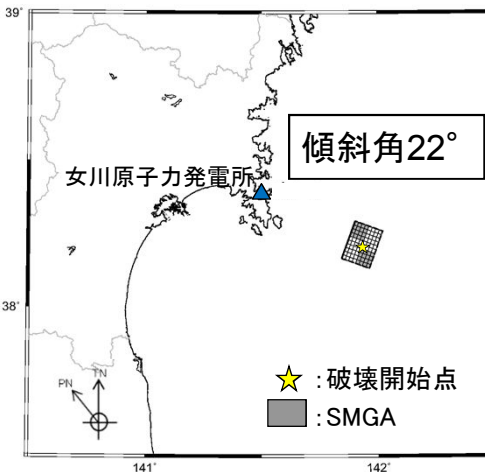
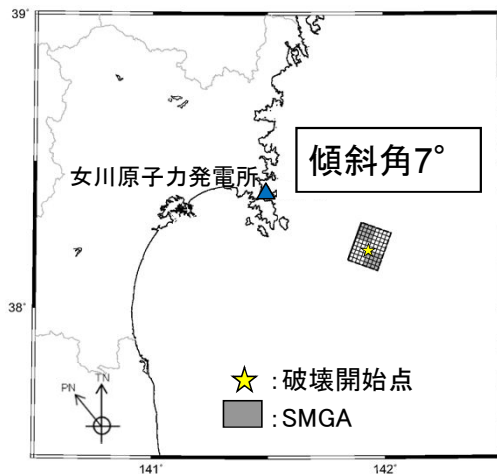
注:各モデルの時刻歴波形についてはpp.138~139に記載。

4. 検討対象地震の地震動評価

4.2 二重深発地震 上面の地震 4.7型地震 補足検討ケース1-2

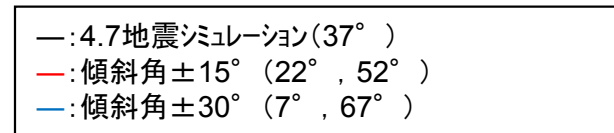
■補足検討ケース1-2 断層の傾斜角の検討

- ・沈み込んだ海洋プレート内の地震は、沈み込む海洋プレート内地震(アウターライズの地震)の断層面の再活動と考えられており、プレート境界面に対して一定の角度を有している傾向にあること、また、4.7地震は実際に発生した地震であることから、4.7地震位置で考慮する地震の傾斜角は実地震の傾斜角を踏襲することが基本と考えられるが、ここでは傾斜角の違いが地震動評価にどの程度の影響を与えるかについて、感度解析を実施する。
- ・沈み込んだ海洋プレート内の地震の傾斜角の影響を確認するため4.7地震シミュレーションモデルの傾斜角 37° に、 $\pm 15^\circ$ (22° , 52°), $\pm 30^\circ$ (7° , 67°)の傾斜を考慮して地震動評価を行う。
- ・地震動評価は、4.7地震シミュレーションと同様に統計的グリーン関数法(波形合成は入倉ほか(1997))により評価する。



女川原子力発電所▼

プレート境界

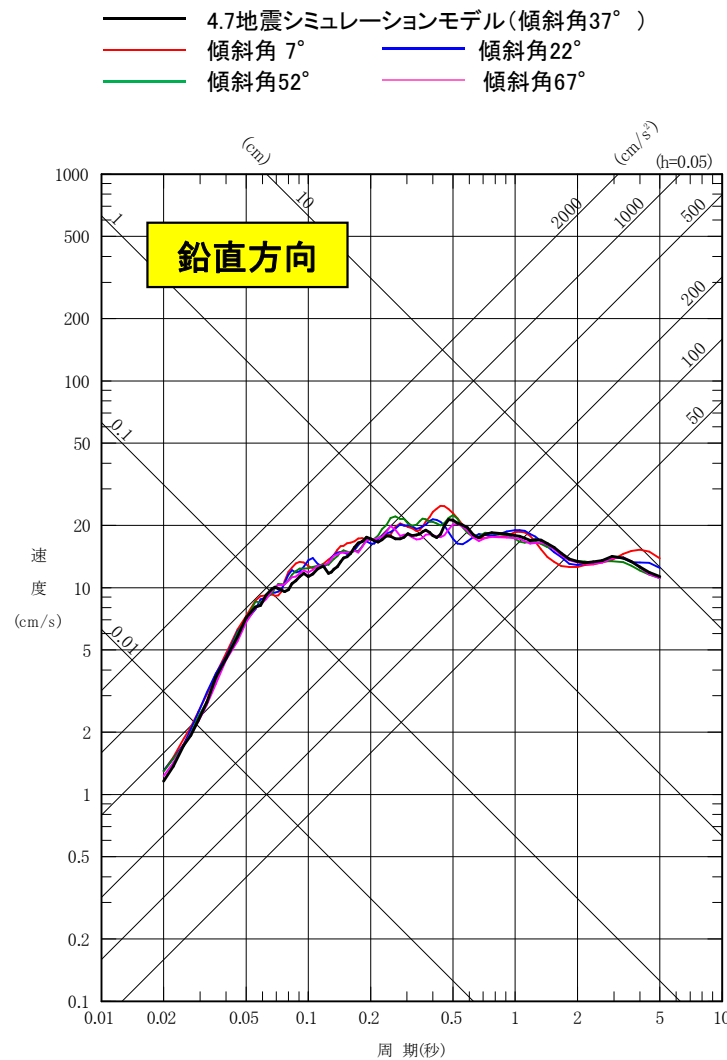
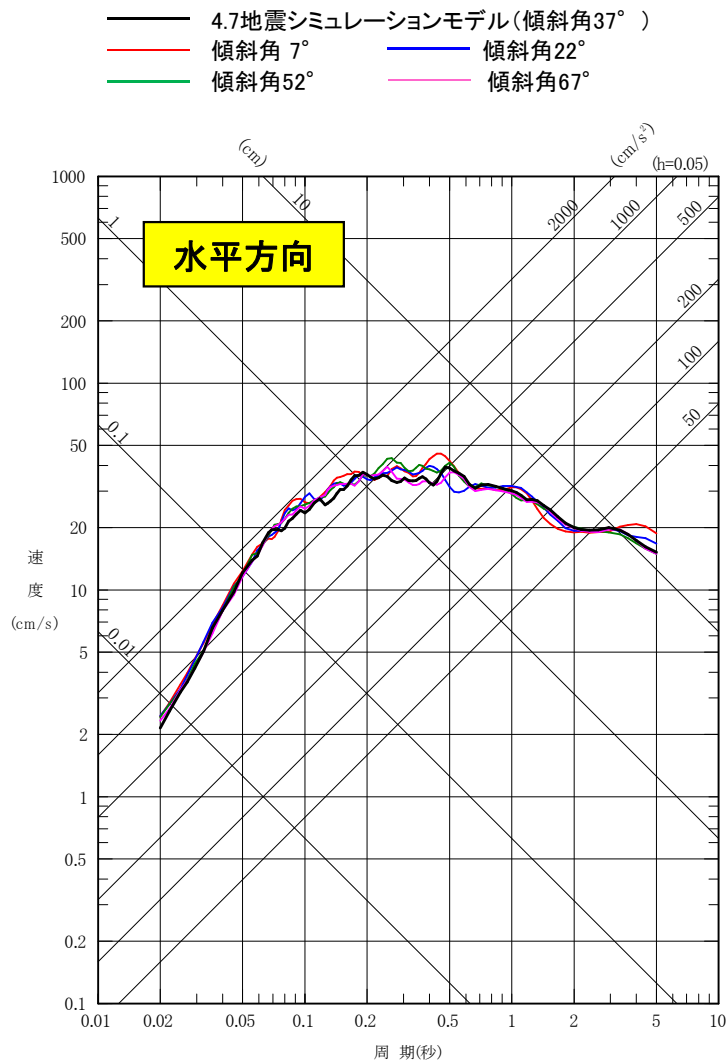


模式図(東西断面)

4. 検討対象地震の地震動評価

4.2 二重深発地震 上面の地震 4.7型地震 補足検討ケース1-2

■補足検討ケース1-2 傾斜角の検討の評価結果 <平均応答スペクトル>



各傾斜角の結果は、概ね同程度であり、傾斜角の影響は小さい。

注:各傾斜角の時刻歴波形についてはpp.141~142に記載。

4. 検討対象地震の地震動評価

4.2 二重深発地震 上面の地震 4.7型地震 補足検討ケース2

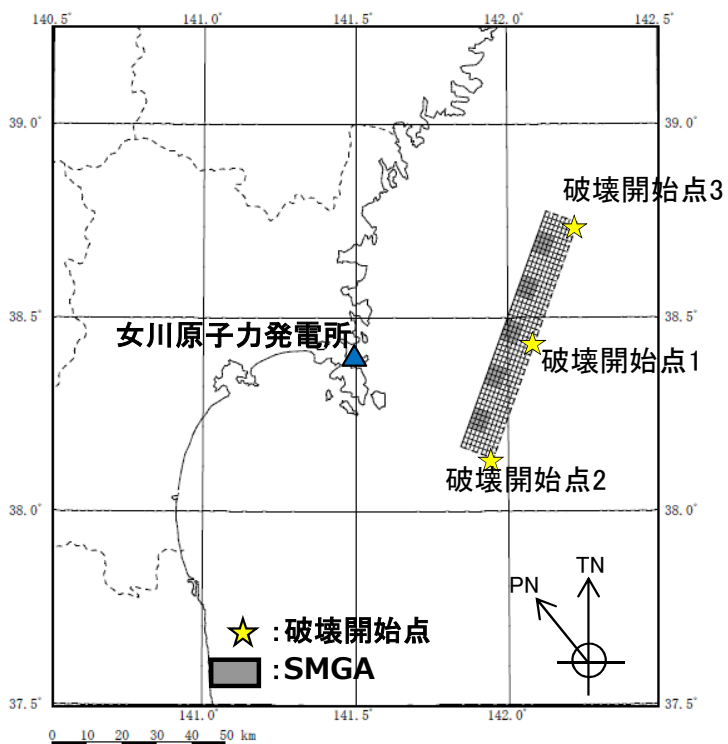
■補足検討ケース2 笹谷ほか(2006)による検討

○断層モデル(M7.5)の設定

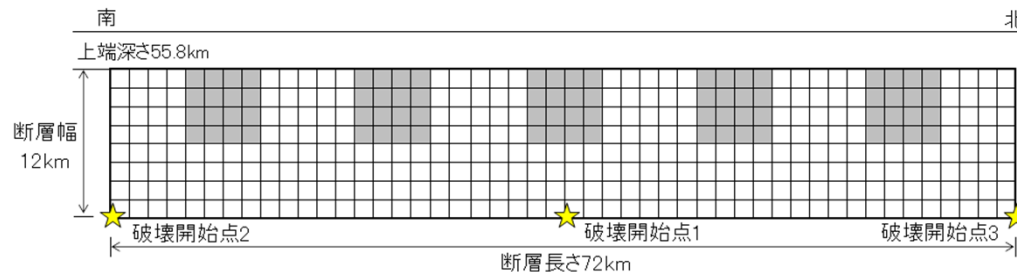
- ・検討ケース2では、4.7地震や低速層の傾向を踏まえSMGAを配置しているが、仮に当該地域についてこのような情報が無い場合は、標準的なレシピに基づき断層モデルを設定することになる。ここでは、笹谷ほか(2006)に基づきM7.5のモデルを組んだ場合の敷地に与える影響について確認する。
- ・断層モデルの巨視的面は断層域を検討ケース2と同様の幅(海洋性マントル内)とし、Nakajima et al.(2011)の4.7地震の震源域の地震波トモグラフィーによるS波速度構造を参考にした上で南端を固定し、北側に拡張した。
- ・強震動生成域(SMGA)は、断層面に対しバランスを考慮し、均等に5個配置した。
- ・断層パラメータは笹谷ほか(2006)に基づき設定する。短周期レベルは4.7地震の地震モーメント M_0 —短周期レベルAの関係相当(笹谷ほか(2006)の1.5倍)を考慮する。

○断層モデルを用いた地震動評価結果による簡易評価

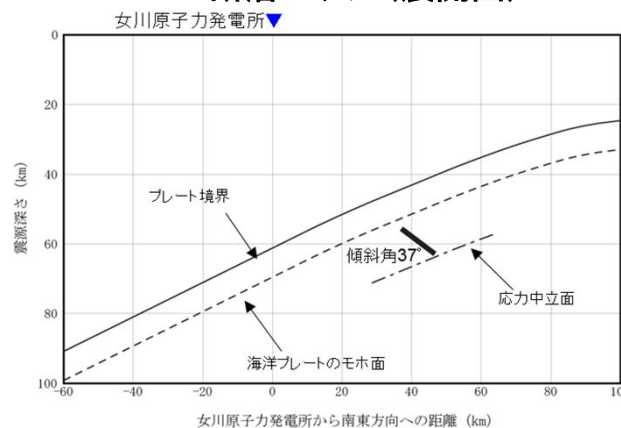
- ・統計的グリーン関数法により評価(波形合成は入倉ほか(1997))を行ったうえで(第309回審査会合, 資料1p.173), この結果について検討ケース2と同じ短周期レベル相当とするため全周期帯を1.5倍する。



断層モデル(平面図)



断層モデル(展開図)



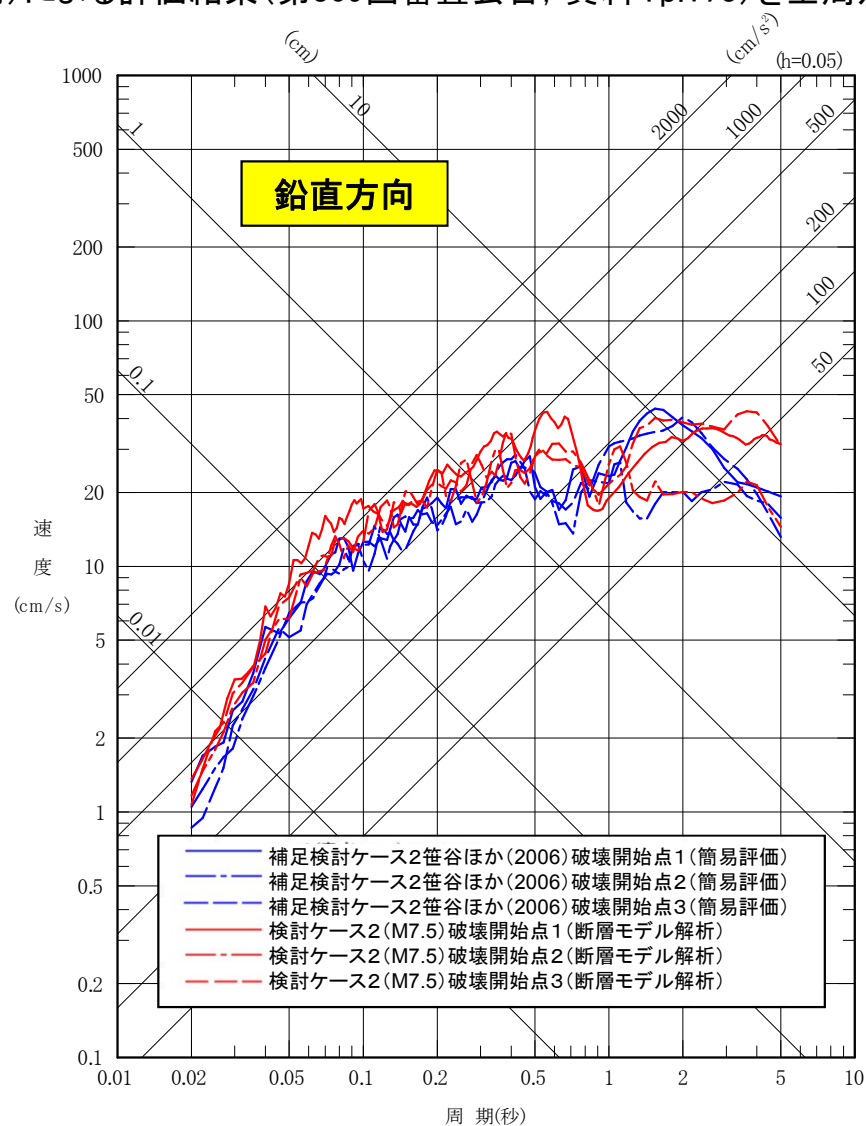
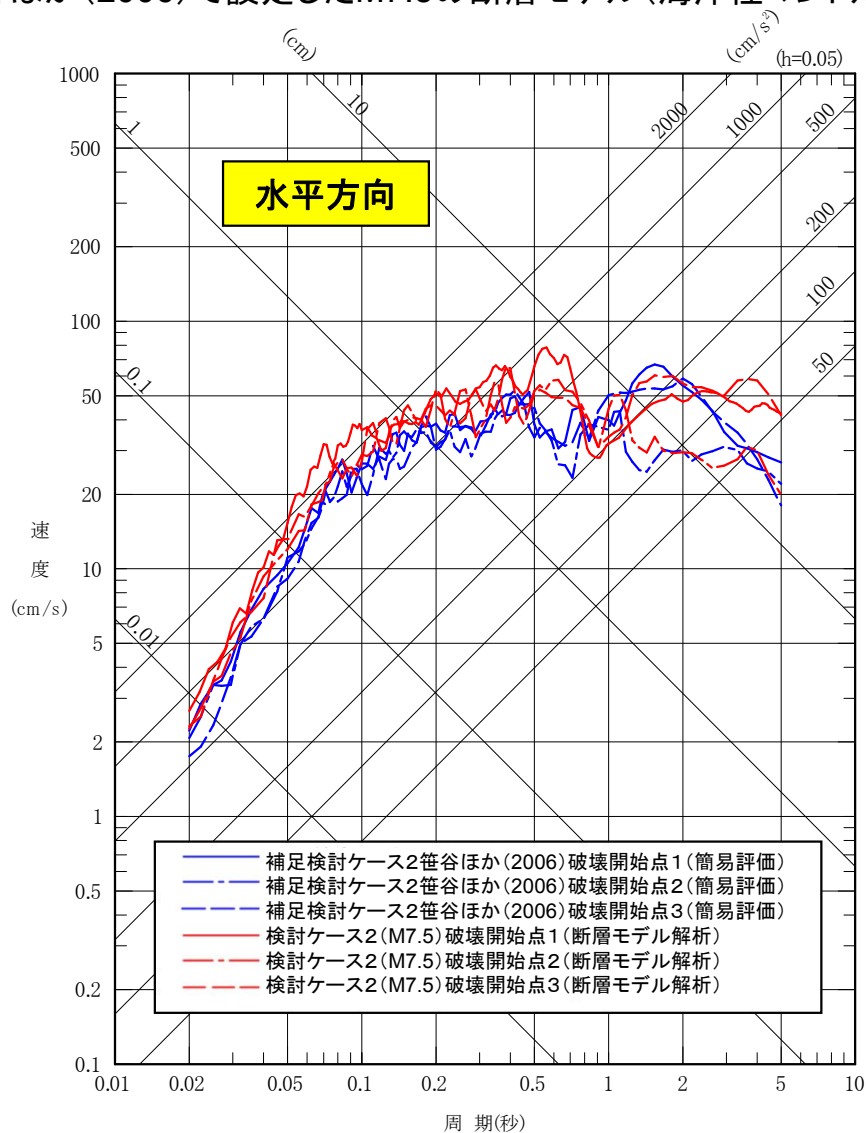
断面図

4. 検討対象地震の地震動評価

4.2 二重深発地震 上面の地震 4.7型地震 補足検討ケース2

■補足検討ケース2 笹谷ほか(2006)による検討 簡易評価

・笹谷ほか(2006)で設定したM7.5の断層モデル(海洋性マントル内)による評価結果(第309回審査会合, 資料1p.173)を全周期帯で1.5倍。



検討ケース2(4.7地震をベースに低速度域の拡がりを考慮してSMGAを設定したモデル)の方が, 補足検討ケース2(笹谷ほか(2006)に基づき設定したモデル)に比べ, 特に短周期などは大きな評価結果を与えている。

4.2 二重深発地震 上面の地震 4.7型地震 補足検討結果

■4.7型地震の補足検討ケース結果のまとめ

【補足検討ケース1-1, 1-2】

・4.7地震のシミュレーションモデルによる断層位置の検討から、4.7地震の発生位置が敷地に対して影響が大きい位置であることを確認した。また、シミュレーションでの評価方法(統計的グリーン関数法, 放射特性一定)では、傾斜角による影響は小さいことを確認した。

⇒ 4.7地震は、震源の敷地に対する方向と傾斜角の関係から、敷地に対して最も影響の大きい位置で発生した地震と考えられる。地震規模を拡張したモデルも同様の位置や傾斜角を考慮しており、十分保守的になっている。

【補足検討ケース2】

・4.7地震のシミュレーションモデルの断層面を低速度域の拡がり等を考慮して北側に拡張し地震規模をM7.5とした検討ケース2は、同じ地震規模の笹谷ほか(2006)による断層モデル(検討ケース3)の結果より、特に短周期などは敷地に対し厳しい結果となっている。

⇒ 検討ケース2は、保守的な評価を与えるモデルであることを確認した。
なお、SMGAの位置の違いは、敷地の地震動に与える影響が大きいことを考慮し、検討用地震として、さらなる検討を行う。

5. 検討用地震の基本ケース，不確かさケースの設定

5. 検討用地震の基本ケース、不確かさケースの設定

基本ケース、不確かさケースの考え方

■ 基本ケース及び不確かさケースの考え方の整理

- ・検討対象地震における検討結果や東北地方における海洋地殻と海洋性マントルの応力降下量の違い(後段に記載)の傾向を踏まえ、下表の通り基本ケースと不確かさケースの考え方を整理する。

区分	考慮する不確かさ	基本ケース	不確かさケース1 (SMGAマントル内)	不確かさケース2 (SMGA地殻内)
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)	地震規模	<ul style="list-style-type: none"> ・地域性(プレート内の低速度域の傾向)等を踏まえ、M7.5に設定。 ・過去の東北地方で発生した海洋プレート内地震の最大規模(M7.3)を上回る規模であり、また、沈み込んだ海洋プレート内地震としては、北海道を含め最大規模(M7.5)に相当し、保守的な設定となっている。 	<ul style="list-style-type: none"> ・基本ケースは保守的設定のため不確かさとして考慮しない。 ・なお、仮に地震規模が大きくなったとしても、中立面の関係から、断層モデルは南北方向に伸びる形状となり、敷地に与える影響は大きくはない(検討対象地震における検討)。 	<ul style="list-style-type: none"> ・これまで海洋地殻内にSMGAを持つM7クラスの地震の発生は確認されていないが、沈み込んだ海洋プレート内地震としては、北海道を含め最大規模(M7.5)を保守的に考慮。
	断層の位置、傾斜角	<ul style="list-style-type: none"> ・沈み込んだ海洋プレート内地震は沈み込む海洋プレート内地震(アウターライズ地震)の再活動と考えられ、プレートとのなす角は約60°程度となり、4.7地震の傾斜角はこれに対応すること、また、地震の繰り返し性から断層位置は4.7地震のシミュレーションモデルの位置をベースに北側低速度域に拡張。傾斜角は4.7地震を踏襲。 ・なお、断層位置及び傾斜角は敷地に対して厳しい位置であることを確認(検討対象地震における検討)。 	<ul style="list-style-type: none"> ・基本ケースは保守的設定のため不確かさとして考慮しない。 	<ul style="list-style-type: none"> ・断層の位置や傾斜角は基本ケースを踏襲しているが、SMGAを最も敷地に近づけた場合の不確かさを考慮するために、地震規模M7.5相当の断層面積(笹谷ほか(2006)より算定)を海洋地殻まで延長。
	SMGAの短周期レベル(応力降下量)	<ul style="list-style-type: none"> ・4.7地震は東北地方の二重深発地震上面の地震とし最も大きい値(笹谷ほか(2006)の約1.5倍)であり、これを踏襲。 	<ul style="list-style-type: none"> ・基本ケースは保守的設定のため不確かさとして考慮しない。 	<ul style="list-style-type: none"> ・海洋地殻とマントルとの物性の違いを考慮し保守的に設定(笹谷ほか(2006)の1.2倍を考慮)。
	強震動生成域(SMGA)の位置	<ul style="list-style-type: none"> ・4.7地震部分は4.7地震のSMGAの位置を踏襲。北側低速度域への拡張部分については、保守的に断層上端に設定。 	<ul style="list-style-type: none"> ・保守的に4.7地震のSMGAを上端に設定した場合を考慮。 	<ul style="list-style-type: none"> ・SMGAを最も敷地に近づけた配置(海洋地殻内に配置)を考慮。
偶然的な不確かさ (事前の詳細な調査や経験式などに大きく特定が困難なもの)	破壊開始点	<ul style="list-style-type: none"> ・敷地に対し最も影響の大きい位置(破壊が敷地に向かうように設定した位置)で考慮する。 		

5. 検討用地震の基本ケース, 不確かさケースの設定 基本ケース, 不確かさケースの設定

■検討用地震の基本ケースと不確かさケース

・前頁での整理を踏まえ, 下表の通り基本ケースと不確かさケースを設定する。

検討ケース	断層モデルの設定条件				
	地震規模M	断層の位置	破壊開始点	SMGAの位置	短周期レベル(応力降下量)
基本ケース (SMGAマントル内)	M7.5※1	海洋性マントル内	破壊の伝播方向が敷地に向うように配置	4.7地震シミュレーション位置 + 拡張側は断層上端	4.7地震の短周期レベル相当※2
不確かさケース1 (SMGAマントル内)	M7.5※1	海洋性マントル内	破壊の伝播方向が敷地に向うように配置	4.7地震シミュレーション位置のSMGAを断層上端	4.7地震の短周期レベル相当※2
不確かさケース2 (SMGA地殻内)	M7.5※1	海洋地殻 + 海洋性マントル	破壊の伝播方向が敷地に向うように配置	断層上端 (海洋地殻)	笹谷ほか(2006)の短周期レベル×1.2※3

: 予めモデルに織り込む不確かさ

: 考慮する不確かさ

※1: 宮城県沖のプレート内の低速度域の傾向に加え, 過去の東北地方で発生した海洋プレート内地震の最大規模(M7.3)や北海道で発生した沈み込んだ海洋プレート内地震の最大規模(M7.5)も踏まえ, 保守的にM7.5を考慮する

※2: 4.7地震の地震モーメントM₀ - 短周期レベルAの関係相当の短周期レベルを考慮する。

※3: 海洋性マントルと海洋地殻の応力降下量の違いの傾向を踏まえたうえで, 保守的に設定。

5. 検討用地震の基本ケース, 不確かさケースの設定

基本ケース, 不確かさケースの設定

■ 検討用地震の基本ケースと不確かさケースの主な断層パラメータ

検討ケース	地震規模M (Mw)	M ₀ (Nm)	断層面積 (km ²)	短周期レベル (Nm/s ²)	SMGAの面積 (km ²)	SMGAの応力降下量 Δσ (MPa)
基本ケース (SMGAマントル内)	M7.5 (7.4※1)	1.58E+20※2	402	1.72E+20※3	161	119.6
不確かさケース1 (SMGAマントル内)	M7.5 (7.4※1)	1.58E+20※2	402	1.72E+20※3	161	119.6
不確かさケース2 (SMGA地殻内)	M7.5 (7.4※1)	1.58E+20※2	858	1.38E+20※4	170	93.1

※1: 4.7地震のMとMwの関係を基に算定。

※2: $M_0 = 10^{(1.5M_w + 9.1)}$

※3: 笹谷ほか(2006)での短周期レベル $A = 9.84 \times 10^{10} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3}$ の1.5倍。

4.7地震の地震モーメント M_0 —短周期レベル A の関係相当の短周期レベル。

※4: 笹谷ほか(2006)での短周期レベル $A = 9.84 \times 10^{10} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3}$ の1.2倍。

海洋性マントルと海洋地殻の応力降下量の違いの傾向を踏まえたうえで, 保守的に設定。

5. 検討用地震の基本ケース, 不確かさケースの設定

基本ケースの断層モデル

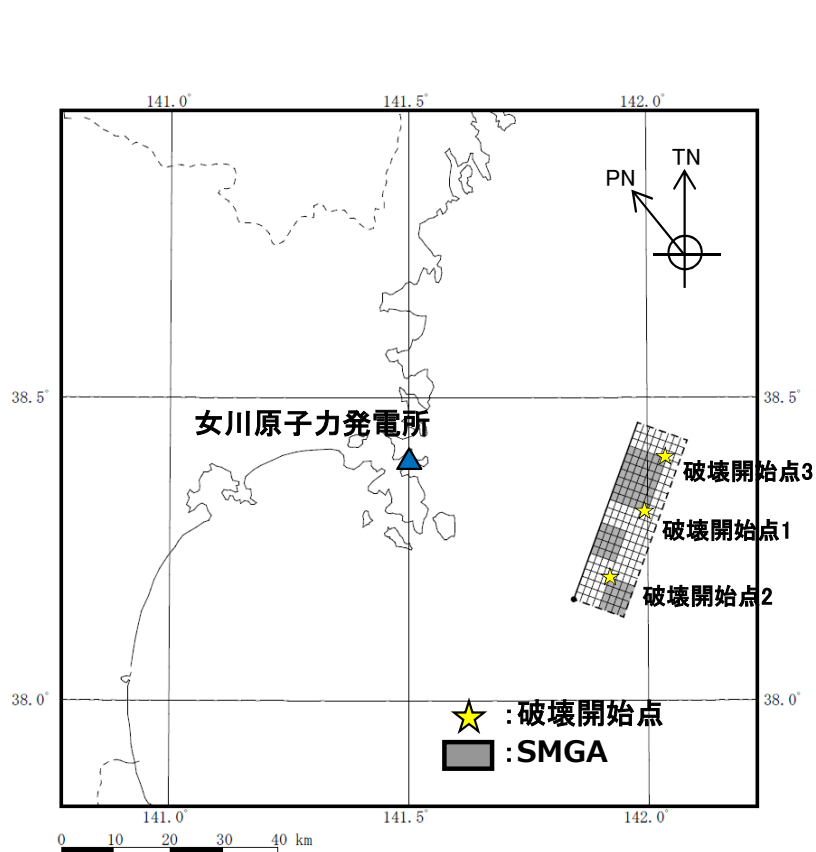
■基本ケース(SMGAマントル内)の設定の考え方

【地震規模】宮城県沖のプレート内の低速度域の傾向に加え, 過去の東北地方で発生した海洋プレート内地震の最大規模(M7.3)や北海道で発生した沈み込んだ海洋プレート内地震の最大規模(M7.5)も踏まえ, 保守的にM7.5を基本ケースとして考慮する。

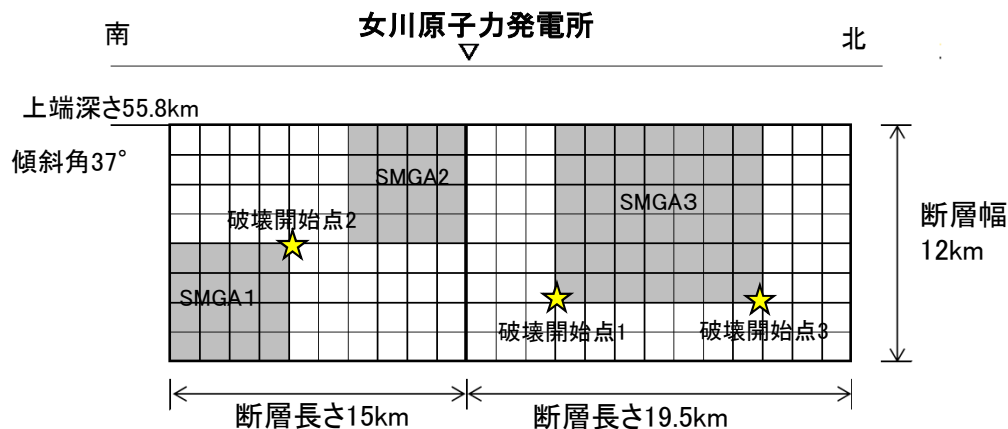
【断層の位置】4.7地震の断層面位置と地域性(低速度域の傾向)を踏まえ設定。なお, 4.7地震の発生位置が敷地に与える影響が大きい箇所であることを検討対象地震の段階で確認済み。

【SMGAの位置】4.7地震側はシミュレーションモデルのSMGA位置とし, 拡幅した領域については保守的に断層上端に設定。

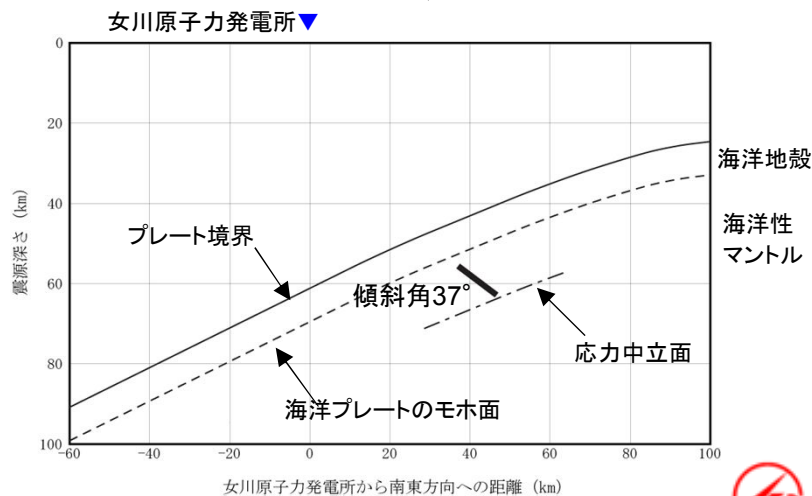
【短周期レベル】4.7地震の M_0-A の関係を保持。なお, 4.7地震の短周期レベルは上面で発生した地震としては最も大きい。



断層モデル(平面図)



断層モデル(展開図)

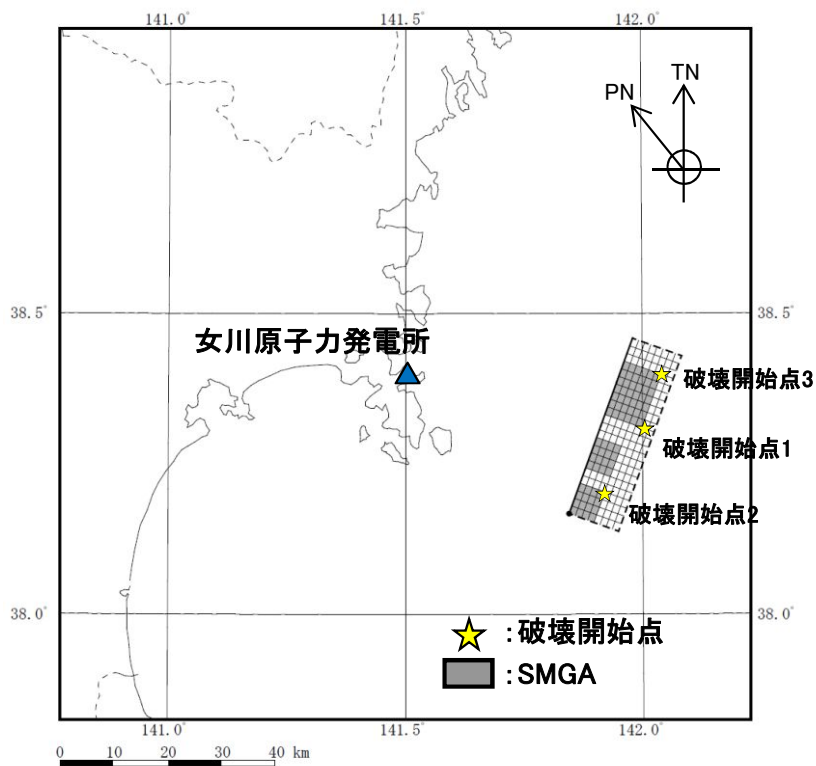


断面図

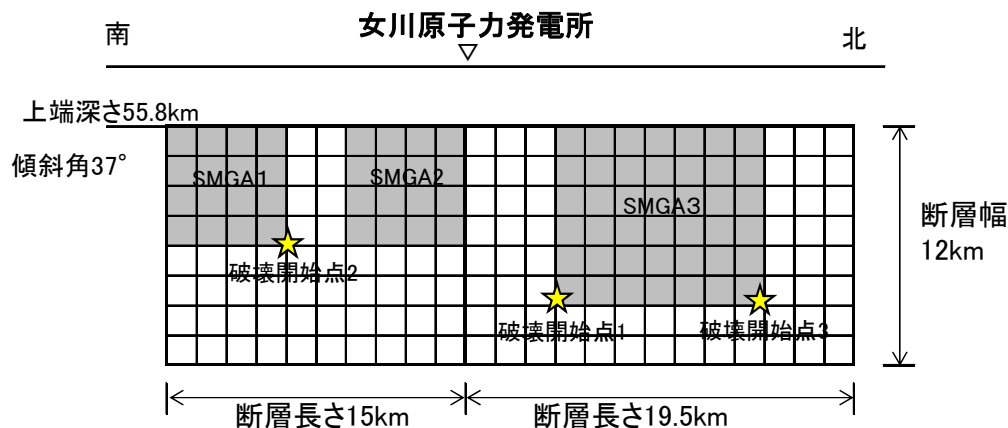
5. 検討用地震の基本ケース, 不確かさケースの設定 不確かさケース1の断層モデル

■不確かさケース1 (SMGAマントル内) の設定の考え方

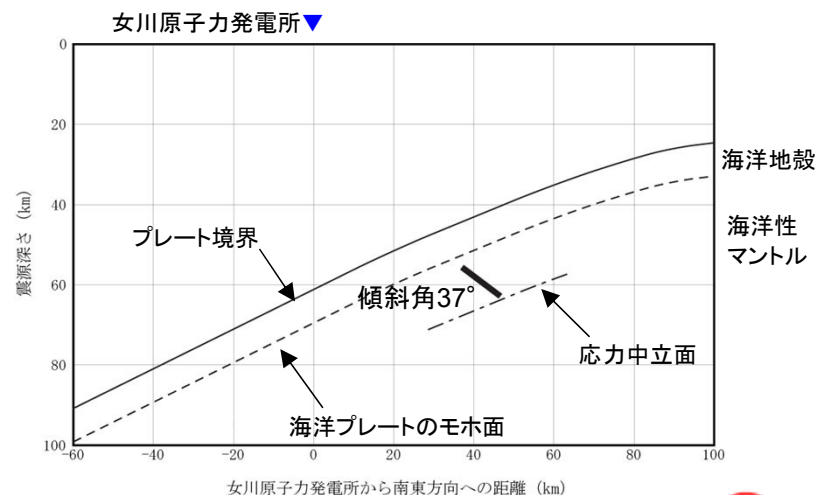
- ・基本ケースの4.7地震シミュレーションモデル部分のSMGA1について, 保守的に断層上端に設定する。
- ・その他の断層パラメータは, 基本ケースと同様。また, 破壊開始点は敷地に向かう方向に複数点設定。



断層モデル(平面図)



断層モデル(展開図)

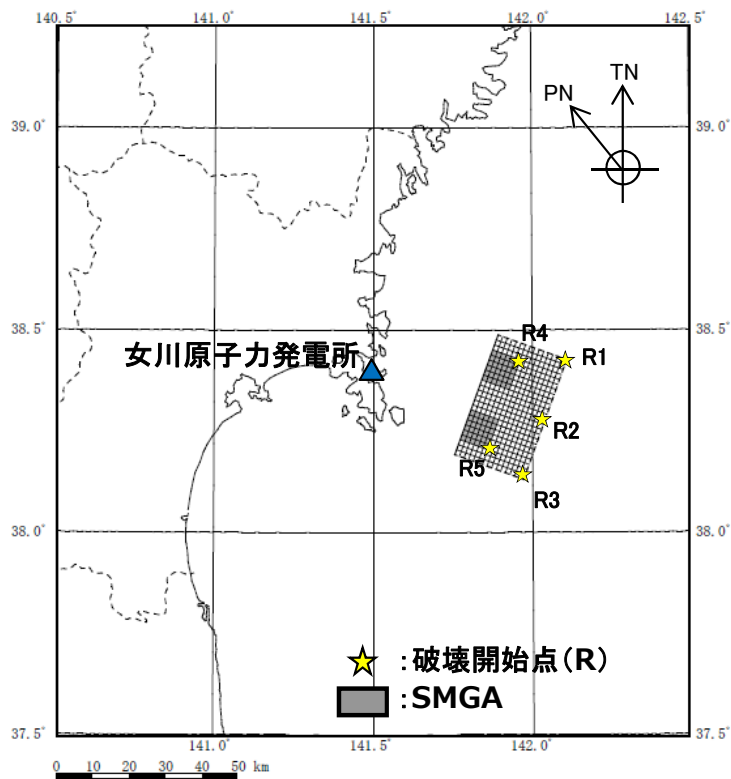


断面図

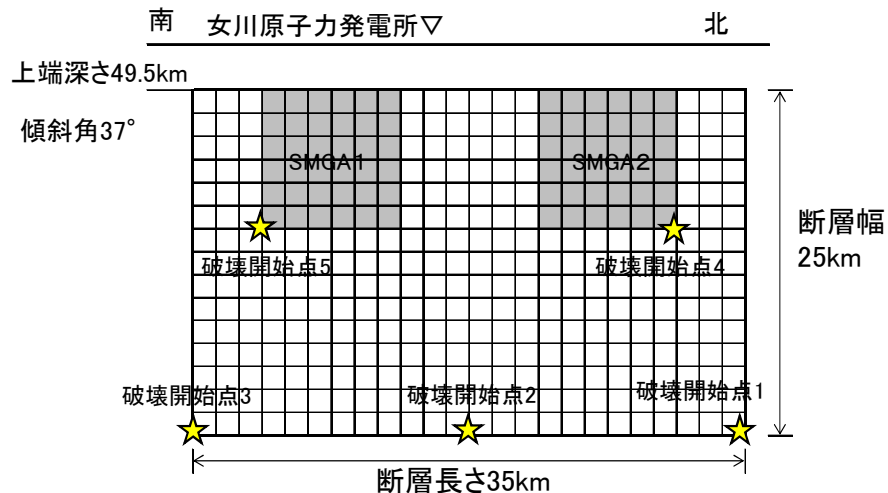
5. 検討用地震の基本ケース, 不確かさケースの設定 不確かさケース2の断層モデル

■不確かさケース2 (SMGA地殻内) の設定の考え方

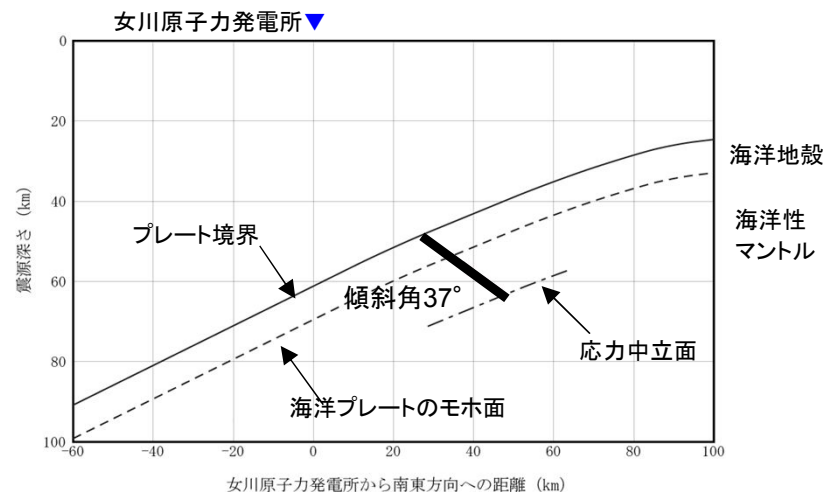
- ・4.7地震はその破壊領域が海洋性マントル内に留まった地震であるが、破壊領域が4.7地震の延長方向の海洋地殻まで拡がることを想定し、かつ、SMGAを保守的に海洋地殻内に設定する。地震規模としては、基本ケースと同様に予め規模の不確かさを考慮しM7.5とする。
- ・短周期レベル(応力降下量)は、東北地方の海洋性マントルと海洋地殻の物性の違い(次頁以降に記載)を考慮したうえで、保守的に笹谷ほか(2006)の1.2倍を考慮する。



断層モデル(平面図)



断層モデル(展開図)



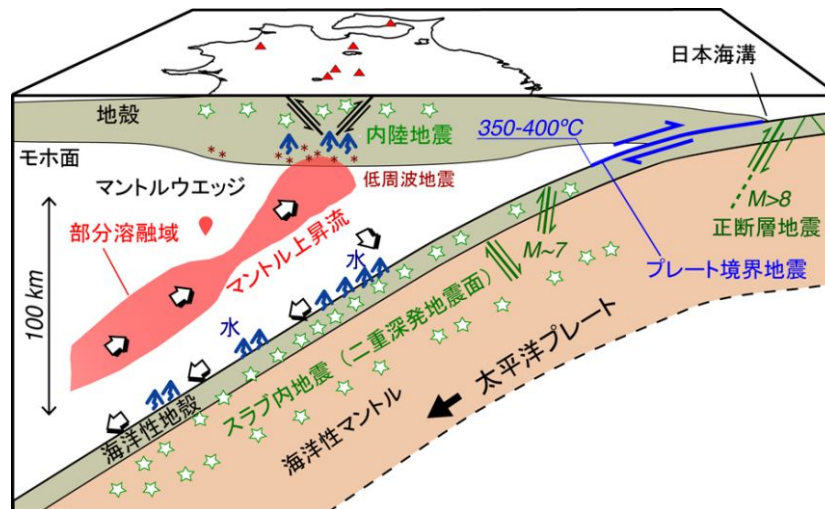
断面図

5. 検討用地震の基本ケース, 不確かさケースの設定

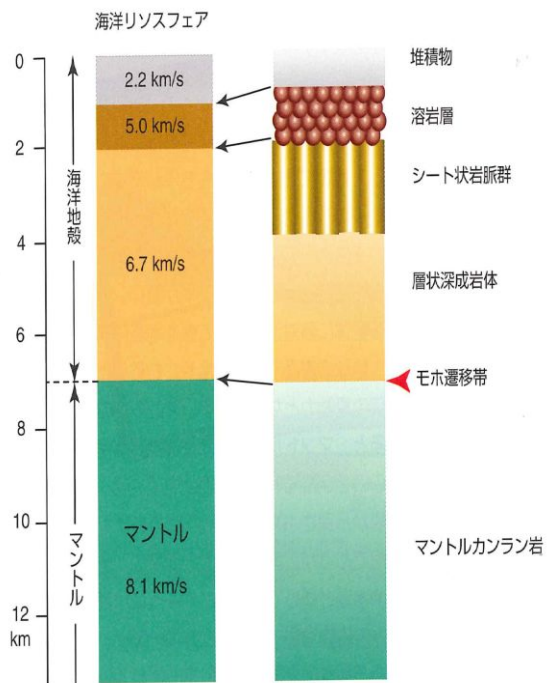
不確かさケース2 (SMGA地殻内) の応力降下量

■ 海洋地殻と海洋性マンタルの物性の違いに起因する応力降下量の違いについて

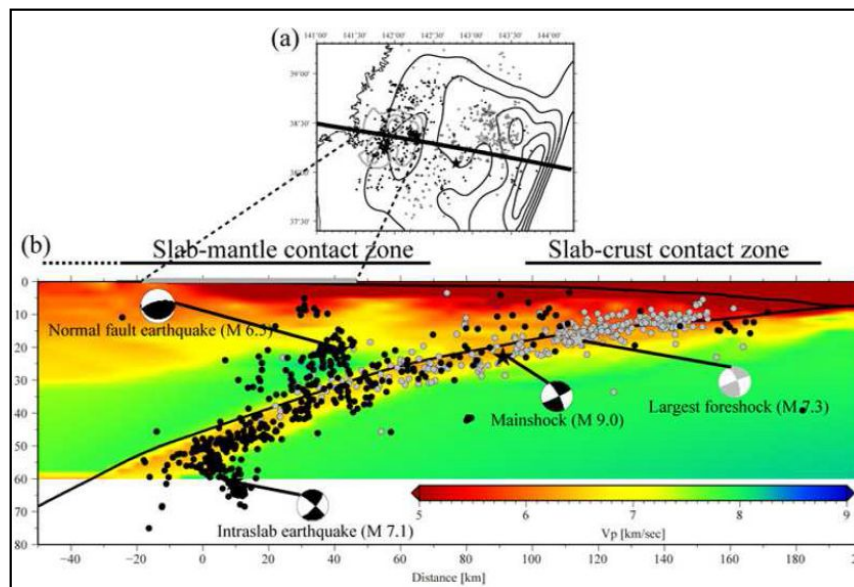
- ・海洋地殻は玄武岩などから構成されているのに対し、海洋性マンタルはかんらん岩などから構成されており、両者にはS波速度, 密度等の物性の違いがあることから、その境界はモホ面として認識されている。
- ・海洋地殻は、海洋性マンタルと比較してS波速度, 密度が小さく、剛性率が海洋性マンタルより相対的に小さい。



東北地方の地下構造模式図 (東京工業大学※1)



海洋地殻の断面図 (藤井・瀨瀬 (2008))



2次元P波速度構造モデル (海洋研究開発機構※2)

※1: 東京工業大学 中島研究室: <http://www.geo.titech.ac.jp/lab/nakajima/article/contents.html>

※2: 海洋研究開発機構 東海・東南海・南海地震の連動性評価研究 <http://www.jamstec.go.jp/donet/rendou/report/search02.html>

5. 検討用地震の基本ケース、不確かさケースの設定

不確かさケース2 (SMGA地殻内) の応力降下量

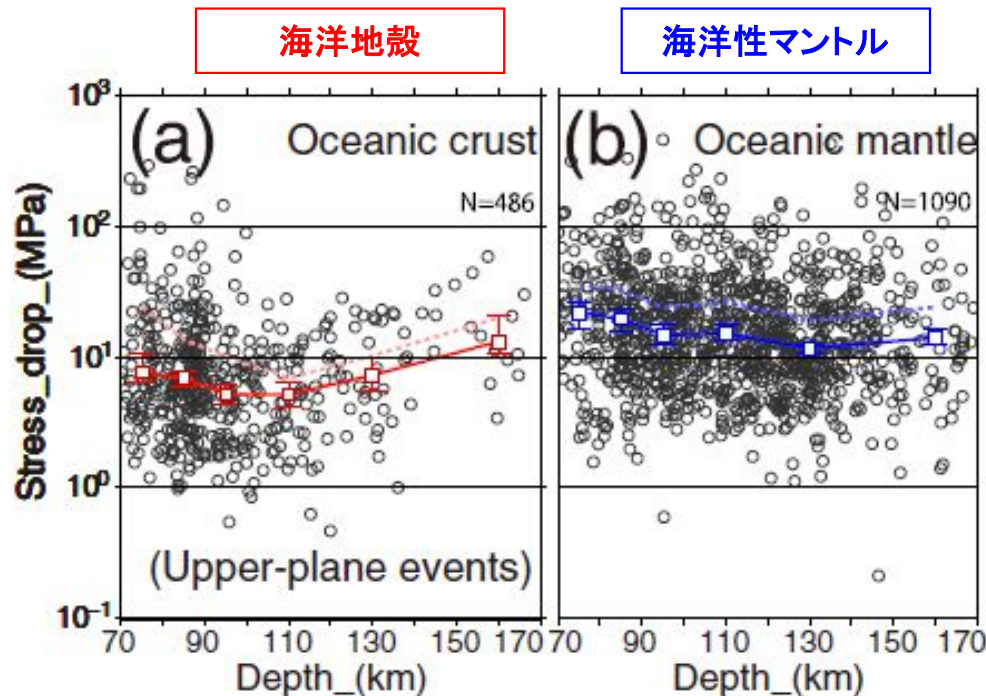
p.47再掲

■ 海洋地殻と海洋性マンタルの物性の違いに起因する応力降下量の違いについて

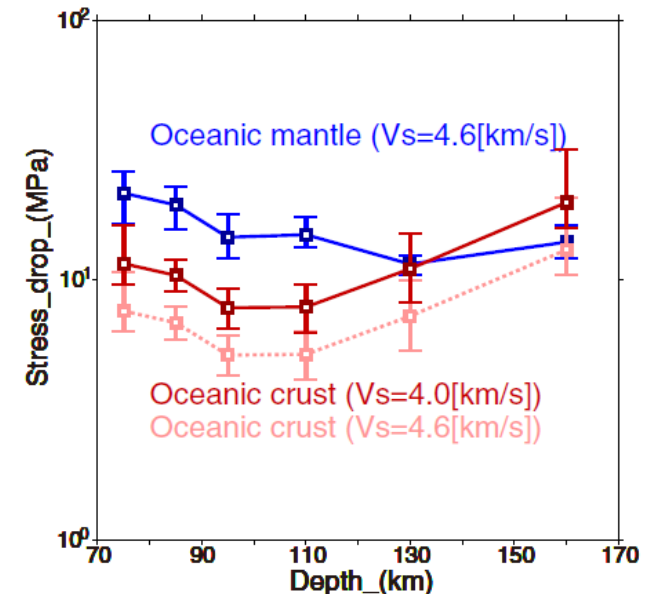
【Kita and Katsumata(2015)】

・北海道下の海洋プレート内地震を分析すると、海洋地殻で発生する地震の応力降下量は、海洋性マンタル内で発生する地震の応力降下量よりも小さい傾向がある。

⇒海洋性マンタルの応力降下量は海洋地殻の約1.9倍程度となっている。



海洋地殻、海洋性マンタルともVsを4.6km/sとした場合、海洋性マンタルの応力降下量は、海洋地殻の約2.8倍程度(70~120km)。



海洋地殻のVsを4.0km/s、海洋性マンタルのVsを4.6km/sとした場合、海洋性マンタルの応力降下量は海洋地殻の約1.9倍程度(70~120km)。

5. 検討用地震の基本ケース、不確かさケースの設定

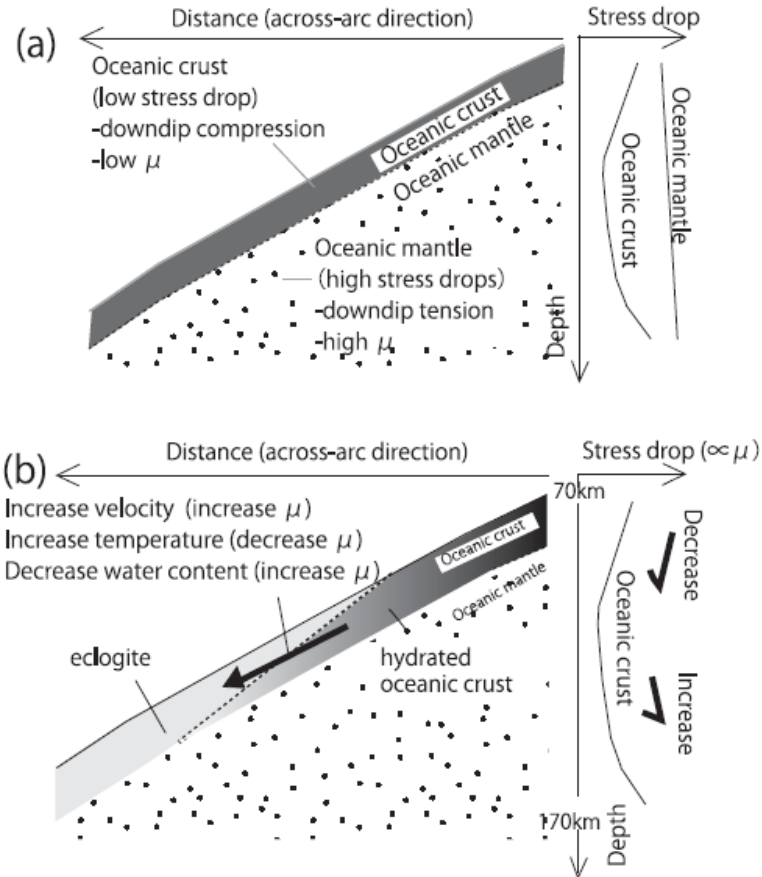
不確かさケース2 (SMGA地殻内) の応力降下量

■ 海洋地殻と海洋性マントルの物性の違いに起因する応力降下量の違いについて

【Kita and Katsumata(2015)】

- ・海洋地殻と海洋性マントルの応力降下量の違いは、剛性とD/rの違いで説明できる可能性がある。
- ・応力降下量は、一般的に剛性に比例※すると考えられるので、海洋地殻と海洋性マントルの岩石のタイプによる剛性の差が応力降下量の差の原因の可能性がある。
- ・また、この違いは、2001年芸予地震の震源モデル(Kakehi(2004), Miyatake et al.(2004))等の研究においても報告されている。

⇒北海道における地殻とマントルの応力降下量の違いは、 Kita and Katsumata(2015)では剛性の違いが主要因と考えられている。

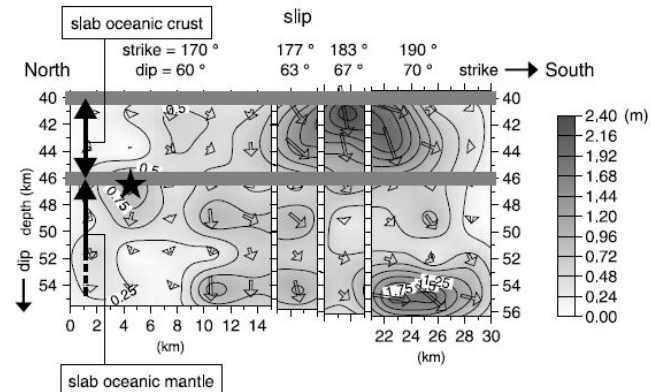


海洋プレート内地震の応力降下量 模式図

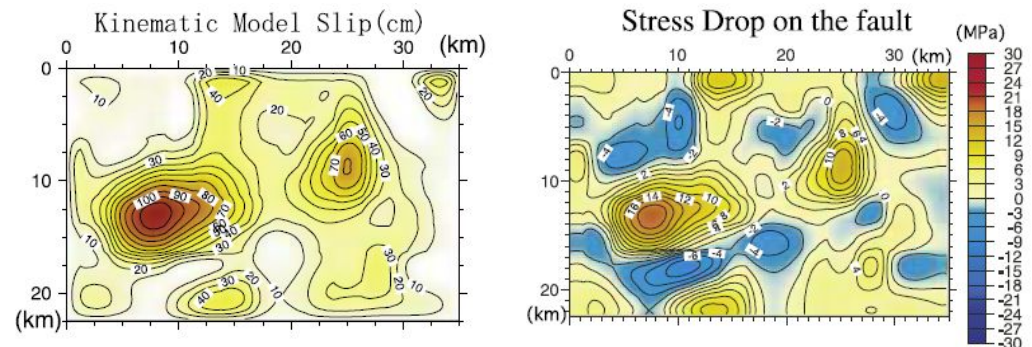
(Kita and Katsumata(2015))

$$\Delta\sigma = \frac{7\pi}{16r} \cdot \mu D$$

$\Delta\sigma$: 応力降下量, r: 等価半径
 μ : 剛性率, D: すべり量



2001年芸予地震のすべり分布(Kakehi(2004))



2001年芸予地震のすべり分布と応力降下量(Miyatake et al.(2004))

5. 検討用地震の基本ケース, 不確かさケースの設定

不確かさケース2 (SMGA地殻内) の応力降下量

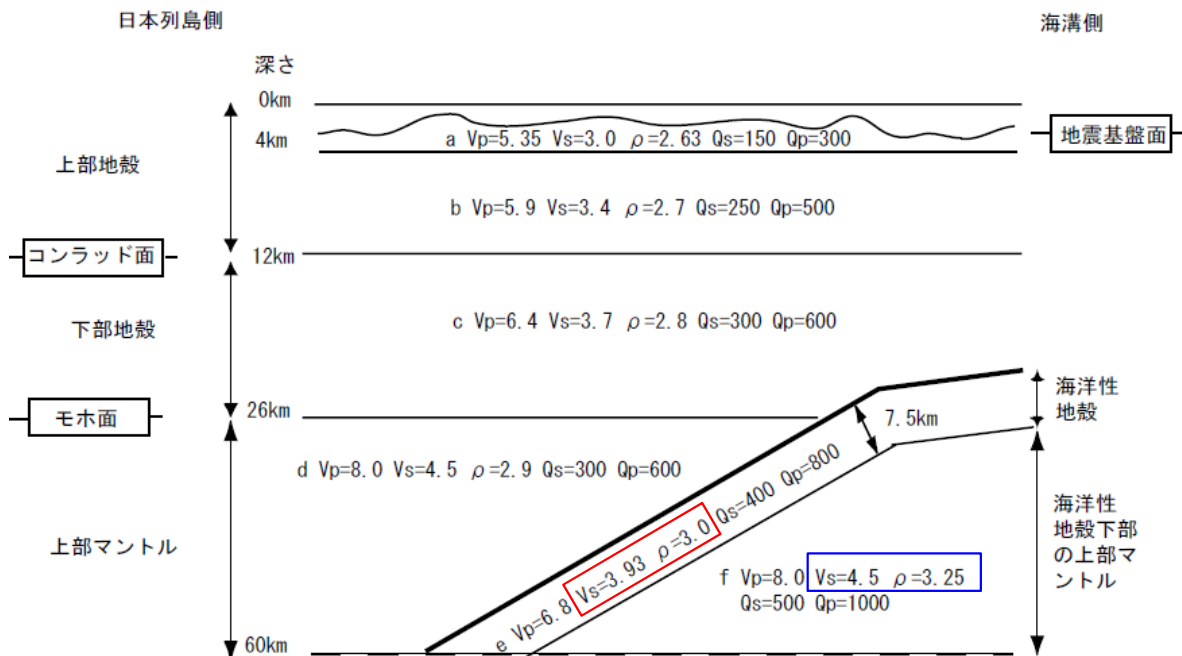
■ 海洋地殻と海洋性マントルの物性の違いに起因する応力降下量の違いについて

- ・応力降下量と剛性率は比例関係にある※。
- ・一方, 地震本部(2005)では, 宮城県沖地震を想定した強震動予測に用いるため, 東北地方の上部マントルから地震基盤までの大構造を設定しているが, 海洋地殻と海洋性マントルの物性の違い ($\mu = \rho V_s^2$, ρ :密度, V_s :S波速度) から算定される応力降下量の比は, 約1.42倍となる。



- ・検討用地震の4.7型地震の断層モデルの応力降下量(短周期レベル)の設定にあたっては, この海洋性マントルと海洋地殻の応力降下量の比を考慮する。また, Kita and Katsumata(2015)は主に北海道の地震での研究であり, 東北地方においては同様の研究がないことを踏まえ保守的な考慮が必要と考える。
- ・具体的には, 不確かさケース(SMGA海洋地殻内)の短周期レベルについて, 保守的に笹谷ほか(2006)の1.2倍を考慮する。

海溝軸に直交断面



※ $\Delta\sigma = \frac{7\pi}{16r} \cdot \mu D$ $\Delta\sigma$: 応力降下量, r : 等価半径
 μ : 剛性率, D : すべり量

海洋地殻と海洋性マントルの剛性率の比(応力降下量の比)

	S波速度 V_s (km/s)	密度 ρ (g/cm ³)	剛性率 $\mu = \rho V_s^2$ (N/m ²)	剛性率の比 (応力降下量の比) マントル/地殻
海洋地殻	3.93	3.0	4.6E+10	1.42
海洋性マントル	4.5	3.25	6.6E+10	

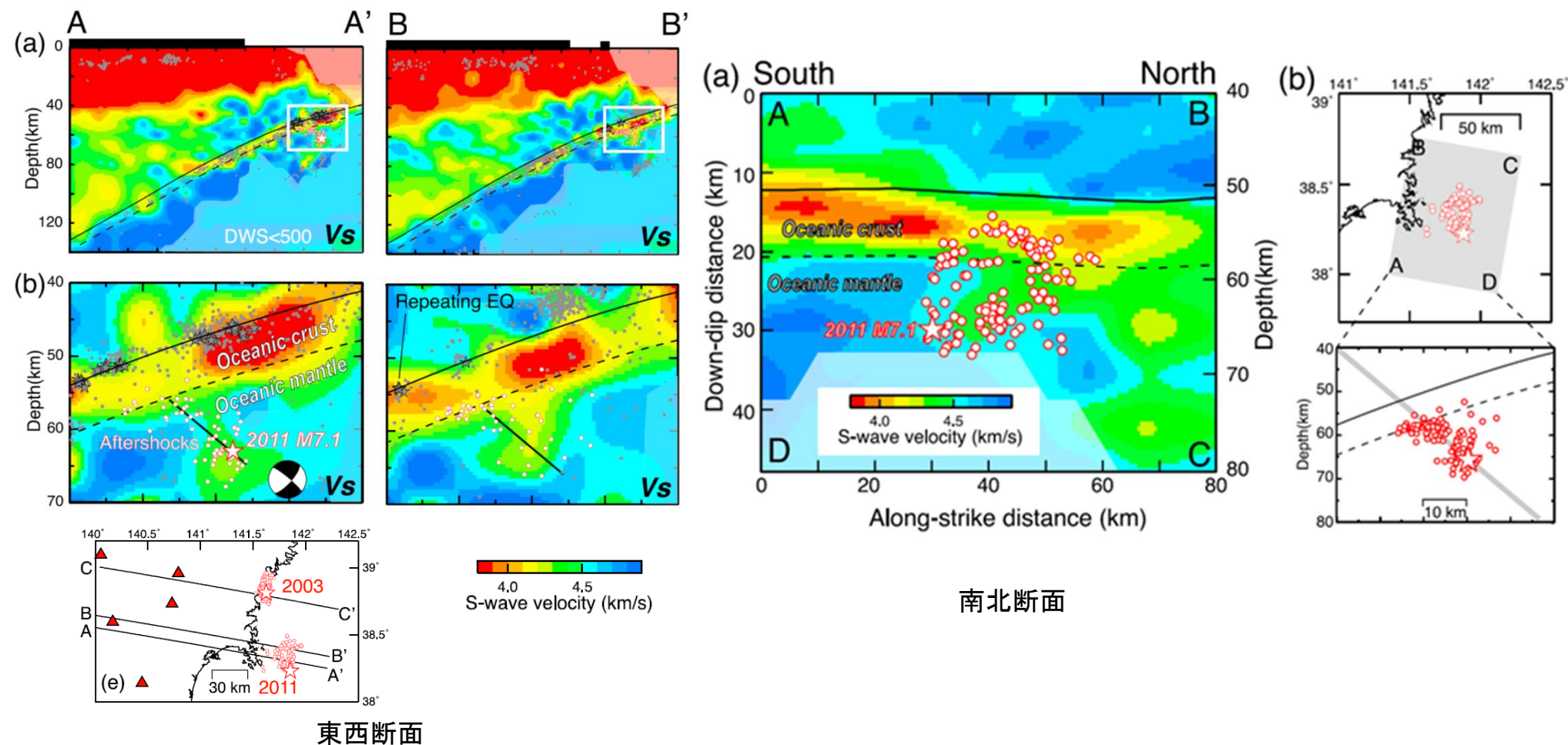
理論的評価法を用いる場合の伝播経路のモデル (V_s と V_p の単位はkm/s, ρ の単位はg/cm³)

5. 検討用地震の基本ケース、不確かさケースの設定

不確かさケース2 (SMGA地殻内) の応力降下量

■ 海洋地殻と海洋性マントルの物性の違いに起因する応力降下量の違いについて

・4.7地震が発生した付近の海洋性マントルと海洋地殻のS波速度構造 (Nakajima et al.(2011)による地震波トモグラフィ結果)は、地震本部(2005)の大構造と同様の傾向を示している。従って、「物性の違い」に起因する地殻とマントルの応力降下量の違いとしては、当該地域においても1.4倍程度の違いがあると考えられる。他の速度構造モデル等 (pp.174~175参照)でも同様の傾向にある。



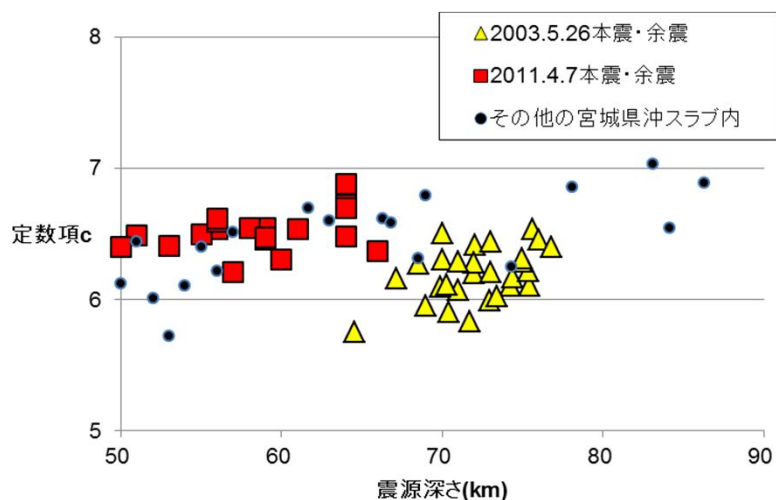
4.7地震の震源域周辺の地震波トモグラフィによるS波速度構造 (Nakajima et al.(2011))

5. 検討用地震の基本ケース, 不確かさケースの設定

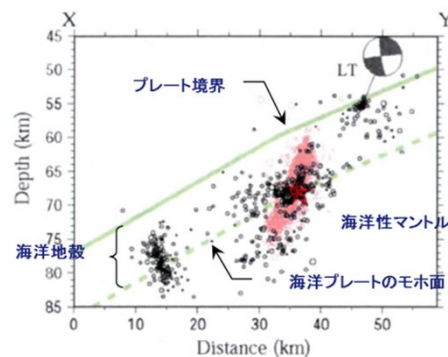
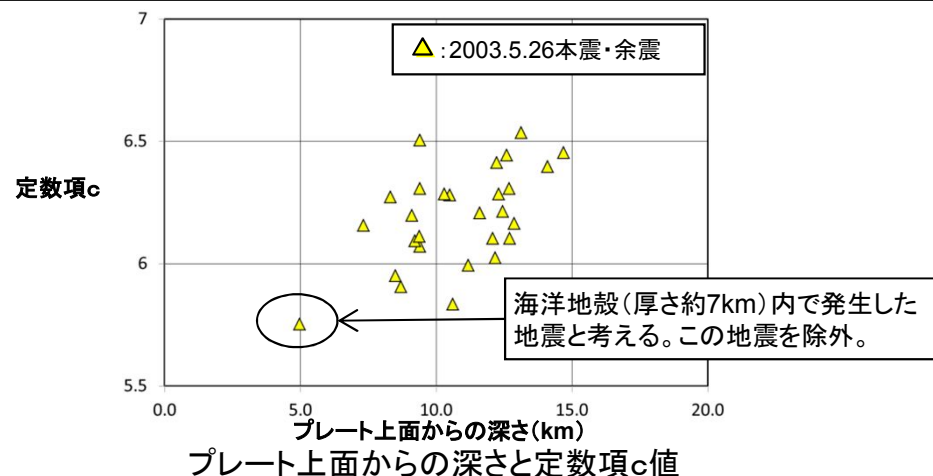
不確かさケース2 (SMGA地殻内) の応力降下量

■ 海洋プレート内地震の応力降下量 (短周期レベル) の深さ依存性 震度インバージョン

- ・2003年の地震の余震の発生位置について, プレート上面からの距離で整理したところ, **最もc値※が小さい地震は, 明らかに海洋地殻内で発生している地震**と解釈できる。この地震と他の地震(海洋性マントル内の地震とみなす)の平均から短周期レベル相当の比を求めると約1.6倍程度の違いがある。
- ・また, 海洋地殻内で発生した地震を除き, 再度, c値の深さ依存性について検討を行った所, 弱いながらも c値の深さ依存性が確認できる。
⇒このことから, 海洋性マントルの応力降下量(笹谷ほか(2006)の1.5倍)に対し, 海洋地殻の応力降下量を笹谷ほか(2006)の1.2倍に設定することは保守的評価である。

震源深さと定数項c値
(神田ほか(2013))

※ $I = -a \log X + b M_L + c + I_r$
 震度 震源距離 マグニチュード 相対震度
 C: 震源距離やマグニチュードの影響を除いた残差
 = 短周期地震動の励起の大小を示す(短周期レベルに相当)

2003年宮城県沖の地震の余震分布
(迫田ほか(2004))

定数項c

震源深さ(km)

震源深さと定数項c値
(神田ほか(2013))に3地震のデータを追加, 計30地震)

5. 検討用地震の基本ケース, 不確かさケースの設定

不確かさケース2 (SMGA地殻内) の応力降下量

■不確かさケース2の諸元の保守性

- ・Kita and Katsumata(2015)によると, 北海道の太平洋プレートの海洋性マントルの応力降下量は海洋地殻の約1.9倍程度である。
- ・地震本部(2005)の構造を用いた場合, 海洋地殻と海洋性マントルの物性の違いから算定される応力降下量の違いは約1.4倍であり, また, Nakajima et al.(2011)等によると4.7地震が発生した位置においても地震本部(2005)の構造と同様のものとなっている。



○海洋プレートの構造

- ・海洋地殻: 相対的に剛性率が小さい
- ・海洋性マントル: 相対的に剛性率が大きい

○海洋プレート内地震の応力降下量(短周期レベル)は, 海洋地殻<海洋性マントルの特徴がある。

- ・Kita and Katsumata(2015)での応力降下量(短周期レベル) 海洋地殻: 海洋性マントル = 約0.53:1 (1:1.9)
- ・地震本部(2005)速度構造での応力降下量(短周期レベル) 海洋地殻: 海洋性マントル = 約0.70:1 (1:1.42)
- ・不確かさケース2と基本ケースの応力降下量(短周期レベル) 海洋地殻: 海洋性マントル = 1.2:1.5 = 0.8:1 (1:1.25)



不確かさケース2 (SMGA地殻内) の諸元(笹谷ほか(2006)の1.2倍)は保守的な設定となっている。

5. 検討用地震の基本ケース, 不確かさケースの設定

基本ケース, 不確かさケース1 (SMGAマントル内) の断層モデル

p.42再掲

■基本ケース, 不確かさケース1 (SMGAマントル内) 断層パラメータ

断層パラメータ		設定方法	設定値
断層 面 全 体	気象庁 マグニチュード	M_J	設定条件 7.5
	モーメント マグニチュード	M_w	4.7地震の M_J と M_w の関係を基 に設定 7.4
	走向	$\theta (^{\circ})$	Nakajima et al.(2011)を参考 に設定 20
	傾斜角	$\delta (^{\circ})$	原田・釜江(2011) 37
	断層長さ	$L(\text{km})$	$L=S/W$ 33.5
	断層幅	$W(\text{km})$	東北大学(2011)等を参考に 設定 12
	断層面積	$S(\text{km}^2)$	$S=(7/16)M_0^2 \pi^2 \beta^2 / A$ (S/S_a) ^{0.5} , $S_a/S=0.4$ 402
	断層上端深さ	$h(\text{km})$	東北大学(2011)等を参考に 設定 55.8
	地震モーメント	$M_0(\text{Nm})$	$M_w=(\log M_0 - 9.1)/1.5$ 1.58 × 10 ²⁰
	剛性率	$\mu (\text{N/m}^2)$	$\mu = \rho \beta^2$, $\rho = 3.0\text{g/cm}^3$, $\beta = 4.0\text{km/s}$ 4.80 × 10 ¹⁰
	平均すべり量	$D(\text{cm})$	$D=M_0/(\mu S)$ 821
	平均応力降下量	$\Delta \sigma (\text{MPa})$	$\Delta \sigma = (7\pi^{1.5}/16)(M_0/S^{1.5})$ 47.8
	短周期レベル	$A(\text{Nm/s}^2)$	$A=a \times 9.84 \times 10^{10} \times$ ($M_0 \times 10^7$) ^{1/3} , $a=1.5$ 1.72 × 10 ²⁰
	破壊伝播形式	-	- 放射状
	破壊伝播速度	$V_r(\text{km/s})$	$V_r=0.72 \beta$ 2.88
高域遮断周波数	$f_{\text{max}}(\text{Hz})$	2003年宮城県沖の地震のシ ミュレーション結果 18	

断層パラメータ		設定方法	設定値
強震動生成域全体	地震モーメント	$M_{0a}(\text{Nm})$	$M_{0a} = \mu S_a D_a$ 1.27 × 10 ²⁰
	断層面積	$S_a(\text{km}^2)$	$S_a = (S_a/S) \times S$, (S_a/S) = 0.4 161
	平均すべり量	$D_a(\text{cm})$	$D_a = \gamma_D D$, $\gamma_D = 2.0$ 1641
	応力降下量	$\Delta \sigma_a (\text{MPa})$	$\Delta \sigma_a = \Delta \sigma / (S_a/S)$, (S_a/S) = 0.4 119.6
強震動生成域1, 2	地震モーメント	$M_{0a1,2}(\text{Nm})$	$M_{0a1,2}$ (面積の1.5乗の重みで配分) 2.15 × 10 ¹⁹
	断層面積	$S_{a1,2}(\text{km}^2)$	$S_{a1,2}$ (4.7地震シミュレーションモデル) 36
	平均すべり量	$D_{a1,2}(\text{cm})$	$D_{a1,2} = M_{0a1,2} / (\mu S_{a1,2})$ 1247
	応力降下量	$\Delta \sigma_{a1,2}(\text{MPa})$	$\Delta \sigma_{a1,2} = \Delta \sigma_a$ 119.6
強震動生成域3	地震モーメント	$M_{0a3}(\text{Nm})$	M_{0a3} (面積の1.5乗の重みで配分) 8.37 × 10 ¹⁹
	断層面積	$S_{a3}(\text{km}^2)$	$S_{a3} = S_a - S_{a1} - S_{a2}$ 89
	平均すべり量	$D_{a3}(\text{cm})$	$D_{a3} = M_{0a3} / (\mu S_{a3})$ 1960
	応力降下量	$\Delta \sigma_{a3}(\text{MPa})$	$\Delta \sigma_{a3} = \Delta \sigma_a$ 119.6
背景領域	地震モーメント	$M_{0b}(\text{Nm})$	$M_{0b} = M_0 - M_{0a}$ 3.17 × 10 ¹⁹
	断層面積	$S_b(\text{km}^2)$	$S_b = S - S_a$ 241
	平均すべり量	$D_b(\text{cm})$	$D_b = M_{0b} / (\mu S_b)$ 274
	応力降下量	$\Delta \sigma_b(\text{MPa})$	$\Delta \sigma_b = (D_b/W_b)(\pi^{0.5}/D_a)r \cdot \Sigma$ (r_i/r) ³ $\Delta \sigma_a$, $r = (S_a/\pi)^{0.5}$ 13.1

5. 検討用地震の基本ケース、不確かさケースの設定

不確かさケース2 (SMGA地殻内) の断層モデル

■不確かさケース2 (SMGA地殻内) 断層パラメータ

断層パラメータ		設定方法	設定値	
断層 面 全 体	気象庁 マグニチュード	M_J	設定条件	7.5
	モーメント マグニチュード	M_w	4.7地震の M_J と M_w の関係を基に 設定	7.4
	走向	θ (°)	Nakajima et al.(2011)を参考に設定	20
	傾斜角	δ (°)	原田・釜江(2011)	37
	断層長さ	L (km)	$L=S/W$	35
	断層幅	W (km)	プレート境界から応力中立面を地 震発生層として考慮し設定	25
	断層面積	S (km ²)	$S=(49\pi^4\beta^4M_0^2)/(16A^2S_a)$	858
	断層上端深さ	h (km)	J-SHIS(2014)のプレート形状を 考慮し設定	49.5
	地震モーメント	M_0 (Nm)	$M_w=(\log M_0-9.1)/1.5$	1.58×10^{20}
	剛性率	μ (N/m ²)	$\mu=\rho\beta^2$, $\rho=3.0\text{g/cm}^3$, $\beta=4.0\text{km/s}$	4.80×10^{10}
	平均すべり量	D (cm)	$D=M_0/(\mu S)$	385
	平均応力降下量	$\Delta\sigma$ (MPa)	$\Delta\sigma=(7\pi^{1.5}/16)(M_0/S^{1.5})$	15.4
	短周期レベル	A (Nm/s ²)	$A=9.84 \times 10^{10} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3} \times 1.2$	1.38×10^{20}
	破壊伝播形式	-	-	放射状
破壊伝播速度	V_r (km/s)	$V_r=0.72\beta$	2.88	
高域遮断周波数	f_{\max} (Hz)	2003年宮城県沖の地震のシミュ レーション結果	18	

断層パラメータ		設定方法	設定値	
強震動生成域全体	地震モーメント	M_{0a} (Nm)	$M_{0a}=\mu S_a D_a$	6.28×10^{19}
	断層面積	S_a (km ²)	$S_a=1.25 \times 10^{-16} \times (M_0 \times 10^7)^{2/3}$	170
	平均すべり量	D_a (cm)	$D_a=\gamma_D D$, $\gamma_D=2.0$	770
	応力降下量	$\Delta\sigma_a$ (MPa)	$\Delta\sigma_a=A/(4\beta^2(\pi S_a)^{0.5}) \times 1.2$	93.1
強震動生成域1, 2	地震モーメント	M_{0ai} (Nm)	$M_{0ai}=M_{0a}/2$	3.14×10^{19}
	断層面積	S_{ai} (km ²)	$S_{ai}=S_a/2$	85
	平均すべり量	D_{ai} (cm)	$D_{ai}=M_{0ai}/(\mu S_{ai})$	770
	応力降下量	$\Delta\sigma_{ai}$ (MPa)	$\Delta\sigma_{ai}=\Delta\sigma_a$	93.1
背景領域	地震モーメント	M_{0b} (Nm)	$M_{0b}=M_0-M_{0a}$	9.57×10^{19}
	断層面積	S_b (km ²)	$S_b=S-S_a$	688
	平均すべり量	D_b (cm)	$D_b=M_{0b}/(\mu S_b)$	290
	応力降下量	$\Delta\sigma_b$ (MPa)	$\Delta\sigma_b=(D_b/W_b)(D_a/W_a) \cdot \Delta\sigma_a \times 1.2$	14.0

6. 検討用地震の地震動評価

6. 検討用地震の地震動評価

検討用地震の地震動評価

■ 検討用地震の地震動評価について

1. 断層モデルを用いた手法による地震動評価

(1) 基本ケース, 不確かさケース1 (SMGAマントル内)

- ・統計的グリーン関数法(4.7地震のシミュレーション解析を踏まえた統計的グリーン関数法, SGF)を採用する※。
- ・波形合成は入倉ほか(1997)を用いる。放射特性は, 一定値(放射特性係数 $F=0.62$)とする。

(2) 不確かさケース2 (SMGA地殻内)

- ・経験的グリーン関数法(EGF)を採用する※。波形合成は入倉ほか(1997)を用いる。
- ・要素地震は, SMGA付近で発生した同じ震源メカニズムの地震を用いることにより, 海洋地殻内の地震の地震動の特性を反映させる。
- ・なお, 参考として, 通常 of 統計的グリーン関数法による地震動評価も, 経験的グリーン関数法の妥当性確認を目的として実施する(pp.191~196参照)。

※評価手法の考え方については, p.177及びp.190参照。

2. 応答スペクトルに基づく地震動評価

- ・Noda et al.(2002)の方法を用いた地震動評価を行う。なお, 敷地での海洋プレート内地震の観測記録によるサイト補正係数を考慮する。

6. 検討用地震の地震動評価

断層モデルを用いた地震動評価

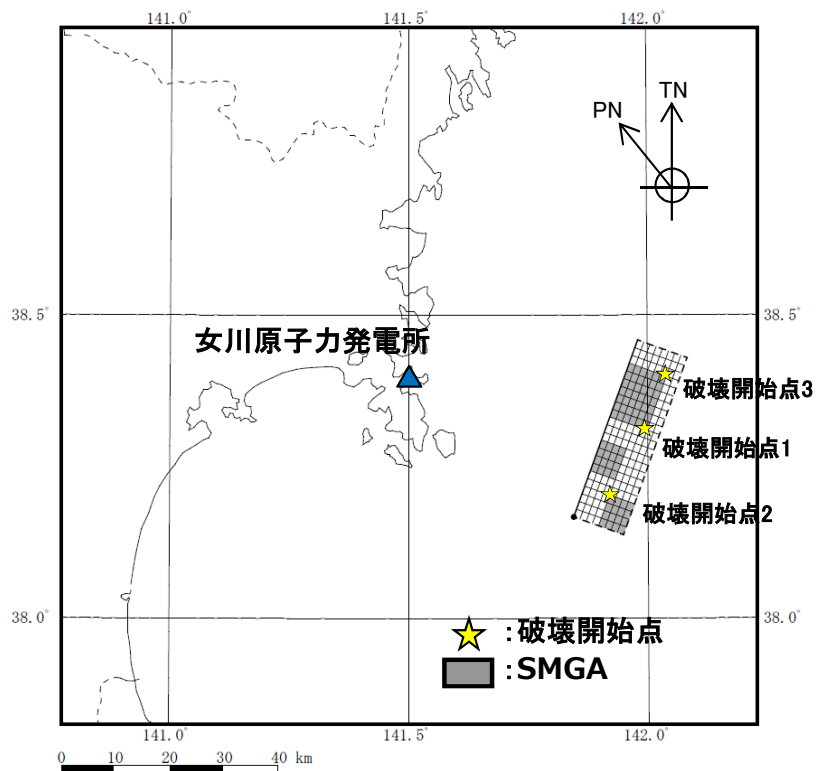
■基本ケース

○断層モデル

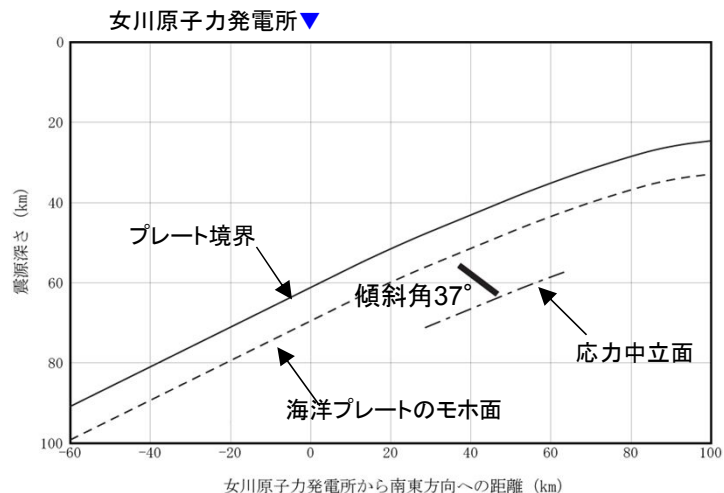
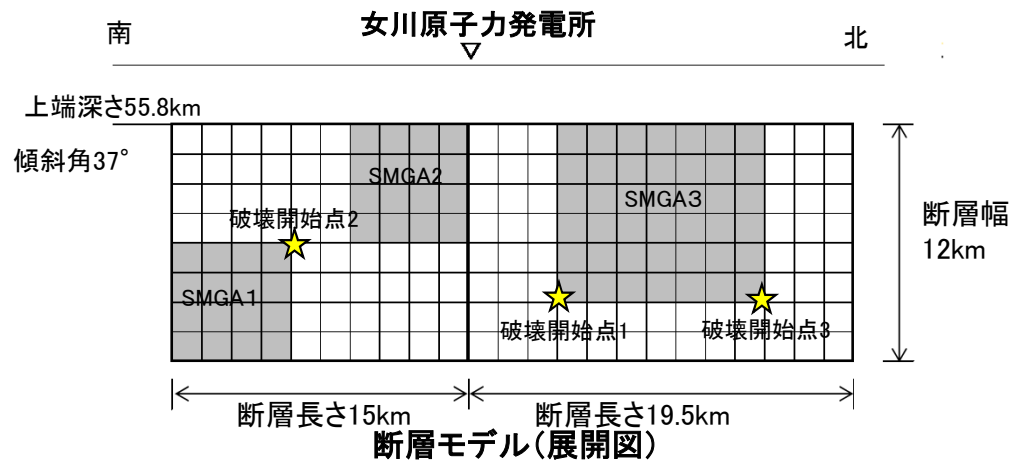
- ・4.7地震シミュレーションモデル(M7.2)を低速度域の拡がり等を考慮し北側に拡張したものと設定。
- ・断層パラメータは、4.7地震シミュレーションモデルに基づき設定。強震動生成域(SMGA)は4.7地震モデルに加え、拡張部分に残りのSMGAを集中して配置。破壊開始点は敷地に向かう方向に複数点設定。

○断層モデルを用いた地震動評価

- ・統計的グリーン関数法により評価。波形合成は入倉ほか(1997)を用いる。



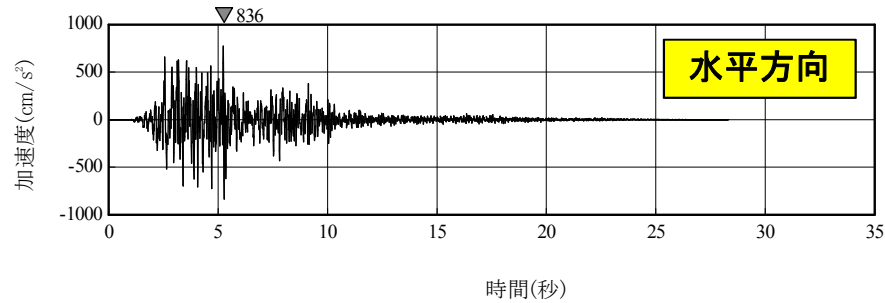
断層モデル(平面図)



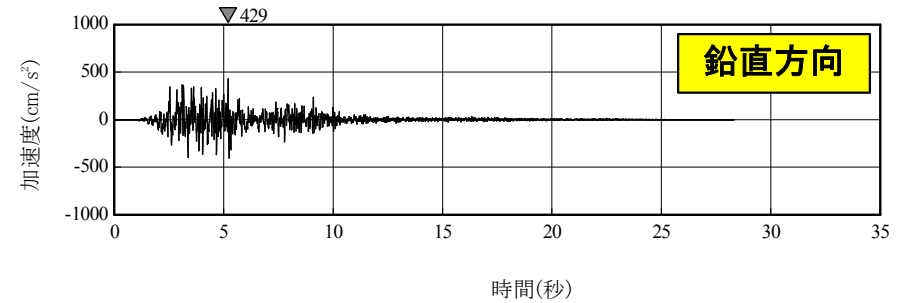
断面図

6. 検討用地震の地震動評価 断層モデルを用いた地震動評価

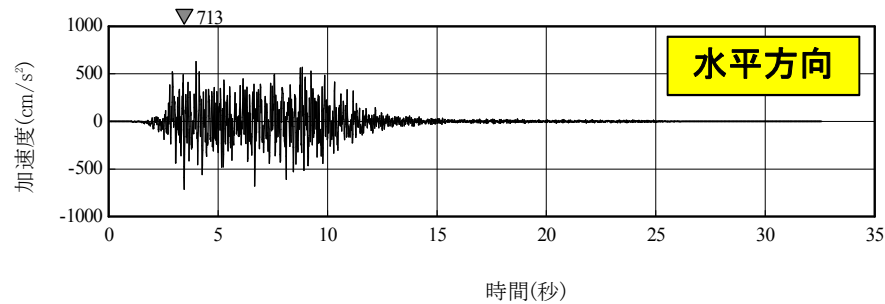
■基本ケース(SMGAマントル内) 断層モデルを用いた手法による地震動評価結果 SGF<加速度時刻歴波形>



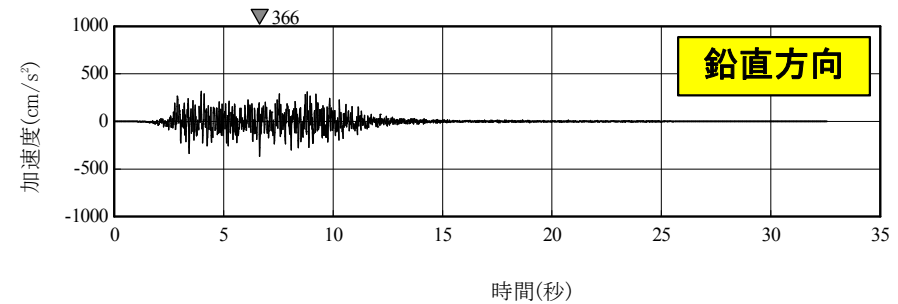
破壊開始点1



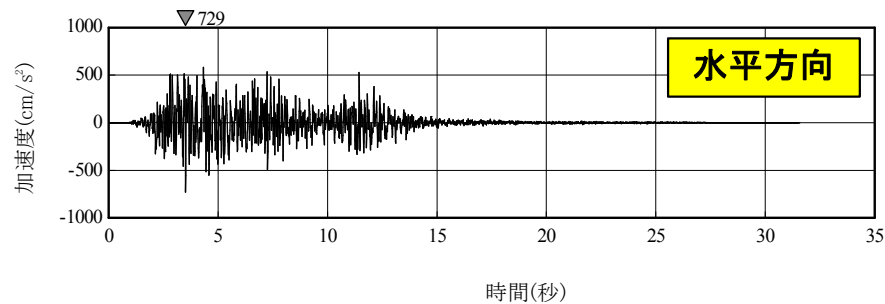
破壊開始点1



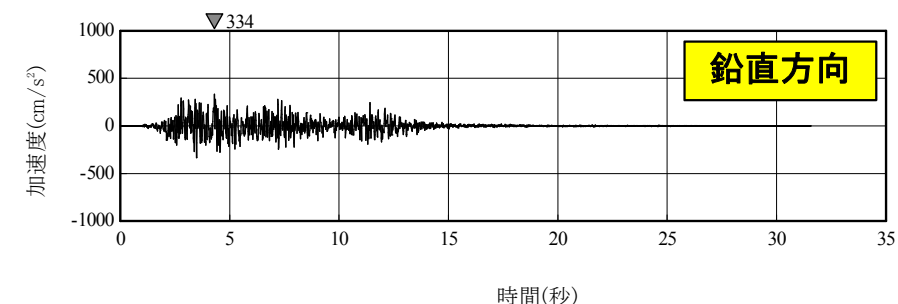
破壊開始点2



破壊開始点2



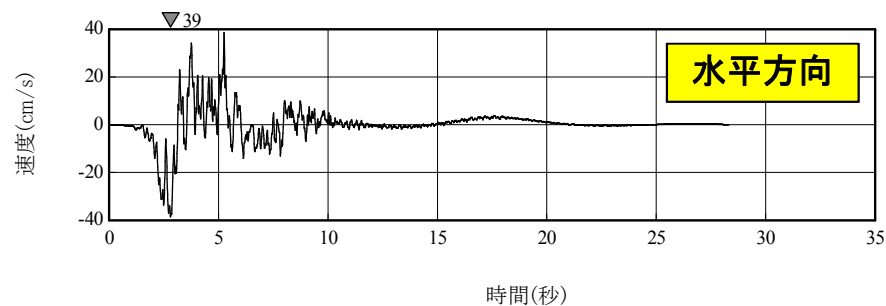
破壊開始点3



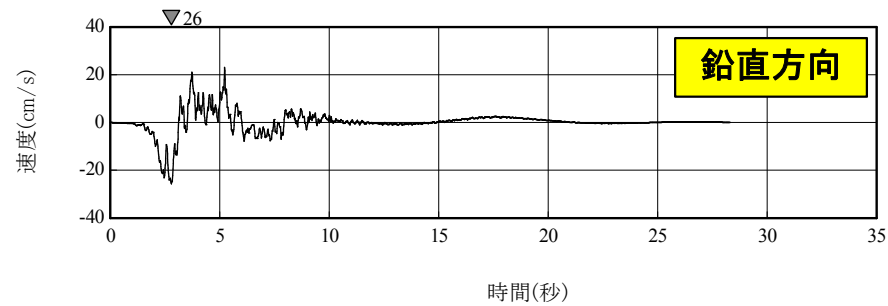
破壊開始点3

6. 検討用地震の地震動評価 断層モデルを用いた地震動評価

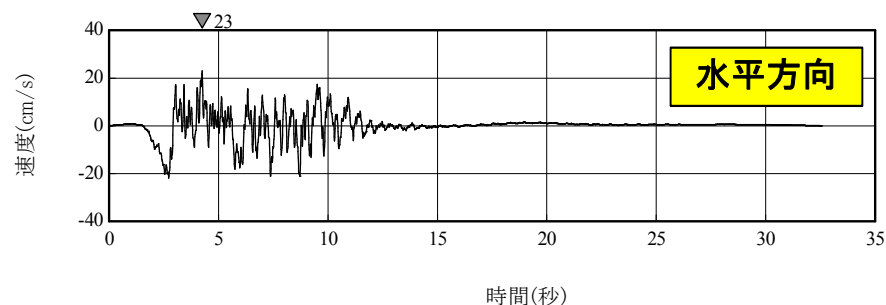
■基本ケース(SMGAマントル内) 断層モデルを用いた手法による地震動評価結果 SGF<速度時刻歴波形>



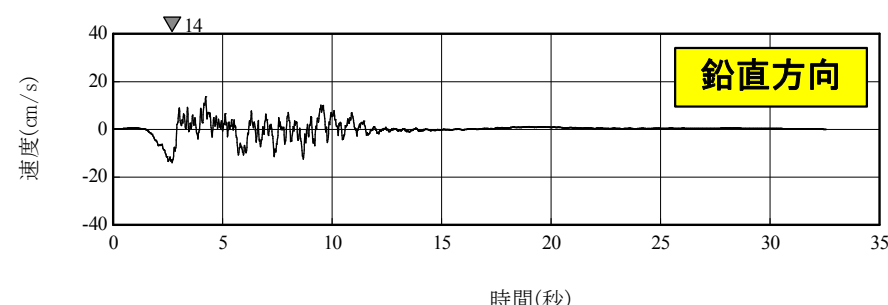
破壊開始点1



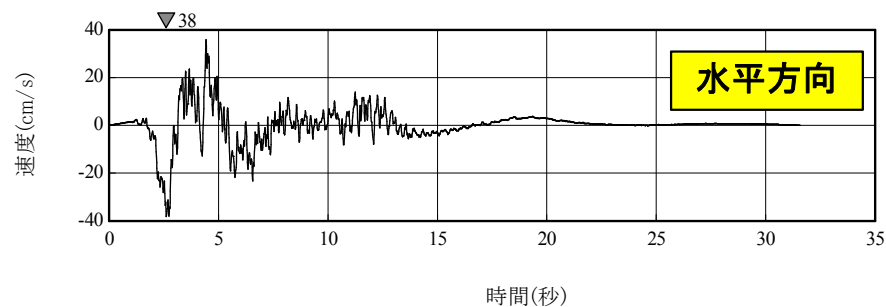
破壊開始点1



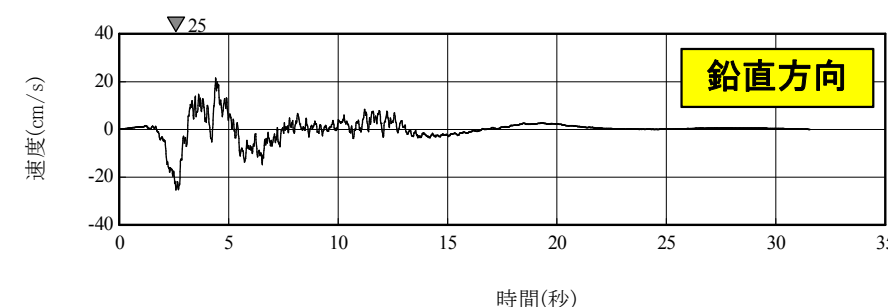
破壊開始点2



破壊開始点2



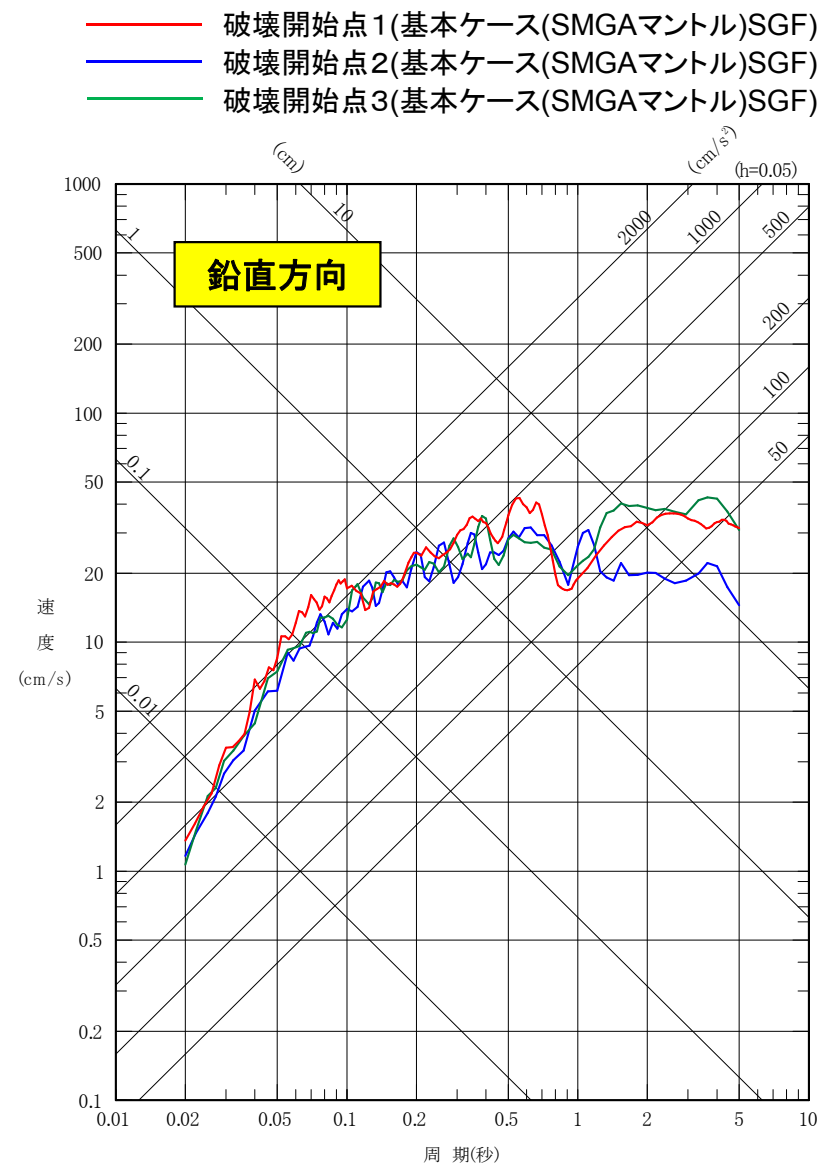
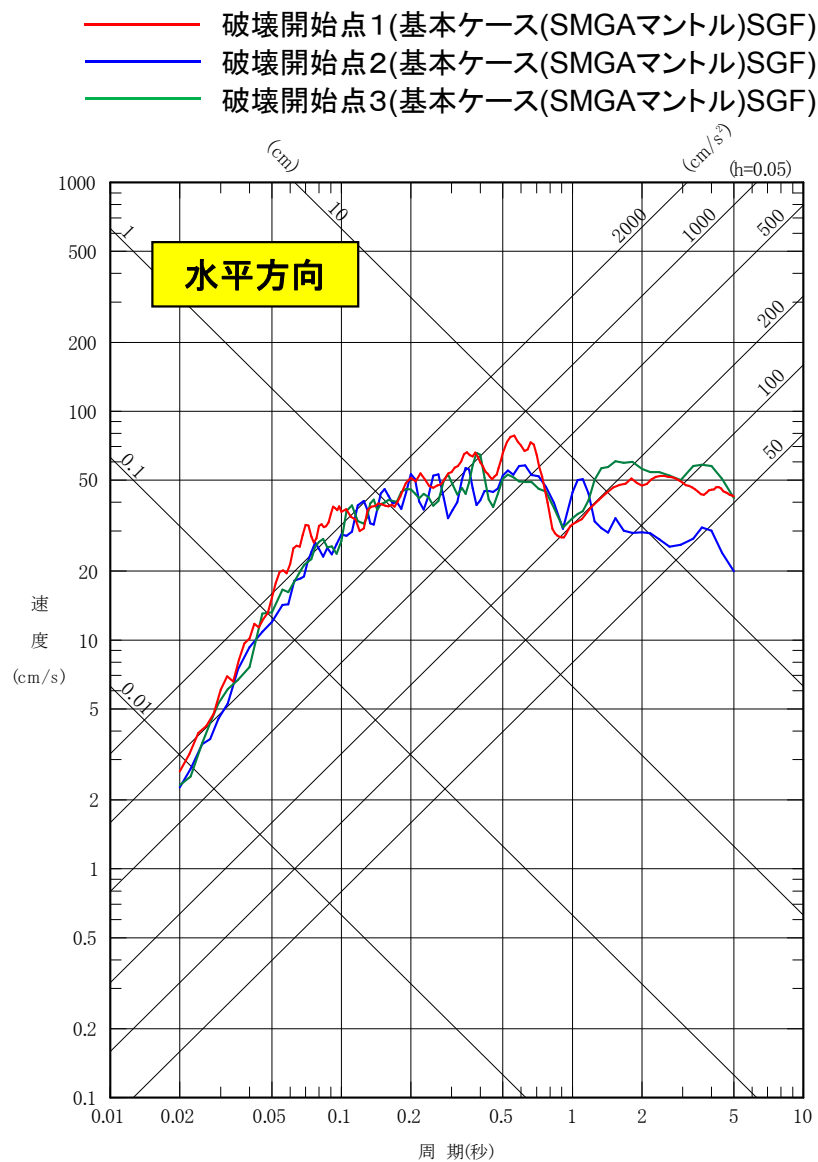
破壊開始点3



破壊開始点3

6. 検討用地震の地震動評価 断層モデルを用いた地震動評価

■基本ケース(SMGAマントル内)断層モデルを用いた手法による地震動評価結果 SGF<応答スペクトル>



6. 検討用地震の地震動評価

断層モデルを用いた地震動評価

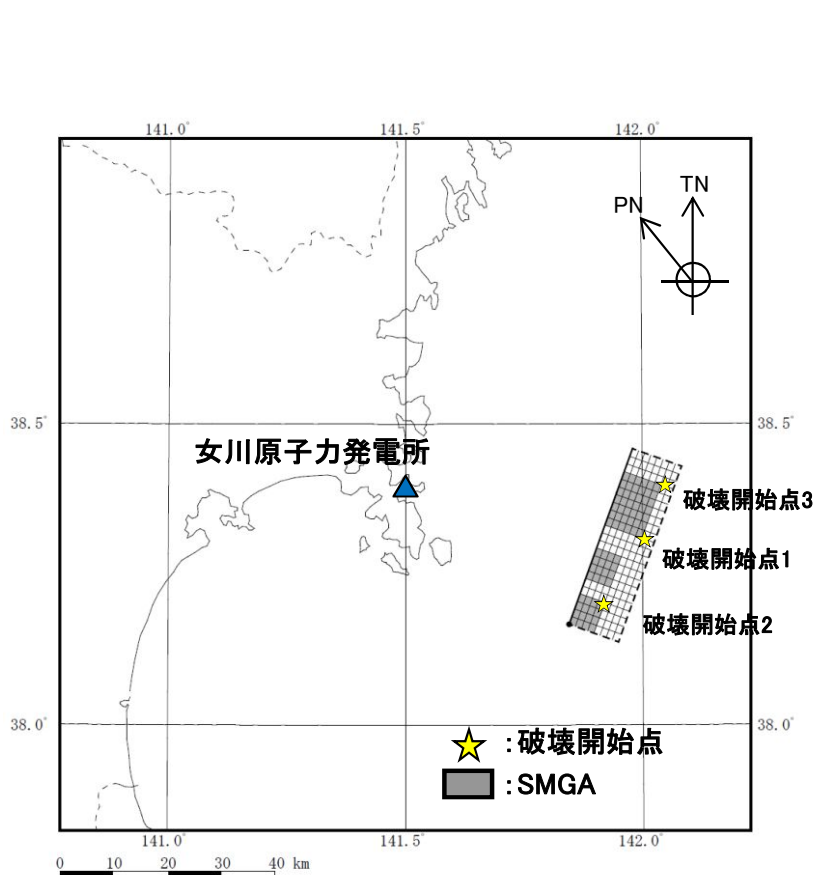
■不確かさケース1 SMGAの位置(SMGAマントル内)

○断層モデル

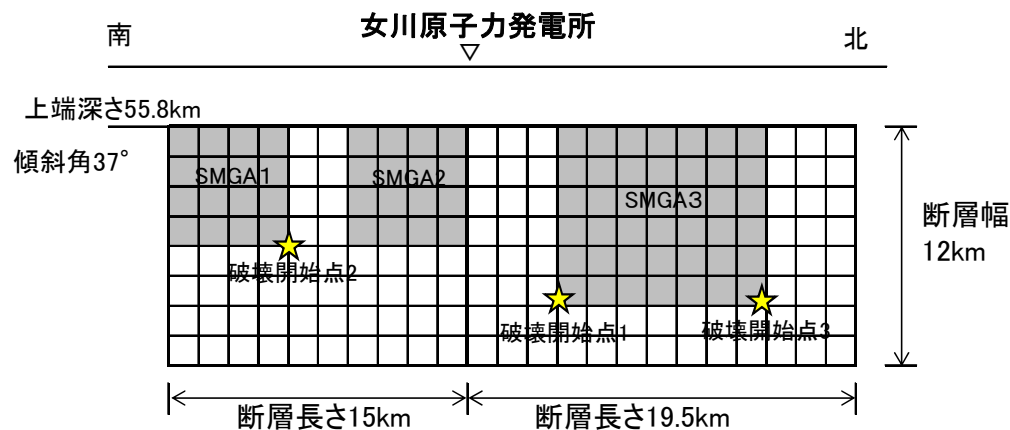
- ・基本ケースの4.7地震シミュレーションモデル部分のSMGA1について保守的に断層上端に設定する。
- ・断層パラメータは、基本ケースと同様。また、破壊開始点は敷地に向かう方向に複数点設定。

○断層モデルを用いた地震動評価

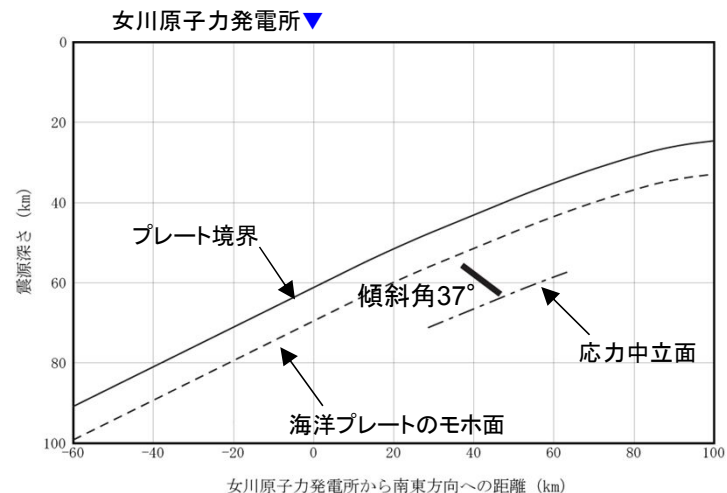
- ・統計的グリーン関数法により評価。波形合成は入倉ほか(1997)を用いる。



断層モデル(平面図)



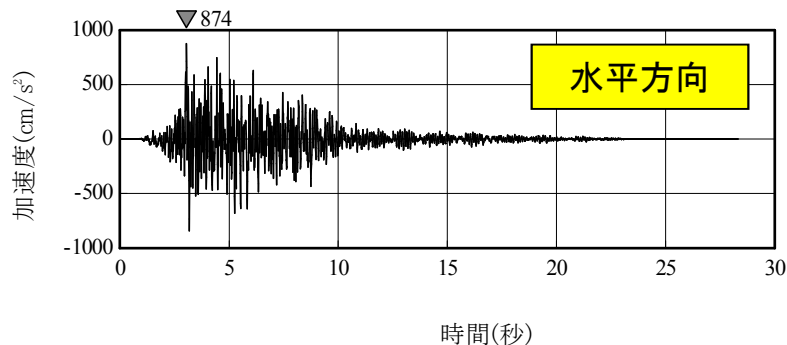
断層モデル(展開図)



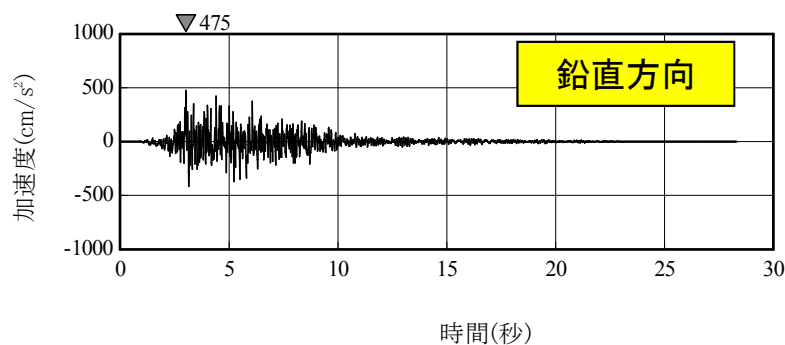
断面図

6. 検討用地震の地震動評価 断層モデルを用いた地震動評価

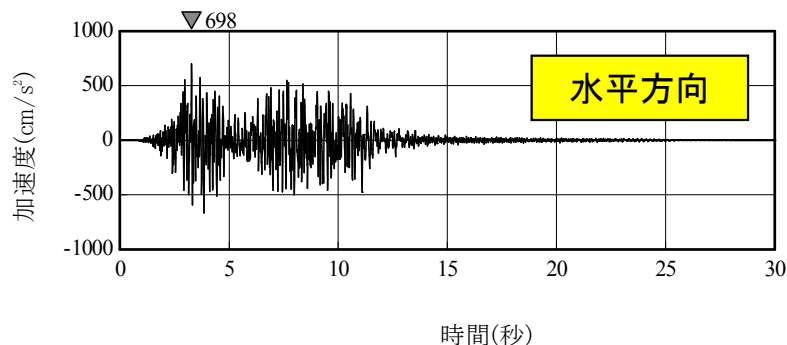
■不確かさケース1 (SMGAマントル内) 断層モデルを用いた手法による地震動評価結果 SGF<加速度時刻歴波形>



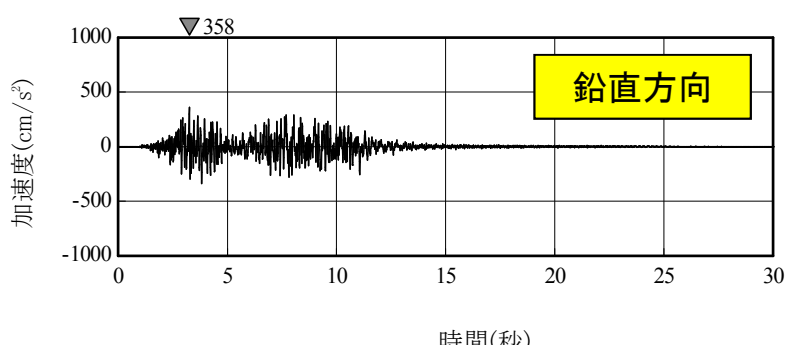
破壊開始点1



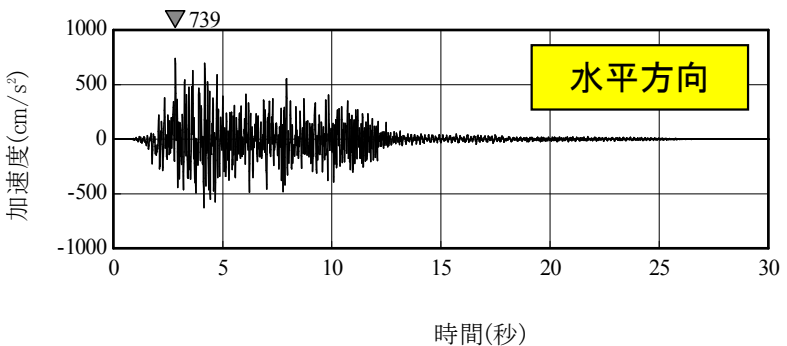
破壊開始点1



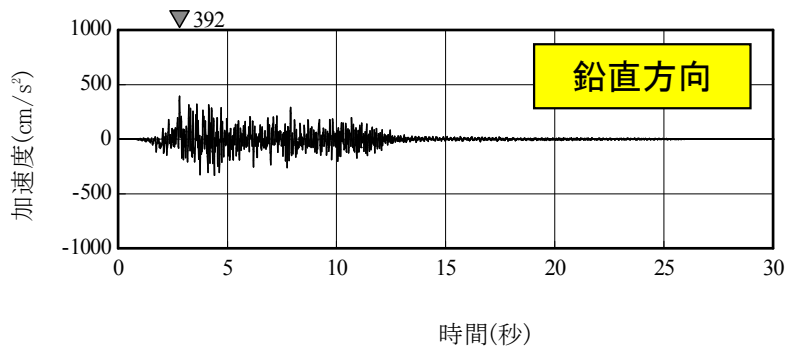
破壊開始点2



破壊開始点2



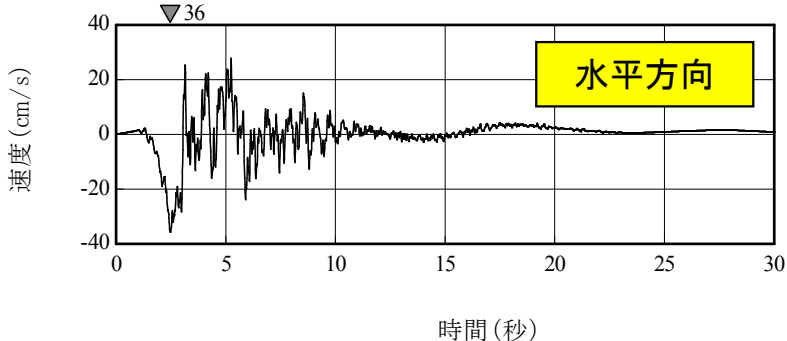
破壊開始点3



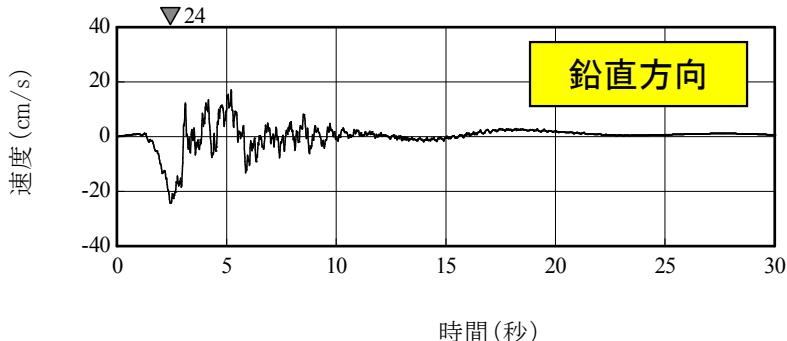
破壊開始点3

6. 検討用地震の地震動評価 断層モデルを用いた地震動評価

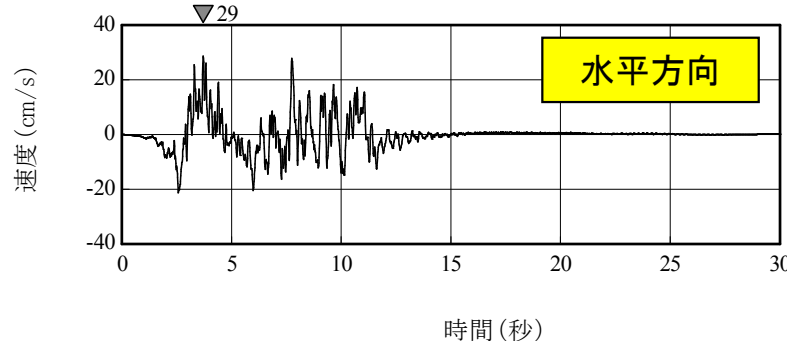
■不確かさケース1 (SMGAマントル内) 断層モデルを用いた手法による地震動評価結果 SGF<速度時刻歴波形>



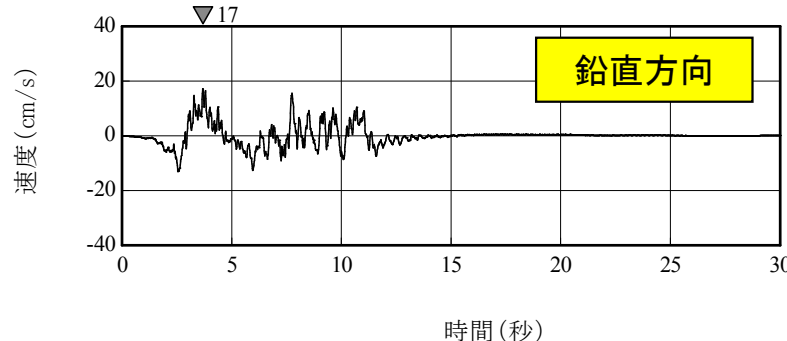
破壊開始点1



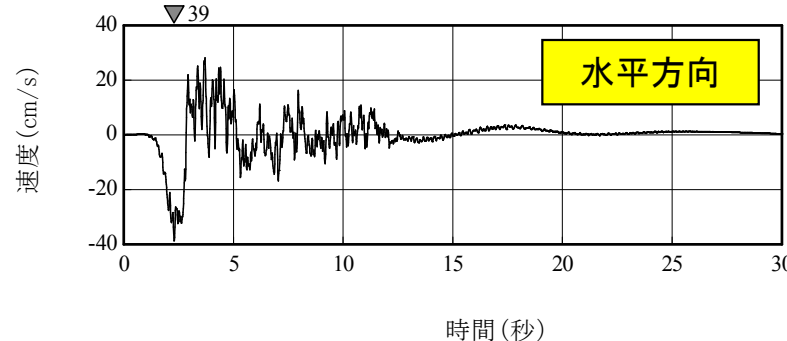
破壊開始点1



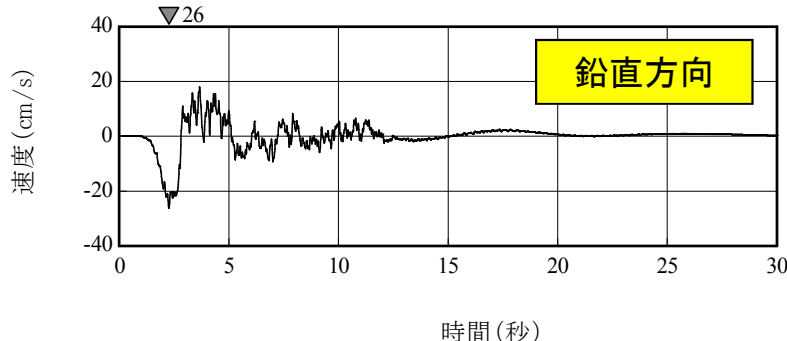
破壊開始点2



破壊開始点2



破壊開始点3



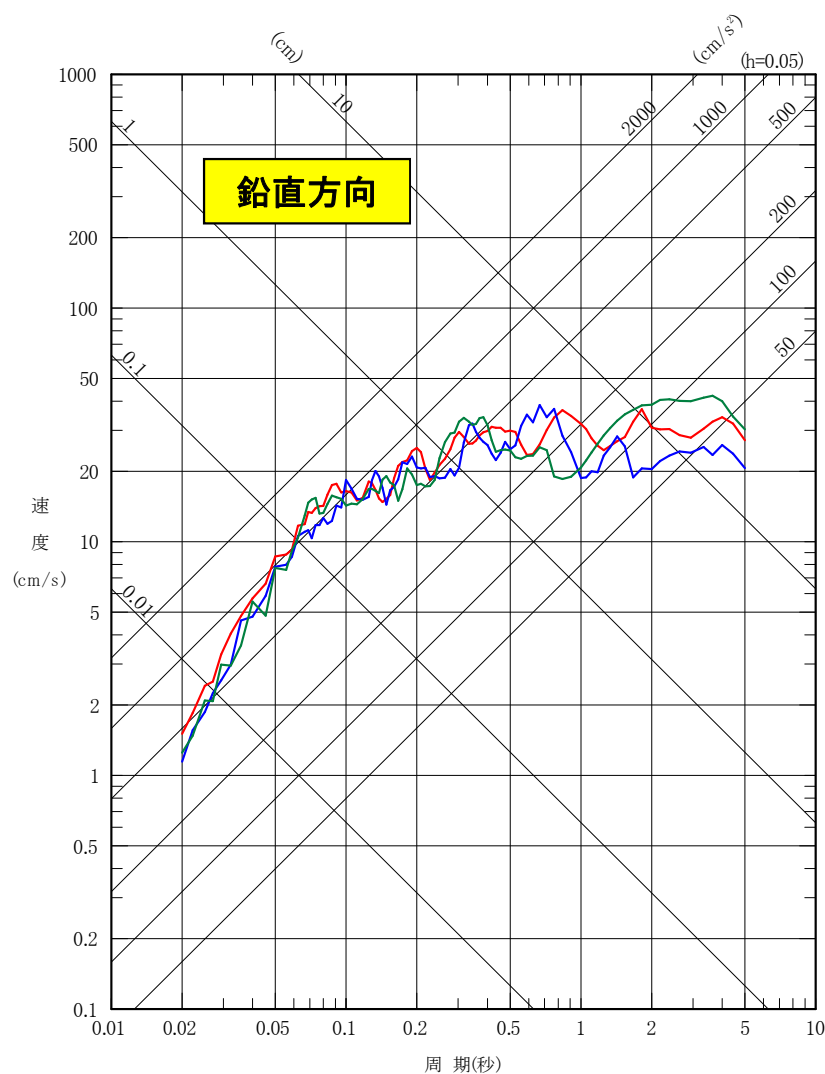
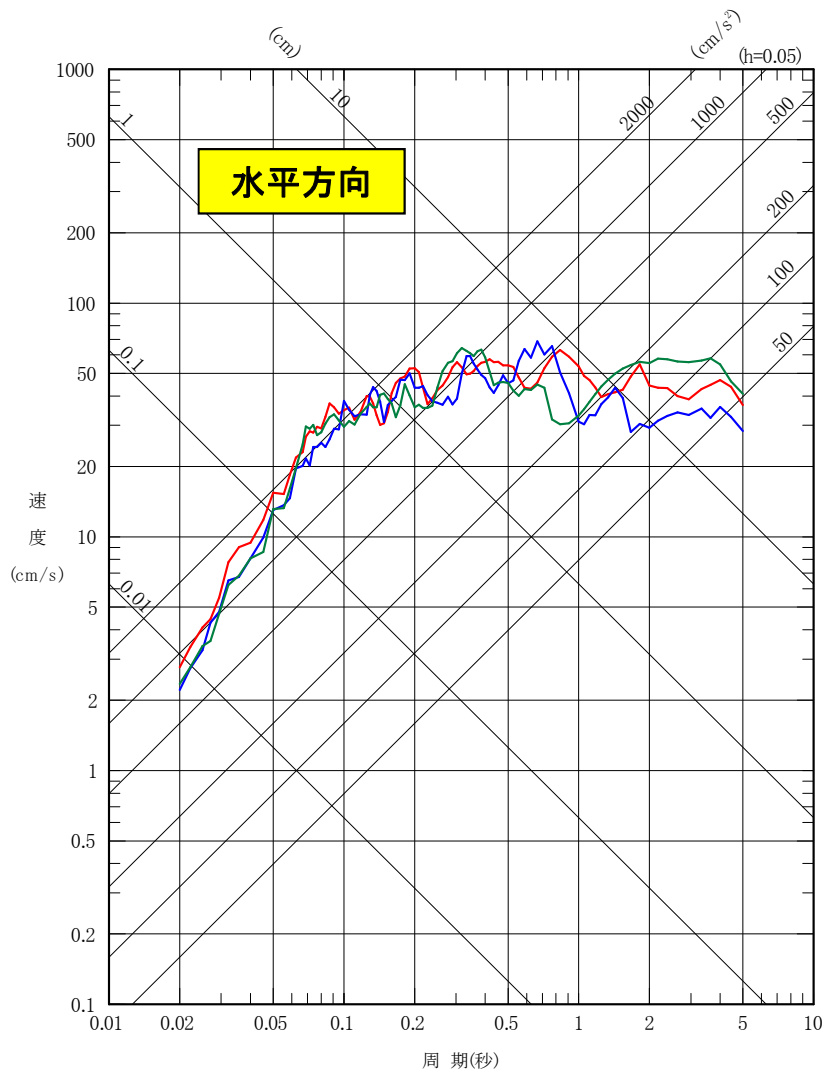
破壊開始点3

6. 検討用地震の地震動評価 断層モデルを用いた地震動評価

■不確かさケース1 (SMGAマントル内) 断層モデルを用いた手法による地震動評価結果 SGF<応答スペクトル>

- 破壊開始点1(不確かさケース1(SMGAマントル)SGF)
- 破壊開始点2(不確かさケース1(SMGAマントル)SGF)
- 破壊開始点3(不確かさケース1(SMGAマントル)SGF)

- 破壊開始点1(不確かさケース1(SMGAマントル)SGF)
- 破壊開始点2(不確かさケース1(SMGAマントル)SGF)
- 破壊開始点3(不確かさケース1(SMGAマントル)SGF)



6. 検討用地震の地震動評価

断層モデルを用いた地震動評価

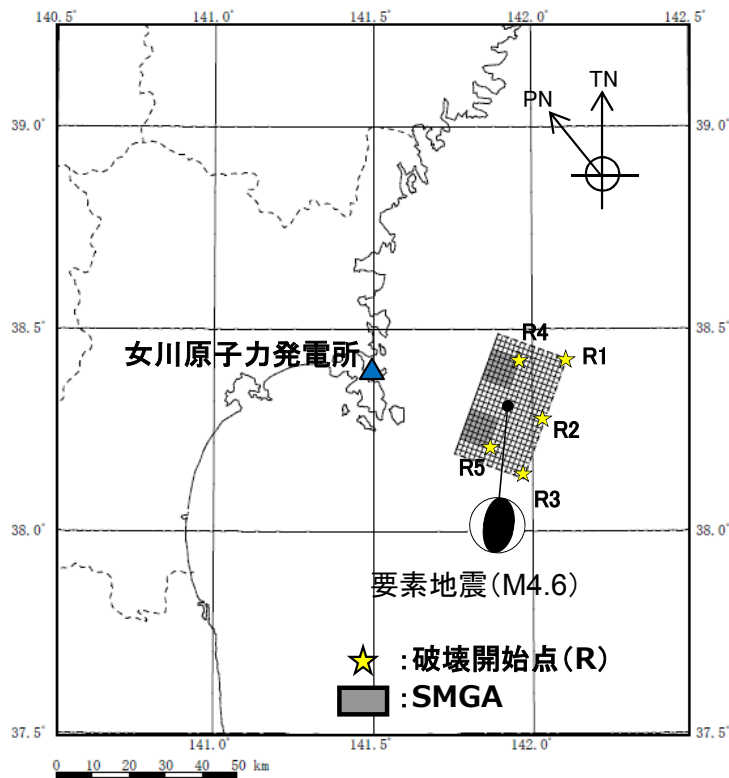
■不確かさケース2 (SMGA地殻内)

○断層モデル

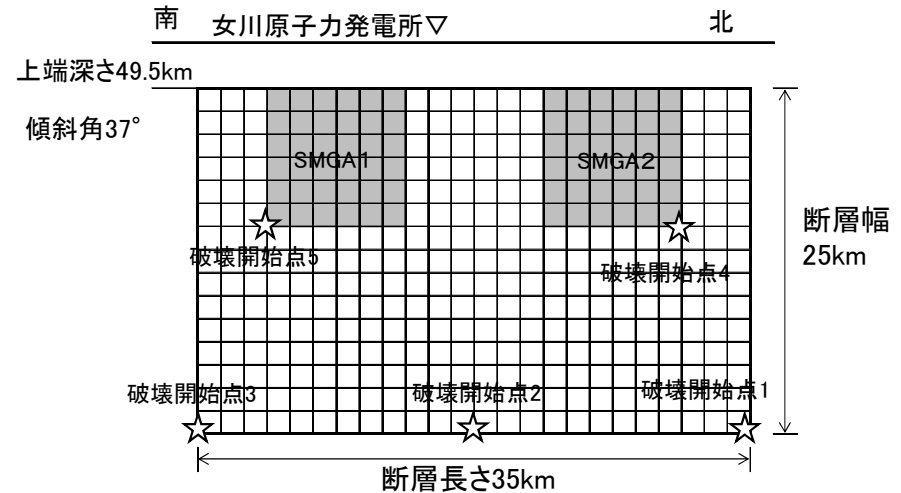
- ・地震規模としては、基本ケースと同様に予め規模の不確かさを考慮しM7.5とする。
- ・断層面は敷地に厳しい条件となるように4.7型地震の断層モデルの延長部に設定し、強震動生成域 (SMGA) を海洋地殻上端に配置する。また、短周期レベル (応力降下量) は、海洋性マントルと海洋地殻の物性の違いを考慮したうえで、保守的に笹谷ほか (2006) の1.2倍を考慮する。

○断層モデルを用いた地震動評価

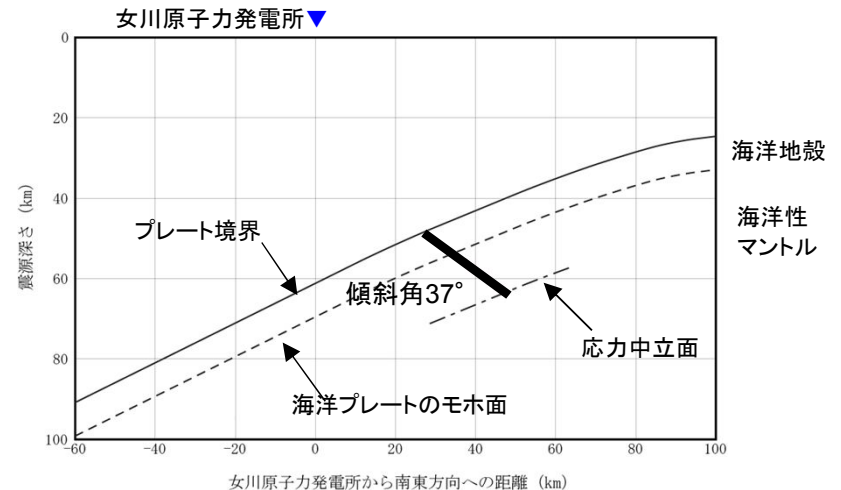
- ・経験的グリーン関数法により評価。要素地震は、海洋プレート内の比較的浅く (海洋地殻内)、想定断層のSMGAに近い位置で発生した地震を用いる。波形合成は入倉ほか (1997) による。



断層モデル(平面図)



断層モデル(展開図)



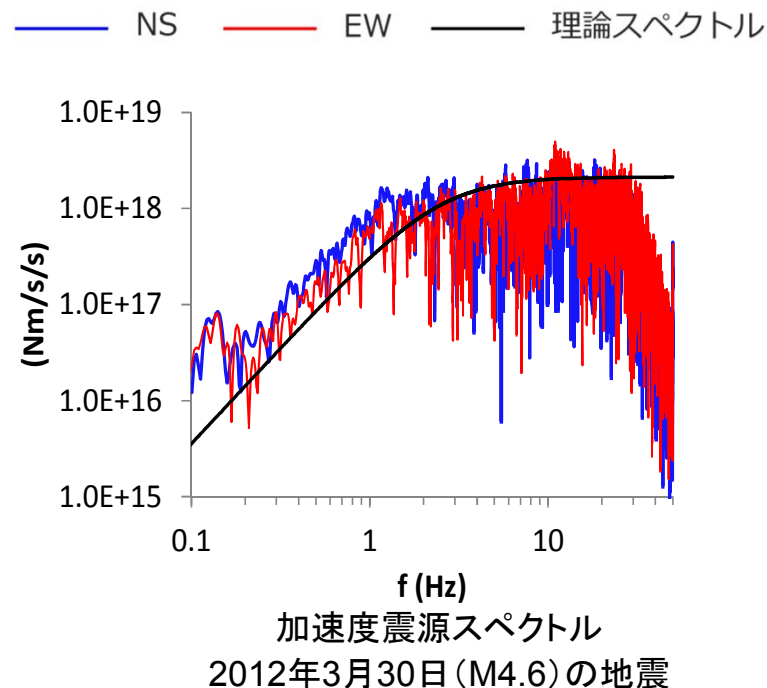
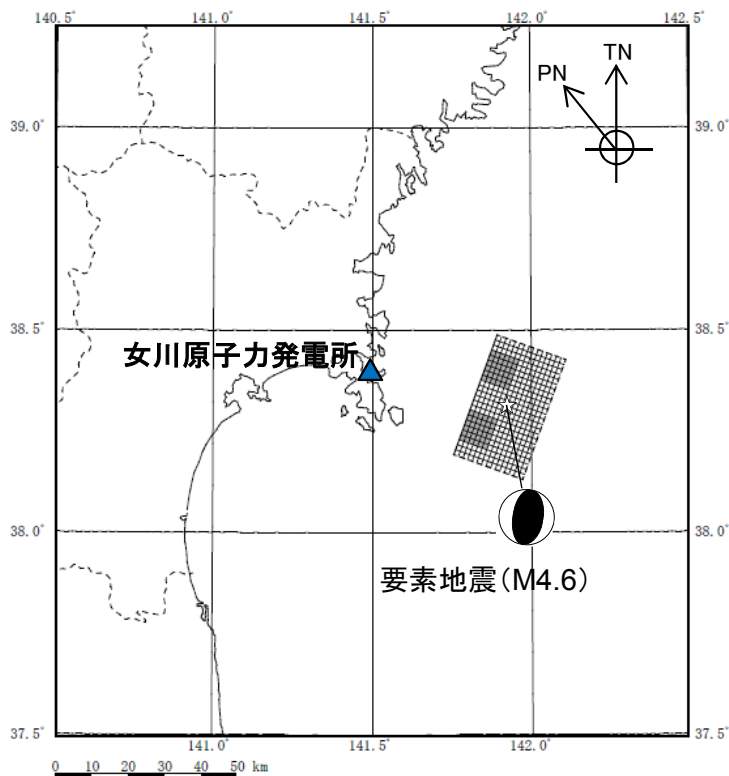
断面図

6. 検討用地震の地震動評価

断層モデルを用いた地震動評価

■不確かさケース2 (SMGA地殻内) 経験的グリーン関数法の要素地震

- 海洋地殻の地震動特性を地震動評価に反映させるため、要素地震の選定にあたっては、①強震動生成域 (SMGA) に震源位置が近く海洋プレート上面からの距離が10km以内、②震源メカニズムが想定地震と同様の逆断層型の地震、③M4.5以上、④周期5秒までSN比が明瞭な地震とした。



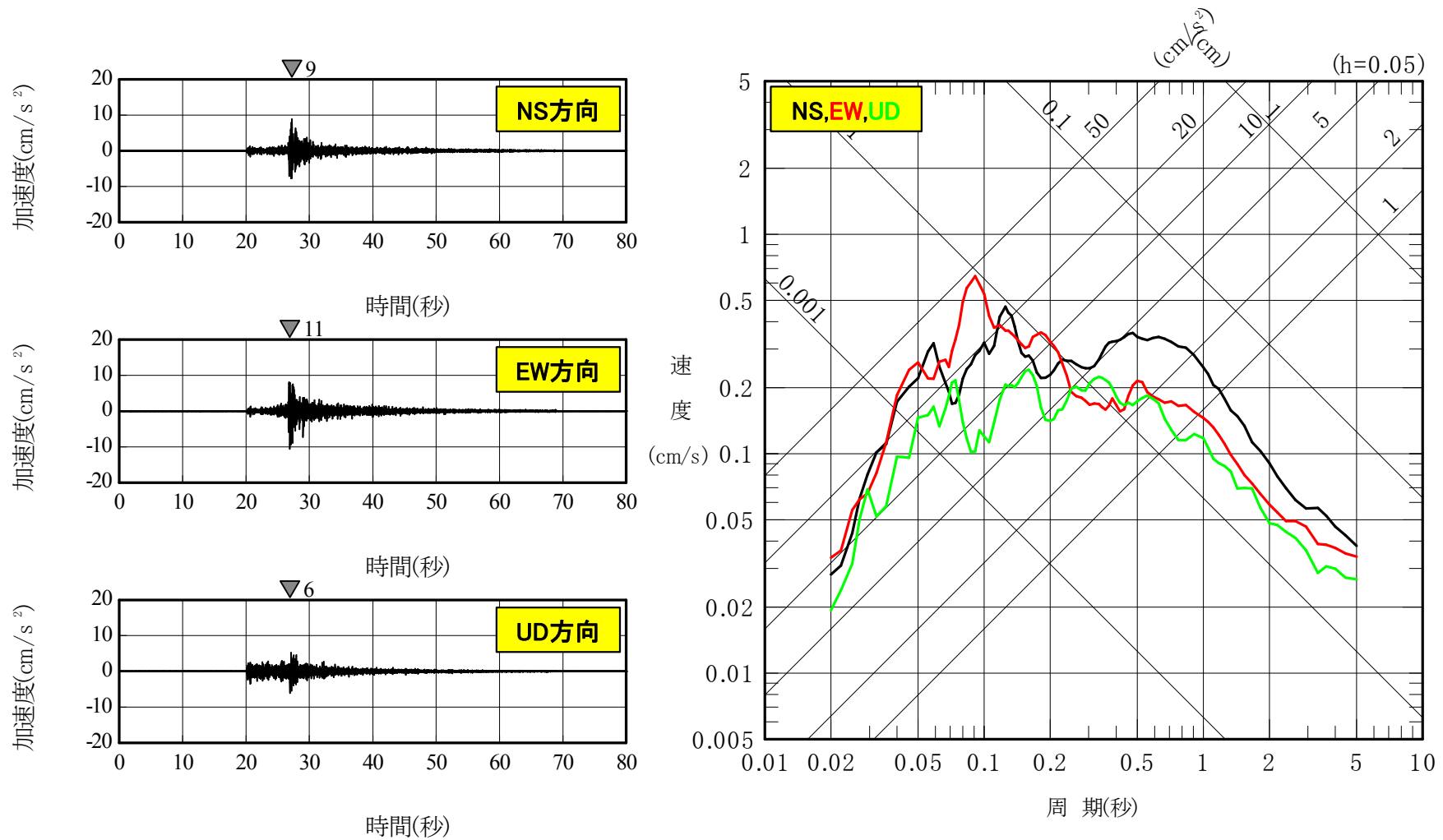
要素地震の諸元

発震の発生日時	震央位置 (経度, 緯度)	地震規模	震源深さ (km)	地震モーメント M_0 (Nm)	臨界振動数 f_c (Hz)	応力降下量 $\Delta \sigma$ (MPa)
2012年3月30日 5:38	141° 55.2' , 38° 18.7'	M4.6	50	9.01E+15	2.44	17.2

※地震諸元は、気象庁による。地震モーメント M_0 は、F-netによる。 f_c は、震源スペクトルより設定。

6. 検討用地震の地震動評価 断層モデルを用いた地震動評価

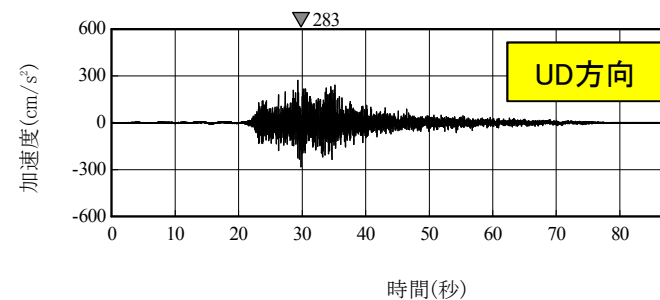
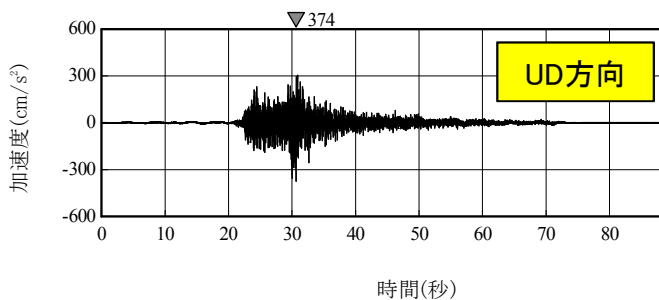
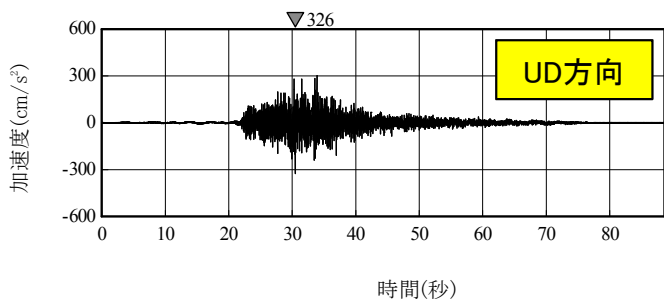
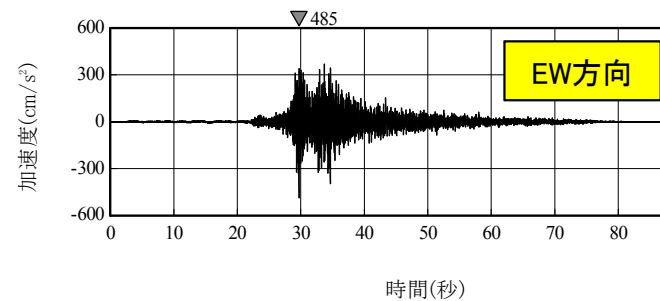
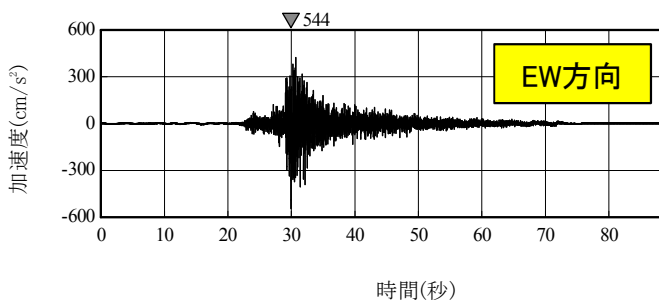
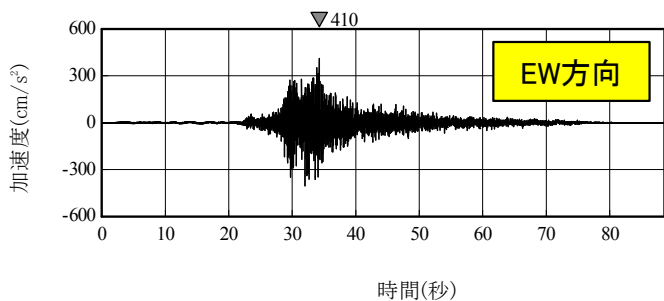
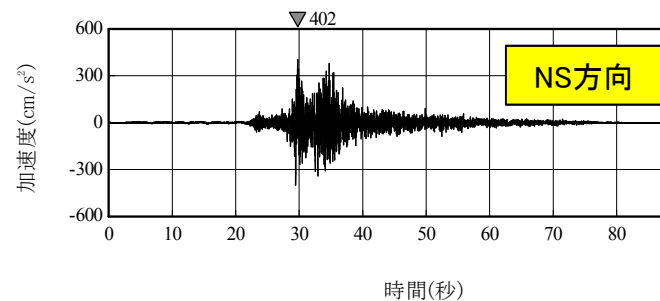
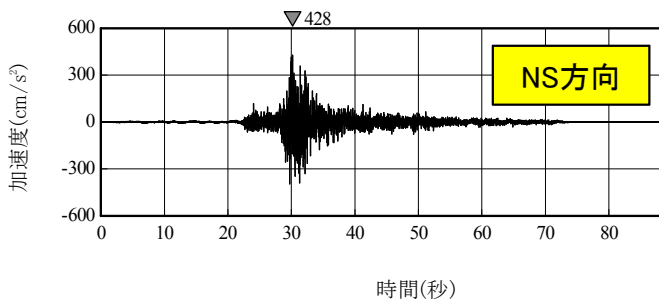
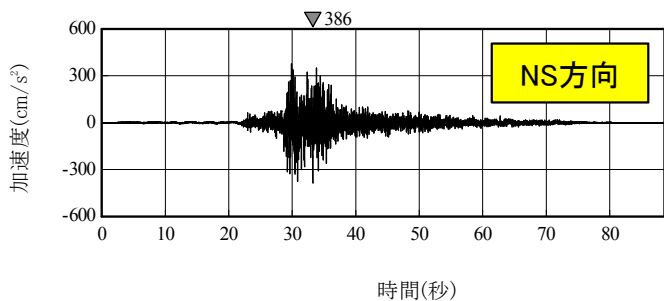
■不確かさケース2 (SMGA地殻内) 要素地震の観測記録(解放基盤相当(O.P.-8.6m)ではぎとり波)



2012年3月30日 (5:38) の宮城県沖の地震 (M4.6)

6. 検討用地震の地震動評価 断層モデルを用いた地震動評価

■不確かさケース2 (SMGA地殻内) 断層モデルを用いた手法による地震動評価結果 EGF<加速度時刻歴波形>



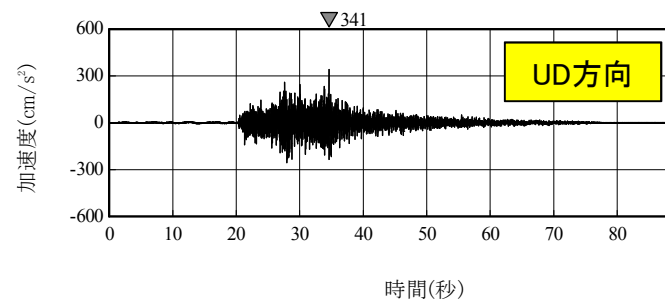
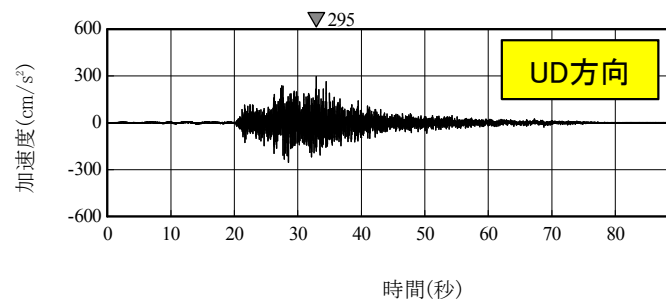
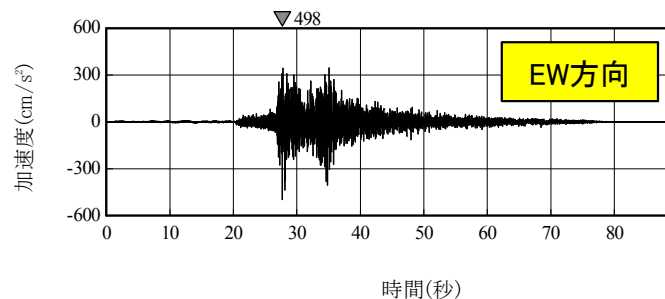
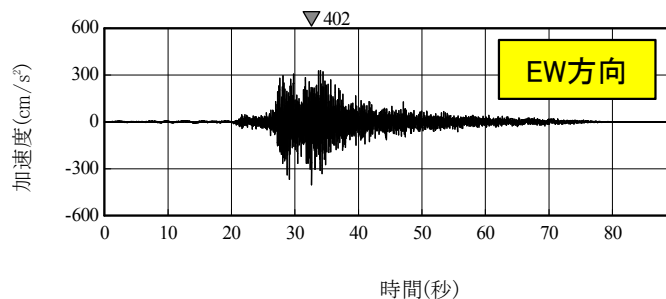
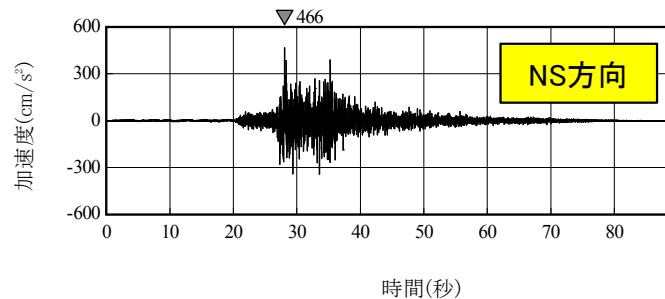
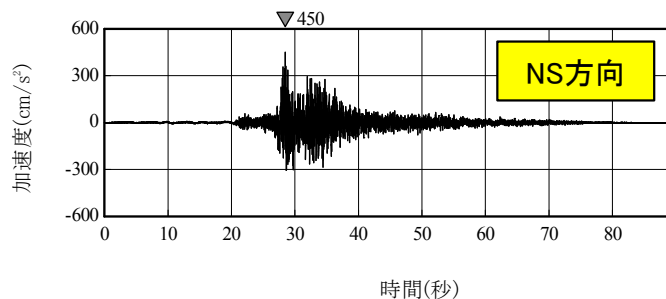
破壊開始点1

破壊開始点2

破壊開始点3

6. 検討用地震の地震動評価 断層モデルを用いた地震動評価

■不確かさケース2(SMGA地殻内) 断層モデルを用いた手法による地震動評価結果 EGF<加速度時刻歴波形>

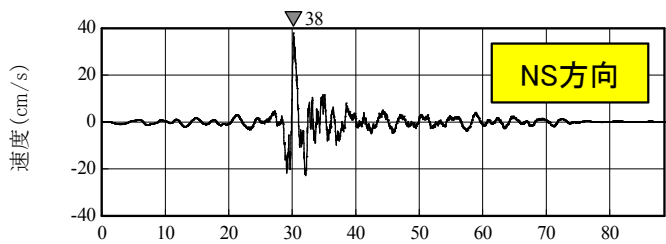


破壊開始点4

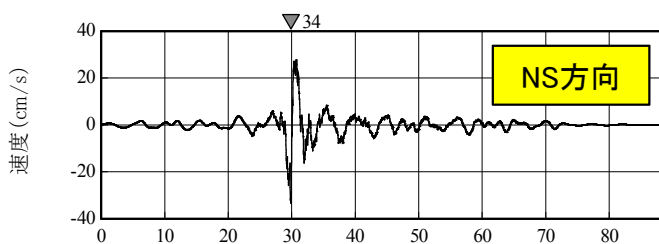
破壊開始点5

6. 検討用地震の地震動評価 断層モデルを用いた地震動評価

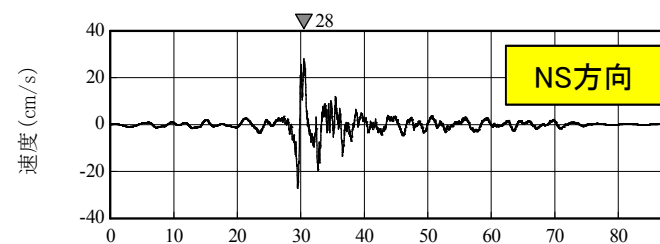
■不確かさケース2 (SMGA地殻内) 断層モデルを用いた手法による地震動評価結果 EGF<速度時刻歴波形>



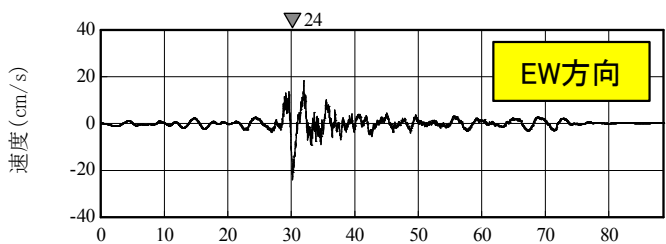
時間(秒)



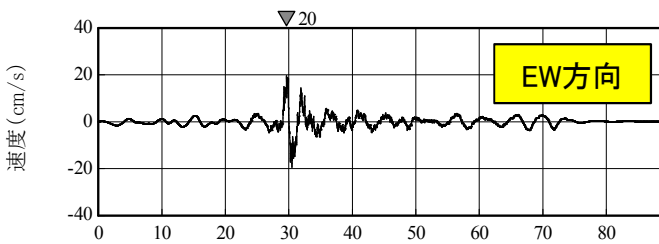
時間(秒)



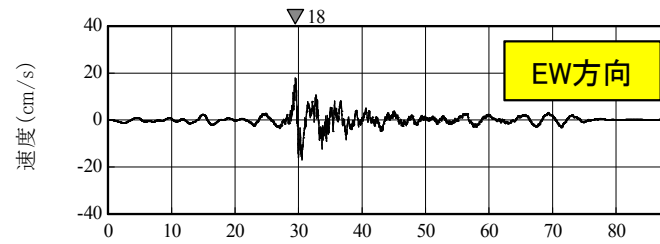
時間(秒)



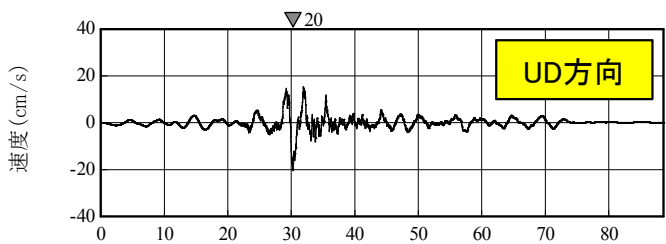
時間(秒)



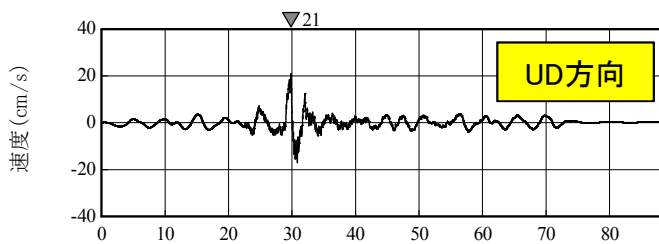
時間(秒)



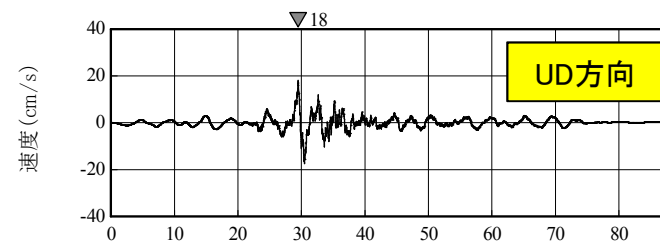
時間(秒)



時間(秒)



時間(秒)



時間(秒)

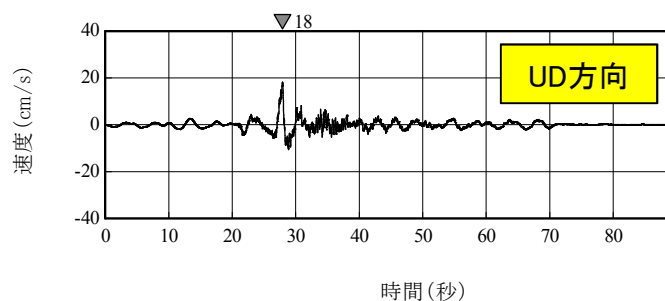
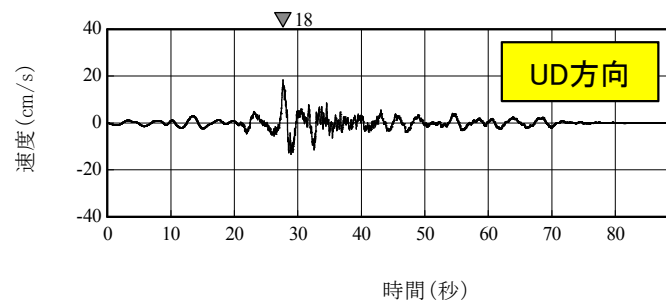
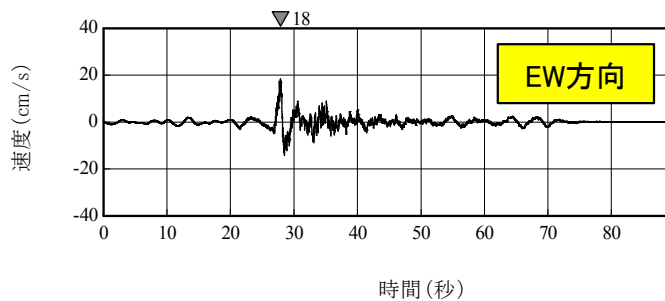
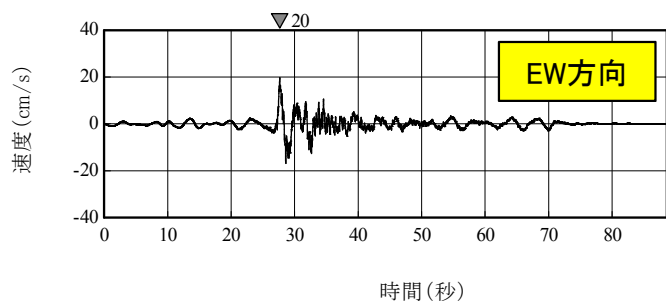
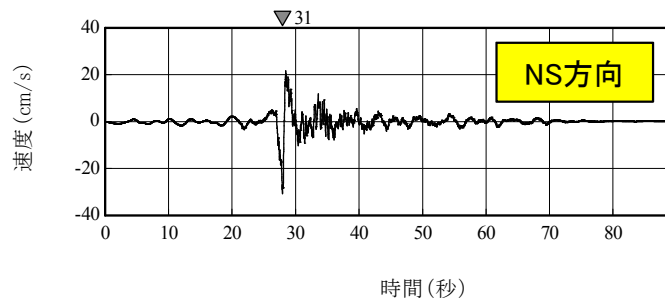
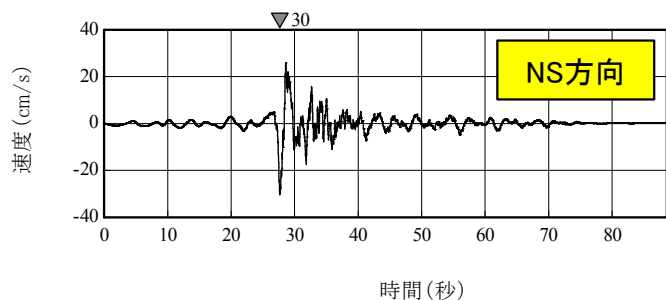
破壊開始点1

破壊開始点2

破壊開始点3

6. 検討用地震の地震動評価 断層モデルを用いた地震動評価

■不確かさケース2 (SMGA地殻内) 断層モデルを用いた手法による地震動評価結果 EGF<速度時刻歴波形>



破壊開始点4

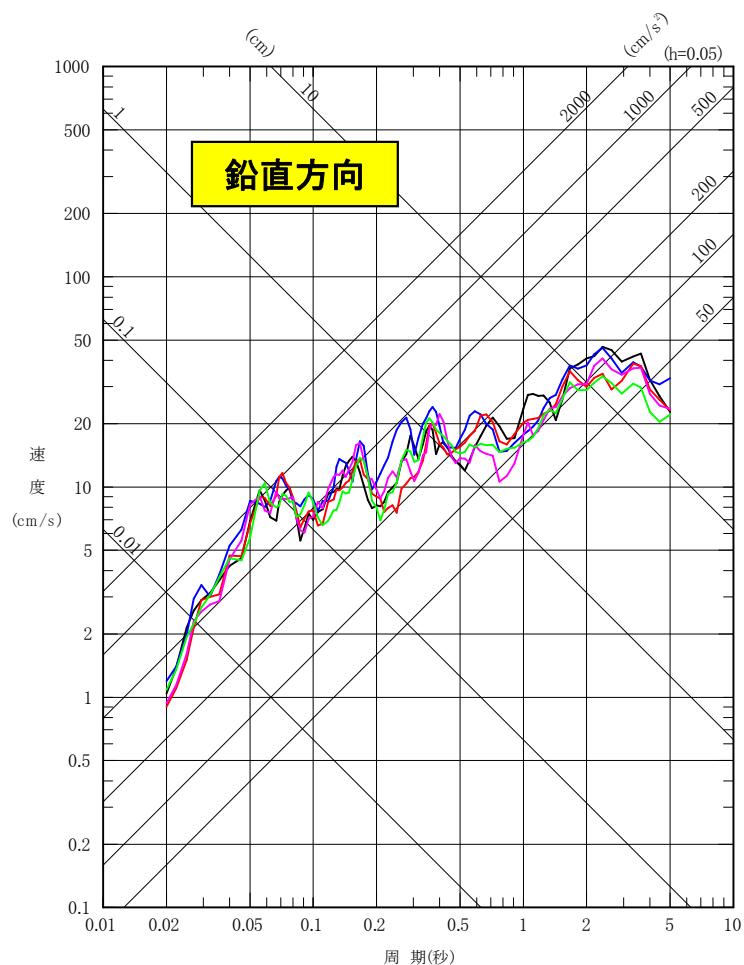
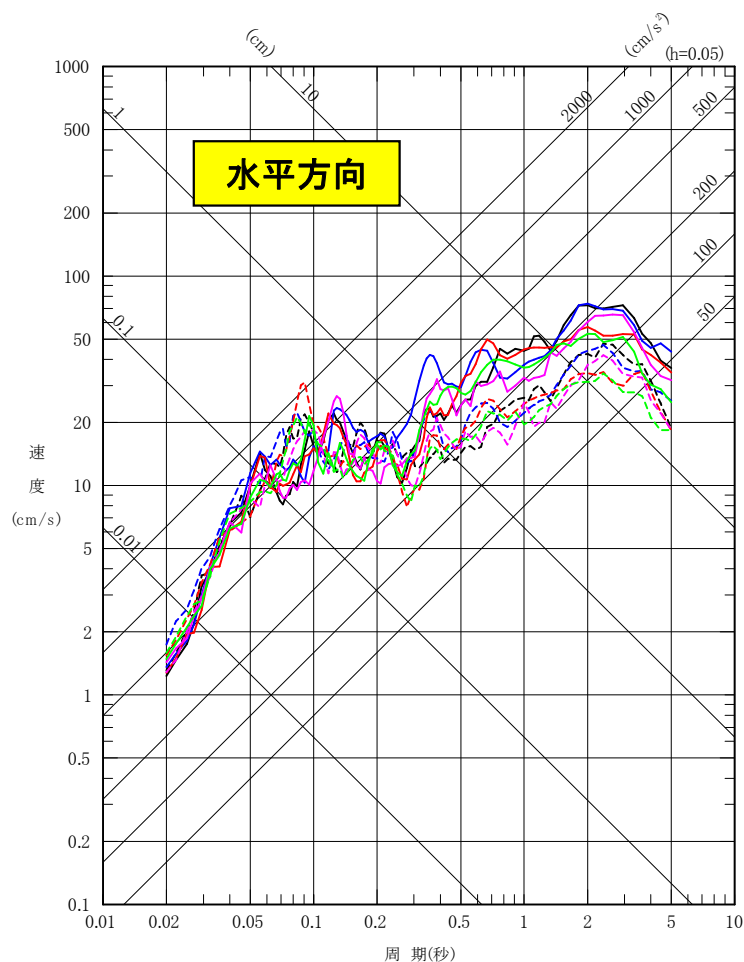
破壊開始点5

6. 検討用地震の地震動評価 断層モデルを用いた地震動評価

■不確かさケース2 (SMGA地殻内) 評価結果 EGF<応答スペクトル>

- 破壊開始点1 (NS), - - - 破壊開始点1 (EW) (不確かさケース2 (SMGA地殻内) EGF)
- 破壊開始点2 (NS), - - - 破壊開始点2 (EW) (不確かさケース2 (SMGA地殻内) EGF)
- 破壊開始点3 (NS), - - - 破壊開始点3 (EW) (不確かさケース2 (SMGA地殻内) EGF)
- 破壊開始点4 (NS), - - - 破壊開始点4 (EW) (不確かさケース2 (SMGA地殻内) EGF)
- 破壊開始点5 (NS), - - - 破壊開始点5 (EW) (不確かさケース2 (SMGA地殻内) EGF)

- 破壊開始点1 (UD) (不確かさケース2 (SMGA地殻内) EGF)
- 破壊開始点2 (UD) (不確かさケース2 (SMGA地殻内) EGF)
- 破壊開始点3 (UD) (不確かさケース2 (SMGA地殻内) EGF)
- 破壊開始点4 (UD) (不確かさケース2 (SMGA地殻内) EGF)
- 破壊開始点5 (UD) (不確かさケース2 (SMGA地殻内) EGF)

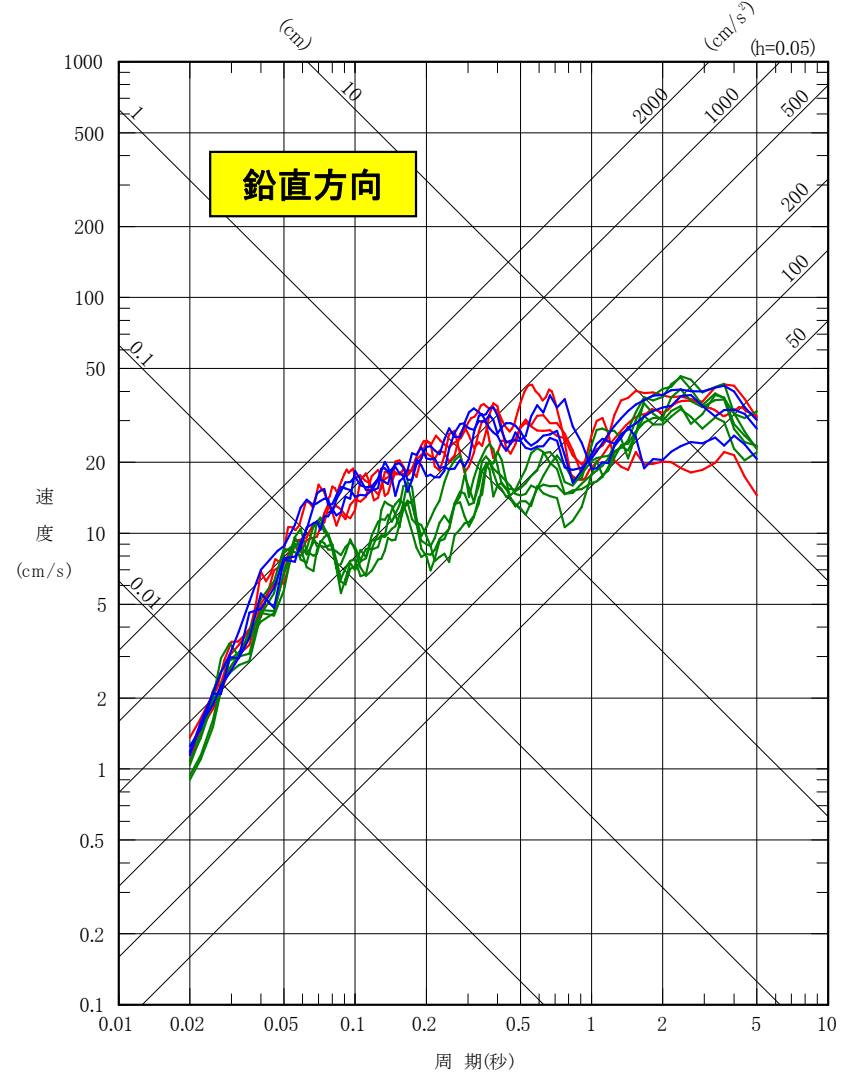
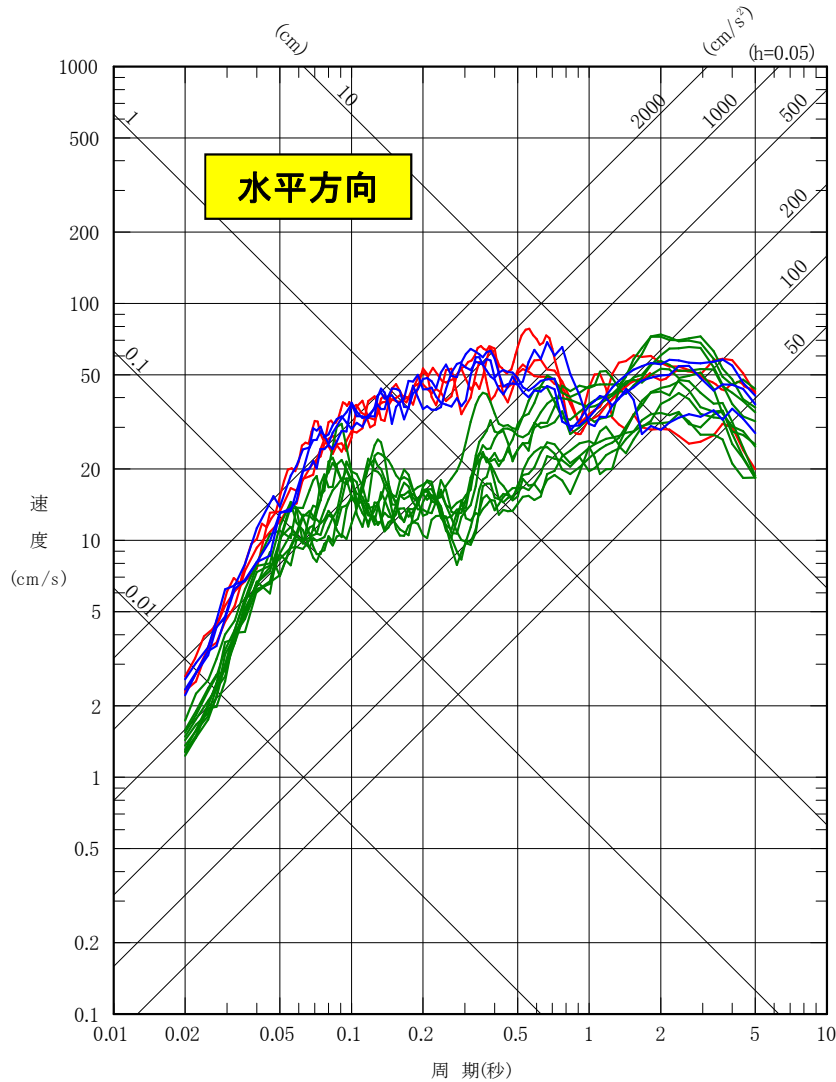


6. 検討用地震の地震動評価 断層モデルを用いた地震動評価

■断層モデルを用いた手法による地震動評価結果 まとめ <応答スペクトル>

- 基本ケース (SMGAマントル)SGF
- 不確かさケース1(SMGAマントル)SGF
- 不確かさケース2(SMGA地殻内)EGF

- 基本ケース (SMGAマントル)SGF
- 不確かさケース1(SMGAマントル)SGF
- 不確かさケース2(SMGA地殻内)EGF



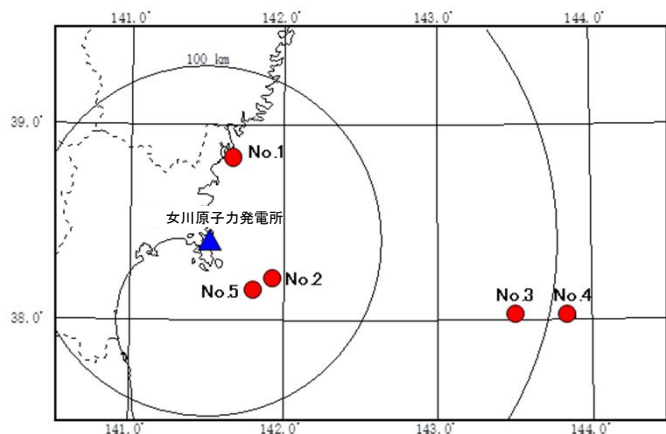
6. 検討用地震の地震動評価

応答スペクトルに基づく地震動評価

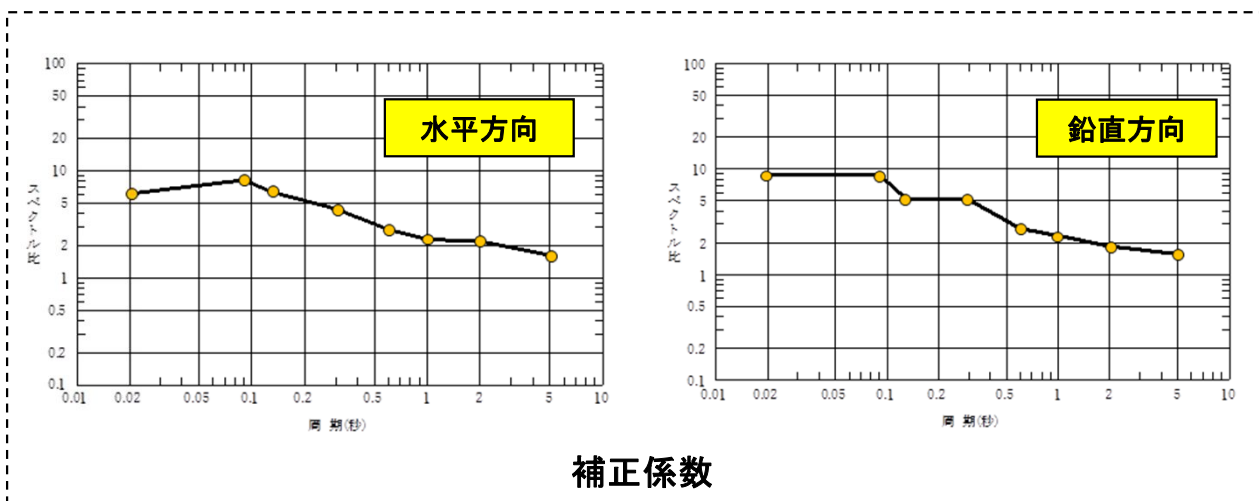
第309回審査会合(H27.12.16)
資料1 p.145 再掲

■補正係数の算定方法

- ・敷地で観測された海洋プレート内地震はプレート間地震と比較して少なく, Noda et al.(2002)のデータの範囲(M=5.5~7.0, Xeq=28~202km, 評価式を確認したデータセットM=5.4~8.1, Xeq=14~218km)に対応する海洋プレート内地震の数は限られている。
- ・地震数は少ないが, 敷地から約200kmの範囲内で発生したM6以上の海洋プレート内地震5地震を対象とし, これらの観測記録の応答スペクトルとNoda et al.(2002)に基づく応答スペクトルの比の平均値を基にサイト補正係数を算出。
- ・サイト補正係数のコントロールポイントは, Noda et al.(2002)によるコントロールポイントの周期(8点)の値とする。



サイト補正係数算定に用いた地震の震央分布



サイト補正係数算定に用いた地震の諸元

No.	発生日時	M	震央距離 (km)	震源深さ (km)
1	2003年5月26日	7.1	48	72
2	2011年4月7日	7.2	43	66
3	2011年7月10日	7.3	180	34
4	2012年12月7日	7.3	211	49
5	2013年8月4日	6.0	37	58

Table 1. Control Points of Horizontal Earthquake Motion on Seismic Bedrock

Field	M	Xeq (km)	Coordinates of Control Points pSv (cm/s)							
			A	B	C	D	E	F	G	H
			TA(s)	TB(s)	TC(s)	TD(s)	TE(s)	TF(s)	TG(s)	TH(s)
Very Near	8.5	40	1.62	18.44	27.32	47.87	68.05	64.66	53.52	40.06
	8	25	1.69	20.05	28.96	48.22	67.80	65.25	52.51	38.35
	7	12	1.40	17.20	24.84	33.86	43.42	36.42	25.15	17.85
	6	6	1.04	12.82	18.51	21.84	23.17	17.41	9.64	3.88
Near	8.5	80	0.73	7.36	11.43	22.92	34.79	32.58	27.60	21.96
	8	50	0.67	7.45	11.17	20.05	28.65	27.06	22.70	17.19
	7	20	0.78	9.44	13.64	19.10	24.83	20.69	14.48	10.37
Intermediate	6	8	0.77	9.45	13.65	16.23	17.18	12.73	7.16	2.89
	8.5	160	0.26	2.22	3.67	9.45	15.17	14.83	13.64	12.26
	8	100	0.32	3.08	4.86	10.27	18.04	14.98	12.73	10.37
Far	7	50	0.23	2.65	4.01	6.02	7.64	6.88	4.87	3.64
	6	25	0.21	2.49	3.60	4.54	4.84	3.98	2.07	0.86
	8.5	200	0.18	1.44	2.43	6.87	11.17	11.17	10.67	10.04
	8	200	0.10	0.80	1.35	3.82	6.21	6.21	5.93	5.58
Far	7	125	0.046	0.43	0.70	1.34	1.81	1.59	1.26	1.05
	6	78	0.041	0.45	0.65	0.95	1.03	0.80	0.49	0.22

The value of pSv is pseudo-velocity response spectrum with a damping factor of 5%.

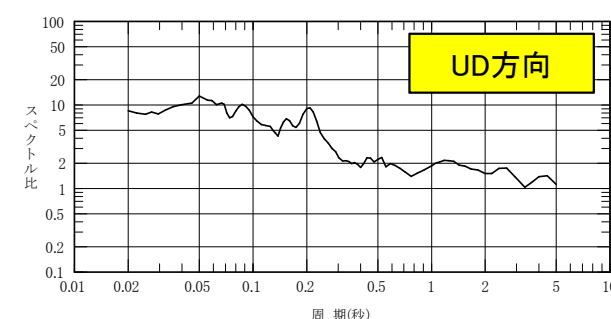
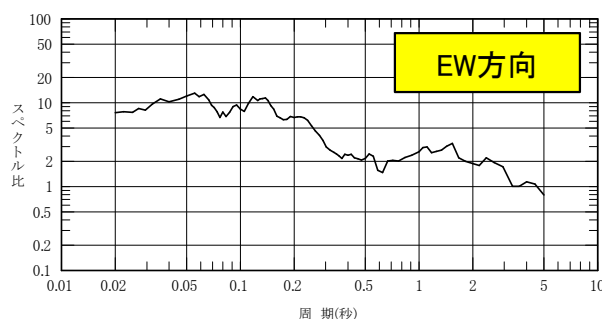
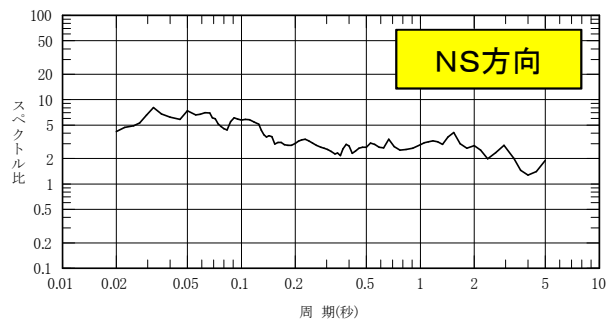
※地震諸元: 気象庁地震カタログ

6. 検討用地震の地震動評価

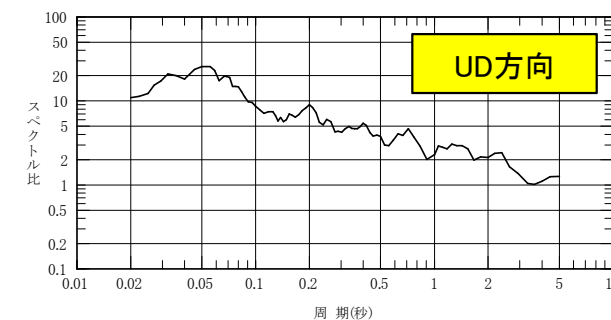
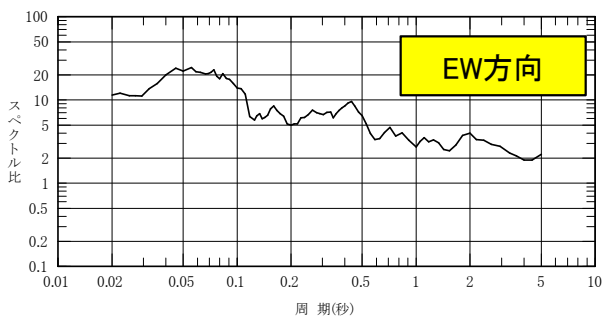
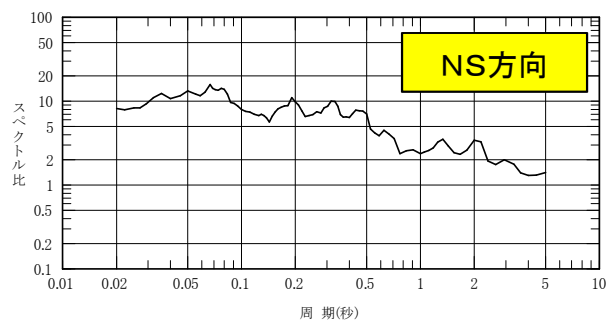
応答スペクトルに基づく地震動評価

第309回審査会合(H27.12.16)
資料1 p.146 再掲

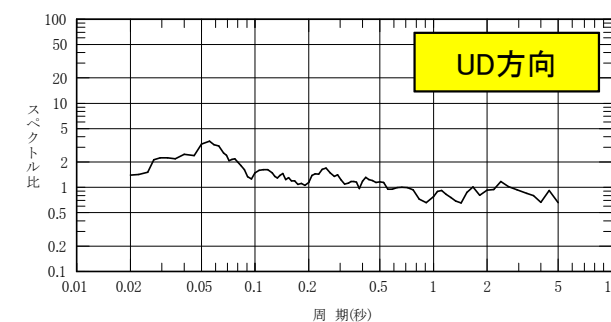
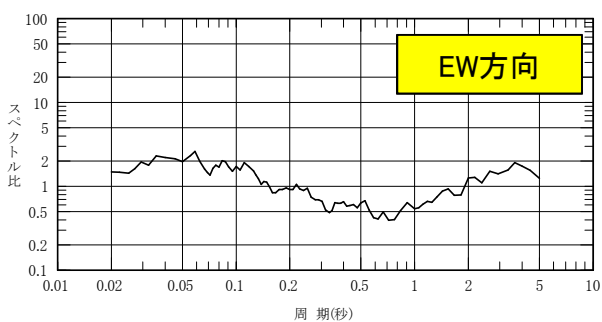
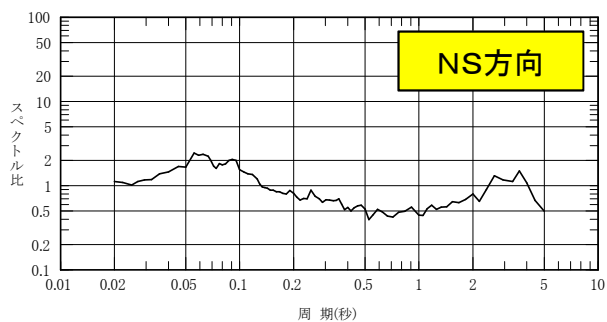
■観測記録の応答スペクトルとNoda et al.(2002)に基づく応答スペクトルの比



No.1 2003年5月26日の地震(M7.1)



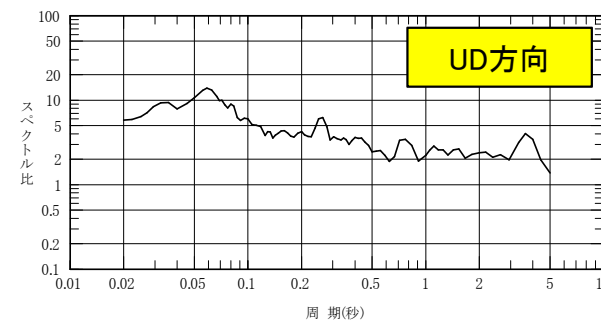
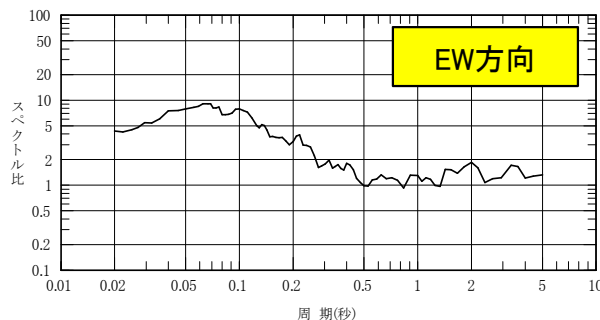
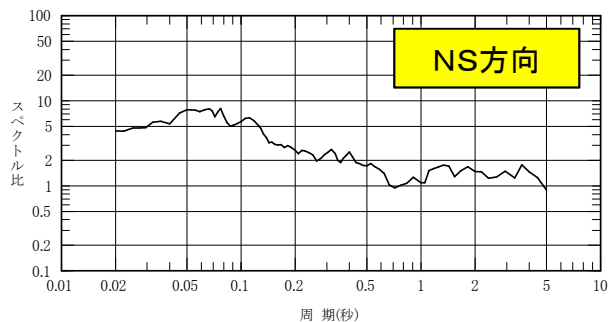
No.2 2011年4月7日の地震(M7.2)



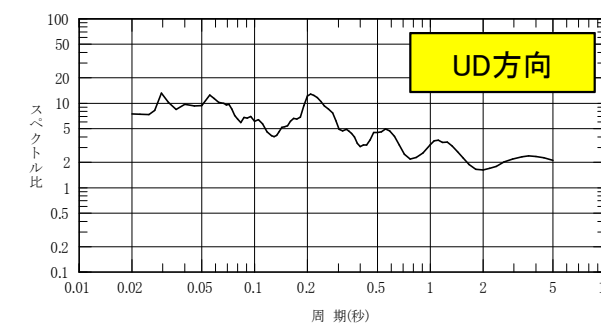
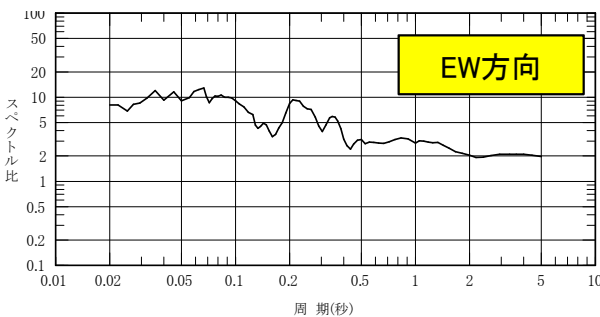
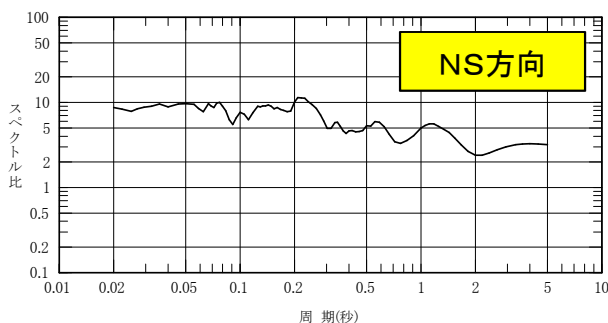
No.3 2011年7月10日の地震(M7.3)

6. 検討用地震の地震動評価 応答スペクトルに基づく地震動評価

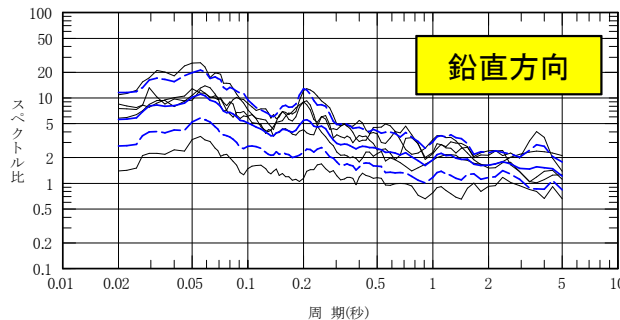
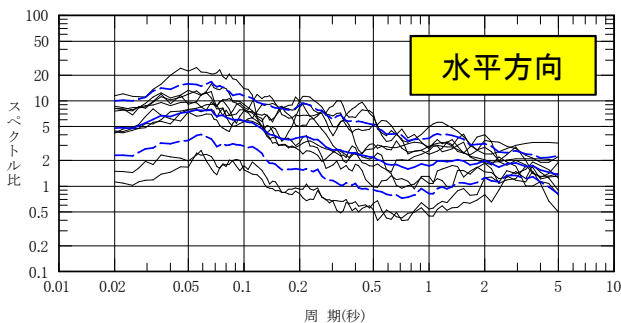
■観測記録の応答スペクトルとNoda et al.(2002)に基づく応答スペクトルの比



No.4 2012年12月7日の地震(M7.3)



No.5 2013年8月4日の地震(M6.0)



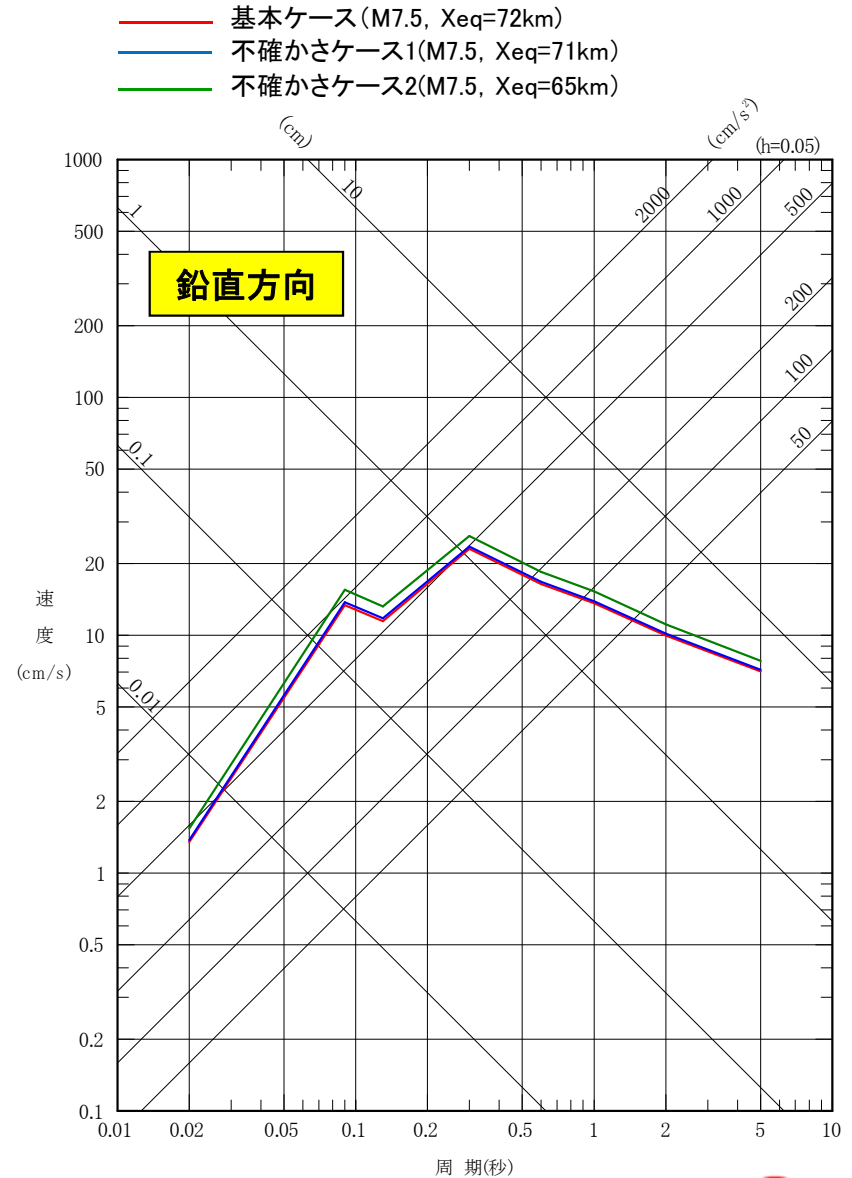
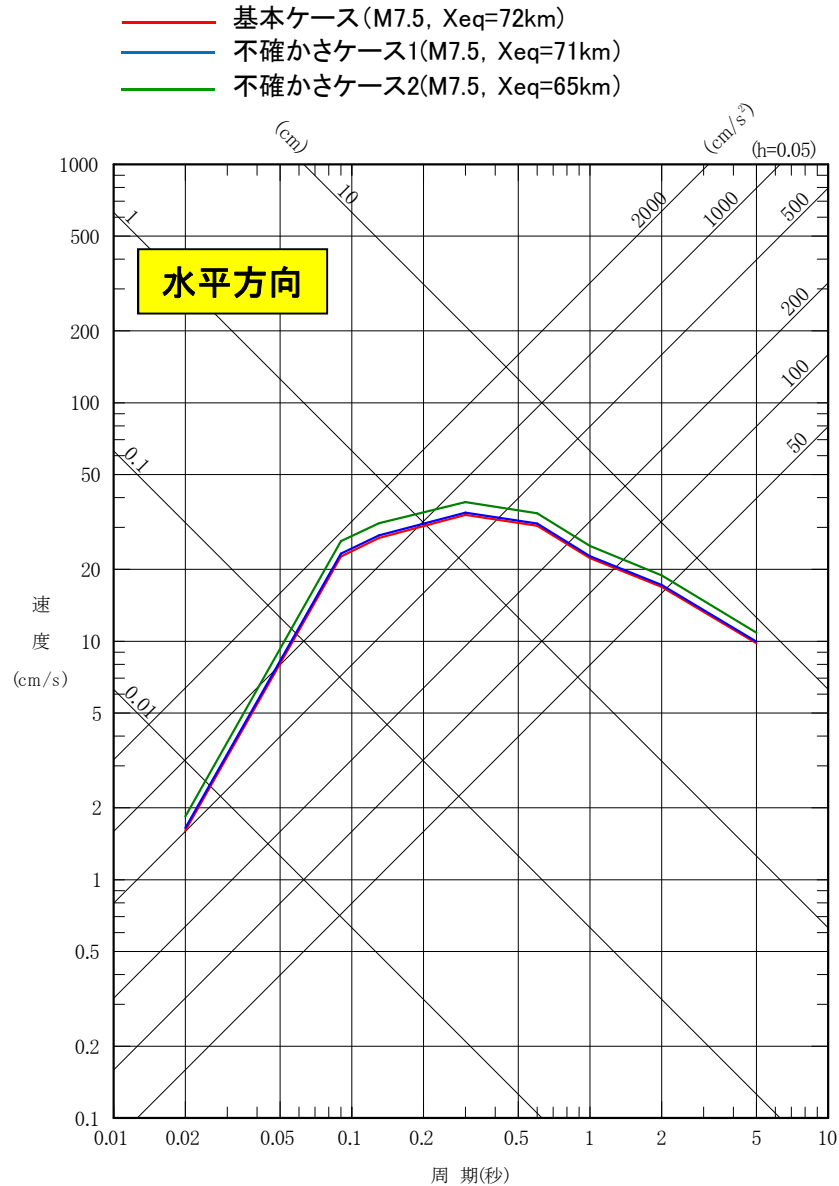
— 各地震のNoda et al.(2002)との応答スペクトル比
 — 5地震の平均
 - - - 5地震の平均±標準偏差

5地震のNoda et al.(2002)との応答スペクトル比及び平均と±σ

6. 検討用地震の地震動評価

応答スペクトルに基づく地震動評価

■ 応答スペクトルに基づく地震動評価結果 まとめ <応答スペクトル>



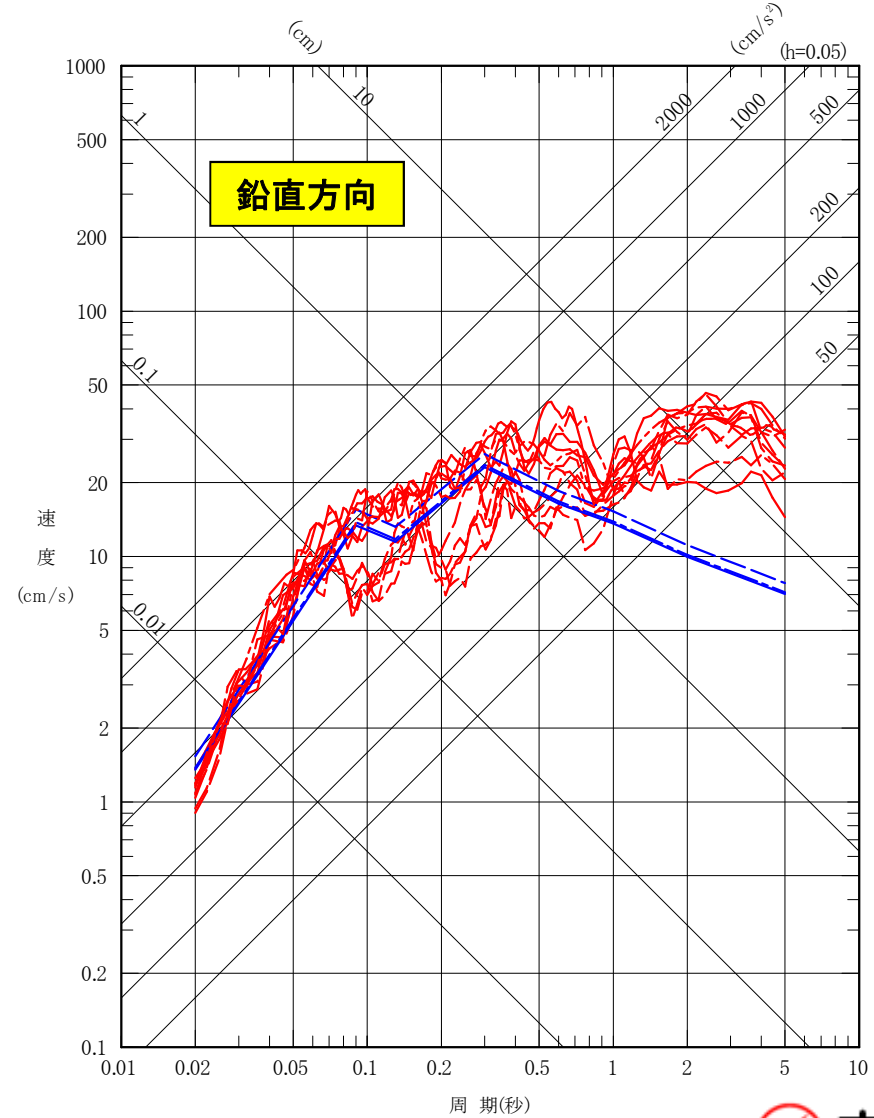
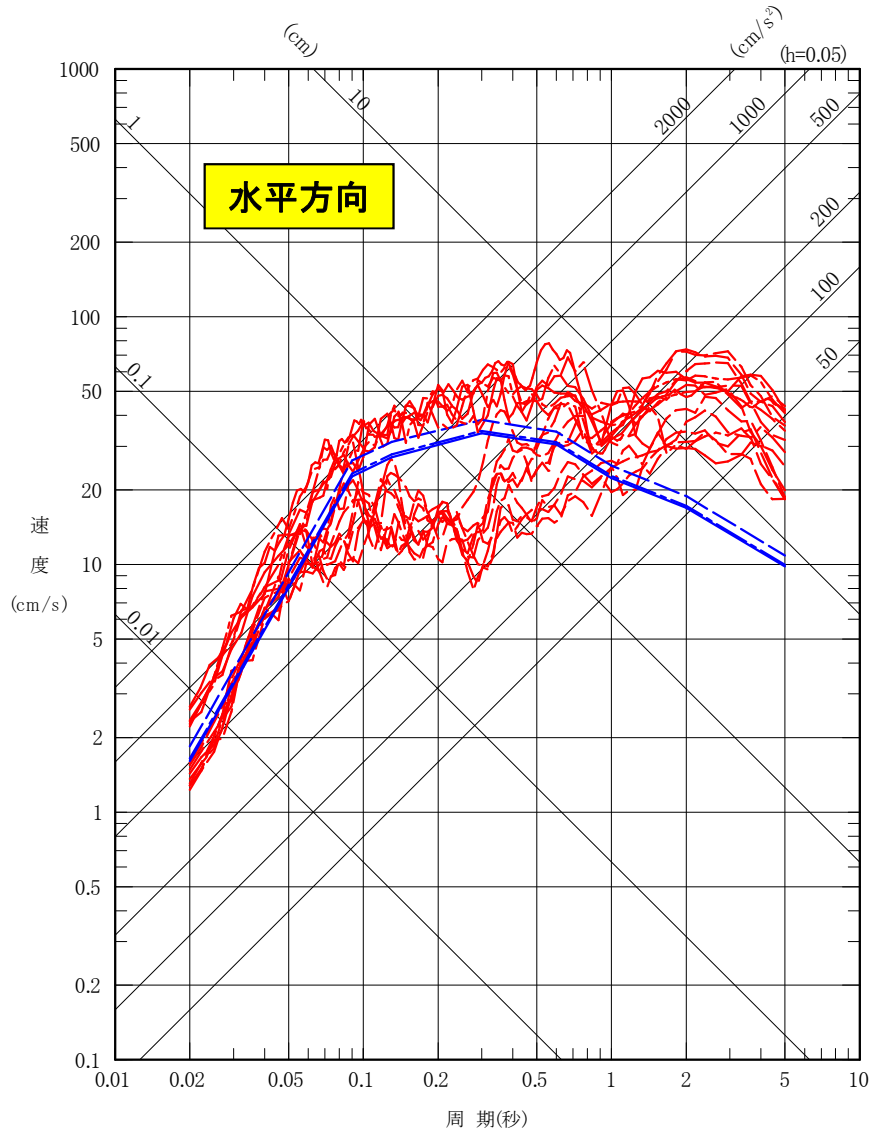
6. 検討用地震の地震動評価

検討用地震の地震動評価 まとめ

■断層モデルを用いた手法による評価(基本ケース, 不確かさケース), 応答スペクトルに基づく評価

— 断層モデルによる評価(基本) — 応答スペクトルに基づく評価(基本)
 - - 不確かさケース1 - - 不確かさケース1
 - - 不確かさケース2 - - 不確かさケース2

— 断層モデルによる評価(基本) — 応答スペクトルに基づく評価(基本)
 - - 不確かさケース1 - - 不確かさケース1
 - - 不確かさケース2 - - 不確かさケース2



参考文献

1. 笹谷努, 森川信之, 前田宜浩(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
2. 宇津徳治(1999): 地震活動総説, 東京大学出版会, 1999
3. 木村学(2002): プレート収束帯のテクトニクス学, 東京大学出版会, 2002
4. Seno, T. and Y. Yamanaka (1998): Arc stresses determined by slabs: Implications for mechanisms of back-arc spreading, *Geophysical Research Letters*, Vol.25, No.17, Pages 3227-3230, September 1, 1998
5. 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.
6. 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.
7. Jose A. Alvarez-Gomez, Omar Q. Gutierrez Gutierrez, Inigo Aniel-Quiroga, M. Gonzalez (2012): Tsunamigenic potential of outer-rise normal faults at the Middle America trench in Central America, *Tectonophysics* 574-575, 133-143
8. 長谷川昭, 中島淳一, 内田直希, 梁田高広, 岡田知己, 趙大鵬, 松澤暢, 海野徳仁(2012): 沈み込み帯の地震の発生機構 - 地殻流体に規定されて発生する沈み込み帯の地震 -, *地学雑誌*, 121(1), 128-160
9. 中島淳一, 長谷川昭, 北佐枝子, 太田雄策, 大園真子, 三浦哲(2011): 東北地方太平洋沖地震の誘発地震~4月7日のスラブ内地震(M7.1)について~, *日本地震学会講演予稿集*, A21-13
10. 長谷川昭, 中島淳一, 内田直希, 弘瀬冬樹, 北佐枝子, 松澤暢(2010): 日本列島下のスラブの三次元構造と地震活動, *地学雑誌*, 119(2), 190-204
11. Nakajima, J., A. Hasegawa, and S. Kita (2011): Seismic evidence for reactivation of a buried hydrated fault in the Pacific slab by the 2011 M9.0 Tohoku Earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, 38, L00G06, doi:10.1029/2011GL048432, 2011.
12. 東北大学(2008): 2008年7月24日 岩手県沿岸北部の地震(M6.8), 東北大学大学院理学研究科 地震・噴火予知研究観測センター, <http://www.aob.gp.tohoku.ac.jp/info/topics/topics-080724/>
13. 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/>
14. 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*, B25
15. 地震ハザードステーション(2014): 独立行政法人防災科学技術研究所, 地震ハザードステーション(Japan Seismic Hazard Information Station, 略称: J-SHIS) (オンライン), <<http://www.j-shis.bosai.go.jp/>>
16. 山中佳子(2011): リアルタイム地震学(NGY地震学ノート), 名古屋大学地震火山・防災研究センター, http://www.seis.nagoya-u.ac.jp/sanchu/Seismo_Note/2011/NGY37.html

参考文献

17. Ohta Y., S. Miura, M. Ohzono, S. Kita, T. Iinuma, T. Demachi, K. Tachibana, T. Nakayama, S. Hirahara, and S. Suzuki, T. Sato, N. Uchida, A. Hasegawa, and N. Umino (2011): Large intraslab earthquake (2011 April 7 M7.1) after the 2011 off the Pacific coast of Tohoku earthquake (M9.0): Coseismic fault model based on the dense GPS network data, Earth Planets Space, 63(12), 1207–1211, 2011.
18. 東北大学(2011): 東北大学大学院理学研究科 第190回 地震予知連絡会, <<http://www.aob.gp.tohoku.ac.jp/project/yoti/y-zisin/ccep/>>
19. 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
20. 浅野公之, 岩田知孝, 入倉孝次郎(2004): 2003年5月26日に宮城県沖で発生したスラブ内地震の震源モデルと強震動シミュレーション, 地震 第2輯, 第57巻
21. 佐藤智美(2004): 強震記録に基づく2003年宮城県沖の地震の大加速度の成因に関する研究, 日本建築学会構造系論文集, 第581号
22. Saeko Kita and Kei 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.
23. 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)
24. 藤井敏嗣, 瀬瀬一起(2008): 地震・津波と火山の事典, 東京大学地震研究所, 2008
25. Kakehi, Y. (2004): Analysis of the 2001 Geiyo, Japan, earthquake using high-density strong ground motion data: Detailed rupture process of a slab earthquake in a medium with a large velocity contrast, J. Geophys. Res., 109, B08306, 2004
26. Miyatake, T., Y. Yagi, and T. Yasuda (2004): The dynamic rupture process of the 2001 Geiyo, Japan, earthquake, Geophys. Res. Lett., 31, L12612, 2004
27. 神田克久, 広谷浄, 石川和也(2013): 震度分布に基づく太平洋プレート内のスラブ内地震の短周期励起特性, 日本地球惑星科学連合2013年大会
28. 迫田浩司, 岡田知己, 菅ノ又淳一, 長谷川昭(2004): 2003年5月26日宮城県沖地震(M7.1)と二重深発地震面上面の地震活動—スラブ内大地震震源域における地震活動の特徴抽出—, 地震 第2輯, 第57巻
29. 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.
30. 気象庁地震カタログ(1923～2014): 地震月報ほか

【補足説明資料】

- 1. 世界の海洋プレート内地震 105
- 2. 海洋プレート内地震の知見の整理 112
- 3. 発生様式毎の検討対象地震の地震動評価 122
 - 3.1 二重深発地震 上面の地震 4.7型地震
 - 3.2 二重深発地震 上面の地震 2003年型地震
 - 3.3 二重深発地震 下面の地震
 - 3.4 沖合いのやや浅い地震
 - 3.5 アウターライズ地震
- 4. 検討用地震 4.7型地震の参考検討 172
 - 4.1 海洋地殻と海洋性マントルの物性に関する知見
 - 4.2 基本ケース(SMGAマントル)の経験的グリーン関数法
 - 4.3 不確かさケース2(SMGA地殻内)の統計的グリーン関数法
 - 4.4 不確かさケース2(SMGA地殻内)をマントル内に設定した検討

【補足説明資料】

1. 世界の海洋プレート内地震

1. 世界の海洋プレート内地震

世界の海洋プレート内地震の特徴(1)

第309回審査会合(H27.12.16)
資料1 p.7 再掲

■沈み込んだ海洋プレート内地震

○Seno and Yoshida(2004)による海洋プレート内地震

- ・1977～2001年の地震についてハーバードCMTカタログなどから、Mw7.0以上、深さ20～60kmのスラブ内地震を抽出し整理している。
- ・規模は、最大でMw8.3となっている。

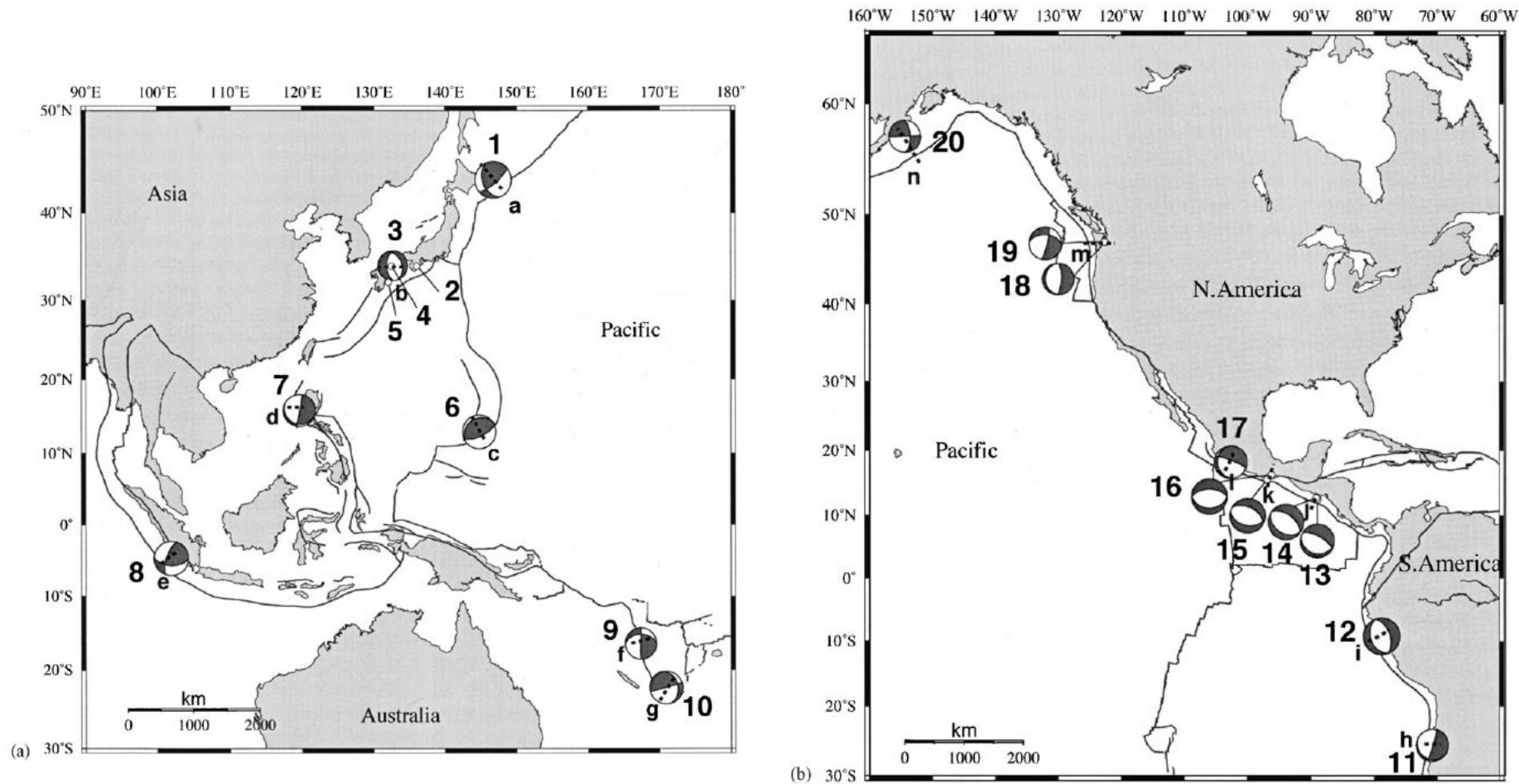


Fig. 1. Focal mechanisms of large shallow intraslab earthquakes listed in Table 1 are plotted with event numbers (lower hemispheres in an equal area projection). For Events 2, 4, and 5, only the epicenters are shown because no reliable mechanism solutions are available for these events. The dotted lines labeled with letters show sections along which *P*- and *T*-axes of nearby smaller events from the Harvard centroid moment tensor catalogue are plotted in Fig. 3. (a) Western and South Pacific regions (b) North and South American regions.

世界の海洋プレート内地震の特徴(2)

■ Seno and Yoshida(2004)

- 1994年北海道東方沖地震が最大規模の地震である。

Table 1
List of large shallow intraslab earthquakes

Region event	Date	Epicenter		M_w	Depth (km)	Strike/dip/rake			Age (Ma)	Upper plate stress
		°N	°E			(°)	(°)	(°)		
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.

1. 世界の海洋プレート内地震 近年の海洋プレート内地震

■近年のプレート内地震

- ・Seno and Yoshida(2004)で整理されている海洋プレート内地震(Mw7.0以上、深さ20~60km)以降に発生した海洋プレート内地震(日本周辺を除く)についてSeno and Yoshida(2004)と同等の条件で収集を行った。
- ・2009年9月30日インドネシアのスマトラ南部でMw7.5の地震が発生している。「スマトラ」は、Seno and Yoshida(2004)では、(b)の地域で大きな海洋プレート内地震が発生する地域に該当している。

【気象庁 平成21年9月地震・火山月報(防災編)】

- ・2009年9月30日インドネシアのスマトラ南部でMw7.5(Mwは気象庁による)の地震が発生した。
- ・この地震は、スマトラ島の下に沈み込むインド・オーストラリアプレートの内部で発生した地震で、発震機構(気象庁CMT解)は北西-南東方向に圧力軸を持つ型であった。
- ・この地震により、津波が発生し、震央周辺のパダン(インドネシア)では0.3m程度の津波を観測した。

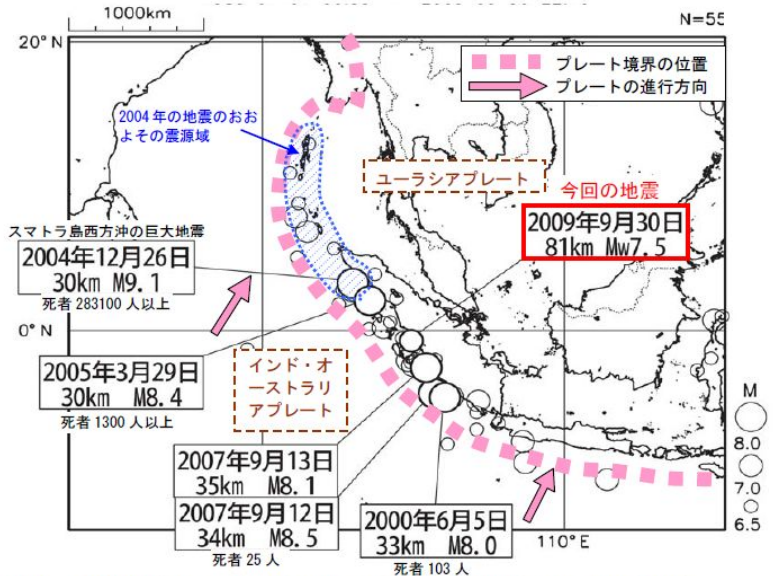
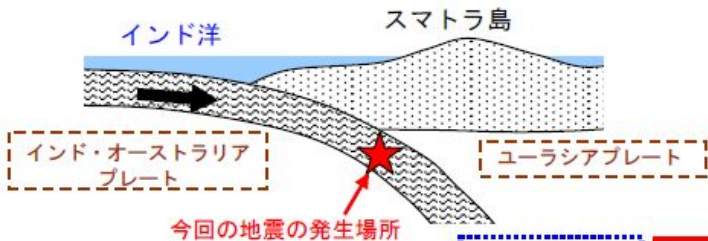
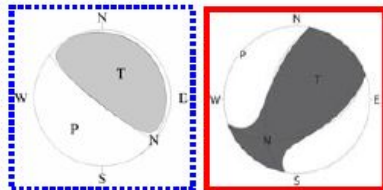


図2 スマトラ島周辺のテクトニクス
スマトラ島付近では、西側からインド・オーストラリアプレートが沈み込んでいる。
今回の地震は、震源が81kmとやや深く、発震機構もプレート境界で発生する地震とは異なるものであったことから、沈み込むプレートの内部で発生した地震である。

図1 1980年以降にスマトラ島周辺で発生した規模の大きな地震の震央分布
1980年1月1日~2009年9月30日に発生した、深さ0~100km、M≥6.5の地震を表示。
震源要素、被害はUSGSによる。ただし、今回の地震のMwは気象庁による。



プレート境界の地震の発震機構
北東-南西方向に圧力軸を持つ逆断層型
(2004年のスマトラ島西方沖の巨大地震の発震機構(Global CMT解))



今回の地震の発震機構(気象庁CMT解)
北西-南東方向に圧力軸を持つ型

1. 世界の海洋プレート内地震 アウターライズ地震(1)

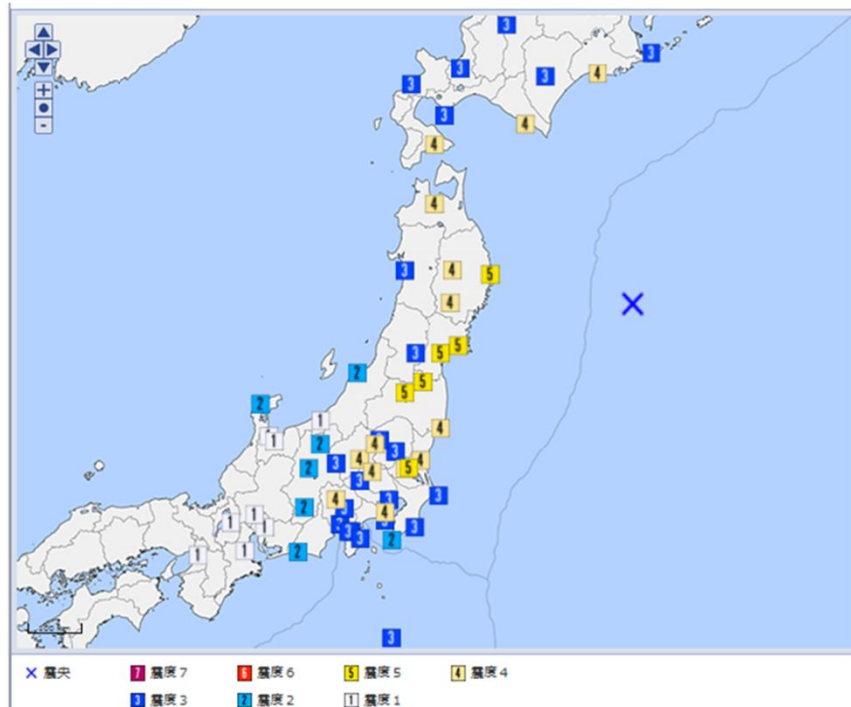
第309回審査会合(H27.12.16)
資料1 p.14 再掲

■1933年三陸沖の地震(M8.1)

【地震本部(2012)】

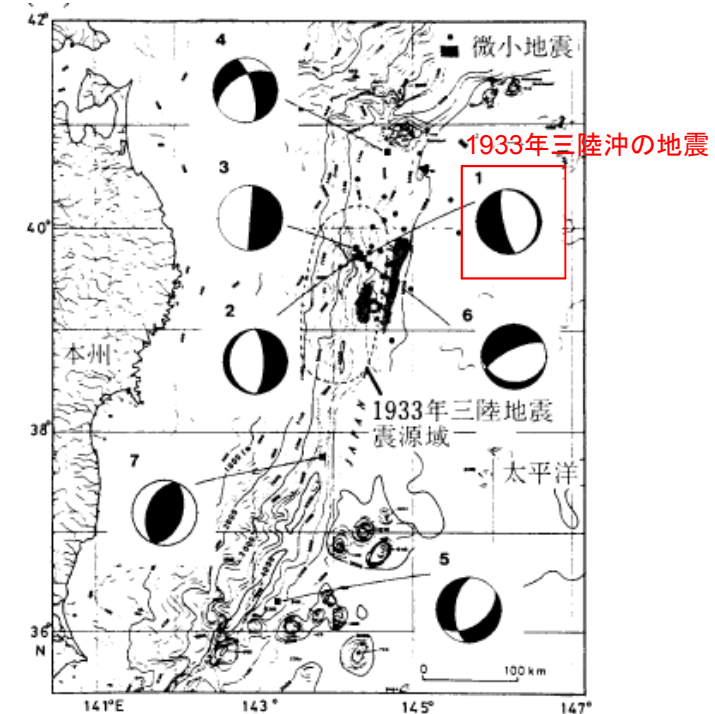
- ・三陸沖から房総沖にかけて過去にプレート内で発生した正断層型の地震は、1933年に発生した地震が知られている。瀬野(1995)によれば、このタイプの地震は沈み込もうとしているプレートが曲げを受ける部分で起きる浅い正断層型の地震と考えられる。
- ・地震による被害は少なく、三陸地方で壁の亀裂、崖崩れ、石垣・堤防の決壊があった程度。震後約30分～1時間の間に津波が北海道・三陸の沿岸を襲い大きな被害が出た。

地震の発生日時	震央地名	緯度	経度	深さ	M	最大震度
1933/03/03 02:30	三陸沖	39° 07.7' N	145° 07.0' E	0km	M8.1	5



1933年三陸沖の地震 震度分布
(気象庁 震度検索データベース)

<http://www.data.jma.go.jp/svd/eqdb/data/shindo/index.php>



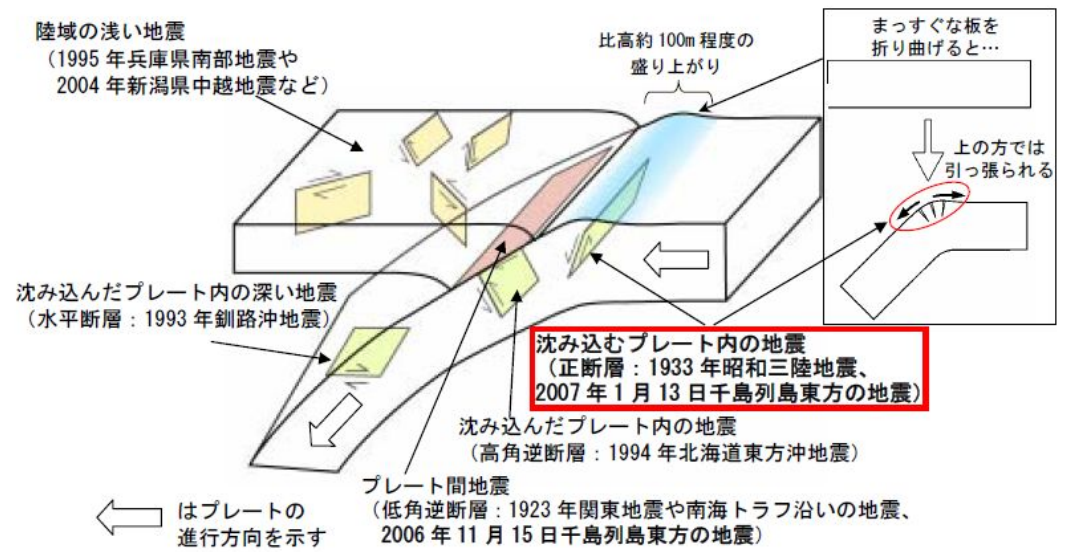
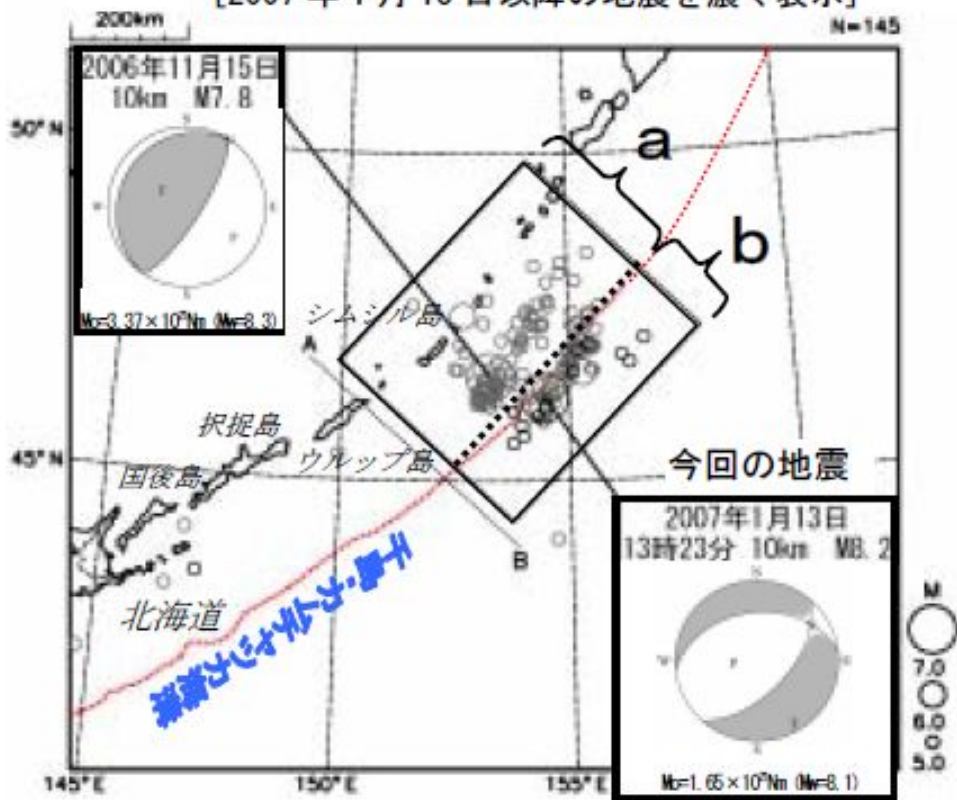
1933年三陸沖の地震 発震機構(瀬野(1995)に一部加筆)

1. 世界の海洋プレート内地震 アウターライズ地震(2)

■2007年1月13日の千島列島東方(シムシル島東方沖)の地震

【気象庁 平成19年1月地震・火山月報(防災編)】
 ・2007年1月13日13時23分頃(日本時間)、千島列島東方(シムシル島東方沖)でM8.2(USGSによる表面波マグニチュード)。気象庁によるマグニチュードもM8.2、深さ30km、最大震度3)の地震が発生した。発震機構(ハーバード大学によるCMT解)は北北西-南南東方向に張力軸を持つ正断層型で、2006年11月15日の地震のようなプレート境界で発生した地震ではなく、千島・カムチャッカ海溝の外側の太平洋プレート内部で発生した浅い地震と考えられる。

震央分布図(震源はUSGSによる)
 (2006年9月以降、M \geq 5.0、深さ100km以浅)
 [2007年1月13日以降の地震を濃く表示]

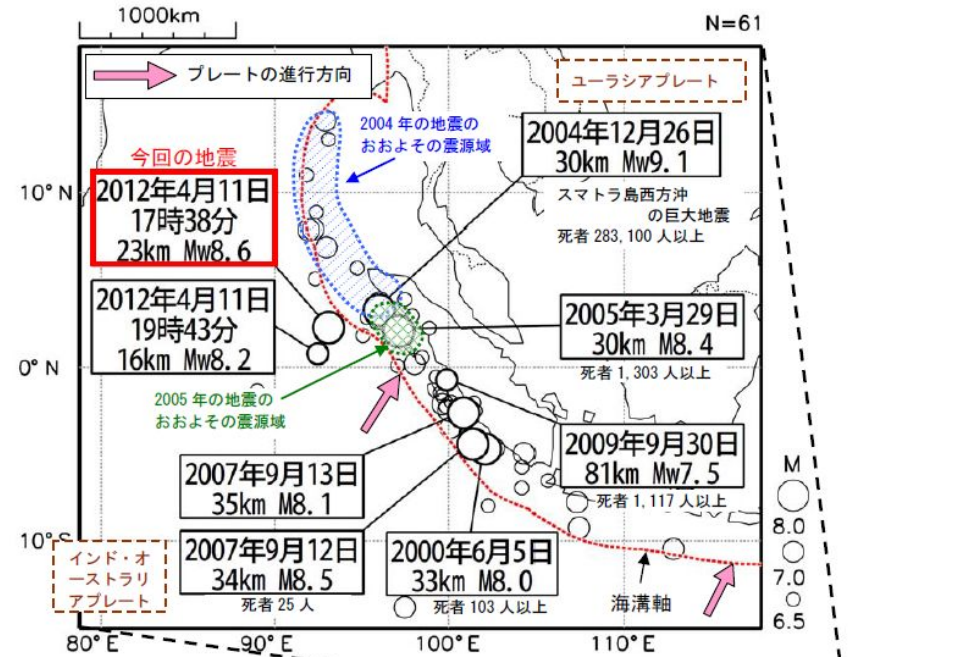


1. 世界の海洋プレート内地震 アウターライズ地震(3)

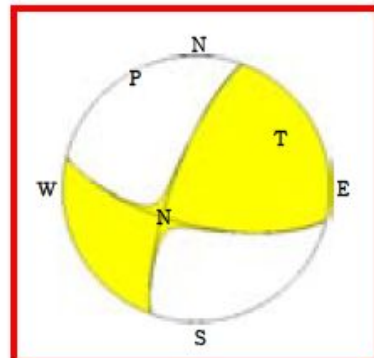
■2012年4月11日のインドネシア, スマトラ北部西方の地震(Mw8.6)

【気象庁 平成24年4月地震・火山月報(防災編)】

- 2012年4月11日17時38分(日本時間)、インドネシアのスマトラ北部西方沖でMw8.6の地震が発生した。また、米国海洋大気圏局(NOAA)によると、インドネシアのムラボで1.08mの津波が観測されるなど、インド洋沿岸の広い地域で津波を観測した。
- 今回の地震の発震機構(気象庁のCMT解)は東北東-西南西方向に張力軸を持つ横ずれ断層型で、ユーラシアプレートの下に沈み込む前のインド・オーストラリアプレートの内部で発生した地震である。
- この地震は2004年12月26日の地震(Mw9.1)の震源域に近い海溝軸から南西方向に約100km離れた場所で発生した。



今回の地震の最大余震の発震機構 (USGSのCMT解)



※横ずれ断層型であることから、一般的なアウターライズ地震(正断層)とはメカニズムが異なる。地震本部(2015)では海溝軸の外側の領域(アウターライズの領域)で発生した地震としている。

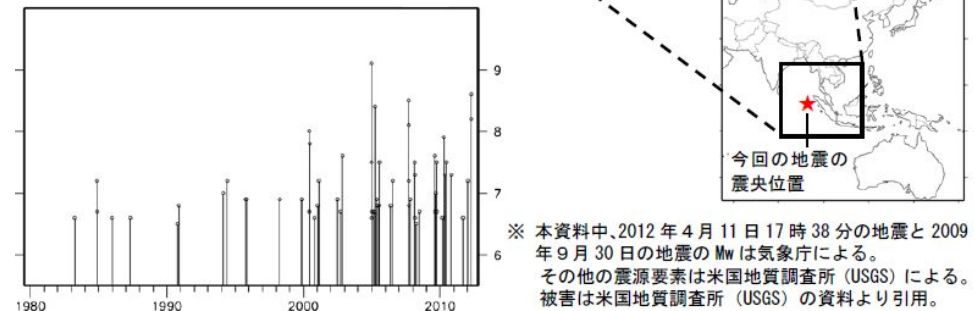


図1 震央分布図(1980年1月1日~2012年4月30日、深さ0~100km、M≥6.5)とM-T図

※本資料中、2012年4月11日17時38分の地震と2009年9月30日の地震のMwは気象庁による。その他の震源要素は米国地質調査所(USGS)による。被害は米国地質調査所(USGS)の資料より引用。

【補足説明資料】

2. 海洋プレート内地震の知見の整理

2. 海洋プレート内地震の知見の整理

■地震の発生メカニズム

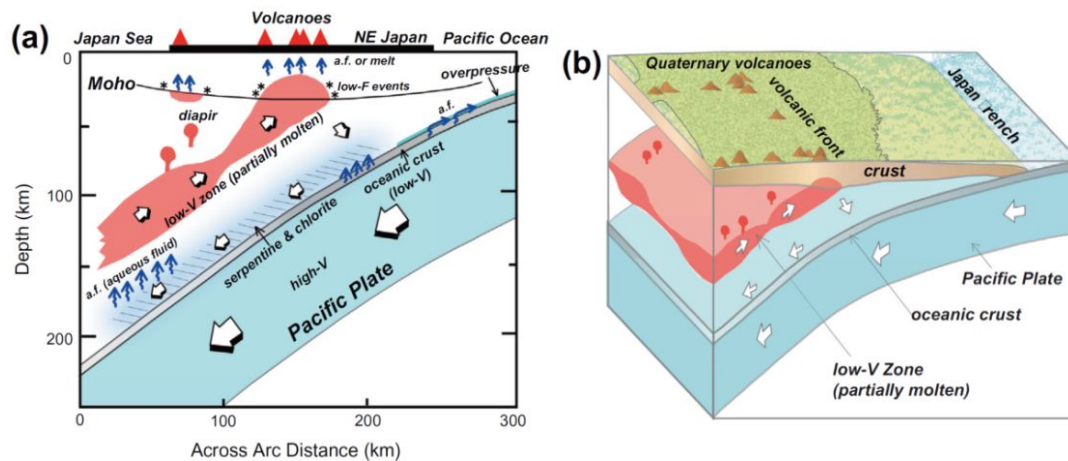
【長谷川ほか(2012)による知見】

- ①プレート間地震, ②海洋プレート内地震, ③内陸地殻内地震の3つのタイプの地震のいずれも, その発生には, 地殻流体*がきわめて重要な役割を果たしている。
- *地殻流体: 地殻の流体(マグマ及び水)のみでなく, 上部マントル内の流体も含めて, 地殻流体と呼ぶ。

〈内陸地殻内地震の地震発生モデル〉

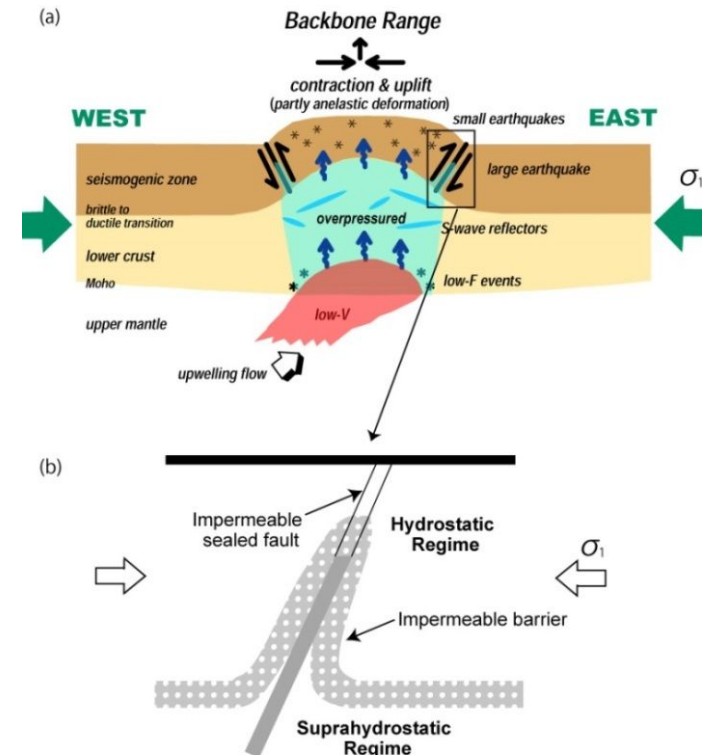
- ①マントルウェッジから上昇してきた地殻流体が下部地殻を弱化。
 - ②そのため局所的に短縮変形し, 直上の上部地殻に応力が集中する。
 - ③地殻流体は, 既存断層に沿って上部地殻に上昇, ある深さでシーリングされる。
 - ④やがて過剰間隙流体圧となり, 断層強度が低下。
 - ⑤応力が断層強度に達し, 地震発生。
- ⇒過剰間隙流体圧により地震発生。

- ・マントルウェッジからの上昇流及び断層帯に沿う顕著な地震波低速度域が地震波トモグラフィからイメージされている。
- ・精度のよい地震波トモグラフィのためには**稠密な地震観測網が必要**。



プレート沈み込みに伴うマントルウェッジ内二次対流と島弧地殻への水の輸送経路図 (長谷川ほか(2012))

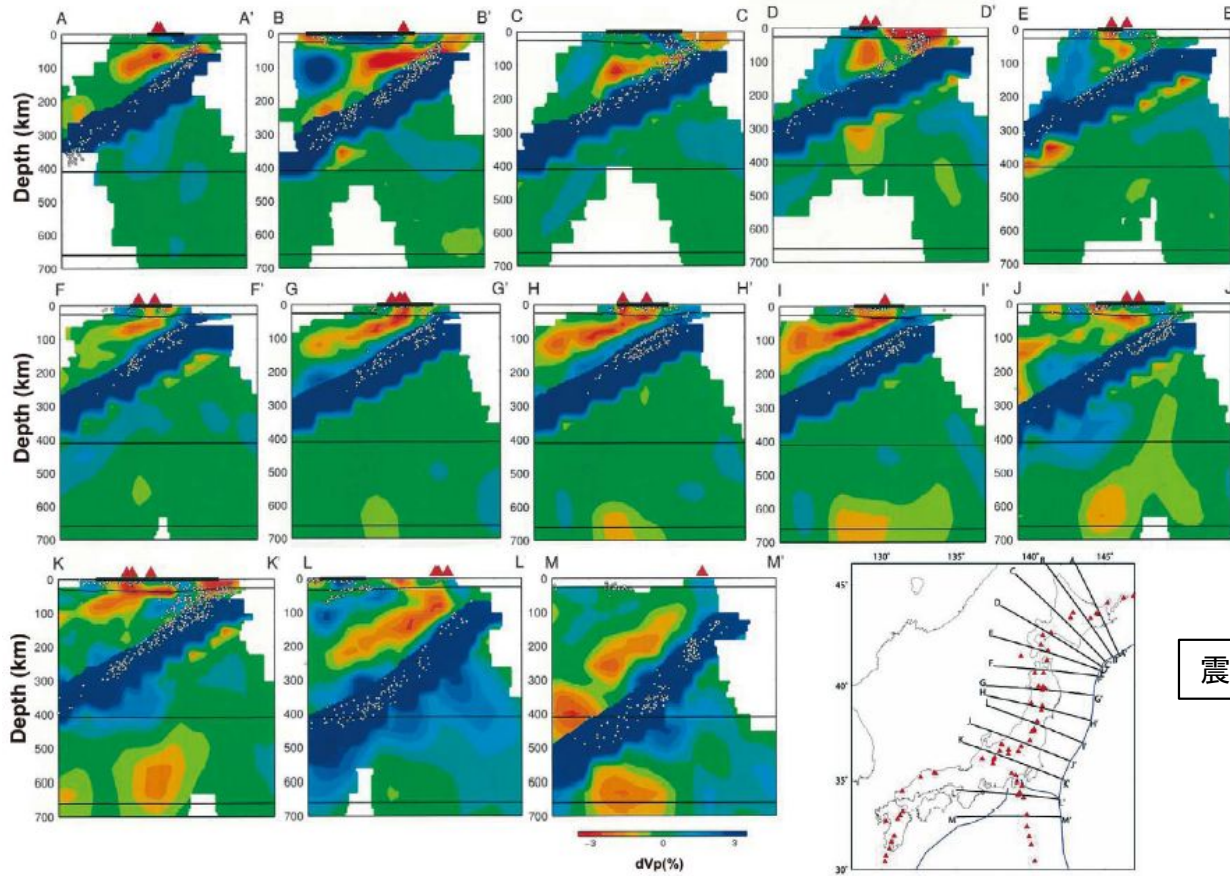
内陸地殻内地震は, 断層面(弱層面)が「過剰間隙流体圧による断層強度の低下」を来たして地震発生に至ると考えられている。



東北地方における島弧地殻の変形と内陸地震の発生過程を示すモデル(長谷川ほか(2012))

2. 海洋プレート内地震の知見の整理 ～内陸地殻内地震の例～

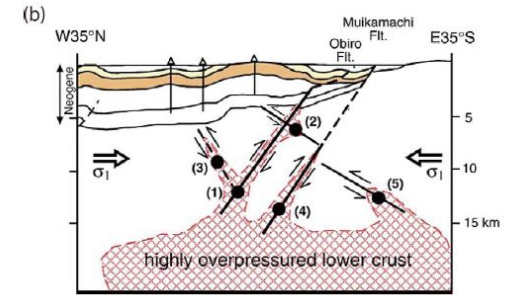
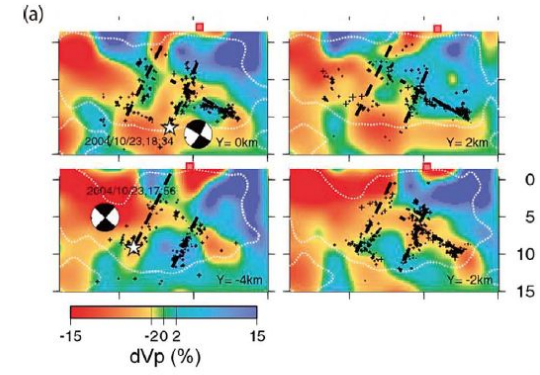
【長谷川ほか(2012)による知見】



東日本下のP波速度の島弧横断鉛直断面

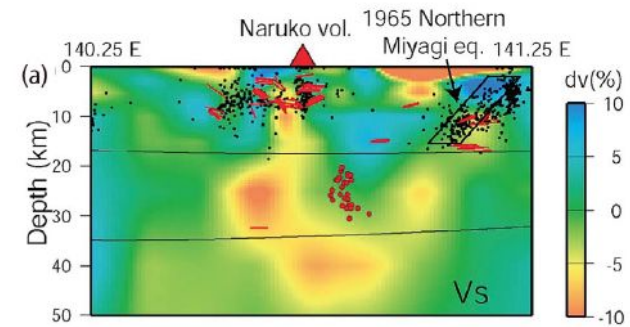
高速度層の太平洋プレートにほぼ平行に、その直上のマントルウェッジ内に傾斜したP波低速度域が明瞭にイメージされている。(長谷川ほか(2012))

内陸地殻の弱化部分については、トモグラフィーとして低速度層がイメージされている。



2004年新潟県中越地震震源域のP波構造

震源断層に沿って低速度域が分布している。(長谷川ほか(2012))



1962年宮城県北部地震震源域におけるS波構造

低速度域が、下部地殻から余震が集中する震源断層に沿って上部地殻へと続いている様子がみてとれる。(長谷川ほか(2012))

2. 海洋プレート内地震の知見の整理 ～内陸地殻内地震の例～

第347回審査会合 (H28.4.8)
資料1 p.14 一部修正

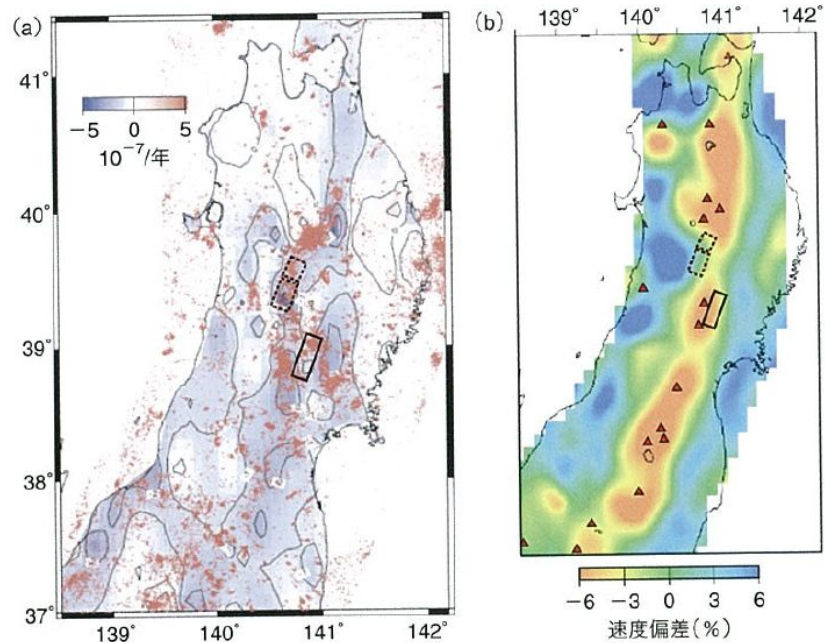


図1—(a)GPSデータから求めた東西歪分布。文献(1)より。期間は1997年～2001年。実線の□は岩手・宮城内陸地震の震源域、破線の□は1896年陸羽地震の震源域⁽¹³⁾を示す。赤点は同じ期間に発生した深さ40kmより浅い微小地震の震源を示す。陸地の細線は歪量の等値線。(b)地震波速度トモグラフィによる深さ40kmでのS波速度偏差分布。文献(3)より。赤▲は活火山。

岡田ほか(2008)

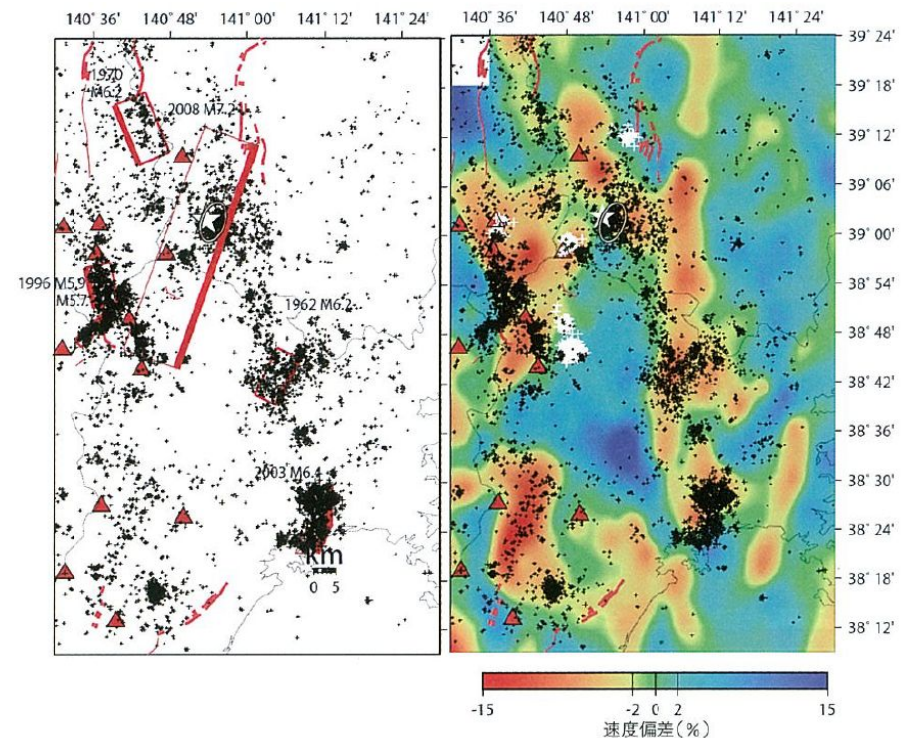


図5—震源域周辺における地震活動と深部構造。文献(12)より。(左)1997年から2008年までの震源を小黑十字で示す。赤▲は第四紀火山、赤太線は活断層を示す。白☆は2008年岩手・宮城内陸地震本震震源を示す。本震震源近くの白抜き楕円は2000年に発生したM4.9の地震の余震域のおよその広がりを示す。1960年以降に発生したM5.5以上の地震の断層面⁽¹³⁾をあわせて示す。太線は断層の浅い側を示す。(右)深さ24kmのS波速度偏差分布を重ねて示す。白十字は深部低周波微小地震。

【岡田ほか(2008)の知見】

- ・2008年岩手・宮城内陸地震の震源域は脊梁山地歪集中帯に位置し、東西圧縮場において短縮を示している地域である。
- ・歪集中帯に沿ってNNW-SSE方向に地震活動帯がみられる。
- ・深さ24kmのS波速度偏差分布によれば、上記の地域に対応して、深部(地殻中部～下部)には地震波低速度域がみられる。
- ・上記の地震は、震源断層がリフト期に形成された高角な正断層の反転運動により生じたと推定されるが、高角の正断層の(逆断層としての)反転運動のためには、(断層にはたらく摩擦力を低下させるために)高い流体圧が必要であると考えられる。
- ・震源域直下にみられる低速度域は流体の供給源を示し、震源域が高い間隙流体圧の領域になっていることを示唆している。

岩手・宮城内陸地震の場合も、発生場所は脊梁山地歪集中帯に位置し、微小地震の集中が認められ、当該地域には低速度層が認められていた。

2. 海洋プレート内地震の知見の整理

■海洋プレート内地震の発生メカニズムの概要

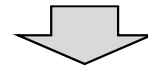
【中島ほか(2011), 長谷川ほか(2010, 2012)による知見】

・「脱水脆性化」が、断層強度を下げて海洋プレート内地震を発生させる有力なメカニズムと考えられている。

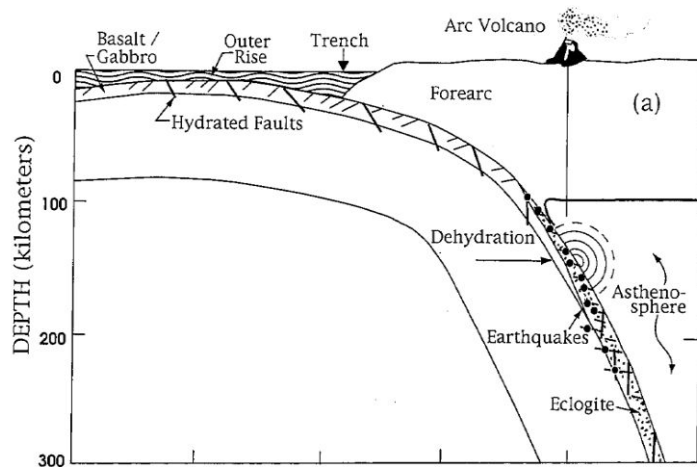
○脱水脆性化による地震発生メカニズム

- (1) アウターライズでの正断層運動によってプレート内に水が取り込まれ、含水化した断層面を形成。
- (2) プレートの沈み込みに伴う温度・圧力の上昇によって脱水分解反応が起こり、断層面に高間隙圧水を供給。
- (3) 断層面での有効法線応力が低下し、面の強度が著しく低下し、地震発生。

海洋プレート内地震は海洋プレート内の至るところで起こるわけではなく、海洋プレートのうち含水鉱物が存在する領域でのみ発生することが期待される。
(長谷川ほか(2010, 2012))



- ・4.7地震の断層面は、海洋プレートマントル内の地震波低速度域に位置していることから、含水化した既存断層の再活動であったと推定される。
- ・1993年釧路沖地震、2003年宮城県沖の地震の断層面も低速度域に対応。
(中島ほか(2011), Nakajima et al.(2011))



プレートのベンディングによる海溝 - アウターライズにおける正断層型地震の発生と海洋プレート内地震としての再活動(Kirby et al.(1996))

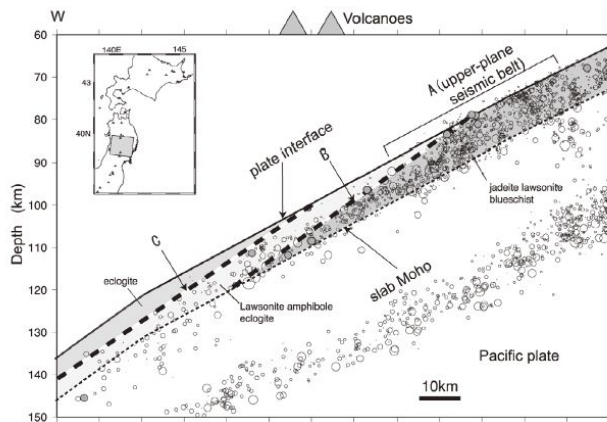
- ・沈み込んだ海洋プレート内地震が発生するような深さでは、法線応力が非常に大きく、海洋プレート内地震が発生するためには、これを超えるせん断力が必要となるが、それは現実的ではない。
- ・そうすると、強度を下げる何らかのメカニズムが必要となるが、脱水脆性化による強度低下が有力なメカニズムとして考えられる。
- ・脱水脆性化を起こすには水の供給が必要であり、アウターライズの断層面に沿ってもたらされていると考えられる。
⇒ 内陸地殻内地震の断層面(弱層面)強度低下と同様の現象

2. 海洋プレート内地震の知見の整理

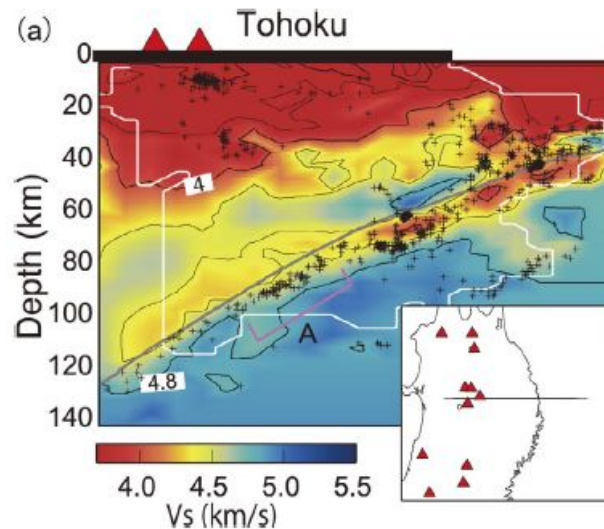
■海洋プレート内地震の発生メカニズム(脱水脆性化)

【長谷川ほか(2010)】

- ・スラブ内地震(沈み込む海洋プレート内地震)が発生するような深さでは封圧が非常に高くなり、脆性破壊を起こすためにはきわめて大きな差応力が必要となる。スラブ内で実際にそのような大きな差応力が働いているとは考えにくい。
- ・したがって、強度を下げる何らかのメカニズムが必要となる。**脱水脆性化が強度を下げてスラブ内地震を発生させる有力なメカニズムと考えられている**(Raleigh and Paterson, 1965; Green and Houston, 1995; Kirby, 1995; Seno and Yamanaka, 1996)。
- ・つまり、沈み込みに伴う温度・圧力の上昇によりスラブ内の含水鉱物が脱水分解し、その結果生じた水が有効法線応力を低下させ脆性破壊を可能とさせると考える。スラブ内地震の発生メカニズムがそうであるとすると、**スラブ内地震はスラブ内の至るところで起こるわけではなく、スラブ内の含水鉱物が存在する領域でのみ発生する。**

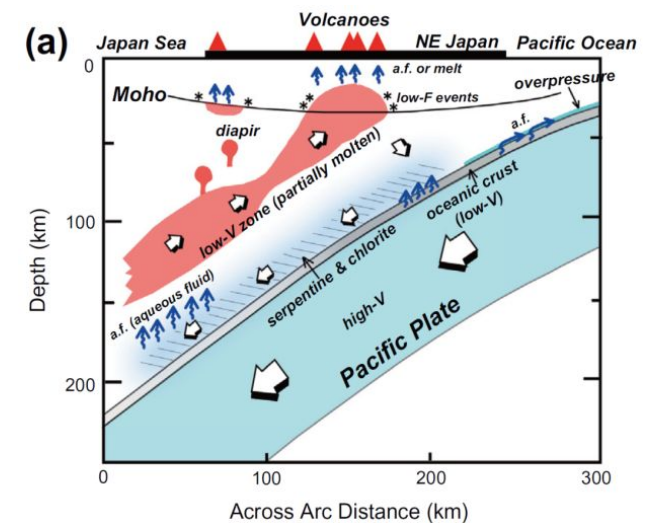


東北地方中央部を通るスラブ内地震の島弧横断鉛直断面(長谷川ほか(2012))



地震波トモグラフィによる東北地方中央部を通るS波速度(カラー)の島弧横断鉛直断面

スラブ地殻に相当する低速度層が、上面地震帯(深さ80km程度の等深線に平行な地震活動)の深さまで及んでいる。(長谷川ほか(2012))



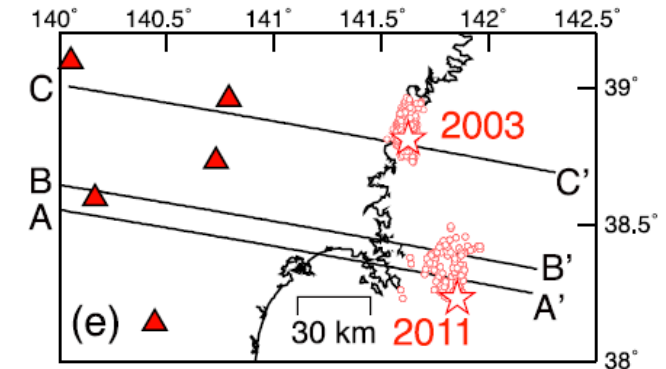
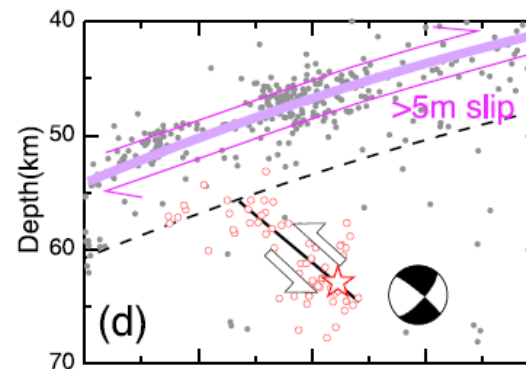
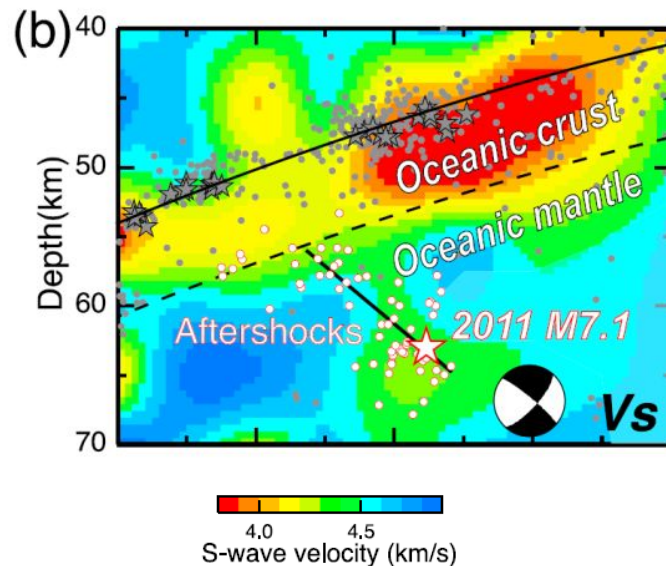
プレート沈み込みに伴うマントルウェッジ内二次対流と島弧地殻への水の輸送経路図(長谷川ほか(2012))

2. 海洋プレート内地震の知見の整理

■海洋プレート内地震の発生メカニズム(アウターライズで形成された低速度層)

【中島ほか(2011), Nakajima et al.(2011)】

- ・4.7地震について、本震発生前の地震データを用いて、震源域周辺の詳細な地震波速度構造を推定。
- ・その結果、本震及び余震は、**低速度領域で発生していること、断層面とプレート表面とのなす角は約60度**であることが明らかになった。
- ・この地震の発生は以下のようなメカニズムで定性的に説明できる。
 - (1)アウターライズでの正断層運動によってプレート内に水が取り込まれ、含水化した断層面を形成。
 - (2)プレートの沈み込みに伴う温度・圧力の上昇によって脱水分解反応が起こり、断層面に高間隙圧水を供給。
 - (3)断層面での有効法線応力が低下し、面の強度が著しく低下。
 - (4)東北地方太平洋沖地震の地震時滑りによって断層面でのせん断応力が増加し、地震発生。
- ・1993年釧路沖地震、2003年宮城県沖の地震のスラブ内地震も既存の弱面に沿って発生したと考えられており、**M7クラスのスラブ内地震はアウターライズで形成された正断層の再活動によって生じたことが強く示唆される。**



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))
 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。

2. 海洋プレート内地震の知見の整理

■ 海洋プレート内地震の発生メカニズム 微小地震活動の分布

【Kita et al.(2010)による知見】

- ・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。
- ・それに対し下面の地震は、空間的に非一様に分布する。
- ・面間の地震は、空間的に非一様な分布をし、北海道東部や東北地方南部、東北地方中央部の前弧側に集中し、そこでは下面の地震も集中している。

⇒面間地震が集中し、下面の地震も集中している領域で2003年宮城県沖の地震(M7.1)、1993年釧路沖地震(M7.5)が発生している。

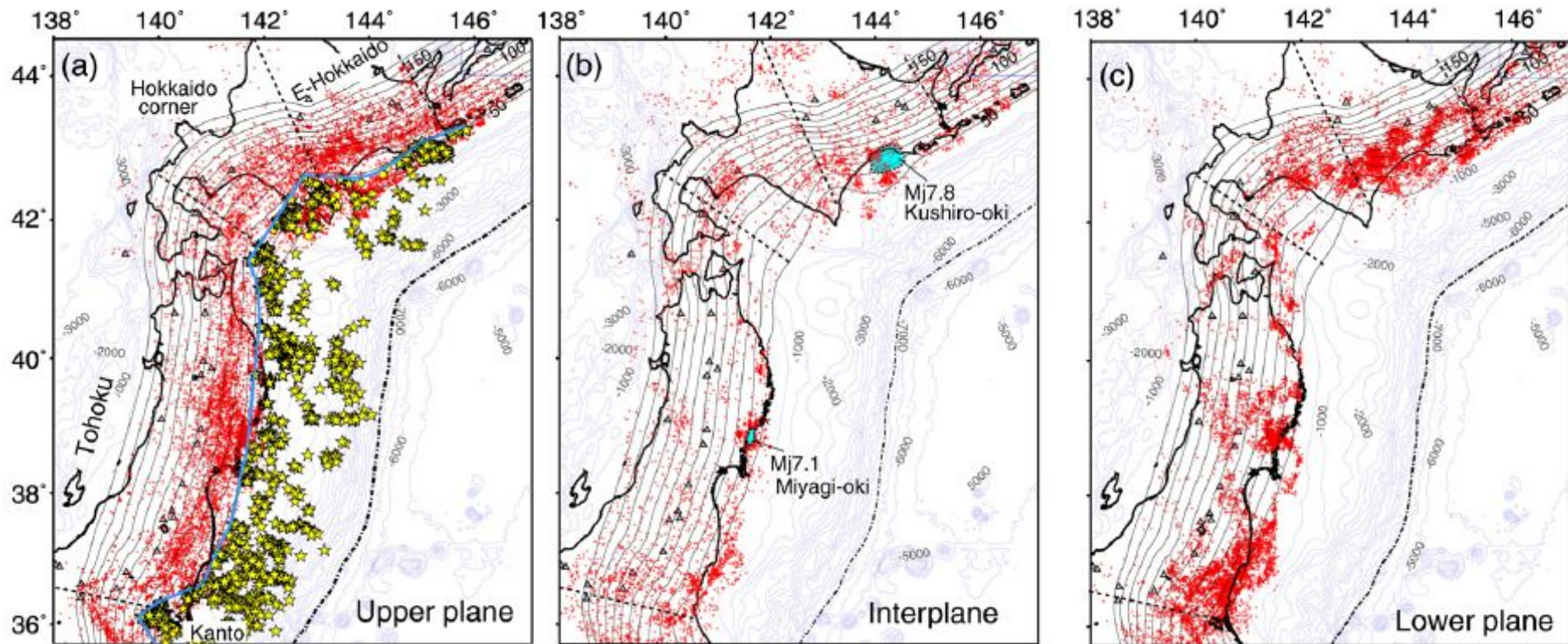


Fig. 4. Epicenter distributions of earthquakes (a) in the upper plane, (b) in the interplane, and (c) in the lower plane. Red dots show earthquakes. Gray triangles and black contours respectively show active volcanoes and the depth of the plate interface. A thick blue line shows the downdip limit of interplate earthquakes. Blue thin lines show contours of the bathymetry every 500 m. Yellow stars and yellow circles show the epicenters of small repeating earthquakes and low-angle thrust type events, respectively. Aftershock area of the 1993 Mj 7.8 Kushiro-oki earthquake (Suzuki and Kasahara, 1996) and that of the 2003 Mj 7.1 Miyagi-oki earthquake (Okada and Hasegawa, 2003) are shown in Fig. 4(b) by shaded areas with blue color.

(a)上面, (b)面間, (c)下面の地震の震央分布(Kita et al.(2010))

2. 海洋プレート内地震の知見の整理

■ Kita et al.(2010)による知見

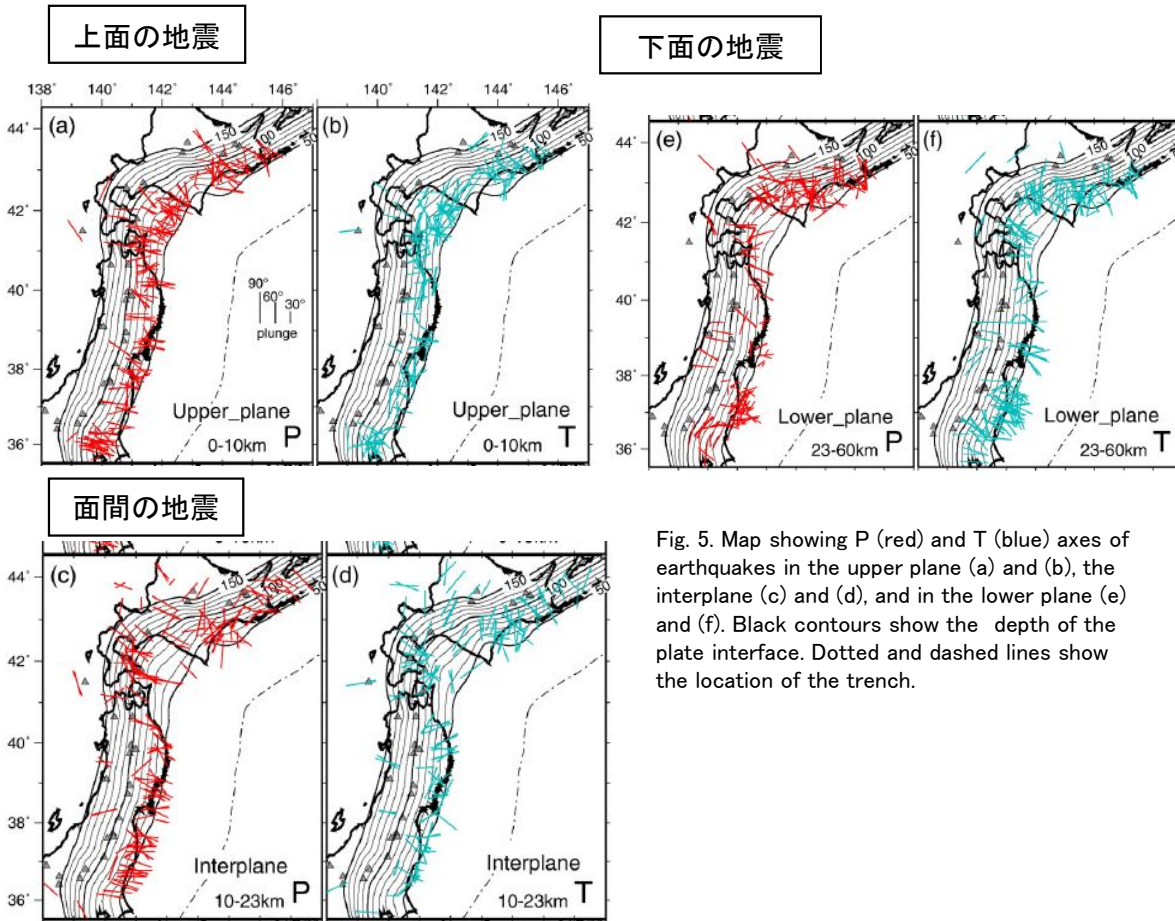
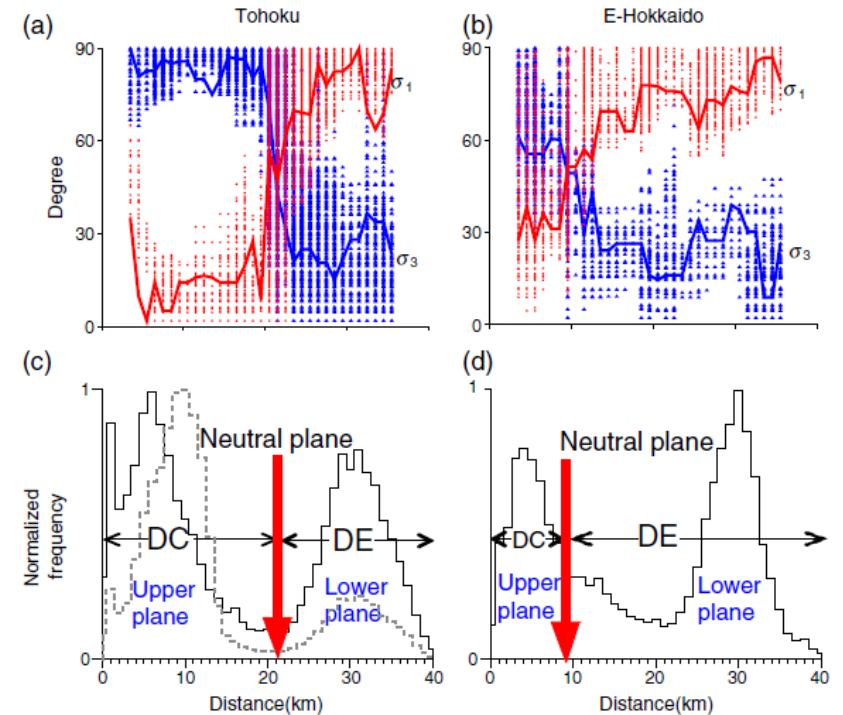


Fig. 5. Map showing P (red) and T (blue) axes of earthquakes in the upper plane (a) and (b), the interplane (c) and (d), and in the lower plane (e) and (f). Black contours show the depth of the plate interface. Dotted and dashed lines show the location of the trench.



応力テンソルインバージョンの結果

- (a)東北地方及び(b)北海道東部における、最大主応力軸(赤線)及び最小主応力軸(青線)と海洋プレートの傾斜方向となす角。海洋プレート表面からの距離を横軸にして示す。
(c)東北地方及び(d)北海道東部における、海洋プレート内地震の発生頻度分布。海洋プレート表面からの深さを横軸。推定された応力中立軸を赤矢印で示す。

上面の地震(a)P軸, (b)T軸, 面間の地震の(c)P軸, (d)T軸, 下面の地震の(e)P軸, (f)T軸

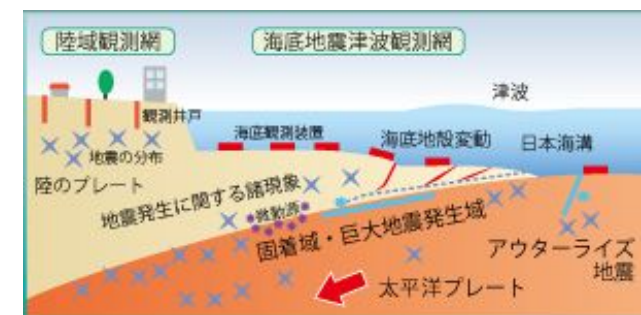
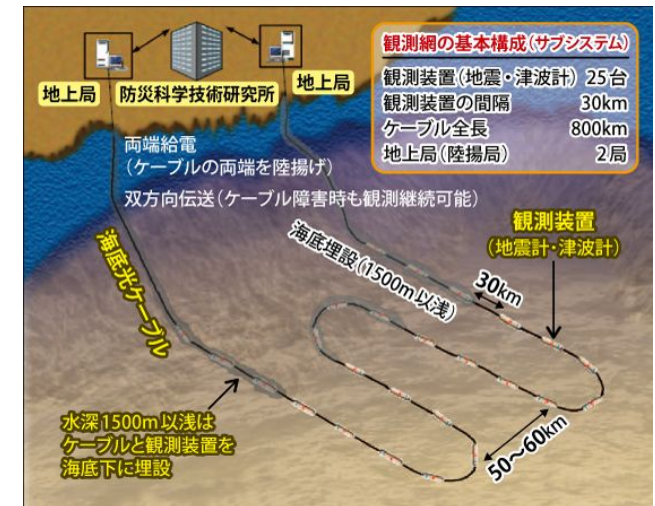
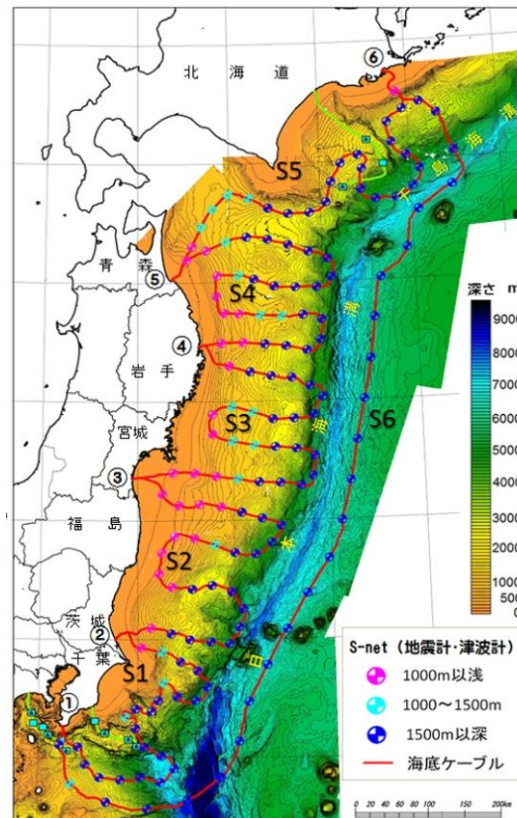
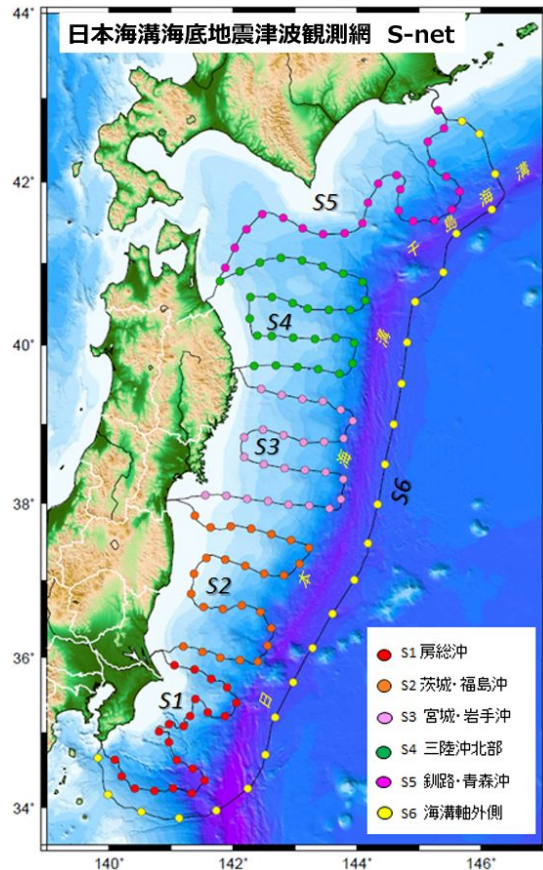
- 東北地方も北海道も、上面の地震活動はP軸(DC型)が卓越、下面の地震はT軸(DE型)が卓越する傾向がある。ただし、北海道東部では、上面の地震活動は、東北地方と比べて顕著ではない。
- 面間地震は、東北地方でP軸(DC型)が、北海道東部でT軸(DE型)が卓越する傾向がある。

- 東北地方と北海道東部で応力中立面の位置が有意に異なり、東北地方では海洋プレート表面から深さ21km付近に、北海道東部では海洋プレート表面から深さ9km付近にある。

2. 海洋プレート内地震の知見の整理

【参考】日本海溝海底地震津波観測網(S-net)の整備事業※

- ・防災科学技術研究所では、日本海溝海底地震津波観測網の整備を平成23年度からすすめている。北海道沖から房総沖までの広域な海底の150ヶ所に、地震と津波の観測点を格子状に新たに配置する。総延長5700kmの光海底ケーブルを利用して150ヶ所の観測点を数珠つなぎにつなぐことにより地震と津波をリアルタイムで観測する。
- ・これにより、従来の陸域の観測網では困難な海底下の詳しい地震活動や地殻上下変動の調査解析が可能となり、海域の地震像の解明に貢献する。



日本海溝海底地震津波観測網(S-net)

※防災科学技術研究所 日本海溝海底地震津波観測網(S-net)の整備事業: <http://www.bosai.go.jp/inline/>

海溝寄りの海洋プレート内地震の発生場所の評価に関しては、陸側観測点のみの評価では、特に深さ方向の精度が落ちる。海底地震津波観測網の敷設によって、震源決定精度の向上が図られ、それに伴い低速度域の解明が期待される。

【補足説明資料】

3. 発生様式毎の検討対象地震の地震動評価

- 3.1 二重深発地震 上面の地震 4.7型地震
- 3.2 二重深発地震 上面の地震 2003年型地震
- 3.3 二重深発地震 下面の地震
- 3.4 沖合いのやや浅い地震
- 3.5 アウターライズ地震

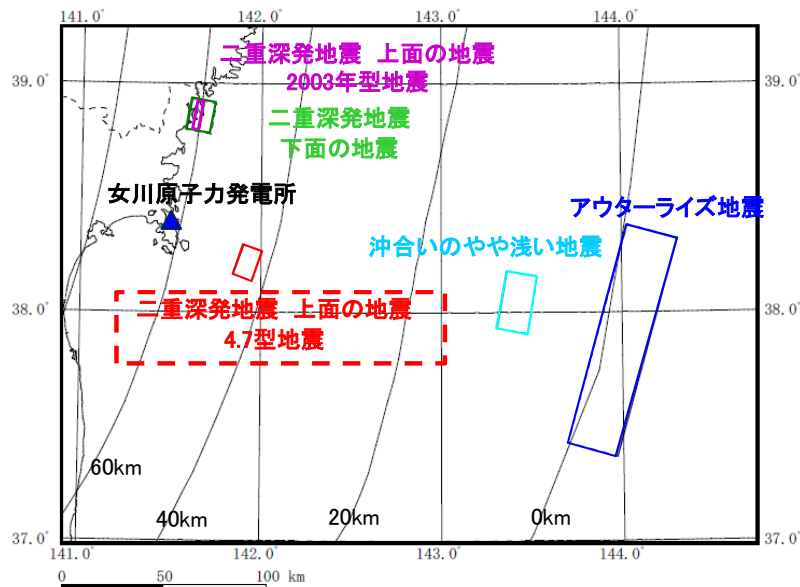
3. 発生様式毎の検討対象地震の地震動評価

3.1 二重深発地震 上面の地震 4.7型地震

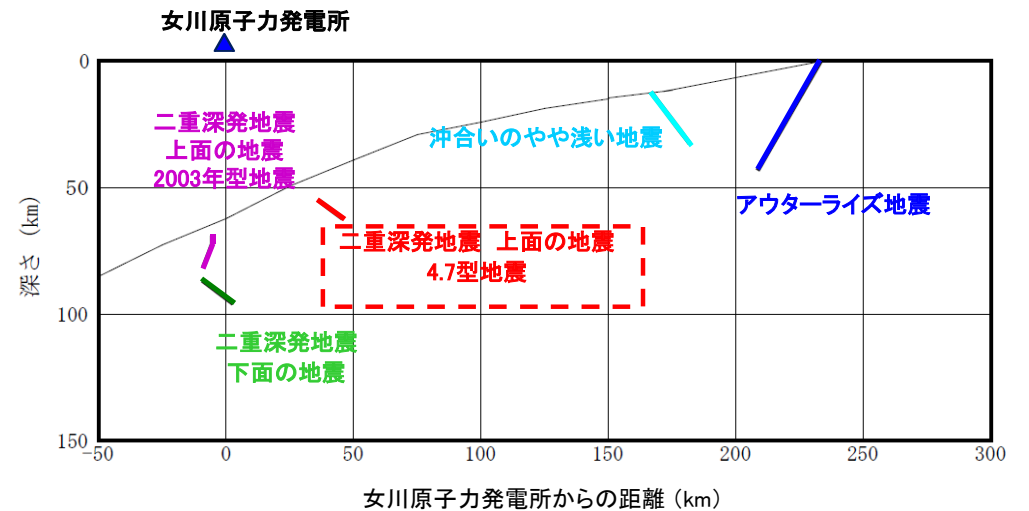
p.24再掲

■二重深発地震 上面の地震 4.7地震の特徴

項目	想定位置	地震規模	短周期レベル (応力降下量)	備考
特徴	<ul style="list-style-type: none"> 地震波トモグラフィから、4.7地震の発生位置は太平洋プレート内の海洋性マントルの低速度域と対応している。 余震分布から、破壊は海洋プレート内の応力中立面付近からはじまり海洋性マントル内で発生。 4.7地震は相対的に敷地に対して最も厳しい位置で発生した地震。 	<ul style="list-style-type: none"> 4.7地震の地震規模はM7.2。 余震域の北側の海洋性マントルに低速度域が広がっている。 	<ul style="list-style-type: none"> 4.7地震の短周期レベルは、東北地方で発生した規模の大きい海洋プレート内地震としては最大レベル(笹谷ほか(2006)の約1.5倍)。 	<ul style="list-style-type: none"> 4.7地震については敷地での観測記録に基づいた強震動シミュレーション解析を実施。



断層位置 模式図(平面図)



断層位置 模式図(断面図)

3. 発生様式毎の検討対象地震の地震動評価

3.1 二重深発地震 上面の地震 4.7型地震

p.28再掲

■ 検討対象地震 4.7型地震の検討ケース

- ・4.7地震の発生を踏まえ、二重深発地震の上面の地震として4.7地震を考慮し、各検討ケースを設定する。
- ・また、補足検討ケースにより、4.7地震は発生位置と傾斜角の関係から敷地に与える影響の大きい地震であったこと、また、検討ケース2のM7.5の断層モデルが笹谷ほか(2006)に基づき設定した場合に比べ敷地に与える影響が大きいことを確認する(下表の朱記部分が今回新たに提示する検討)。

検討ケース	断層モデルの設定条件						評価方法	備考
	地震規模	断層の位置	破壊開始点	SMGAの位置	短周期レベル(応力降下量)	傾斜角		
検討ケース1 4.7地震	M7.2	地震発生箇所(海洋性マントル内)	シミュレーション位置※1	シミュレーション位置※1	4.7地震の短周期レベル	37°	簡易評価(観測記録)断層モデルによる評価	4.7地震の短周期レベルは上面の地震として東北地方最大
検討ケース2 地震規模の検討	M7.5	地震発生箇所をベースに北側に拡張	破壊の伝播方向が敷地に向うように配置	拡張側は断層上端	4.7地震の短周期レベル相当※2	37°	断層モデルによる評価	地震規模(M)の設定に間接的な知見を反映
検討ケース3 断層(SMGA)位置の検討	M7.5	海洋地殻上端に配置	破壊の伝播方向が敷地に向うように配置	断層上端	笹谷ほか(2006)の短周期レベル	37°	断層モデルによる評価	モデルの設定は笹谷ほか(2006)による
(補足検討ケース1-1) 断層の想定位置の検討	M7.2	地震発生箇所、敷地直下等複数	シミュレーション位置	シミュレーション位置	4.7地震の短周期レベル	37°	断層モデルによる評価	4.7地震の発生位置が敷地に対して影響が大きいことを確認
(補足検討ケース1-2) 断層の傾斜角の検討	M7.2	地震発生箇所をベースに傾斜角を複数	シミュレーション位置	シミュレーション位置	4.7地震の短周期レベル	37° ±15° ±30°	断層モデルによる評価	同上 (傾斜角の影響は小さいことを確認)
(補足検討ケース2) 笹谷ほか(2006)による検討	M7.5	地震発生箇所をベースに北側に拡張	破壊の伝播方向が敷地に向うように配置	断層上端	4.7地震の短周期レベル相当※2	37°	断層モデルによる評価をベースにした簡易評価	検討ケース2が笹谷ほか(2006)による評価に比べ保守的であることを確認。

 : 検討ケース1から変更した設定条件

※1:4.7地震シミュレーションモデルについてはpp.33~34, pp.126~134による。

※2:4.7地震の地震モーメント M_0 —短周期レベルAの関係相当の短周期レベルを考慮する。

注: 検討対象地震における検討ケース名については、第309回審査会合では、「基本ケース」、「不確かさケース」という呼称を使用していたが、今回は単に「検討ケース」で統一。

3. 発生様式毎の検討対象地震の地震動評価

3.1 二重深発地震 上面の地震 4.7型地震

■各検討ケースの主な断層パラメータ

検討ケース	地震規模M (Mw)	M_0 (Nm)	断層面積 (km ²)	傾斜角 (°)	短周期レベル (Nm/s ²)	SMGA面積 (km ²)	SMGA応力降下量 $\Delta\sigma$ (MPa)
検討ケース1 4.7地震	M7.2 (7.1 ^{※2})	4.74E+19 ^{※1}	180	37	1.16E+20 ^{※3}	72	120.3
検討ケース2 地震規模の検討	M7.5 (7.4 ^{※4})	1.58E+20 ^{※5}	402	37	1.72E+20 ^{※6}	161	119.6
検討ケース3 断層(SMGA)位置の検討	M7.5 (7.4 ^{※4})	1.58E+20 ^{※5}	858	37	1.15E+20 ^{※7}	170	77.6

※1: 4.7地震のF-netの値, ※2: $M_w = (\log M_0 - 9.1) / 1.5$, ※3: 原田・釜江(2011)での短周期レベル

※4: 4.7地震のMとMwの関係を基に設定, ※5: $M_0 = 10^{(1.5M_w + 9.1)}$

※6: 笹谷ほか(2006)での短周期レベル $A = 9.84 \times 10^{10} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3}$ の1.5倍,
4.7地震の地震モーメント M_0 —短周期レベルAの関係相当の短周期レベル。

※7: 笹谷ほか(2006)での短周期レベル $A = 9.84 \times 10^{10} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3}$

■断層モデルを用いた手法による地震動評価

- ・4.7地震の敷地での観測記録のシミュレーション解析を統計的グリーン関数法により行い、観測記録との整合性を確認していることから、統計的グリーン関数法により地震動評価を行う。波形合成は入倉ほか(1997)を用いる。

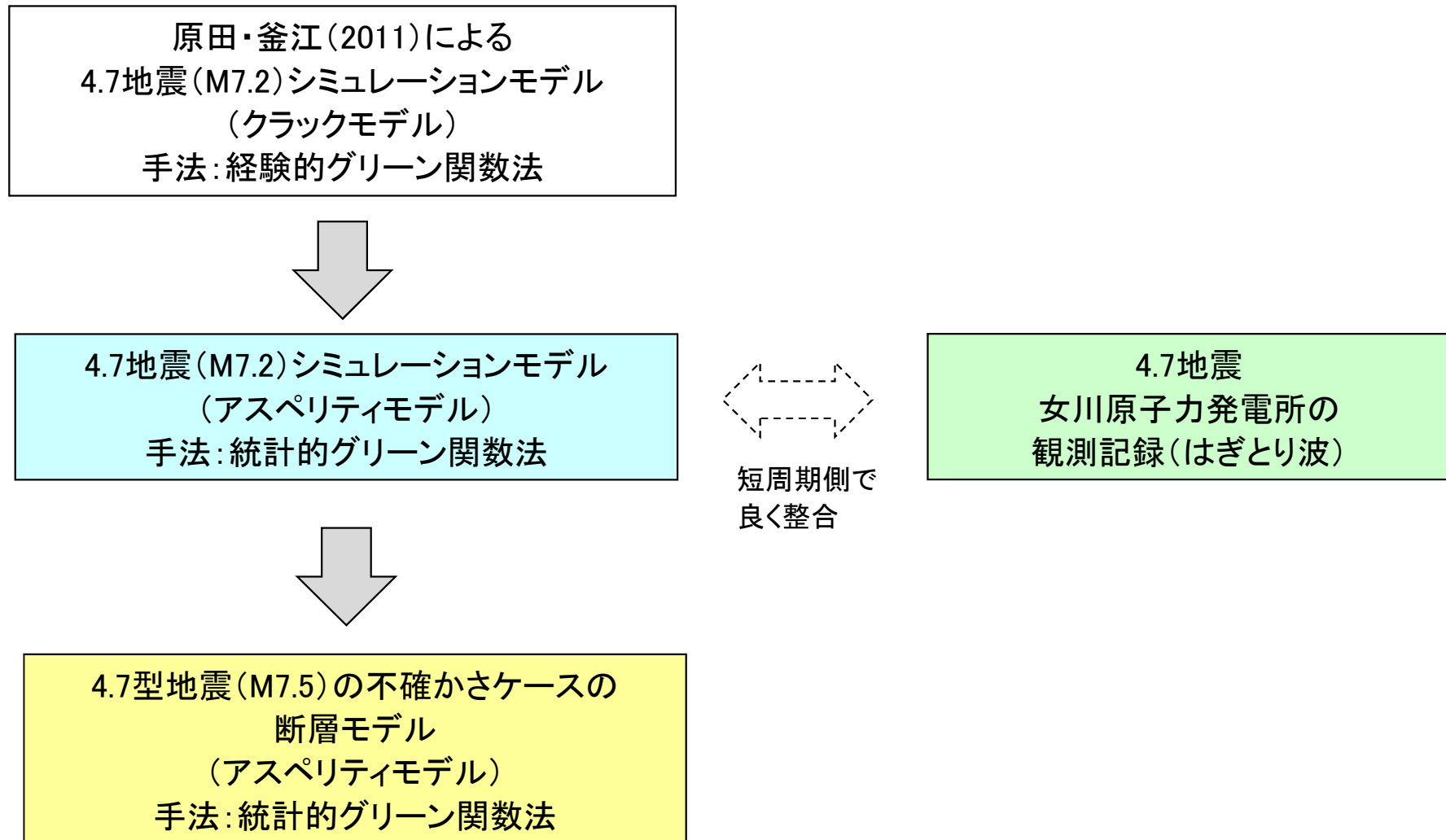
3. 発生様式毎の検討対象地震の地震動評価

3.1 二重深発地震 上面の地震 4.7型地震

第309回審査会合(H27.12.16)
資料1 p.39 再掲

■4.7地震(M7.2)のシミュレーションモデルの検討

・4.7型地震の不確かさの検討に用いるため、4.7地震(2011年4月7日宮城県沖の地震(M7.2))の敷地での観測記録(はぎとり波)と適合性がよいシミュレーションモデル(断層モデル)の検討を行った。



3. 発生様式毎の検討対象地震の地震動評価

3.1 二重深発地震 上面の地震 4.7型地震

第309回審査会合 (H27.12.16)
資料1 p.40 再掲

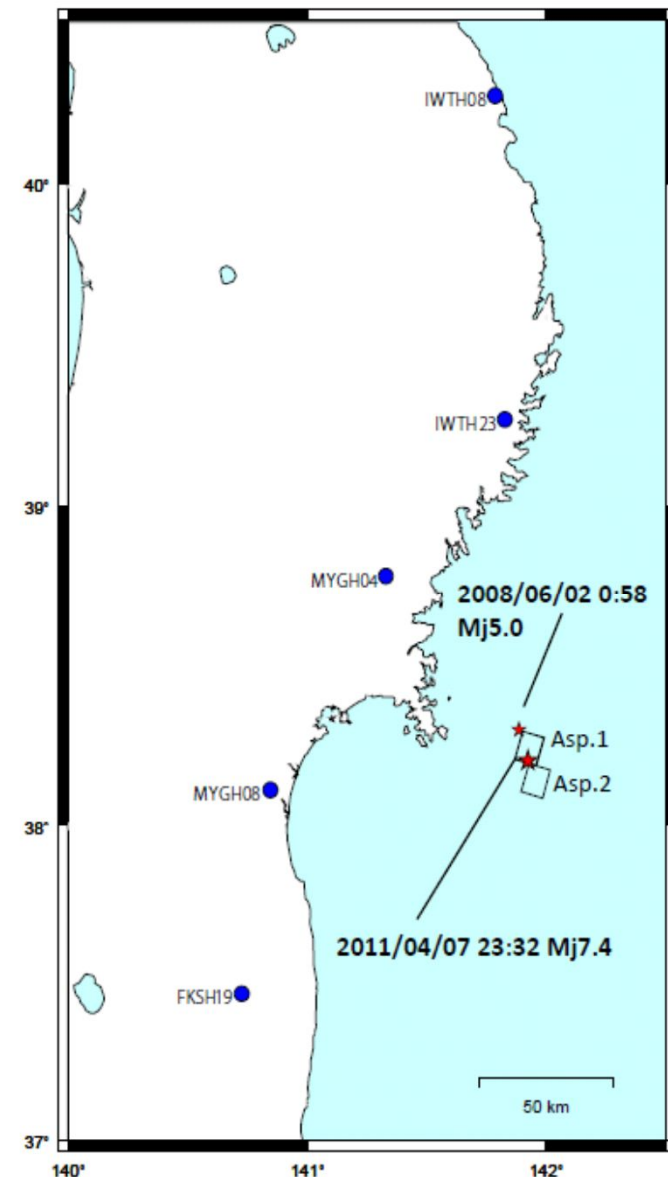
■原田・釜江(2011)の概要

- ・KiK-net観測点の記録を使用し、経験的グリーン関数法によるアスペリティのみでのモデル化(クラックモデル)を行っている。
- ・震源モデルは、北側と南側にアスペリティを設定し、バイラテラルな破壊過程を考えることにより、震源の北側の観測点 (IWTH23やMYGH04) で見られる指向性パルスや継続時間が再現されているとしている。
- ・ただし、合成が過大となる観測点もあり、詳細な検討が必要であるとしている。

要素地震の諸元

Origin Time*	(JST)	2008/6/2 0:58
Latitude*	(deg.)	38.300
Longitude*	(deg.)	141.883
Depth*	(km)	50.0
Mj*		5.0
Mo**	(N・m)	1.46×10^{16}
$\Delta\sigma$	(MPa)	7.1
f _c	(Hz)	1.5
Strike/dip/rake**	(deg.)	20/75/87 212/16/101

*気象庁, **F-net



本震及び要素地震の震央位置及びアスペリティの位置

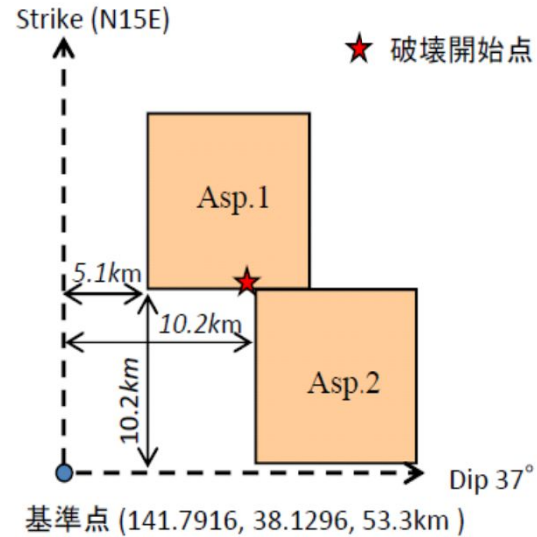
3. 発生様式毎の検討対象地震の地震動評価

3.1 二重深発地震 上面の地震 4.7型地震

第309回審査会合(H27.12.16)
資料1 p.41 再掲

■原田・釜江(2011)の震源パラメータ

原田・釜江モデルの震源パラメータ



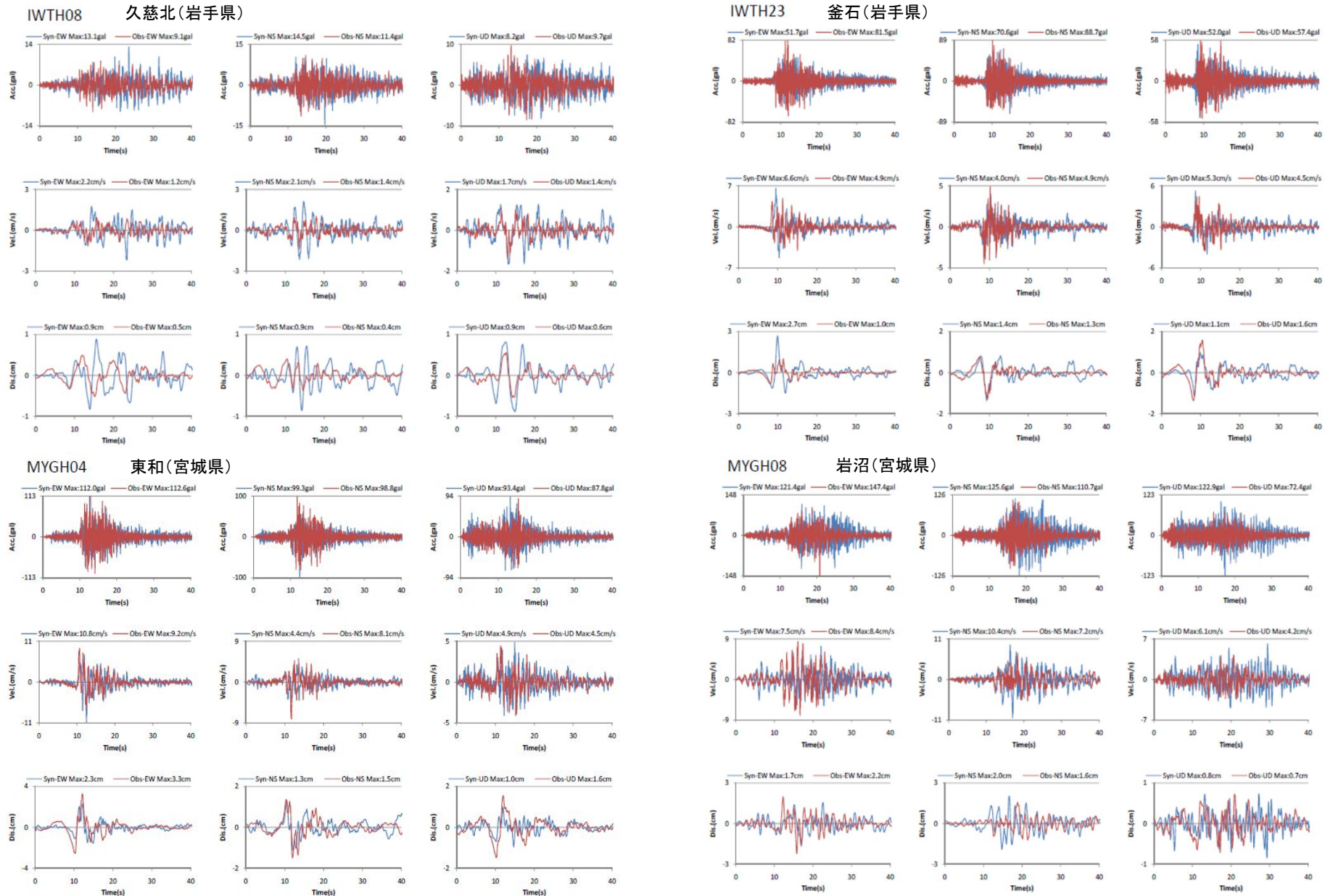
アスペリティが2つからなる震源モデル

	Asp1	Asp2
走向 (°)	15	15
傾斜角 (°)	37	37
面積 (km ²)	10.2 × 10.2	10.2 × 10.2
地震モーメント (N・m)	3.2 × 10 ¹⁹	3.2 × 10 ¹⁹
応力降下量 (MPa)	70.6	70.6
ライズタイム (s)	0.6	0.6
破壊開始時間 (s)	0.0	0.0
経験的グリーン関数として用いた地震	2008/06/02 00:58 M5.0	2008/06/02 00:58 M5.0

(原田・釜江(2011)を一部修正)

3. 発生様式毎の検討対象地震の地震動評価

3.1 二重深発地震 上面の地震 4.7型地震

第309回審査会合(H27.12.16)
資料1 p.42 再掲

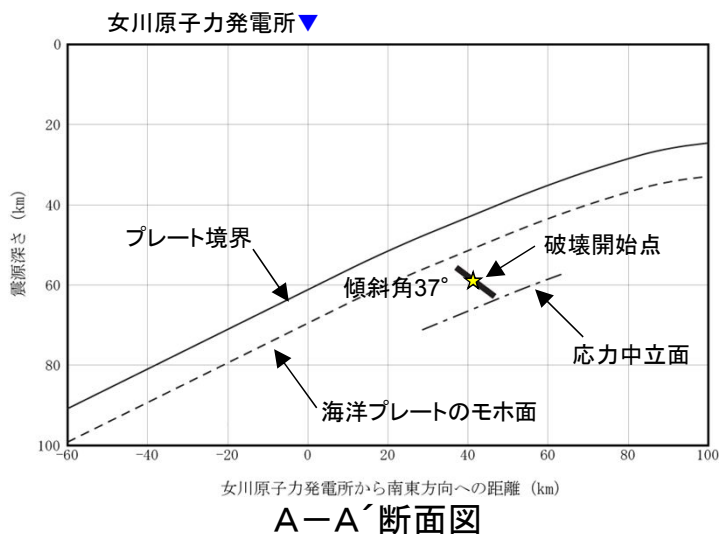
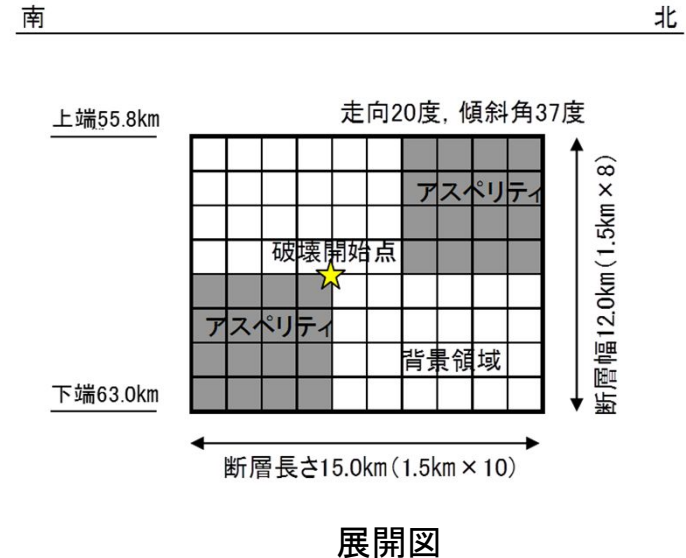
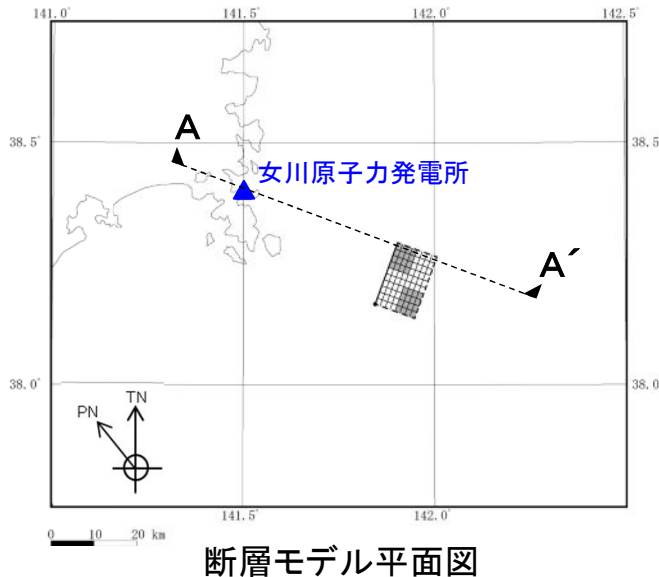
KiK-net観測点の観測波形(赤線)とシミュレーション結果(青線) (原田・釜江(2011)に一部加筆)

3. 発生様式毎の検討対象地震の地震動評価

3.1 二重深発地震 上面の地震 4.7型地震

■ 検討ケース1 4.7地震シミュレーションモデルの断層モデルの設定

- ・原田・釜江(2011)のクラックモデルを参考に、アスペリティ※¹と背景領域を持つアスペリティモデルを新たに設定。
- ・4.7地震のシミュレーションモデルは、サイトに対しディレクティビティ効果が厳しい位置となっている。



断層位置の設定の考え方

- ①4.7地震シミュレーションモデルの基準となる位置を原田・釜江(2011)の破壊開始点とする。
- ②アスペリティの個数、配置を原田・釜江(2011)を参考に設定。
- ③断層モデルの傾斜角は原田・釜江(2011)と同様に設定し、断層の上端は、海洋プレートモホ面付近とし、下端はプレートの応力中立面付近に設定。

※1:アスペリティを強震動生成域(SMGA)という。

※2:断層付近のプレート傾斜角(J-SHIS(2014))は23°程度であり、プレートに対する断層の傾斜角は37° + 23° = 60°となる。

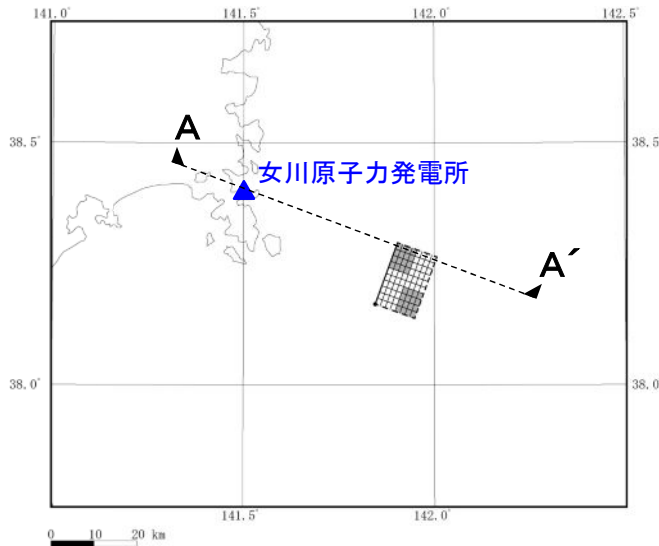
3. 発生様式毎の検討対象地震の地震動評価

3.1 二重深発地震 上面の地震 4.7型地震

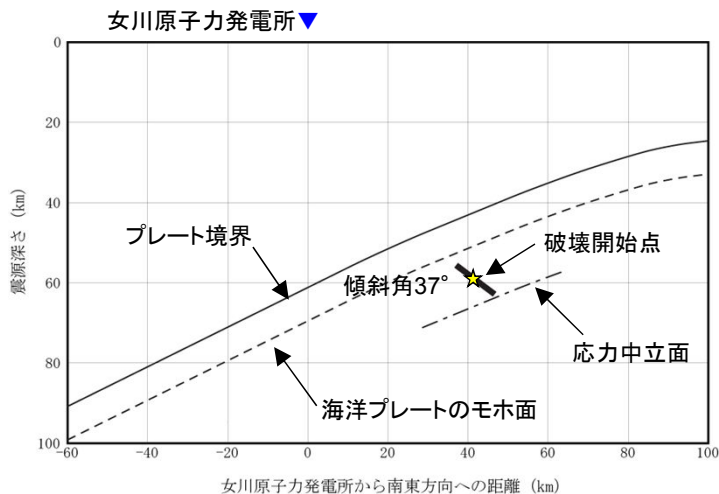
第309回審査会合(H27.12.16)
資料1 p.44 再掲

■4.7地震のシミュレーションモデル

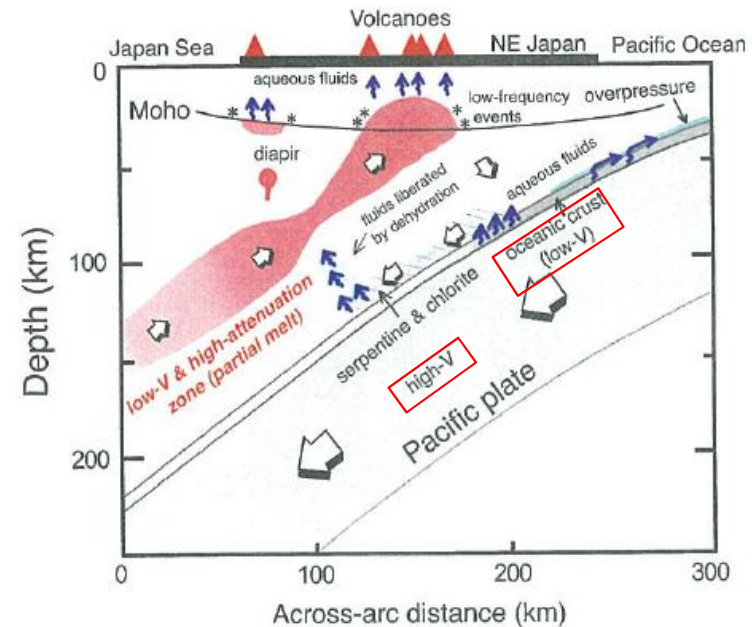
・4.7地震のシミュレーションモデルは、サイトに対しディレクティビティ効果が厳しい位置となっている。



断層モデル平面図



A-A'断面図



(参考)プレート内の模式図(Nakajima et al.(2013))

- ・海洋プレートの地殻とマントルでは、S波速度(海洋地殻: low-V, マントル: high-V)等の構造の違いがある。
- ・例えば、北(2014)では、応力降下量は海洋地殻より海洋性マントルが大きい傾向にあり、これは、海洋プレート内の剛性率の違いによること等を指摘している。

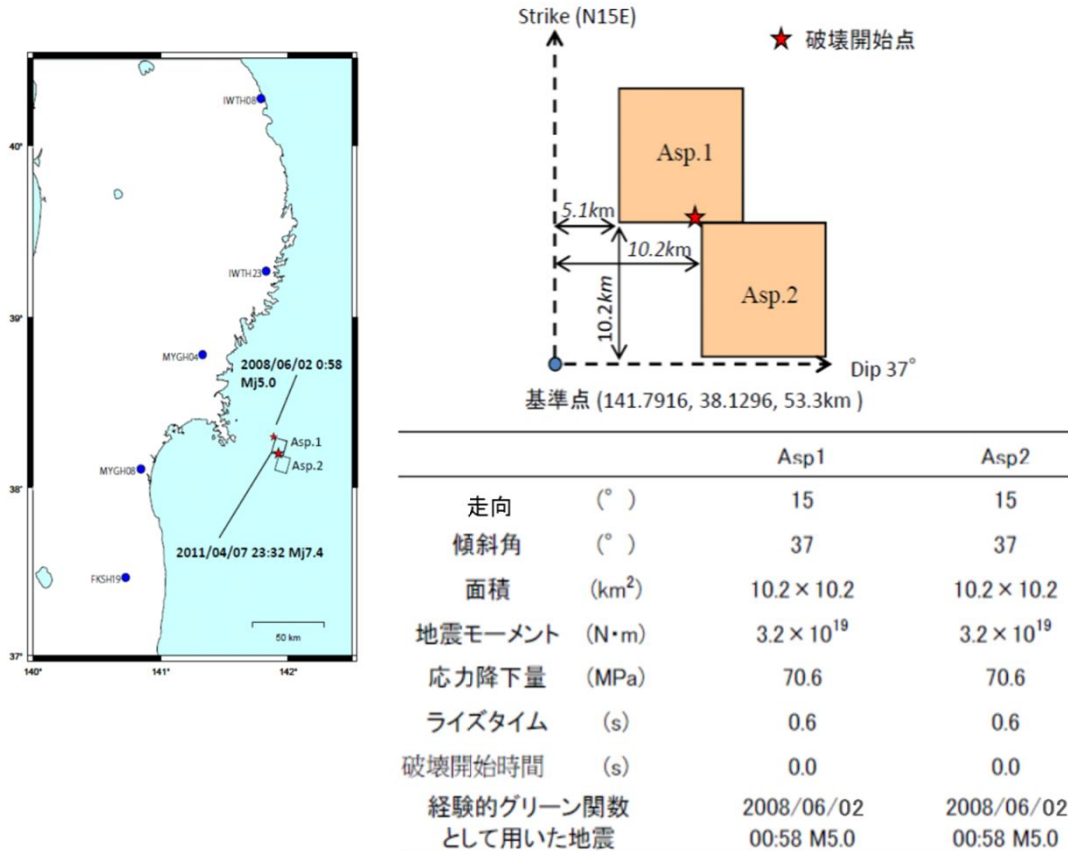
3. 発生様式毎の検討対象地震の地震動評価

3.1 二重深発地震 上面の地震 4.7型地震

第309回審査会合(H27.12.16)
資料1 p.46 再掲

■シミュレーションモデルの短周期レベル

- ・4.7地震シミュレーションモデルの短周期レベルは、原田・釜江(2011)の短周期レベルを参考に設定。
- ・原田・釜江(2011)の短周期レベルは、笹谷ほか(2006)による海洋プレート内地震の M_0 -短周期レベルAの関係と比較して約1.5倍大きい。



4.7地震 短周期レベルA

モデル	断層パラメータ	地震モーメント M_0 (N·m)	短周期レベルA (N·m/s ²)
4.7地震 シミュレーションモデル (原田・釜江(2011))		4.74×10^{19}	1.16×10^{20}
(参考) 笹谷ほか(2006)を用いた場合の短周期レベルA		4.74×10^{19}	7.67×10^{19}

約1.5倍

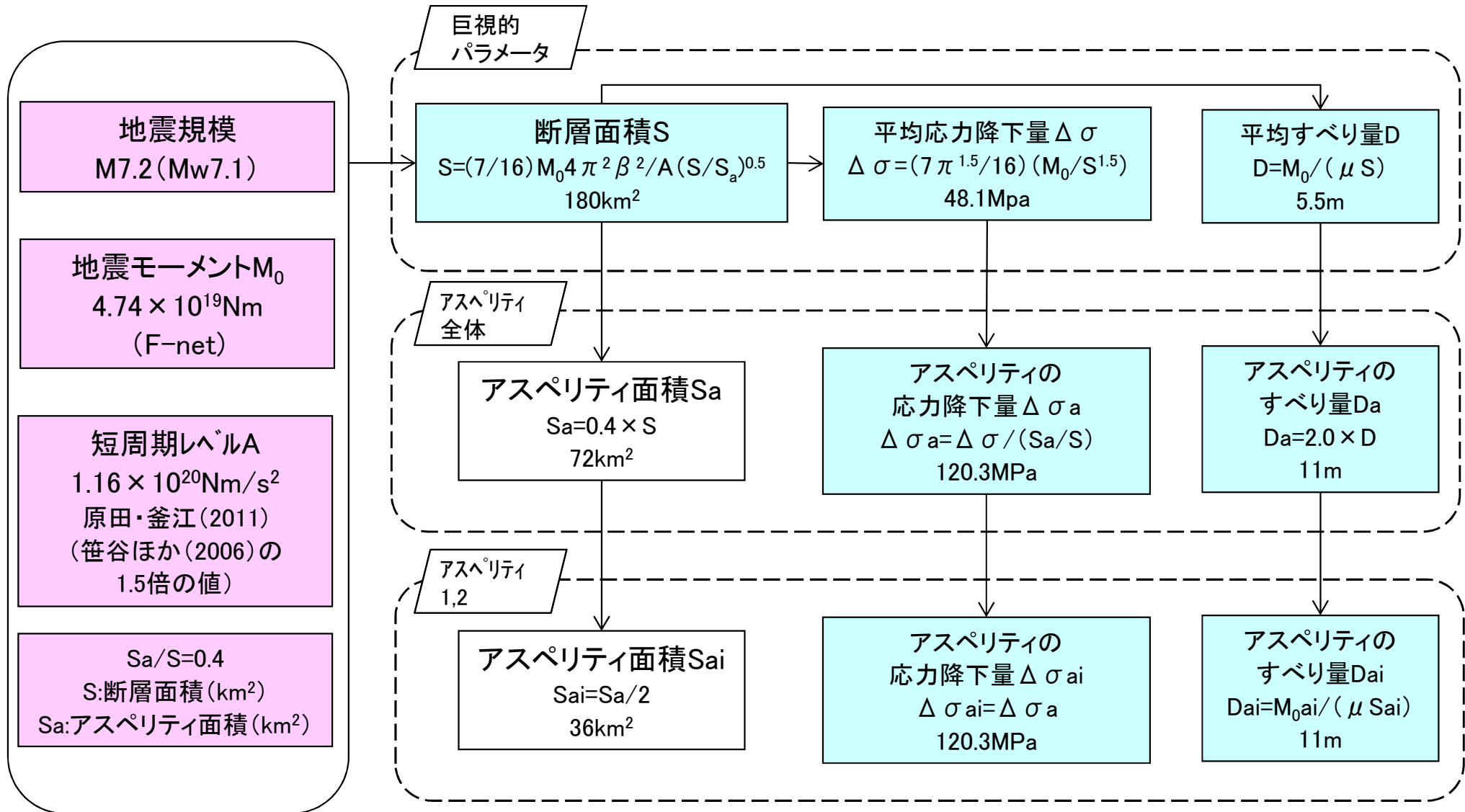
原田・釜江(2011)の4.7地震の震源モデル

3. 発生様式毎の検討対象地震の地震動評価

3.1 二重深発地震 上面の地震 4.7型地震

第309回審査会合(H27.12.16)
資料1 p.47 再掲

■4.7地震シミュレーションモデルの断層パラメータの設定フロー



: 与条件の項目
 : 標準的なレシピに基づき与条件から設定

3. 発生様式毎の検討対象地震の地震動評価

3.1 二重深発地震 上面の地震 4.7型地震

第309回審査会合(H27.12.16)
資料1 p.50 再掲

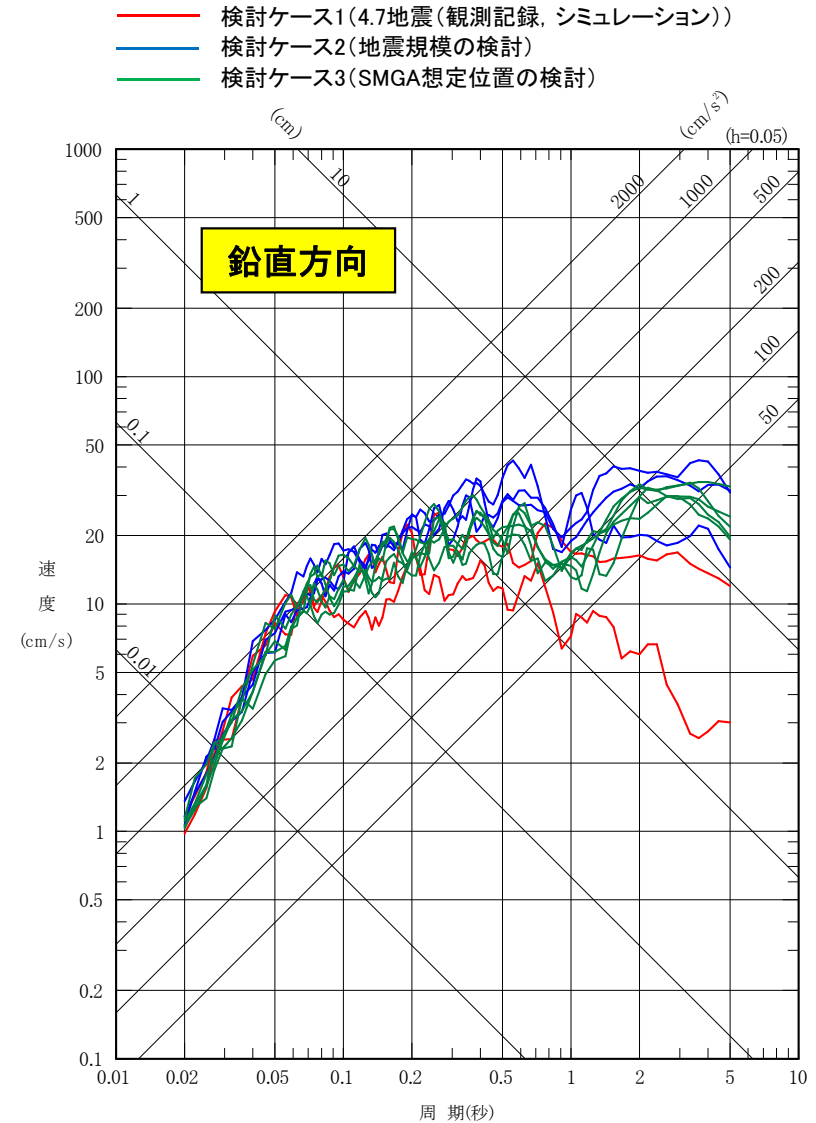
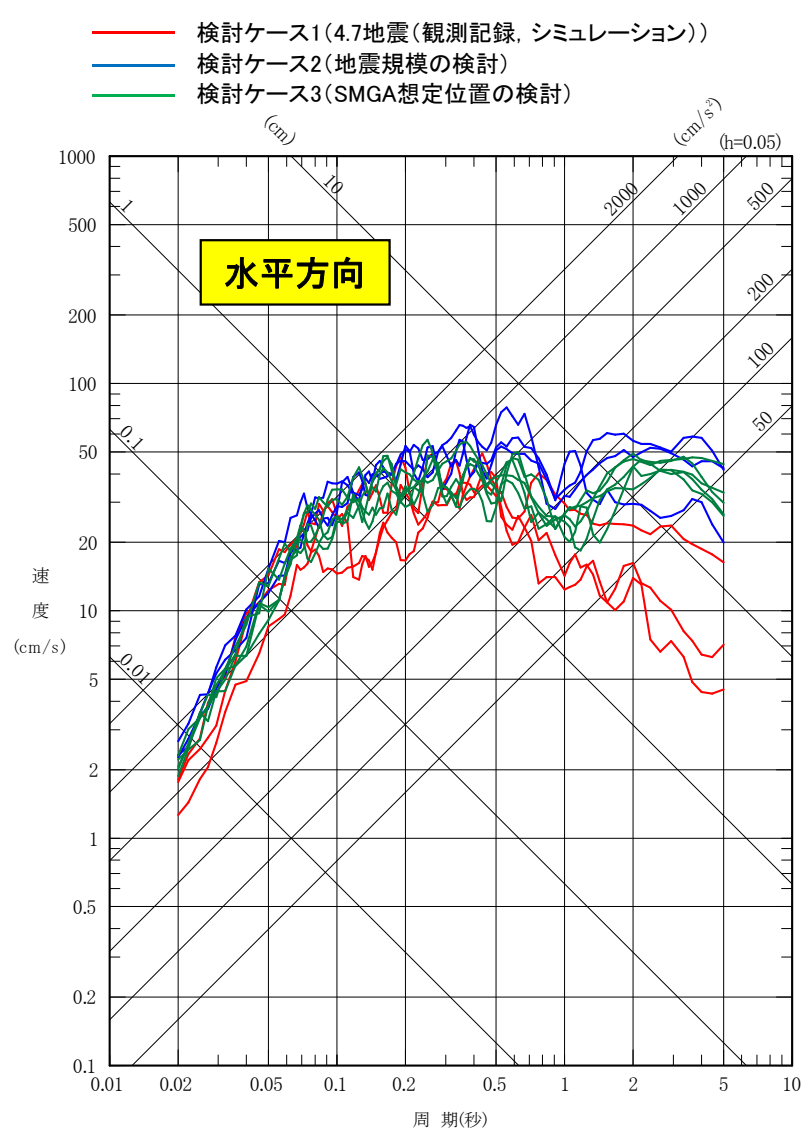
■4.7地震シミュレーションモデルの断層パラメータの設定根拠

断層パラメータ	パラメータの設定根拠
断層面積	事前検討からアスペリティの面積比(S_a/S)=0.4を採用し、理論式より設定。 なお、笹谷ほか(2006)により設定した場合のアスペリティ面積と同程度となる。
断層長さ	断層面積／断層幅＝断層長さ
断層幅	4.7地震震源位置(原田・釜江(2011)の破壊開始点)から上端と下端に均等に配置し、上端を海洋プレートモホ面付近、下端はプレートの応力中立面付近に設定。
断層傾斜角	原田・釜江(2011)による。東北大学(2011)の断層モデルの傾斜角と対応する。
断層の走向	東北大学(2011)、防災科学技術研究所F-netの値を参考に設定。
剛性率	$\mu = \rho \beta^2$ 、密度とS波速度は佐藤・巽(2002)による。 佐藤・巽(2002)では、この値を用いて東日本の海洋性地震(プレート境界地震、海洋プレート内地震)のスペクトルインバージョンが行われている。
高域遮断周波数	浅野ほか(2004)による2003年宮城県沖の地震のシミュレーション解析結果と敷地の観測記録の適合性を確認した値を設定。

3. 発生様式毎の検討対象地震の地震動評価

3.1 二重深発地震 上面の地震 4.7型地震

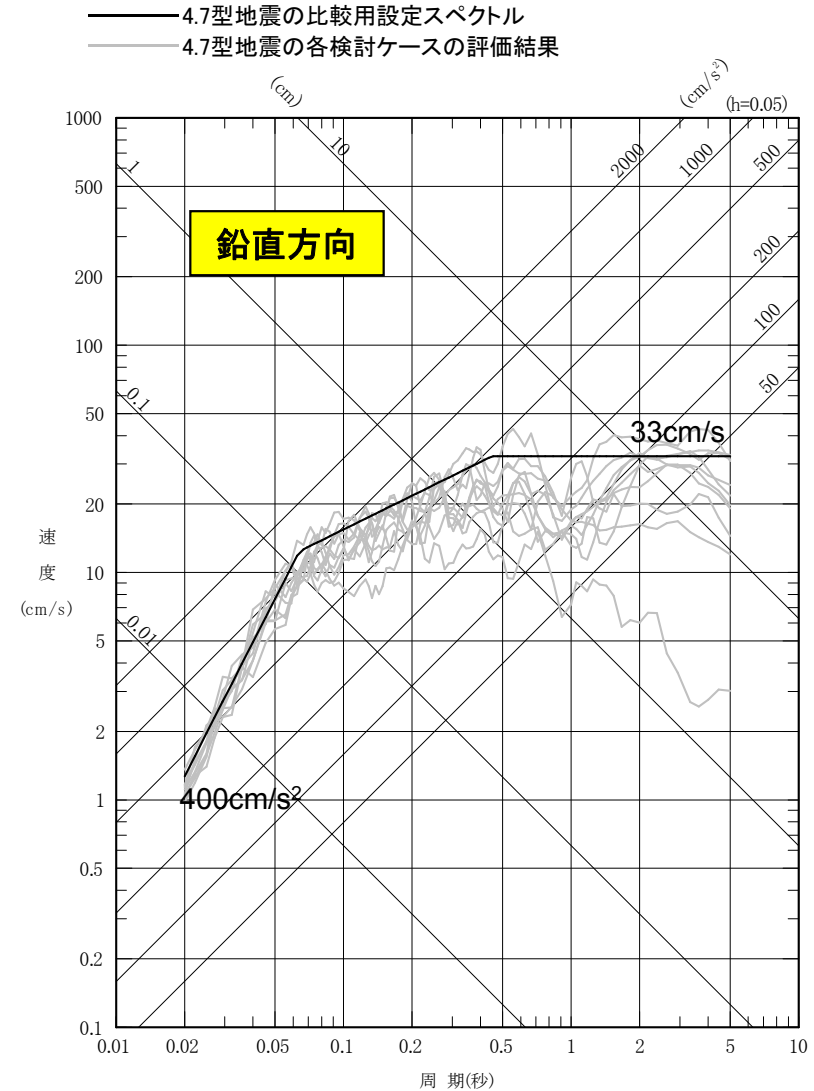
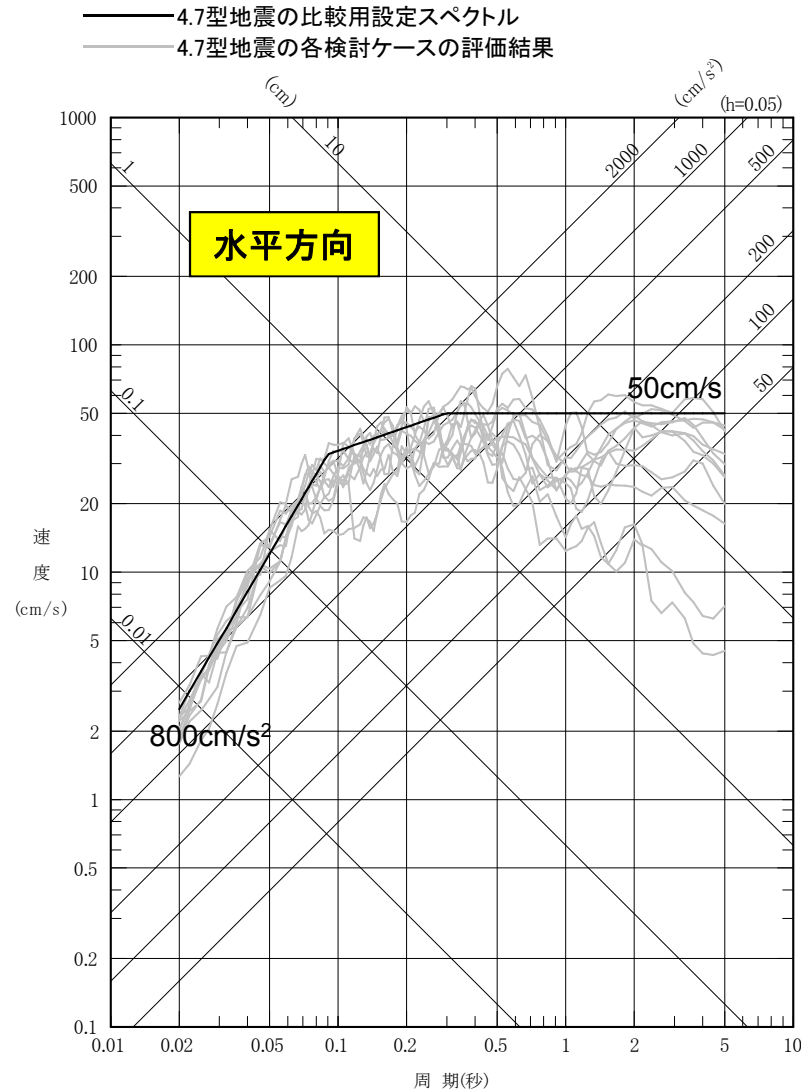
■ 検討対象地震 4.7型地震の地震動評価結果(検討ケース1~3の結果)



3. 発生様式毎の検討対象地震の地震動評価

3.1 二重深発地震 上面の地震 4.7型地震

■検討対象地震 4.7型地震の地震動評価 比較用設定スペクトル



他のタイプの地震の評価結果との大小関係の比較に用いることを目的として、4.7型地震の検討ケースの評価結果を踏まえ水平方向で800cm/s²、50cm/s、鉛直方向で400cm/s²、33cm/sの応答スペクトルを設定した。以下、各タイプの地震動評価結果に記載。

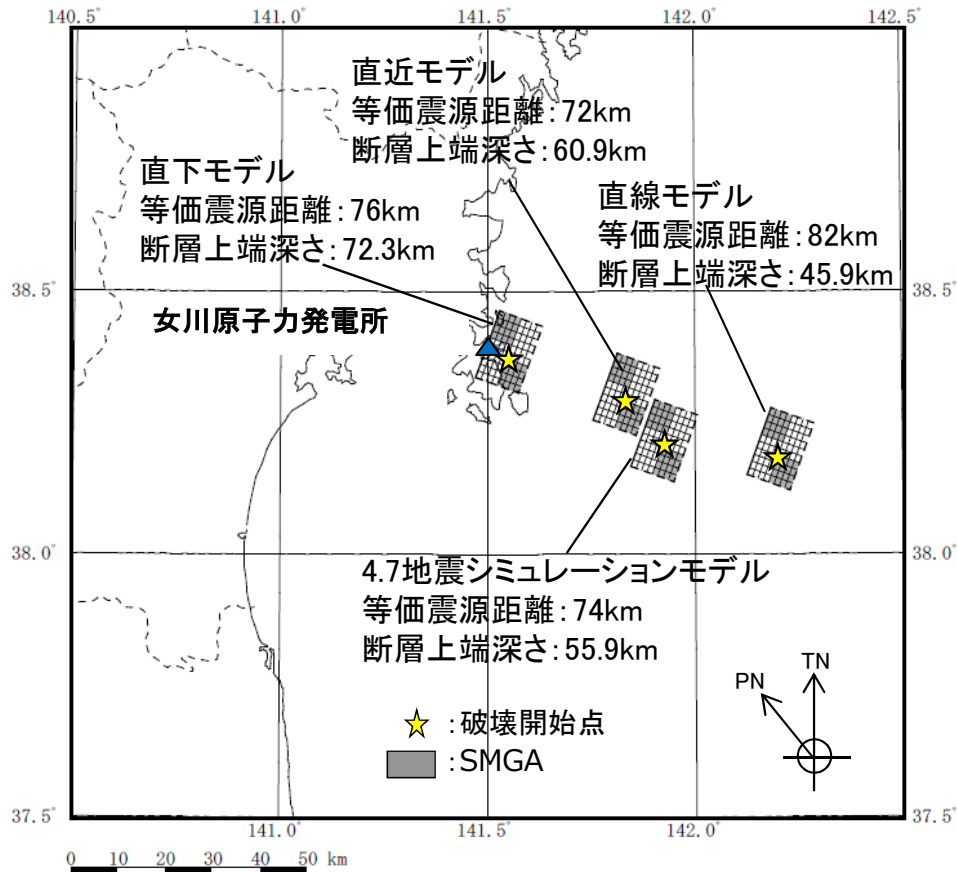
3. 発生様式毎の検討対象地震の地震動評価

3.1 二重深発地震 上面の地震 4.7型地震

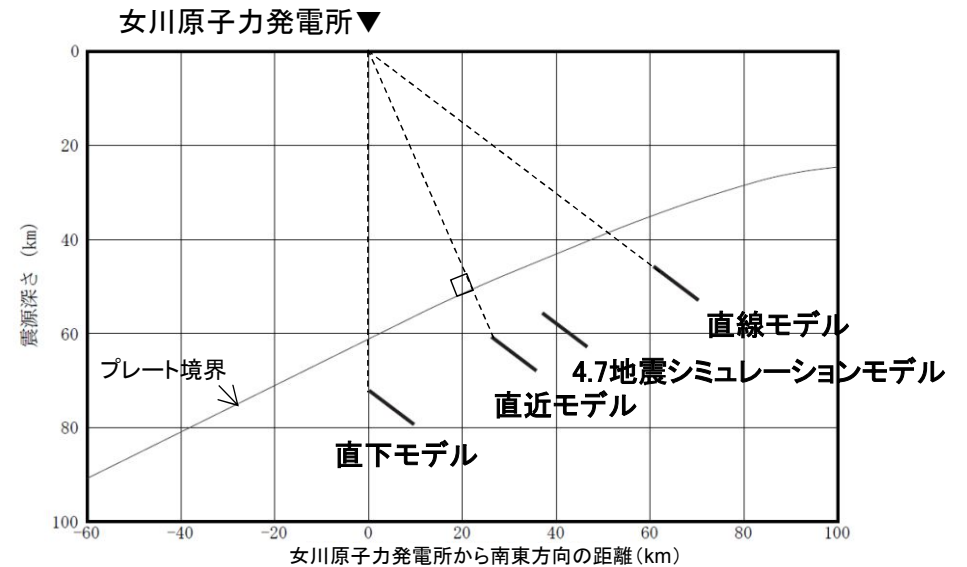
p.55再掲

■補足検討ケース1-1 断層の想定位置の検討

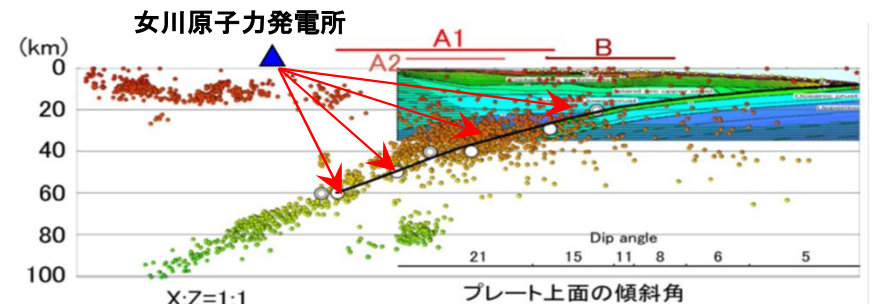
- 断層の位置の違いが敷地に与える影響について確認するために、断層の位置を敷地直下に配置した場合(直下モデル)、敷地から最短となるようにプレート上面に垂線を引いた位置の場合(直近モデル)及び、断層モデルの傾斜角(37°)が敷地の方向に一致する位置に配置した場合(直線モデル)について、統計的グリーン関数法(波形合成は入倉ほか(1997))により評価を行い、4.7地震シミュレーションモデル(検討ケース1)との比較を行う。
- なお、プレートの沈み込み形状から、4.7地震の位置より敷地に近づけても断層位置が深くなるため、敷地との距離は大きくは変わらない。



断層モデルの平面図



敷地と断層モデルの位置関係(南側からの断面)



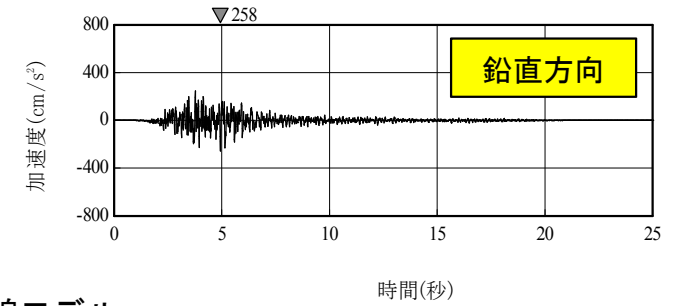
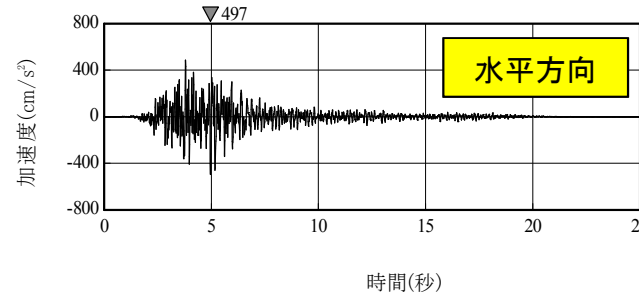
※敷地に近づくほどプレート境界面までの深さは大きくなる。

敷地とプレート境界の位置関係(地震本部(2005)に一部加筆)

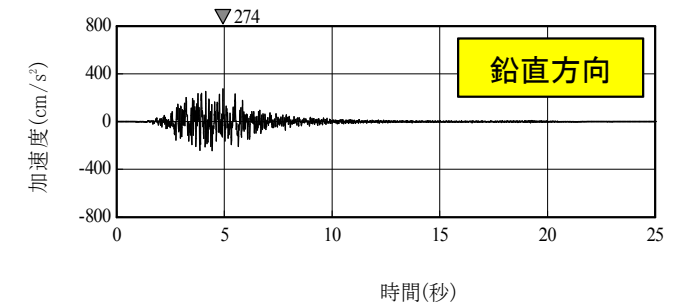
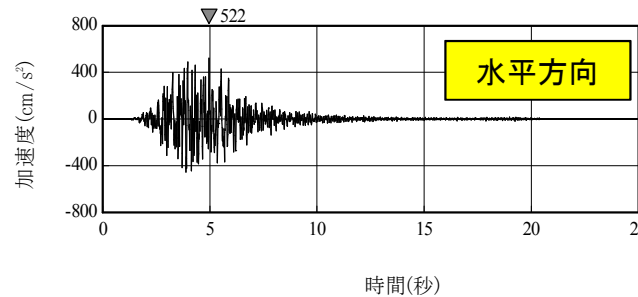
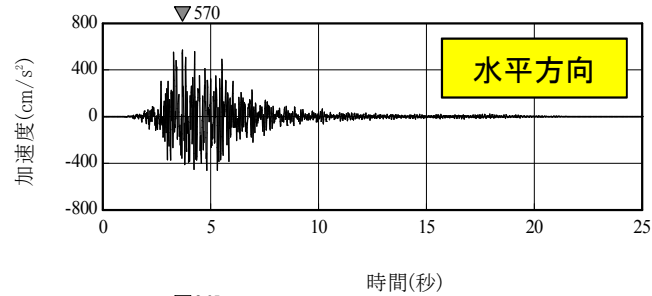
3. 発生様式毎の検討対象地震の地震動評価

3.1 二重深発地震 上面の地震 4.7型地震

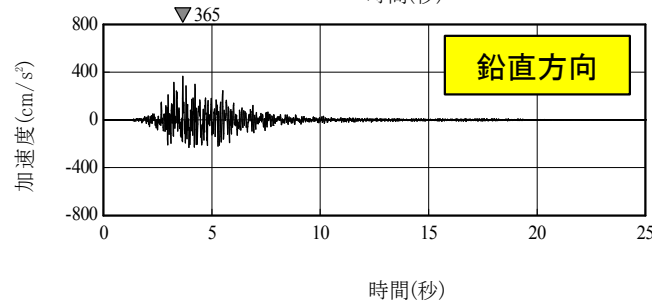
■補足検討ケース1-1 断層の想定位置の検討 地震動評価結果 <加速度時刻歴波形>



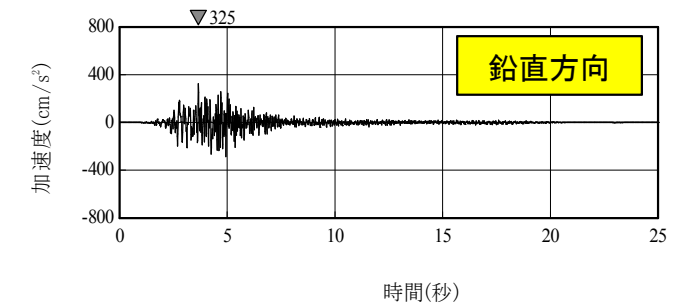
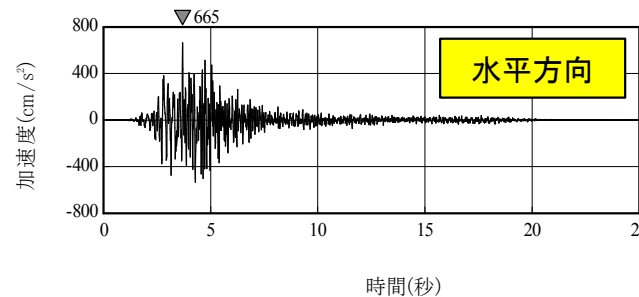
直線モデル



直近モデル



シミュレーションモデル

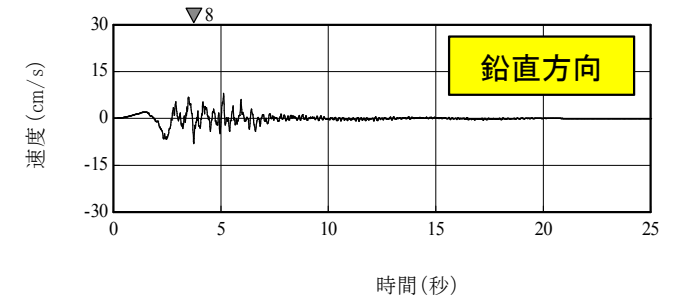
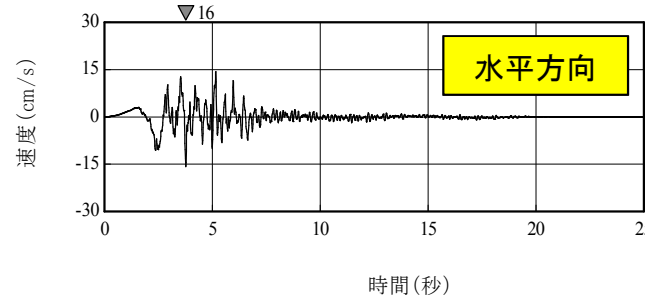


直下モデル

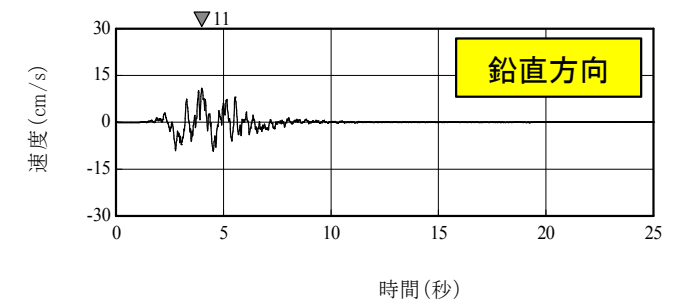
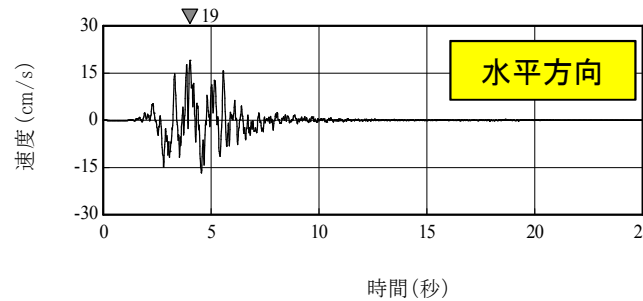
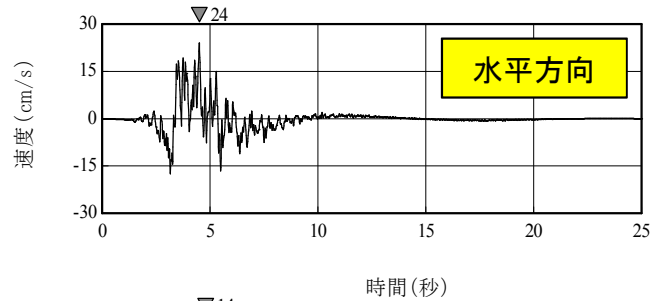
3. 発生様式毎の検討対象地震の地震動評価

3.1 二重深発地震 上面の地震 4.7型地震

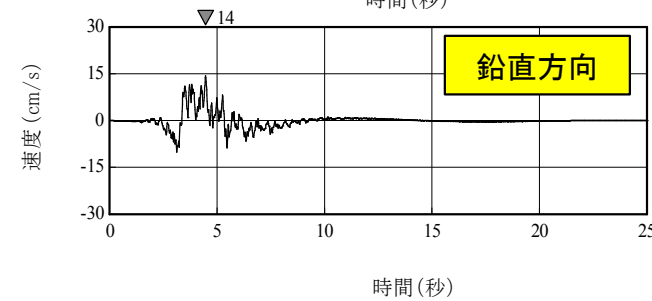
■補足検討ケース1-1 断層の想定位置の検討 地震動評価結果 <速度時刻歴波形>



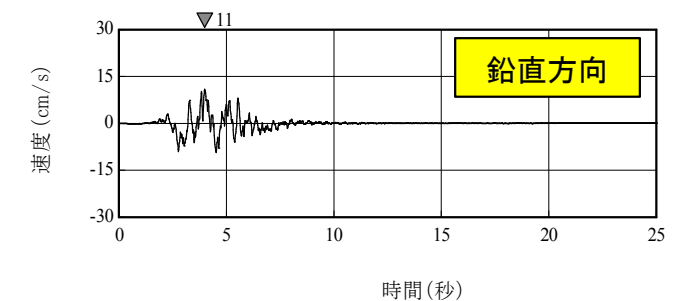
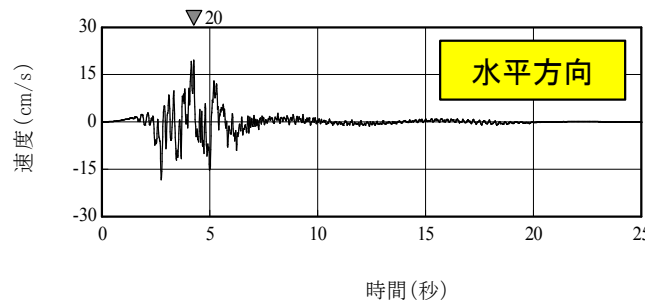
直線モデル



直近モデル



シミュレーションモデル



直下モデル

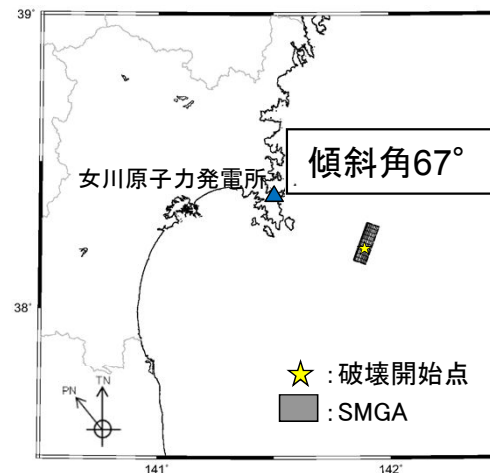
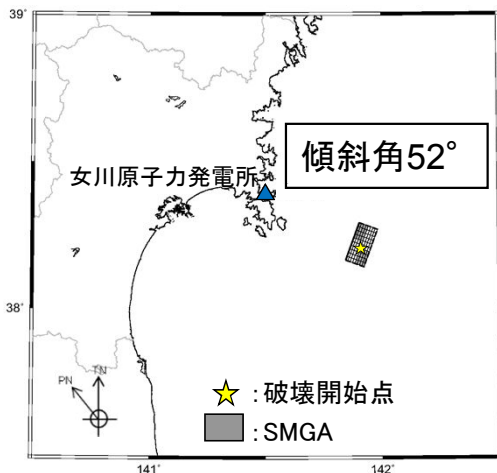
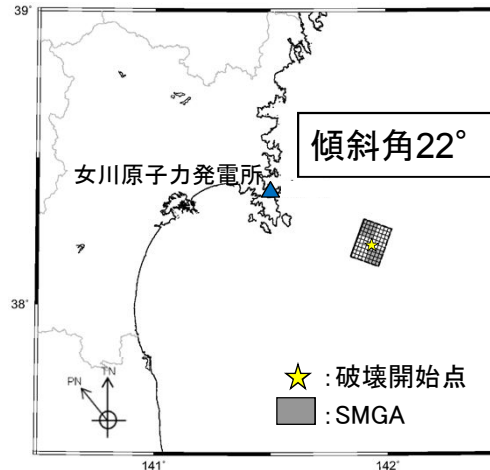
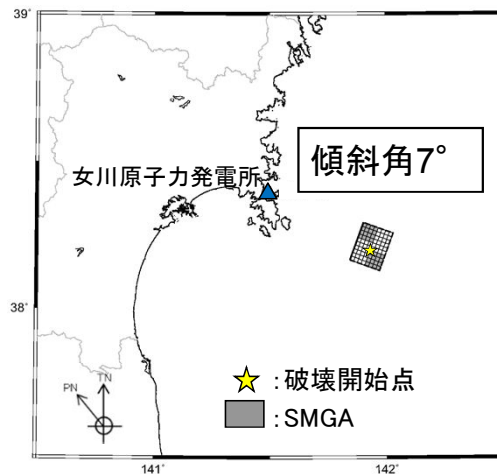
3. 発生様式毎の検討対象地震の地震動評価

3.1 二重深発地震 上面の地震 4.7型地震

p.57再掲

■補足検討ケース1-2 断層の傾斜角の検討

- ・沈み込んだ海洋プレート内の地震は、沈み込む海洋プレート内地震(アウターライズの地震)の断層面の再活動と考えられており、プレート境界面に対して一定の角度を有している傾向にあること、また、4.7地震は実際に発生した地震であることから、4.7地震位置で考慮する地震の傾斜角は実地震の傾斜角を踏襲することが基本と考えられるが、ここでは傾斜角の違いが地震動評価にどの程度の影響を与えるかについて、感度解析を実施する。
- ・沈み込んだ海洋プレート内の地震の傾斜角の影響を確認するため4.7地震シミュレーションモデルの傾斜角 37° に、 $\pm 15^\circ$ (22° , 52°), $\pm 30^\circ$ (7° , 67°)の傾斜を考慮して地震動評価を行う。
- ・地震動評価は、4.7地震シミュレーションと同様に統計的グリーン関数法(波形合成は入倉ほか(1997))により評価する。



女川原子力発電所▼

プレート境界

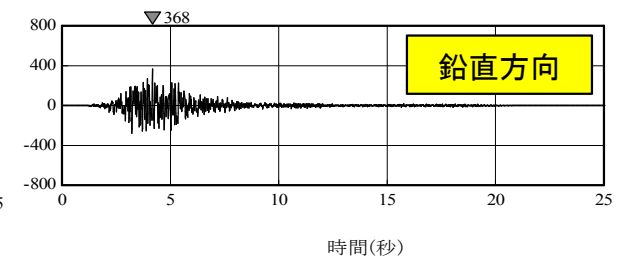
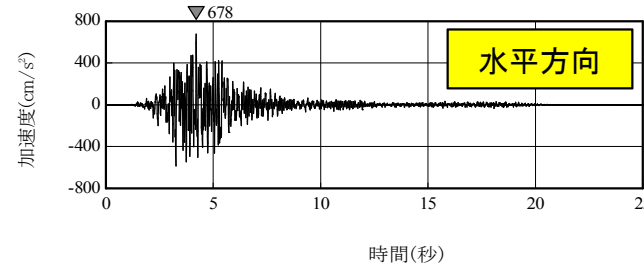
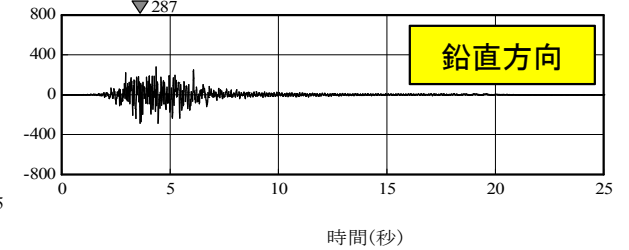
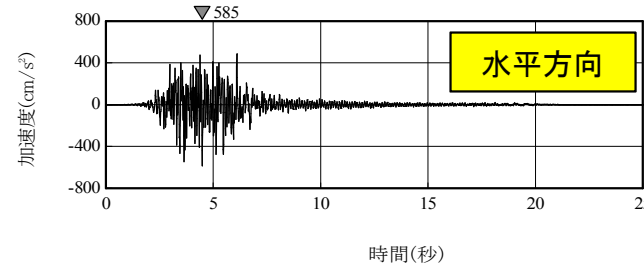
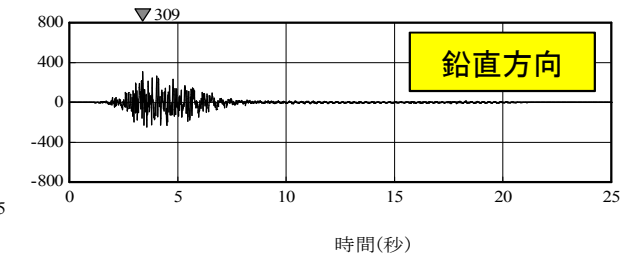
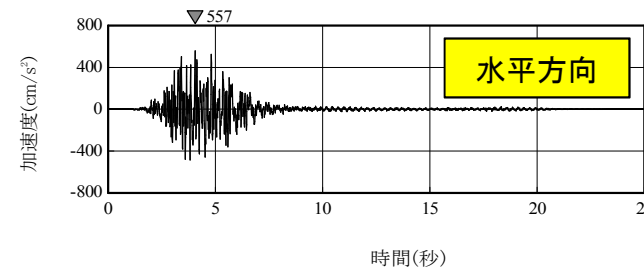
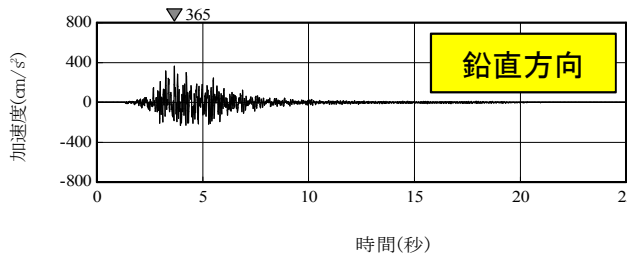
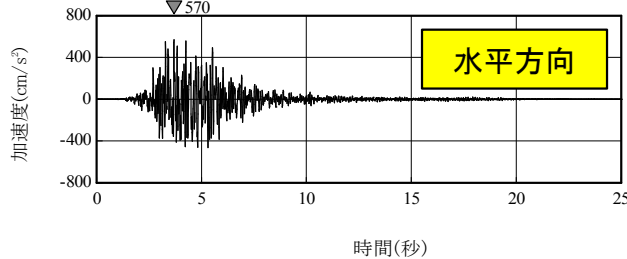
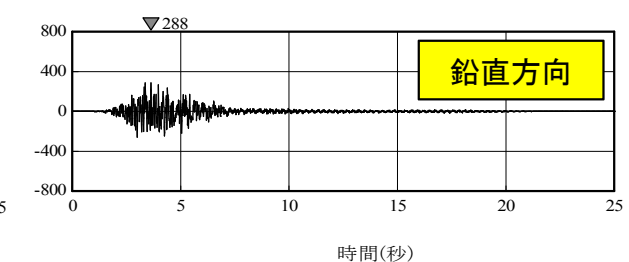
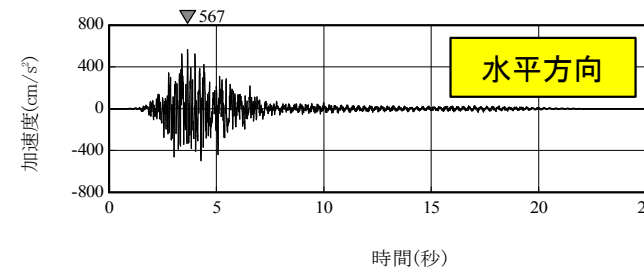
- : 4.7地震シミュレーション(37°)
- : 傾斜角 $\pm 15^\circ$ (22° , 52°)
- : 傾斜角 $\pm 30^\circ$ (7° , 67°)

模式図(東西断面)

3. 発生様式毎の検討対象地震の地震動評価

3.1 二重深発地震 上面の地震 4.7型地震

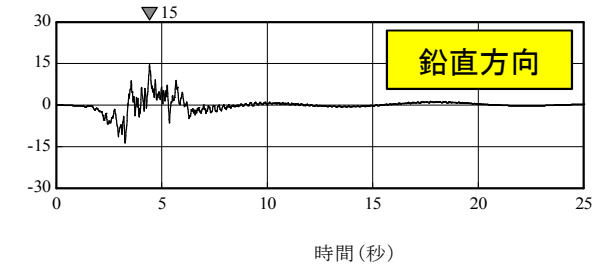
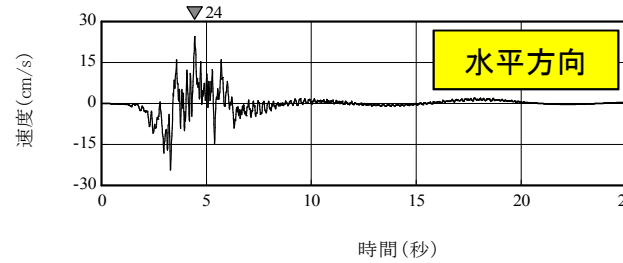
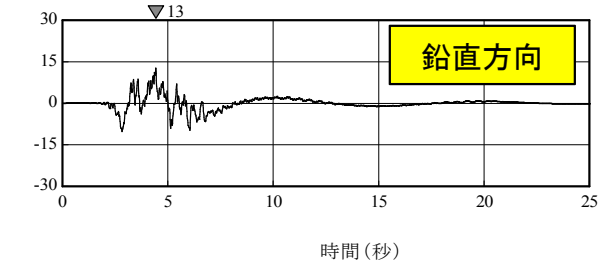
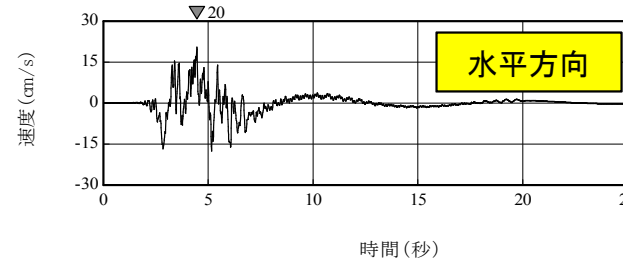
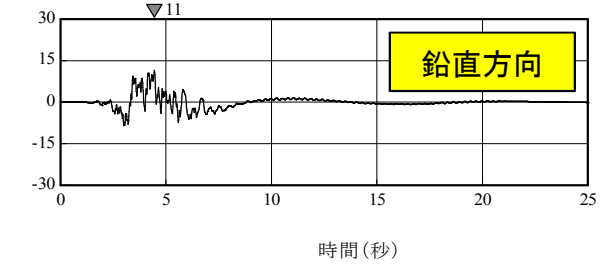
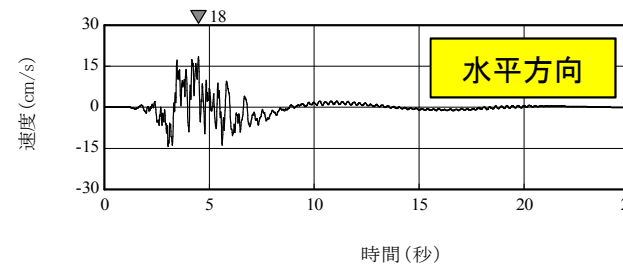
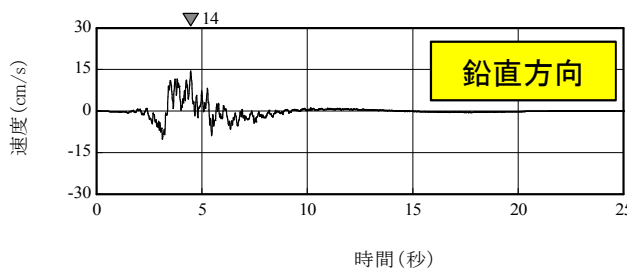
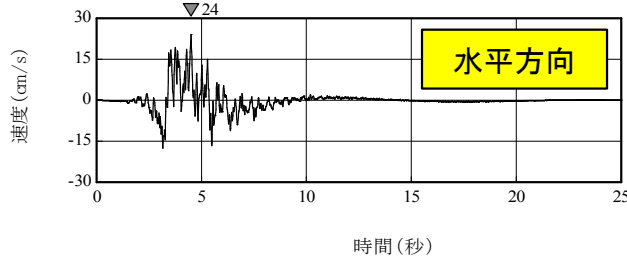
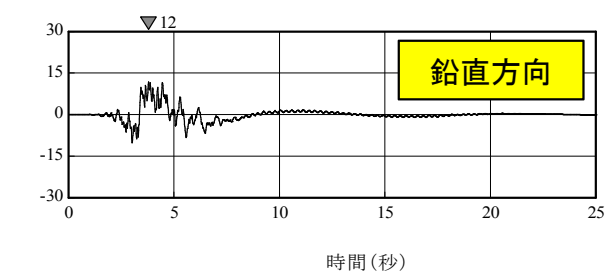
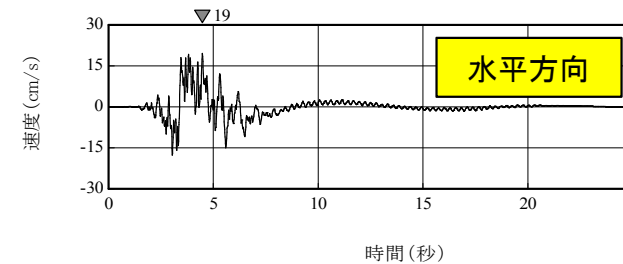
■補足検討ケース1-2 断層の傾斜角の検討 地震動評価結果 <加速度時刻歴波形>

傾斜角
7度傾斜角
22度傾斜角
52度傾斜角
67度シミュレーションモデル
(傾斜角37度)

3. 発生様式毎の検討対象地震の地震動評価

3.1 二重深発地震 上面の地震 4.7型地震

■補足検討ケース1-2 断層の傾斜角の検討 地震動評価結果 <速度時刻歴波形>

傾斜角
7度傾斜角
22度傾斜角
52度傾斜角
67度シミュレーションモデル
(傾斜角37度)

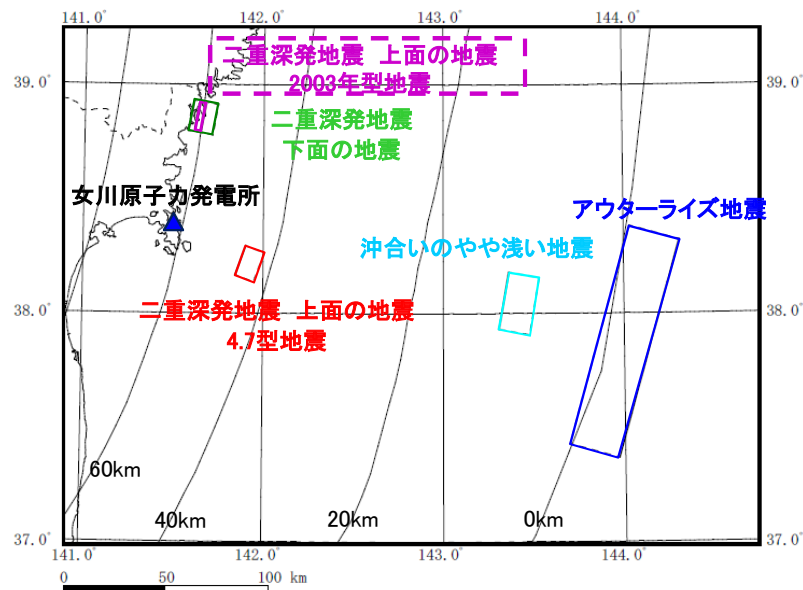
3. 発生様式毎の検討対象地震の地震動評価

3.2 二重深発地震 上面の地震 2003年型地震

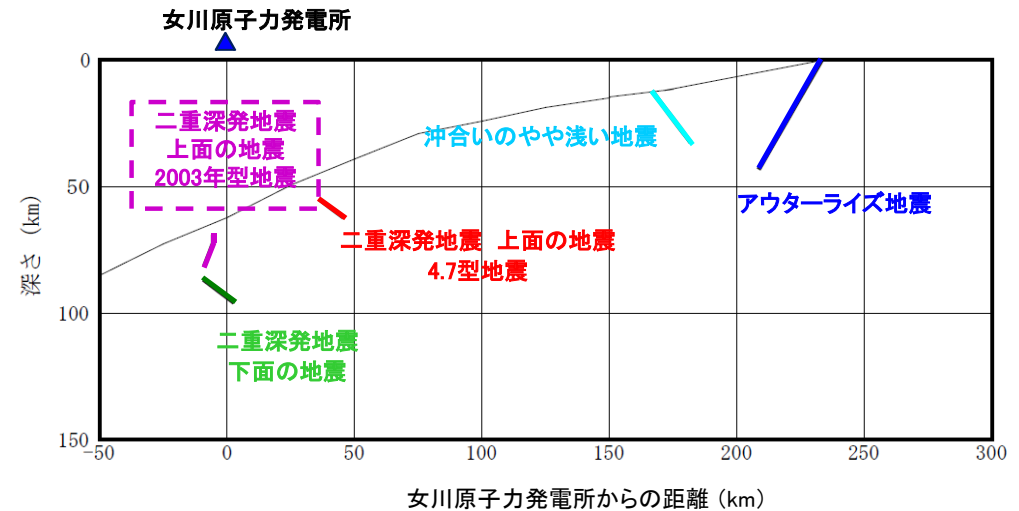
第309回審査会合(H27.12.16)
資料1 p.70 再掲

■二重深発地震 上面の地震 2003年型地震の特徴

項目	想定位置	地震規模	短周期レベル (応力降下量)
特徴	<ul style="list-style-type: none"> ・2003年宮城県沖の地震は、上面・面間・下面に微小地震が集中している箇所が発生。 ・同様の特徴を有する箇所は東北地方では複数存在するが、敷地に最も近い場所は2003年宮城県沖の地震が発生した場所。 ・地震波トモグラフィから、2003年宮城県沖の地震は太平洋プレート内の海洋性マンタルの低速度域と対応している。 	<ul style="list-style-type: none"> ・2003年宮城県沖の地震の地震規模はM7.1。 	<ul style="list-style-type: none"> ・2003年宮城県沖の地震の短周期レベルは、笹谷ほか(2006)の約1.3倍。



断層位置 模式図(平面図)



断層位置 模式図(断面図)

3. 発生様式毎の検討対象地震の地震動評価

3.2 二重深発地震 上面の地震 2003年型地震

■二重深発地震 上面の地震 2003年型地震 検討ケース

- ・2003年宮城県沖の地震(M7.1)は、震央位置が陸側に近い沿岸(地震観測精度が比較的よい領域)で発生したという特徴を踏まえ、二重深発地震の上面の地震として2003年型地震を考慮する。
- ・下表の3ケースについて、2003年宮城県沖の地震の観測記録が敷地で得られていることから、観測記録をベースとした簡易評価を行う。
- ・評価の結果、検討ケース2の評価結果が敷地に与える影響がもっとも大きい。
- ・なお、上面・面間・下面の微小地震の集中箇所がないことから、M7クラス以上の規模の大きな地震の発生の可能性は小さいと考えられるが、参考に微小地震の集中箇所が発生した2003年宮城県沖の地震と同規模のM7.1を敷地直下に考慮した場合についても地震動評価を行った。

検討ケース	断層モデルの設定条件			評価方法	備考
	地震規模	断層の位置	短周期レベル (応力降下量)		
検討ケース1	M7.1	上面・面間・下面の地震が分布 (2003年地震付近)	2003年地震の短周期レベル ^{※1}	簡易評価 (観測記録)	
検討ケース2 地震規模	M7.3	上面・面間・下面の地震が分布 (2003年地震付近)	2003年地震の短周期レベル相当 ^{※2}	簡易評価 ^{※4} (記録ベース)	海洋プレート内地震の地域最大規模を考慮
検討ケース3 短周期レベル(応力降下量)	M7.1	上面・面間・下面の地震が分布 (2003年地震付近)	4.7地震の短周期レベル相当 ^{※3}	簡易評価 ^{※5} (記録ベース)	
【参考】検討ケース 断層位置	M7.1	敷地直下	2003年地震の短周期レベル ^{※1}	簡易評価 ^{※6} (記録ベース)	

※1: 浅野ほか(2003)での短周期レベル。笹谷ほか(2006)での短周期レベル $A=9.84 \times 10^{10} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3}$ の1.3倍。

※2: 笹谷ほか(2006)での短周期レベル $A=9.84 \times 10^{10} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3}$ の1.3倍。

2003年宮城県沖の地震の地震モーメント M_0 —短周期レベル A の関係相当の短周期レベル。

※3: 笹谷ほか(2006)での短周期レベル $A=9.84 \times 10^{10} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3}$ の1.5倍。

4.7地震の地震モーメント M_0 —短周期レベル A の関係相当の短周期レベル。

※4: 地震規模の違いについて、応答スペクトルの差(比率)を既往の距離減衰式で算定し、2003年宮城県沖の地震の観測記録(はぎとり波)に乗じて評価。

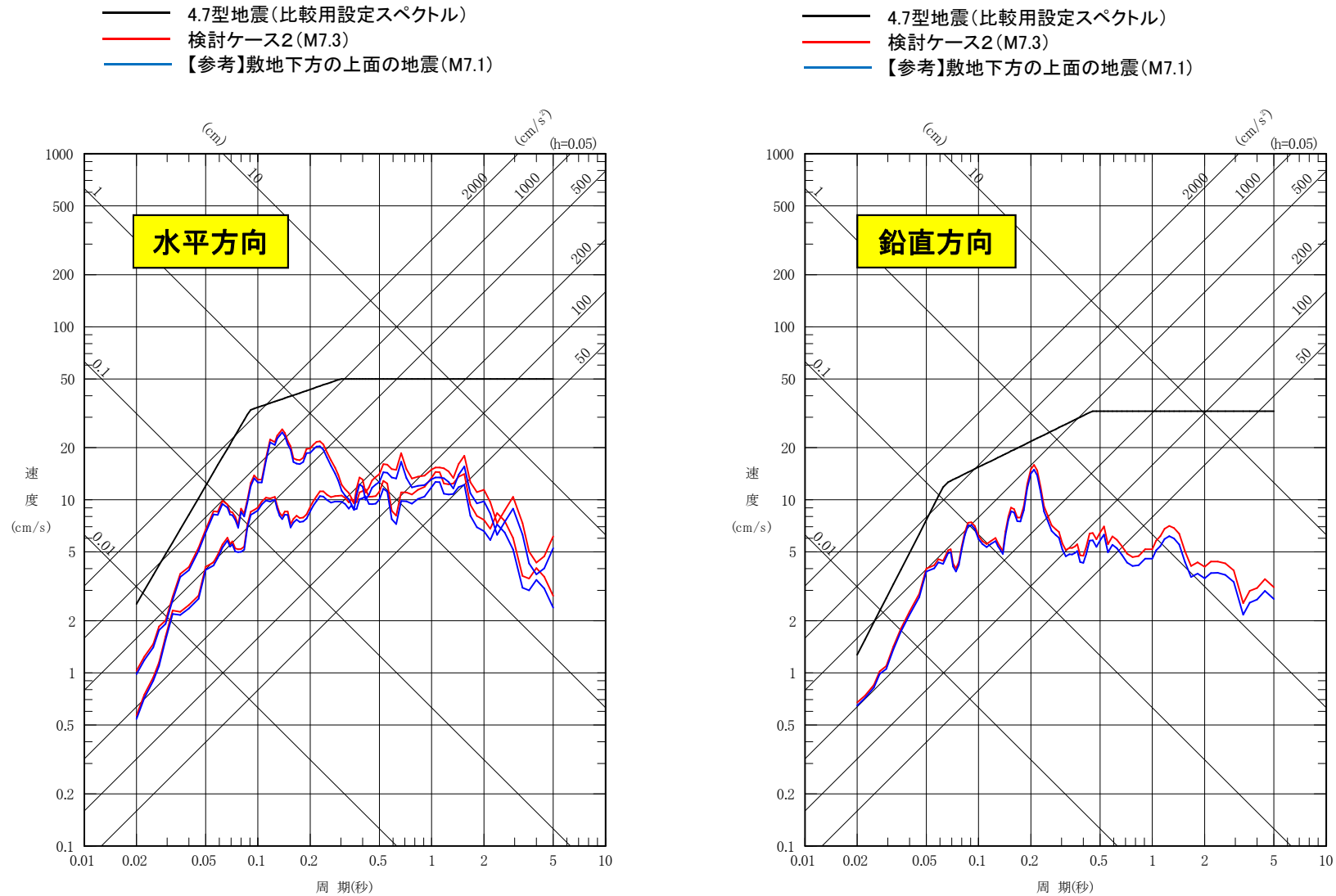
※5: 短周期レベルの違いについて、保守的に短周期レベルの比を2003年宮城県沖の地震の観測記録(はぎとり波)に乗じて評価。

※6: 距離の違いについて、最大加速度値の差(比率)を既往の距離減衰式で算定し、2003年宮城県沖の地震の観測記録(はぎとり波)に乗じて評価。

3. 発生様式毎の検討対象地震の地震動評価

3.2 二重深発地震 上面の地震 2003年型地震

■二重深発地震 上面の地震 2003年型地震の評価結果 <応答スペクトル>



4.7型地震と比較して、2003年型地震の評価結果は小さい。

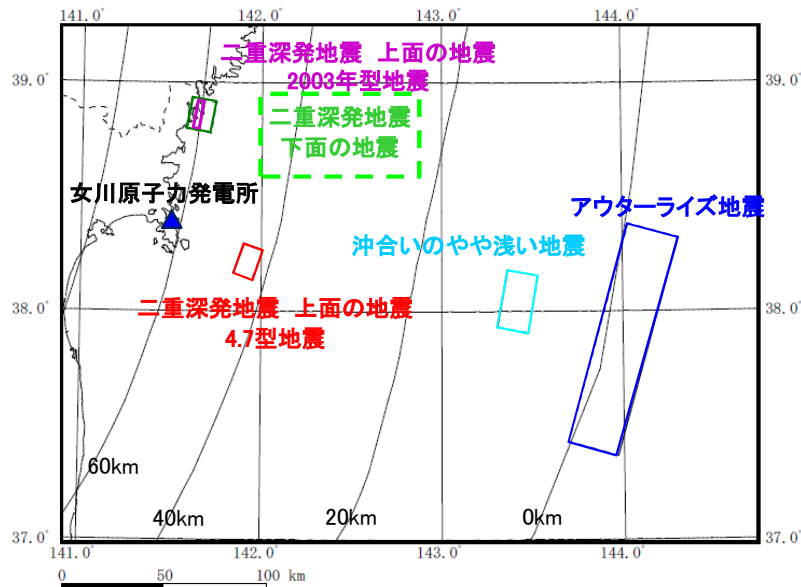
3. 発生様式毎の検討対象地震の地震動評価

3.3 二重深発地震 下面の地震

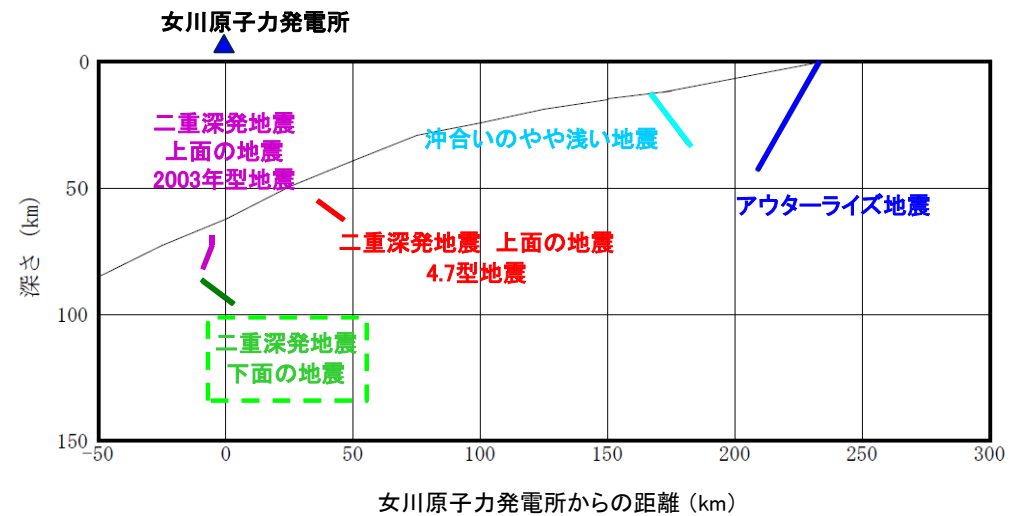
第309回審査会合(H27.12.16)
資料1 p.85 再掲

■二重深発地震 下面の地震の特徴

項目	想定位置	地震規模	短周期レベル (応力降下量)	備考
特徴	<ul style="list-style-type: none"> 東北地方で最も規模の大きい下面の地震としては、2008年7月24日岩手県沿岸北部の地震(M6.8)があるが、同地震は、上面・面間・下面に微小地震が集中している箇所が発生。 同様の特徴を有する箇所は東北地方では複数存在するが、敷地に最も近い場所は2003年宮城県沖の地震が発生した場所。 	<ul style="list-style-type: none"> 東北地方で最も規模の大きい下面の地震は、2008年岩手県沿岸北部の地震(M6.8)。 	<ul style="list-style-type: none"> 想定位置付近(2003年宮城県沖の地震の発生箇所付近)では、下面で規模の大きい地震は発生していない。 想定位置から遠いが2008年岩手県沿岸北部の地震の短周期レベルは笹谷ほか(2006)の約1.6倍。 	<ul style="list-style-type: none"> 北海道では1993年釧路沖地震(M7.5)が発生。



断層位置 模式図(平面図)



断層位置 模式図(断面図)

3. 発生様式毎の検討対象地震の地震動評価

3.3 二重深発地震 下面の地震

■二重深発地震 下面の地震 検討ケース

- ・2008年岩手県沿岸北部の地震(M6.8)は、下面の地震としては、東北地方で発生した地震の最大規模であり、震央位置が比較的震源精度がよい内陸側で発生した地震で、海洋プレート内の上面・面間・下面の微小地震が集中箇所が発生したという特徴がある。
- ・下表の3つのケースのうち検討ケース3について、地震規模と距離等から敷地に与える影響が大きいことから断層モデルによる評価を行う。
- ・また、敷地極近傍には、上面・面間・下面の微小地震の集中箇所がないことから、M7クラス以上の規模の大きな地震の発生の可能性は小さいと考えられるが、参考に1993年釧路沖地震と同規模のM7.5を敷地直下に考慮した場合についても断層モデルによる評価を行う。

検討ケース	断層モデルの設定条件						評価方法	備考
	地震規模	断層の位置	破壊開始点	アスペリティの位置	短周期レベル(応力降下量)	傾斜角		
検討ケース1	M6.8	上面・面間・下面の地震が分布(2003年地震付近)	—	—	2008.7.24の地震の短周期レベル ^{※2}	—	簡易評価 ^{※4} (検討ケース3から逆算)	短周期レベルは笹谷ほか(2006)の約1.6倍
検討ケース2 地震規模	M7.3	上面・面間・下面の地震が分布(2003年地震付近)	—	—	2008.7.24の地震の短周期レベル相当 ^{※3}	—	簡易評価 ^{※4} (検討ケース3から逆算)	海洋プレート内地震の地域最大規模を考慮
検討ケース3 地震規模 (他地域最大)	M7.5 ^{※1}	上面・面間・下面の地震が分布(2003年地震付近)	複数	断層中央	2008.7.24の地震の短周期レベル相当 ^{※3}	37°	断層モデルによる評価	1993年釧路沖地震(M7.5)の規模を考慮
【参考】 検討ケース 地震規模と位置	M7.5	敷地直下	複数	断層中央	2008.7.24の地震の短周期レベル相当 ^{※3}	37°	断層モデルによる評価	1993年釧路沖地震(M7.5)の規模を考慮

※1: 地震テクトニクス的に違いがあるが、北海道で発生した1993年釧路沖地震(M7.5)と同規模のM7.5を考慮。

※2: 短周期レベル(応力降下量)は、宮城県沖には規模の大きい下面の地震が発生していないため、笹谷ほか(2006)による標準的な値を採用することが考えられるが、その値は上面の地震である2003年宮城県沖の地震より小さい。一方、2008年岩手県沿岸北部の地震は地震規模はM6.8とやや小さく、さらに想定位置からもやや遠い位置に位置しているが、短周期レベル(佐藤(2013))は2003年地震より大きく笹谷ほか(2006)による標準的な値の約1.6倍となっていることを考慮し、保守的にこれを採用する。

※3: 笹谷ほか(2006)での短周期レベル $A=9.84 \times 10^{10} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3}$ の1.6倍。

2008年岩手県沿岸北部の地震の地震モーメント M_0 —短周期レベルAの関係相当の短周期レベル。

※4: 検討ケース1, 検討ケース2, 検討ケース3は想定位置と短周期レベルは同じで地震規模のみ相違することから、規模の違いによる応答スペクトルの差(比率)を既往の距離減衰式で算定し、それを検討ケース3の算定結果に乗じて評価する。

3. 発生様式毎の検討対象地震の地震動評価

3.3 二重深発地震 下面の地震

第309回審査会合 (H27.12.16)
資料1 p.96 再掲

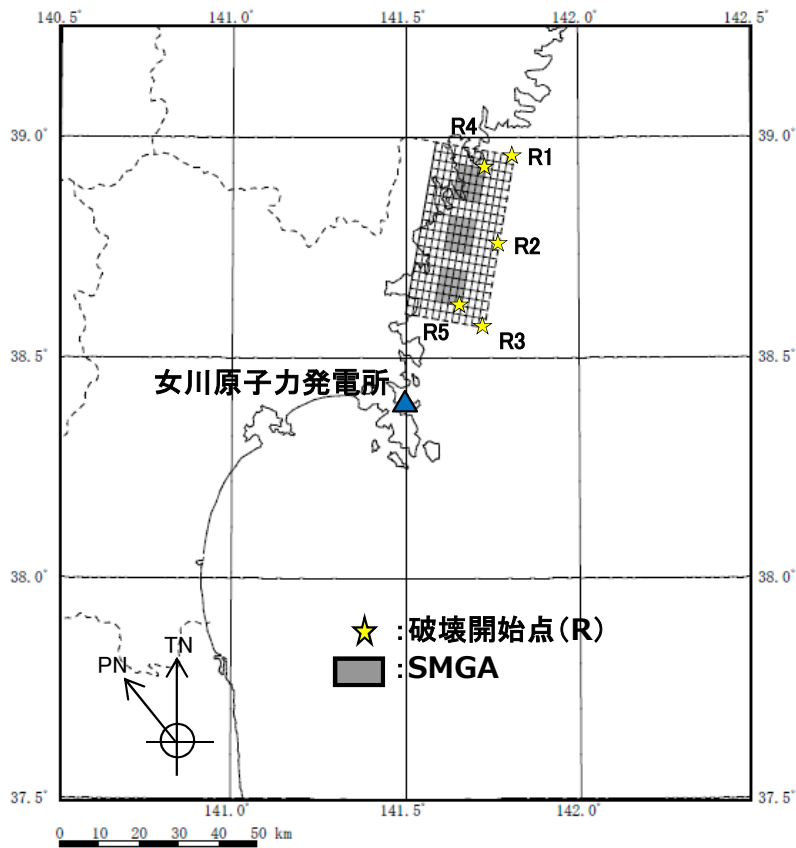
■ 検討ケース3の断層モデル

○断層モデル

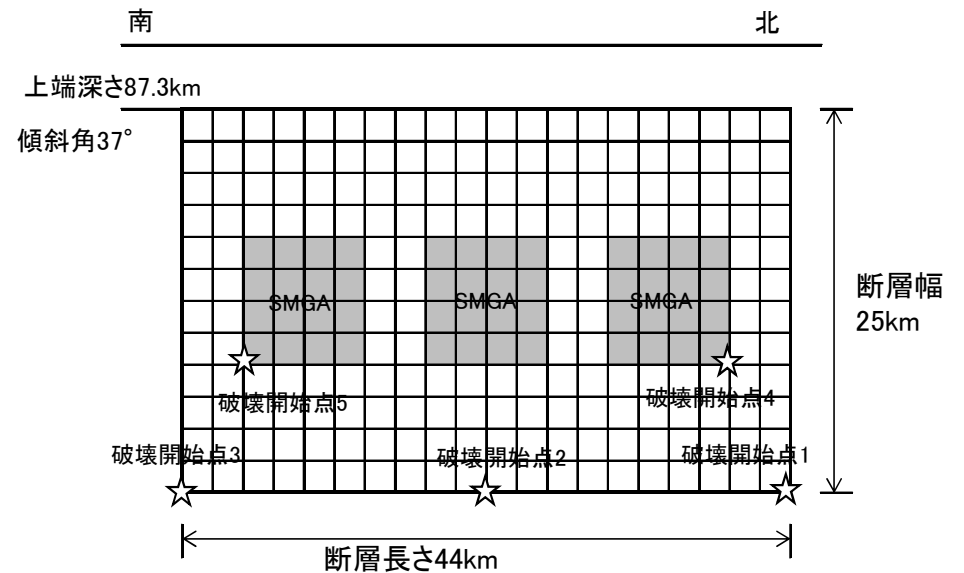
- ・海洋プレート内の上面・面間・下面の微小地震が集中している, 2003年宮城県沖の地震付近に想定地震を考慮。地震テクトニクス的な違いがあるが, 北海道で発生した1993年釧路沖地震(M7.5)と同規模を考慮する。断層パラメータは笹谷(2006)を基に設定したうえで, 短周期レベルは, 2008年岩手県沿岸北部の地震(M6.8)の地震モーメント M_0 —短周期レベルAの関係相当(笹谷ほか(2006)の約1.6倍)を考慮する。

○断層モデルを用いた地震動評価

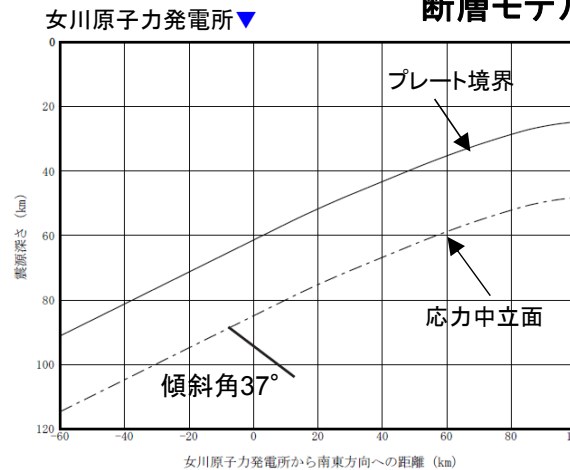
- ・統計的グリーン関数法により評価。
波形合成は入倉ほか(1997)を用いる。



断層モデル(平面図)



断層モデル(展開図)



断面図

※傾斜角は, プレートに対し断層の傾斜が60°となるようにプレートの傾斜(23°)を考慮し37°に設定。

3. 発生様式毎の検討対象地震の地震動評価

3.3 二重深発地震 下面の地震

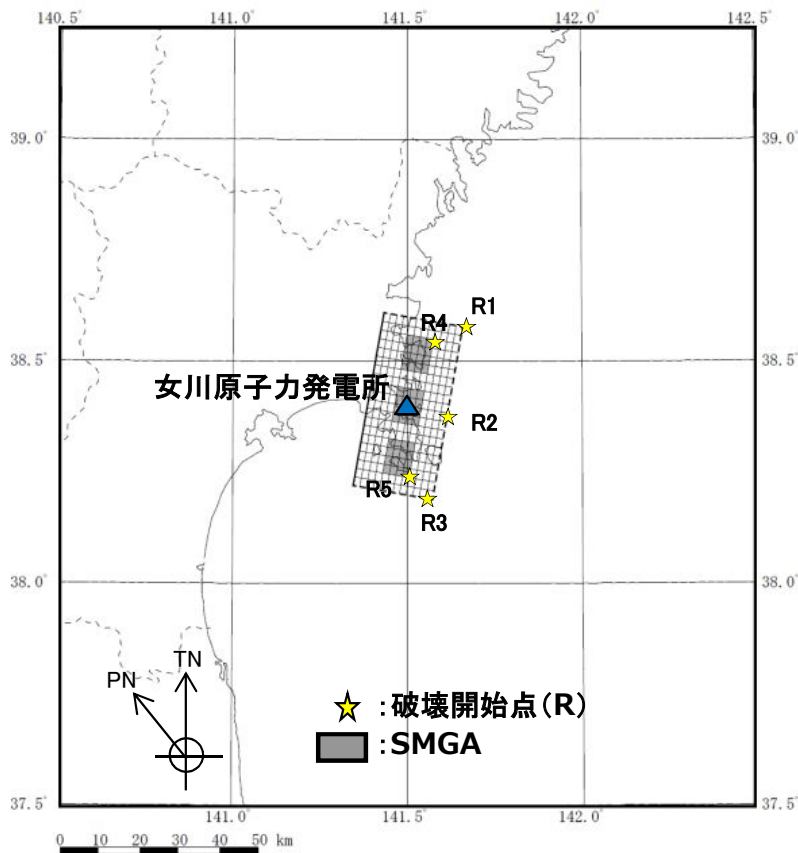
■【参考】敷地下方に下面の地震(M7.5)を想定 地震規模と位置

○断層モデル

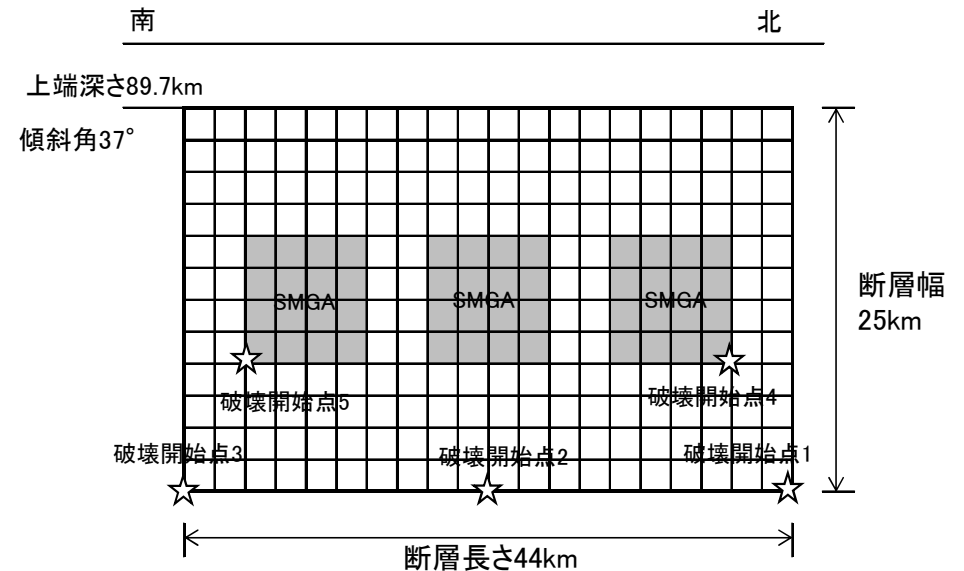
- 敷地下方には、海洋プレート内の上面・面間・下面の微小地震が集中しておらず、また、地震テクニクス的な違いがあるが、ここでは北海道で発生した1993年釧路沖地震(M7.5)と同規模を考慮する。断層パラメータは笹谷(2006)を基に設定したうえで、短周期レベルは、2008年岩手県沿岸北部の地震(M6.8)の地震モーメント M_0 —短周期レベルAの関係相当(笹谷ほか(2006)の約1.6倍)を考慮する。

○断層モデルを用いた地震動評価

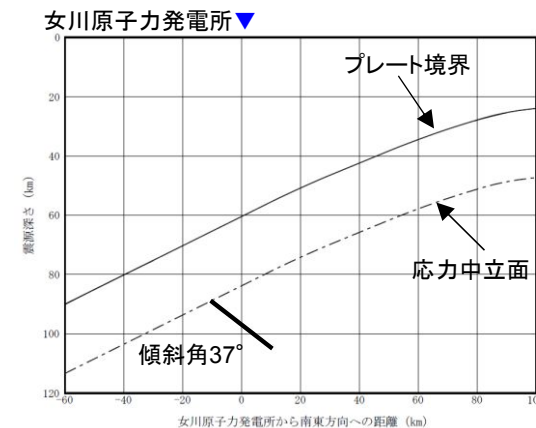
- 統計的グリーン関数法により評価。
波形合成は入倉ほか(1997)を用いる。



断層モデル(平面図)



断層モデル(展開図)



断面図(東西断面)

3. 発生様式毎の検討対象地震の地震動評価

3.3 二重深発地震 下面の地震

第309回審査会合(H27.12.16)
資料1 p.98 再掲

■検討ケース3, 参考検討ケースの断層パラメータ

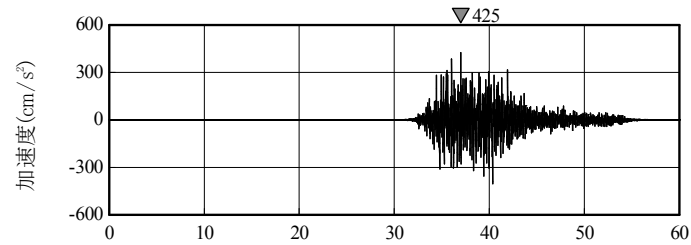
断層パラメータ		設定方法	設定値	
断層面全体	気象庁 マグニチュード	M_J	設定条件	7.5
	モーメント マグニチュード	M_w	設定条件	7.5
	走向	$\theta(^{\circ})$	Nakajima et al.(2011)を参考に設定	20
	傾斜角	$\delta(^{\circ})$	プレート境界とのなす角が 60° となるように設定	37
	断層長さ	$L(\text{km})$	$L=S/W$	44
	断層幅	$W(\text{km})$	応力中立面から下面の地震までを地震発生層として考慮し設定	25
	断層面積	$S(\text{km}^2)$	$S=(49\pi^4\beta^4M_0^2)/(16A^2S_a)$	1080
	断層上端深さ	$h(\text{km})$	J-SHIS(2014)のプレート形状を考慮し設定	87.3
	地震モーメント	$M_0(\text{Nm})$	$M_w=(\log M_0-9.1)/1.5$	2.24×10^{20}
	剛性率	$\mu(\text{N/m}^2)$	$\mu=\rho\beta^2, \rho=3.0\text{g/cm}^3, \beta=4.0\text{km/s}$	4.8×10^{10}
	平均すべり量	$D(\text{cm})$	$D=M_0/(\mu S)$	432
	平均応力降下量	$\Delta\sigma(\text{MPa})$	$\Delta\sigma=(7\pi^{1.5}/16)(M_0/S^{1.5})$	15.4
	短周期レベル	$A(\text{Nm/s}^2)$	$A=9.84 \times 10^{10} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3} \times 1.6$	2.06×10^{20}
	破壊伝播形式	-	-	放射状
破壊伝播速度	$V_r(\text{km/s})$	$V_r=0.72\beta$	2.88	

断層パラメータ		設定方法	設定値	
強震動生成域全体	地震モーメント	$M_{0a}(\text{Nm})$	$M_{0a}=\mu S_a D_a$	8.87×10^{19}
	断層面積	$S_a(\text{km}^2)$	$S_a=1.25 \times 10^{-16} \times (M_0 \times 10^7)^{2/3}$	214
	平均すべり量	$D_a(\text{cm})$	$D_a=\gamma_D D, \gamma_D=2.0$	864
	応力降下量	$\Delta\sigma_a(\text{MPa})$	$\Delta\sigma_a=A/(4\beta^2(\pi S_a)^{0.5})$	124.1
強震動生成域1, 2, 3	地震モーメント	$M_{0ai}(\text{Nm})$	$M_{0ai}=M_{0a}/3$	2.96×10^{19}
	断層面積	$S_{ai}(\text{km}^2)$	$S_{ai}=S_a/3$	71
	平均すべり量	$D_{ai}(\text{cm})$	$D_{ai}=M_{0ai}/(\mu S_{ai})$	864
	応力降下量	$\Delta\sigma_{ai}(\text{MPa})$	$\Delta\sigma_{ai}=\Delta\sigma_a$	124.1
背景領域	地震モーメント	$M_{0b}(\text{Nm})$	$M_{0b}=M_0-M_{0a}$	1.35×10^{20}
	断層面積	$S_b(\text{km}^2)$	$S_b=S-S_a$	866
	平均すべり量	$D_b(\text{cm})$	$D_b=M_{0b}/(\mu S_b)$	325
	応力降下量	$\Delta\sigma_b(\text{MPa})$	$\Delta\sigma_b=(D_b/W_b)(D_a/W_b)r \cdot \Delta\sigma_a$	15.6
高域遮断周波数	$f_{\text{max}}(\text{Hz})$	2003年宮城県沖の地震のシミュレーション結果	18	

3. 発生様式毎の検討対象地震の地震動評価

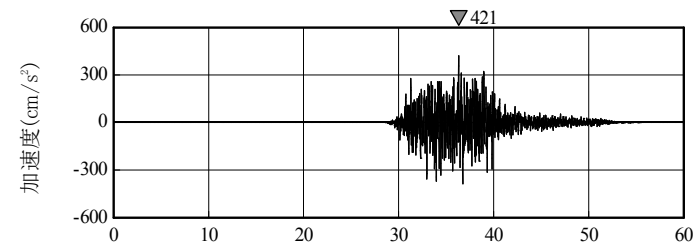
3.3 二重深発地震 下面の地震

■二重深発地震 下面の地震の評価結果 <加速度時刻歴波形(水平方向)>



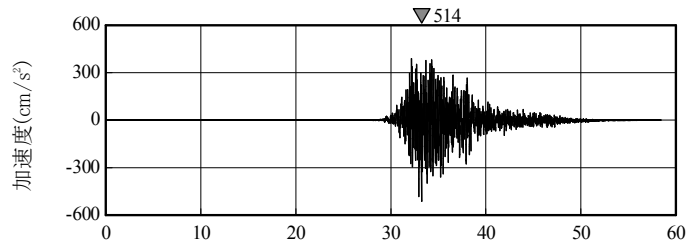
時間(秒)

破壊開始点1



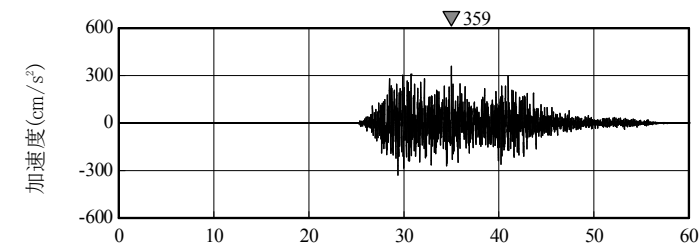
時間(秒)

破壊開始点4



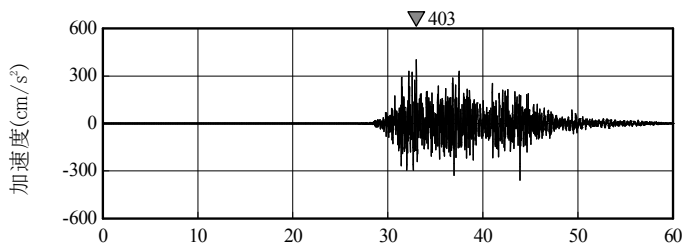
時間(秒)

破壊開始点2



時間(秒)

破壊開始点5



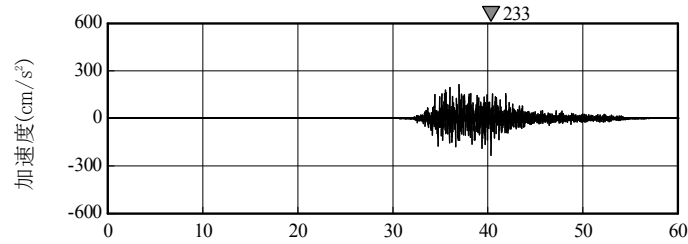
時間(秒)

破壊開始点3

3. 発生様式毎の検討対象地震の地震動評価

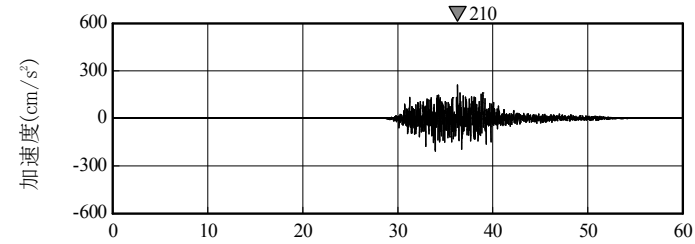
3.3 二重深発地震 下面の地震

■二重深発地震 下面の地震の評価結果 <加速度時刻歴波形(鉛直方向)>



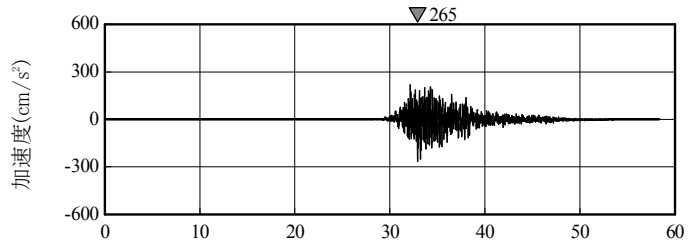
時間(秒)

破壊開始点1



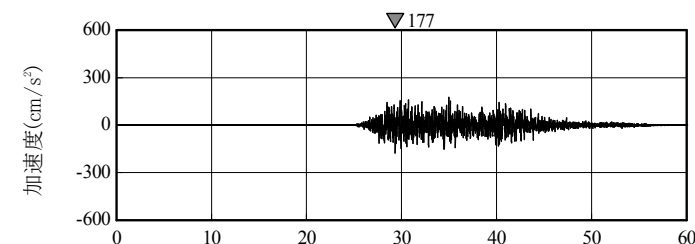
時間(秒)

破壊開始点4



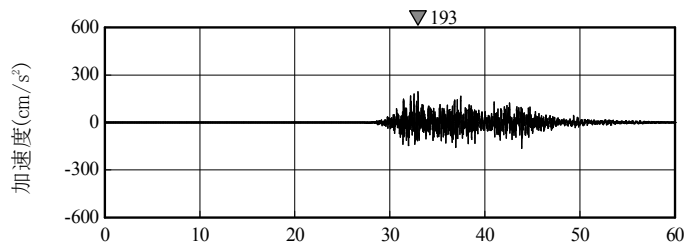
時間(秒)

破壊開始点2



時間(秒)

破壊開始点5



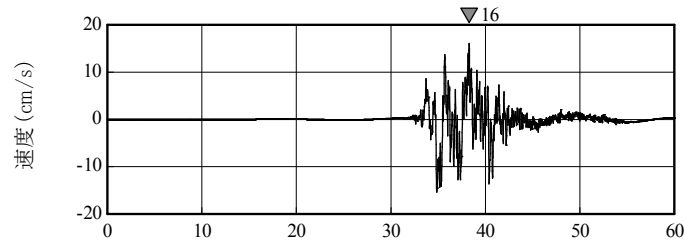
時間(秒)

破壊開始点3

3. 発生様式毎の検討対象地震の地震動評価

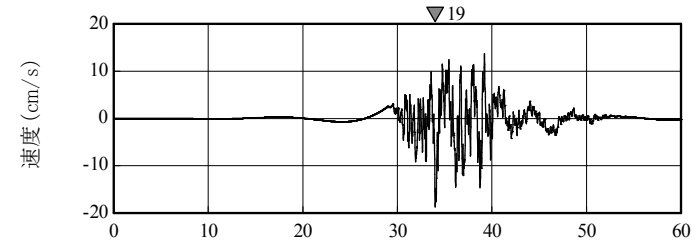
3.3 二重深発地震 下面の地震

■二重深発地震 下面の地震の評価結果 <速度時刻歴波形(水平方向)>



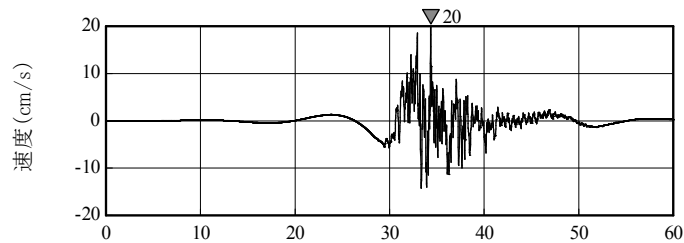
時間(秒)

破壊開始点1



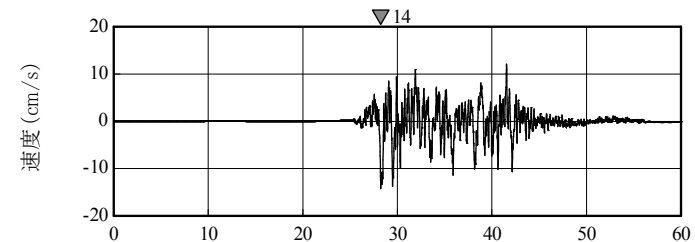
時間(秒)

破壊開始点4



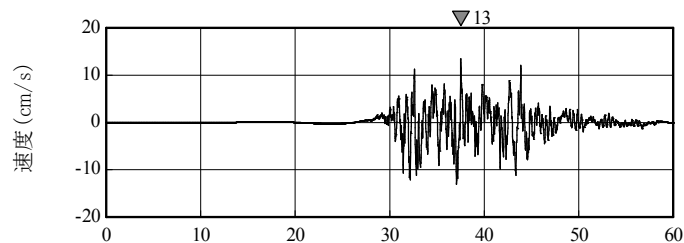
時間(秒)

破壊開始点2



時間(秒)

破壊開始点5



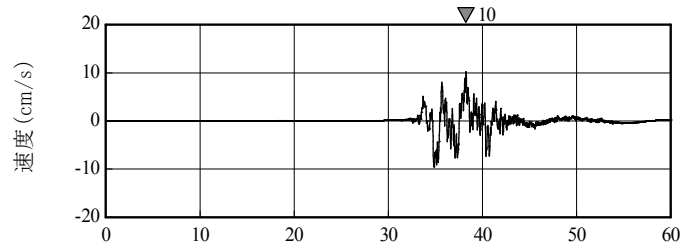
時間(秒)

破壊開始点3

3. 発生様式毎の検討対象地震の地震動評価

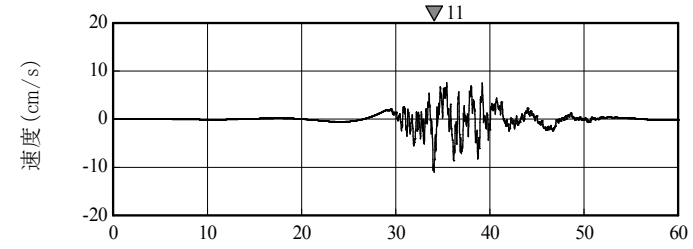
3.3 二重深発地震 下面の地震

■二重深発地震 下面の地震の評価結果 <速度時刻歴波形(鉛直方向)>



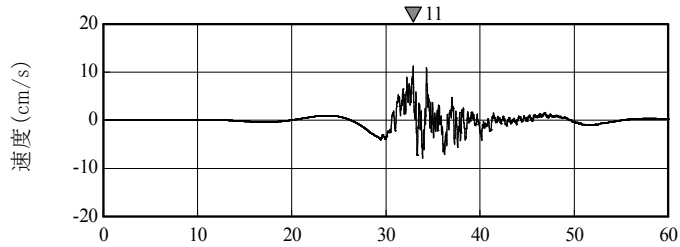
時間(秒)

破壊開始点1



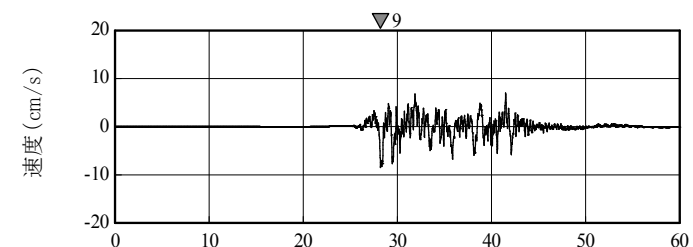
時間(秒)

破壊開始点4



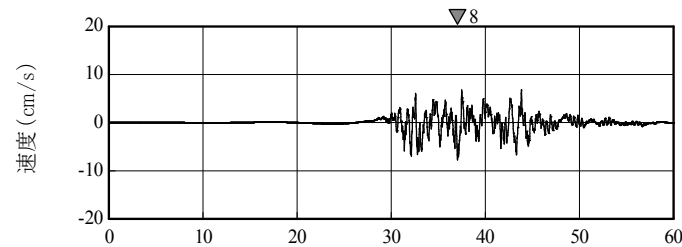
時間(秒)

破壊開始点2



時間(秒)

破壊開始点5



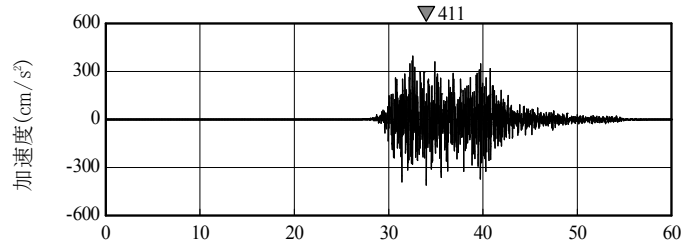
時間(秒)

破壊開始点3

3. 発生様式毎の検討対象地震の地震動評価

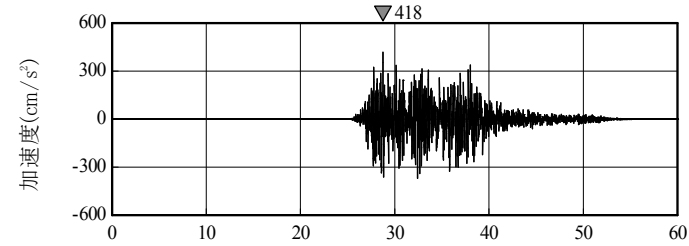
3.3 二重深発地震 下面の地震

■【参考】敷地下方の下面の地震(M7.5)の評価結果 <加速度時刻歴波形(水平方向)>



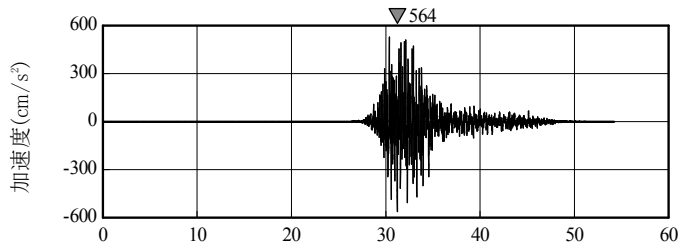
時間(秒)

破壊開始点1



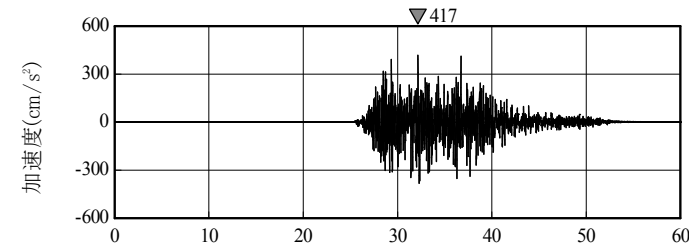
時間(秒)

破壊開始点4



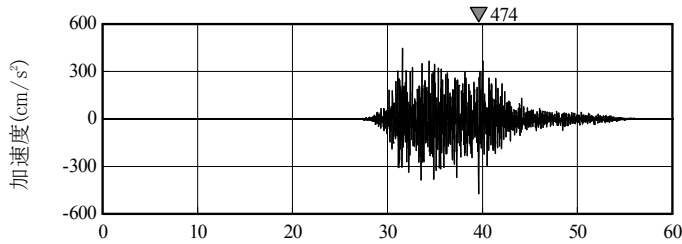
時間(秒)

破壊開始点2



時間(秒)

破壊開始点5



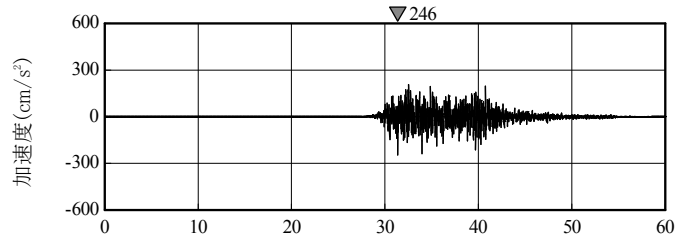
時間(秒)

破壊開始点3

3. 発生様式毎の検討対象地震の地震動評価

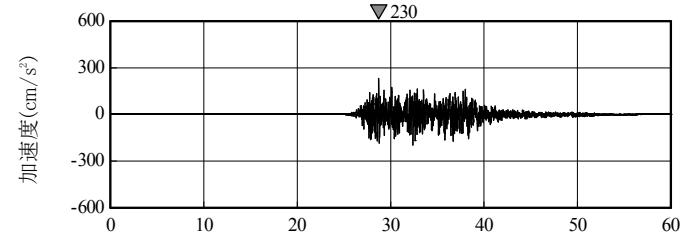
3.3 二重深発地震 下面の地震

■【参考】敷地下方の下面の地震(M7.5)の評価結果 <加速度時刻歴波形(鉛直方向)>



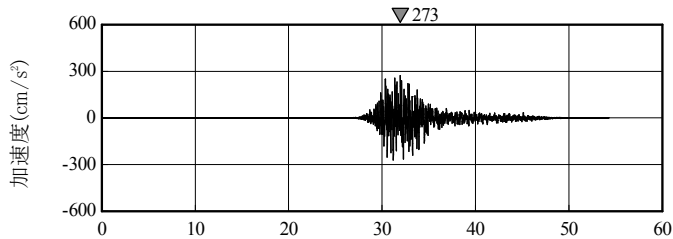
時間(秒)

破壊開始点1



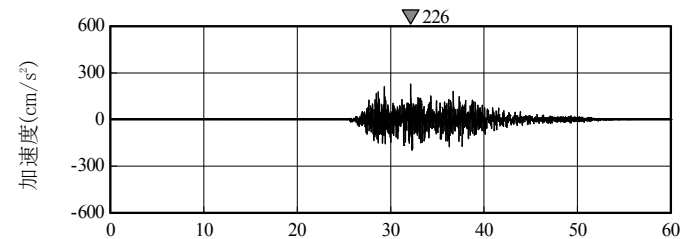
時間(秒)

破壊開始点4



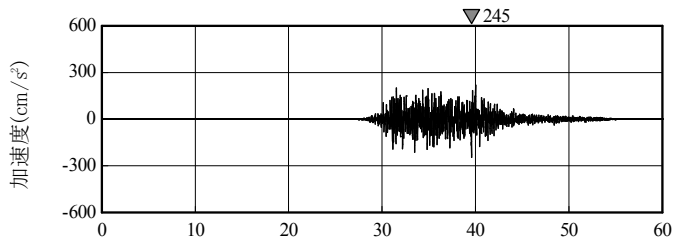
時間(秒)

破壊開始点2



時間(秒)

破壊開始点5



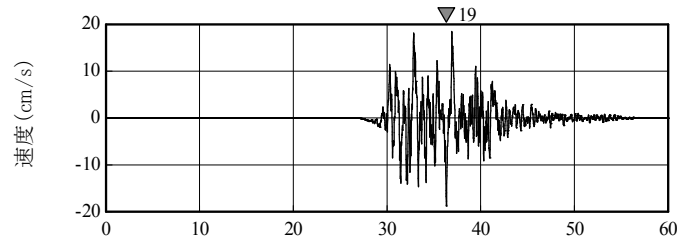
時間(秒)

破壊開始点3

3. 発生様式毎の検討対象地震の地震動評価

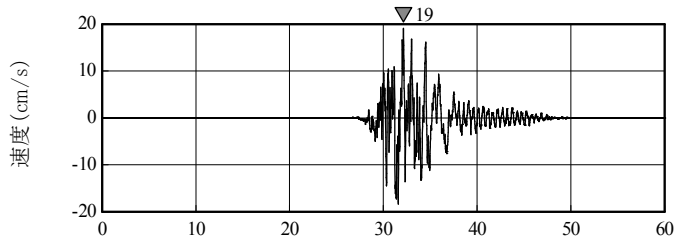
3.3 二重深発地震 下面の地震

■【参考】敷地下方の下面の地震(M7.5)の評価結果 <速度時刻歴波形(水平方向)>



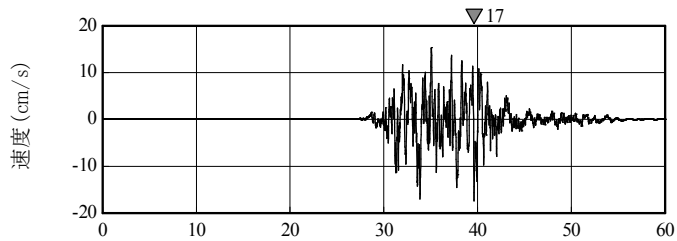
時間(秒)

破壊開始点1



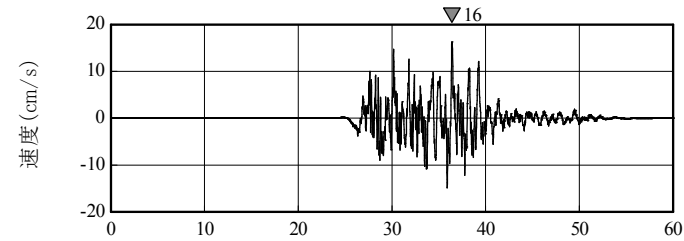
時間(秒)

破壊開始点2



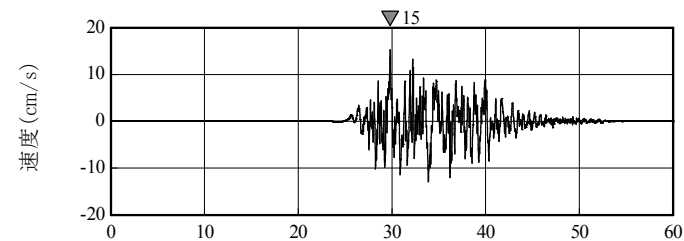
時間(秒)

破壊開始点3



時間(秒)

破壊開始点4



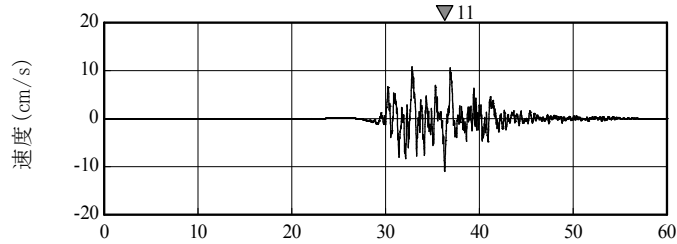
時間(秒)

破壊開始点5

3. 発生様式毎の検討対象地震の地震動評価

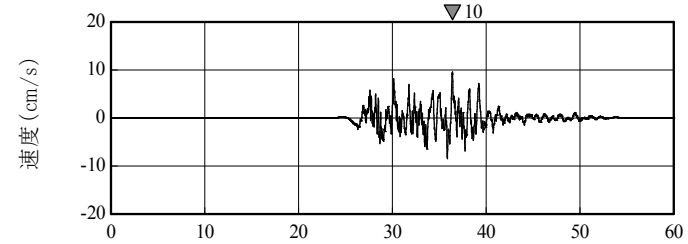
3.3 二重深発地震 下面の地震

■【参考】敷地下方の下面の地震(M7.5)の評価結果 <速度時刻歴波形(鉛直方向)>



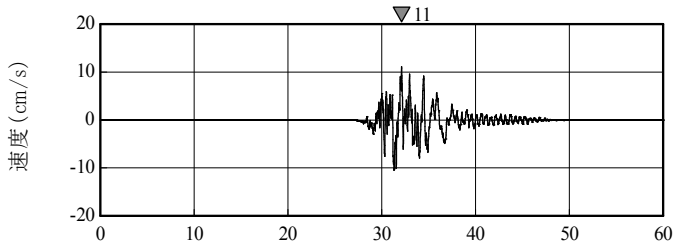
時間(秒)

破壊開始点1



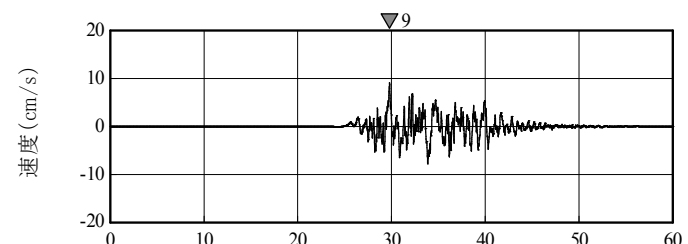
時間(秒)

破壊開始点4



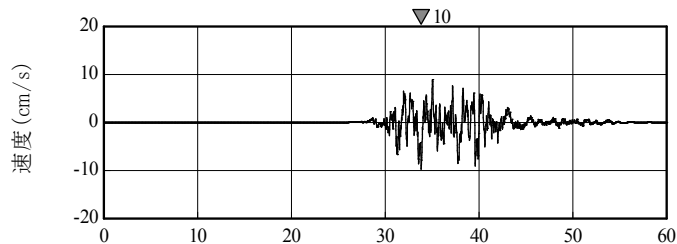
時間(秒)

破壊開始点2



時間(秒)

破壊開始点5



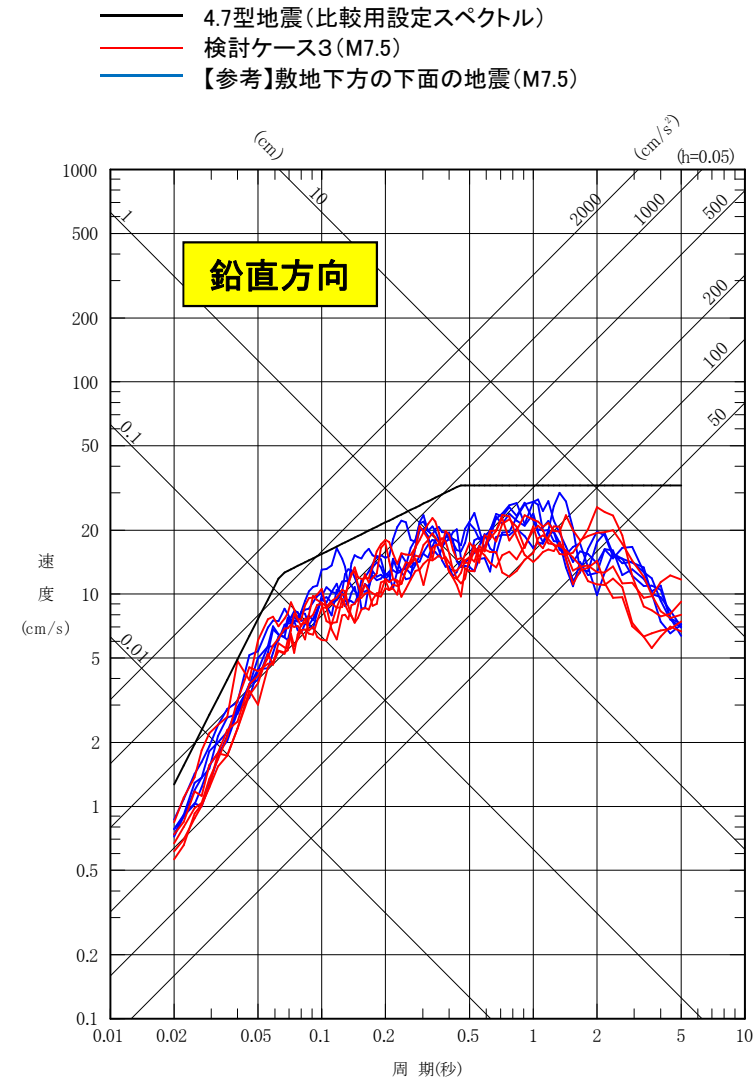
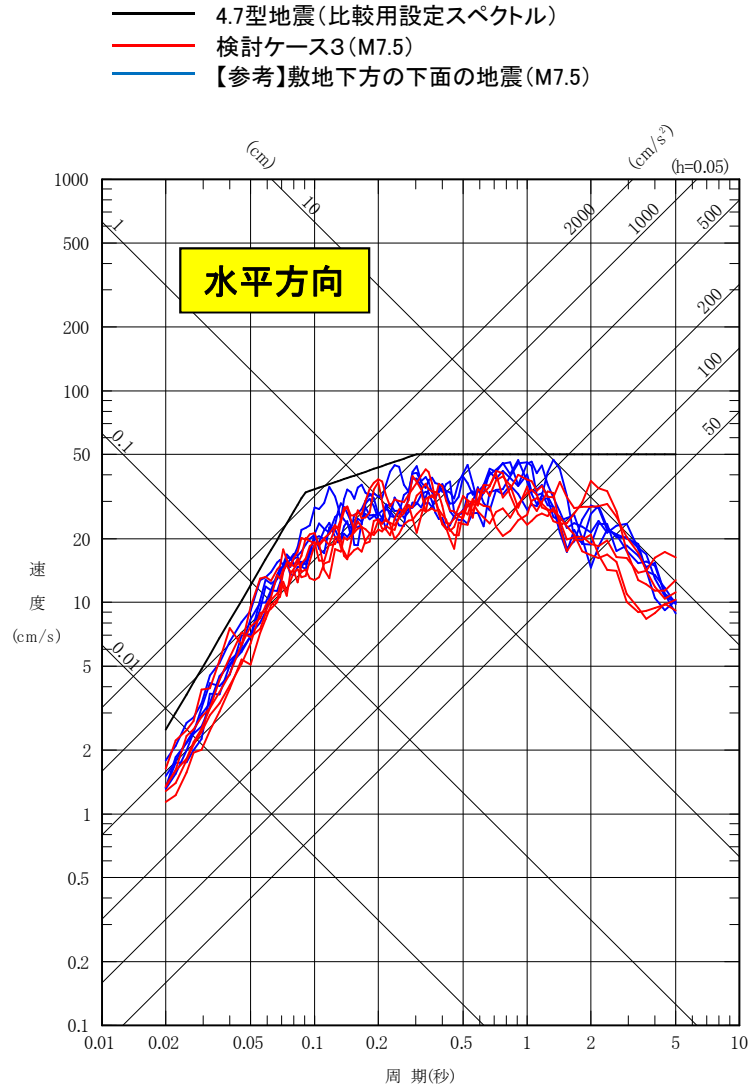
時間(秒)

破壊開始点3

3. 発生様式毎の検討対象地震の地震動評価

3.3 二重深発地震 下面の地震

■二重深発地震 下面の地震の評価結果 <応答スペクトル>



4.7型地震と比較して、二重深発下面の地震の評価結果は小さい。

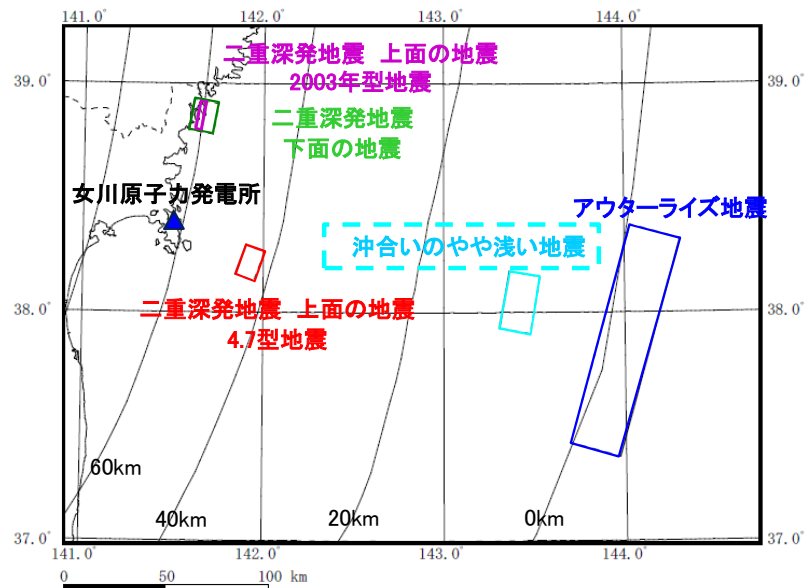
3. 発生様式毎の検討対象地震の地震動評価

3.4 沖合いのやや浅い地震

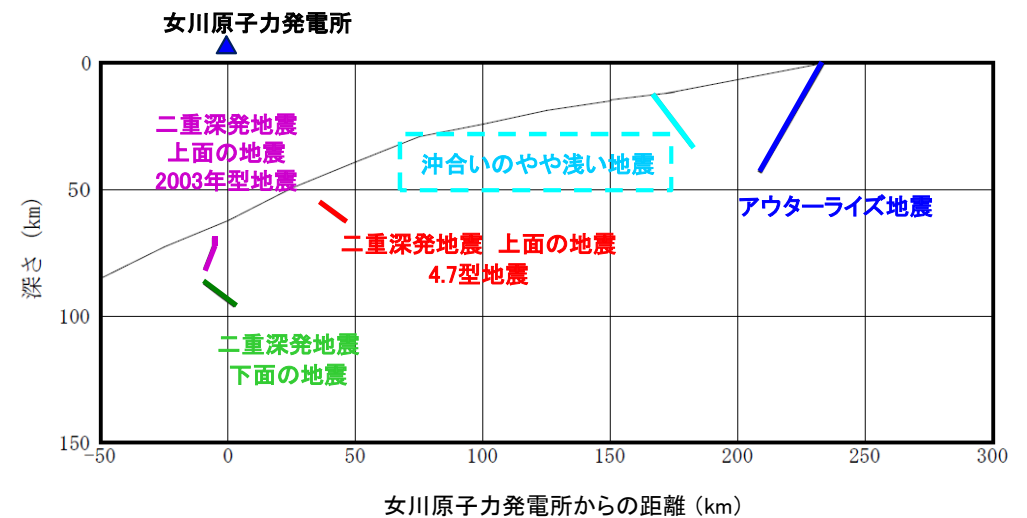
第309回審査会合(H27.12.16)
資料1 p.106 再掲

■ 沖合いのやや浅い地震の特徴

項目	想定位置	地震規模	短周期レベル (応力降下量)	備考
特徴	・東北地方において、太平洋プレート内の日本海溝付近のやや浅い場所で発生した地震として2011年7月10日三陸沖の地震(M7.3)がある。	・2011年7月10日三陸沖の地震の地震規模M7.3は沈み込んだプレート内地震としては東北地方で最大規模。	・2011年7月10日三陸沖の地震の短周期レベルは笹谷ほか(2006)の0.6倍。壇ほか(2001)の2.2倍。	・北海道では1994年北海道東方沖地震(M8.2)が発生。



断層位置 模式図(平面図)



断層位置 模式図(断面図)

3. 発生様式毎の検討対象地震の地震動評価

3.4 沖合いのやや浅い地震

■沖合いのやや浅い地震の検討ケース

- ・2011年7月10日三陸沖の地震(M7.3)を踏まえ、沖合いのやや浅い位置で発生する地震を考慮。
- ・下表の3ケースのうち、検討ケース3について、地震規模と距離等から敷地への影響がもっとも大きいことから断層モデルによる評価を行う。

検討ケース	断層モデルの設定条件						評価方法	備考
	地震規模	断層の位置	破壊開始点	SMGAの位置	短周期レベル(応力降下量)	傾斜角		
検討ケース1	M7.3	2011.7.10地震の付近	—	—	2011.7.10の地震の短周期レベル	—	簡易評価 (観測記録で代表)	
検討ケース2 短周期レベル (応力降下量)	M7.3	2011.7.10地震の付近	—	—	4.7地震の短周期レベル相当 ^{※2}	—	簡易評価 ^{※4} (記録ベース)	
検討ケース3 地震規模 (他地域最大)	M8.2 ^{※1}	2011.7.10地震の付近	複数	断層中央	2011.7.10の地震の短周期レベル ^{※3}	53°	詳細評価	1994年北海道東方沖地震の規模(M8.2)を考慮

※1: 地震テクトニクス的に違いがあるが、北海道で発生した1994年北海道東方沖地震(M8.2)と同規模のM8.2を考慮。

※2: 笹谷ほか(2006)での短周期レベル $A=9.84 \times 10^{10} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3}$ の1.5倍。

4.7地震の地震モーメント M_0 —短周期レベルAの関係相当の短周期レベル。

※3: 2011年7月10日三陸沖の地震の短周期レベルは笹谷ほか(2006)の短周期レベルより小さいことから、断層モデルの計算においては笹谷ほか(2006)の短周期レベルを用いる。

※4: 短周期レベルの違いについて、保守的に短周期レベルの比(4.7地震の短周期レベル/2011.7.10の地震の短周期レベル)を観測記録に乗じて評価する。

3. 発生様式毎の検討対象地震の地震動評価

3.4 沖合いのやや浅い地震

第309回審査会合(H27.12.16)
資料1 p.118 再掲

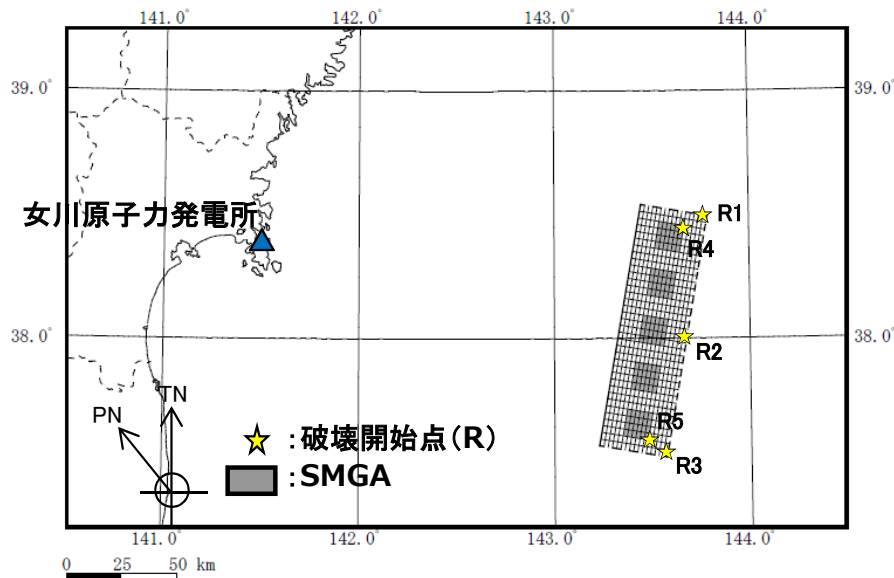
■ 検討ケース3の評価方法

○ 断層モデル

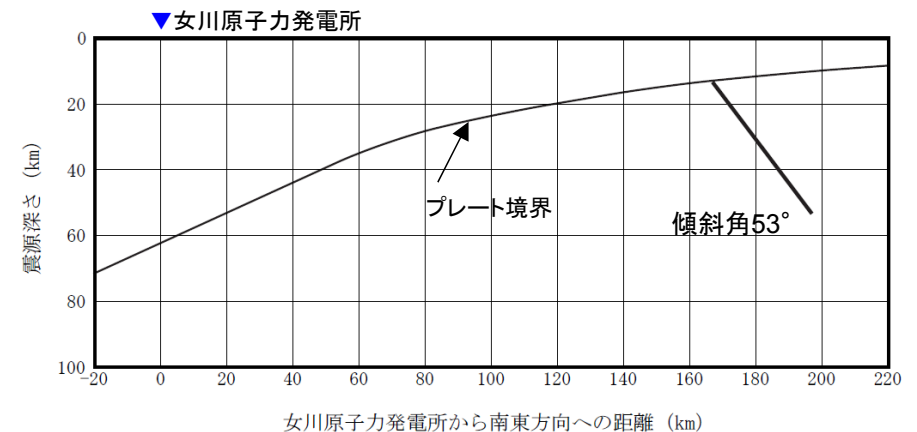
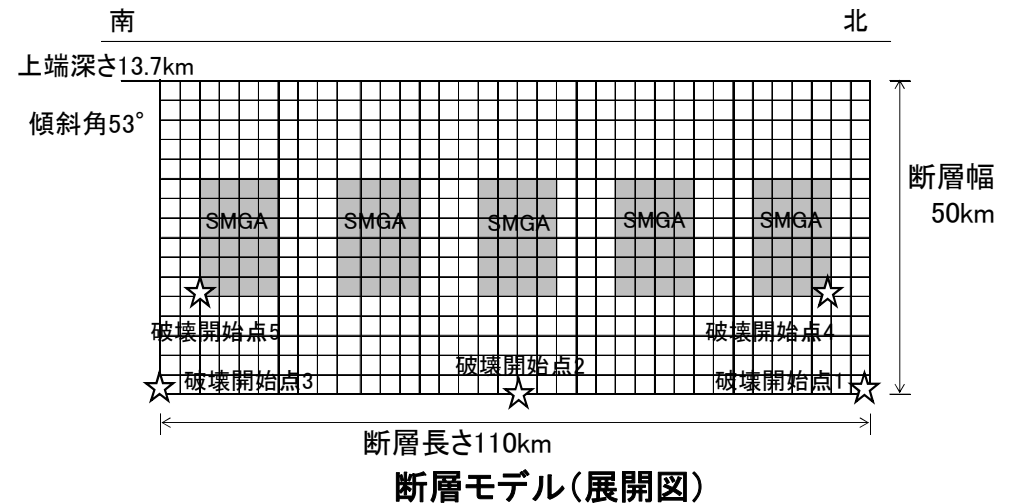
- ・敷地の東方の海溝軸の西側のやや浅い海洋プレート内で発生した2011年7月10日三陸沖の地震の位置に想定。地震規模は1994年北海道東方沖地震と同規模のM8.2とする。

○ 断層モデルを用いた地震動評価

- ・統計的グリーン関数法により評価。
波形合成は入倉ほか(1997)を用いる。



断層モデル(平面図)



断面図

※傾斜角は、プレートに対し断層の傾斜が60°となるように断層付近のプレートの傾斜(7°)を考慮し53°に設定。

3. 発生様式毎の検討対象地震の地震動評価

3.4 沖合いのやや浅い地震

第309回審査会合(H27.12.16)
資料1 p.120 再掲

■ 検討ケース3の断層パラメータ

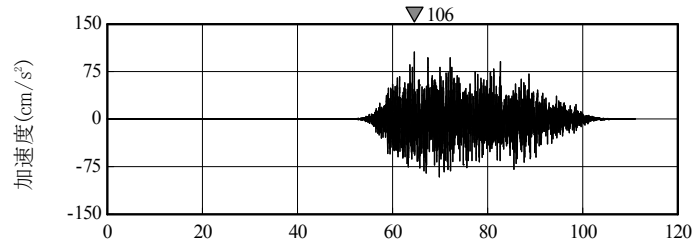
断層パラメータ		設定方法	設定値
断層 面 全 体	気象庁 マグニチュード	M_J	設定条件 8.2
	モーメント マグニチュード	M_w	設定条件 8.2
	走向	$\theta (^{\circ})$	J-SHIS(2014)のプレート形状を 考慮し設定 10
	傾斜角	$\delta (^{\circ})$	プレート境界とのなす角が 60° となるように設定 53
	断層長さ	$L(\text{km})$	$L=S/W$ 110
	断層幅	$W(\text{km})$	プレート境界から下面の地震ま でを地震発生層として考慮して 設定 50
	断層面積	$S(\text{km}^2)$	$S=(49\pi^4\beta^4M_0^2)/(16A^2S_a)$ 5412
	断層上端深さ	$h(\text{km})$	J-SHIS(2014)のプレート形状を 考慮し設定 13.7
	地震モーメント	$M_0(\text{Nm})$	$M_w=(\log M_0-9.1)/1.5$ 2.51×10^{21}
	剛性率	$\mu (\text{N/m}^2)$	$\mu = \rho \beta^2$, $\rho = 3.0\text{g/cm}^3$, $\beta = 4.0$ km/s 4.8×10^{10}
	平均すべり量	$D(\text{cm})$	$D=M_0/(\mu S)$ 967
	平均応力降下量	$\Delta \sigma (\text{MPa})$	$\Delta \sigma = (7\pi^{1.5}/16)(M_0/S^{1.5})$ 15.4
	短周期レベル	$A(\text{Nm/s}^2)$	$A=9.84 \times 10^{10} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3}$ 2.88×10^{20}
	破壊伝播形式	-	- 放射状
破壊伝播速度	$V_r(\text{km/s})$	$V_r=0.72\beta$ 2.88	

断層パラメータ		設定方法	設定値
強震動生成域全体	地震モーメント	$M_{0a}(\text{Nm})$	$M_{0a}=\mu S_a D_a$ 9.95×10^{20}
	断層面積	$S_a(\text{km}^2)$	$S_a=1.25 \times 10^{-16} \times (M_0 \times 10^7)^{2/3}$ 1072
	平均すべり量	$D_a(\text{cm})$	$D_a=\gamma_D D$, $\gamma_D=2.0$ 1934
	応力降下量	$\Delta \sigma_a(\text{MPa})$	$\Delta \sigma_a=A/(4\beta^2(\pi S_a)^{0.5})$ 77.6
強震動生成域1つあたり	地震モーメント	$M_{0ai}(\text{Nm})$	$M_{0ai}=M_{0a}/5$ 1.99×10^{20}
	断層面積	$S_{ai}(\text{km}^2)$	$S_{ai}=S_a/5$ 214
	平均すべり量	$D_{ai}(\text{cm})$	$D_{ai}=M_{0ai}/(\mu S_{ai})$ 1934
	応力降下量	$\Delta \sigma_{ai}(\text{MPa})$	$\Delta \sigma_{ai}=\Delta \sigma_a$ 77.6
背景領域	地震モーメント	$M_{0b}(\text{Nm})$	$M_{0b}=M_0-M_{0a}$ 1.52×10^{21}
	断層面積	$S_b(\text{km}^2)$	$S_b=S-S_a$ 4340
	平均すべり量	$D_b(\text{cm})$	$D_b=M_{0b}/(\mu S_b)$ 728
	応力降下量	$\Delta \sigma_b(\text{MPa})$	$\Delta \sigma_b=(D_b/W_b)(D_a/W_a)r \cdot \Delta \sigma_a$ 11.0
高域遮断周波数	$f_{\text{max}}(\text{Hz})$	2003年宮城県沖の地震のシミュレーション結果	18

3. 発生様式毎の検討対象地震の地震動評価

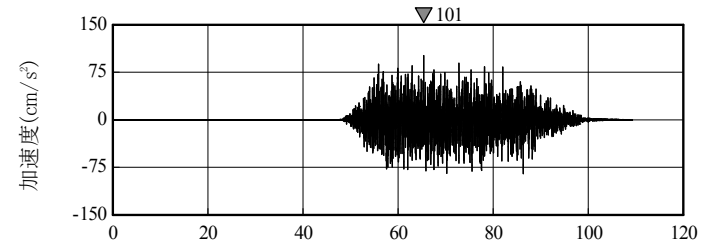
3.4 沖合いのやや浅い地震

■ 沖合いのやや浅い地震の評価結果 < 加速度時刻歴波形(水平方向) >



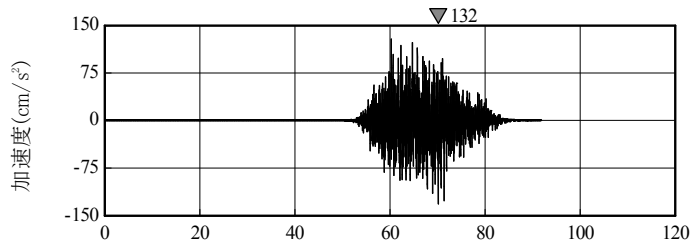
時間(秒)

破壊開始点1



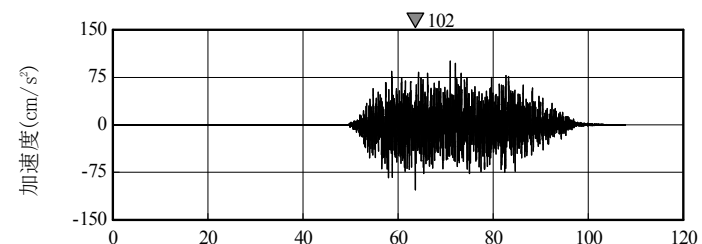
時間(秒)

破壊開始点4



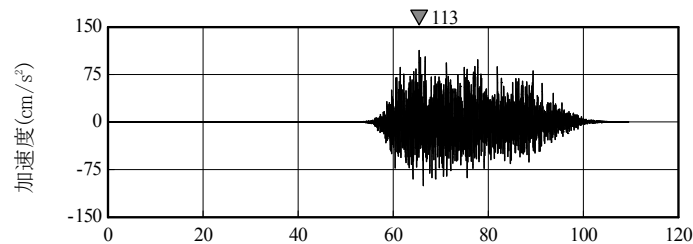
時間(秒)

破壊開始点2



時間(秒)

破壊開始点5



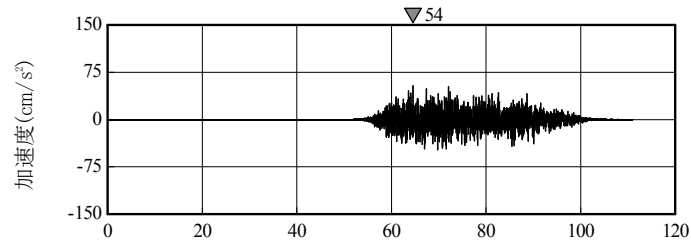
時間(秒)

破壊開始点3

3. 発生様式毎の検討対象地震の地震動評価

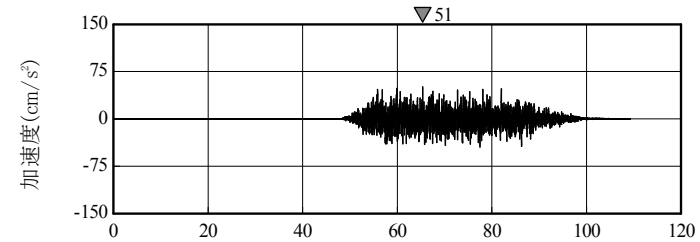
3.4 沖合いのやや浅い地震

■ 沖合いのやや浅い地震の評価結果 < 加速度時刻歴波形(鉛直方向) >



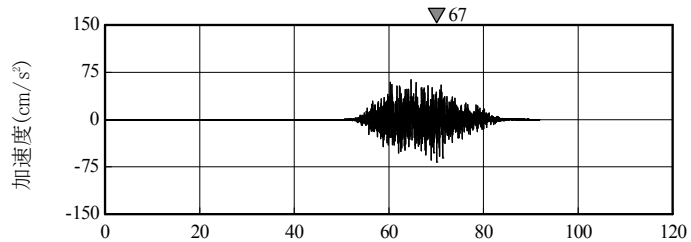
時間(秒)

破壊開始点1



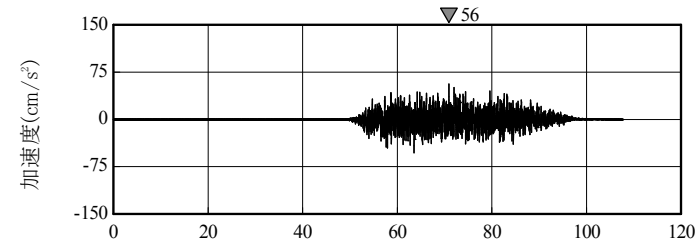
時間(秒)

破壊開始点4



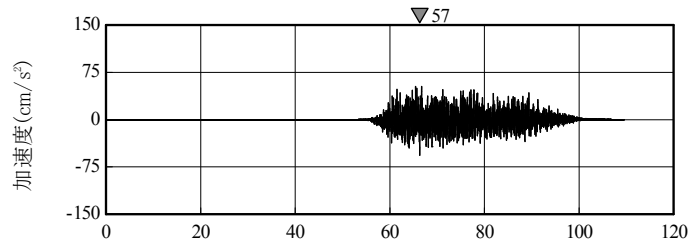
時間(秒)

破壊開始点2



時間(秒)

破壊開始点5



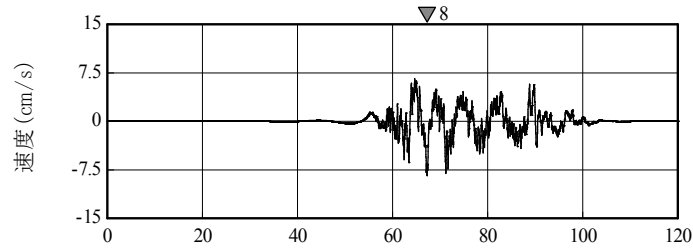
時間(秒)

破壊開始点3

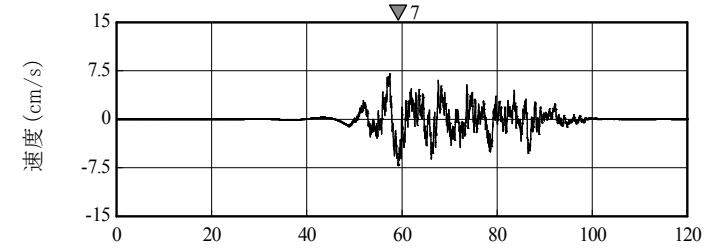
3. 発生様式毎の検討対象地震の地震動評価

3.4 沖合いのやや浅い地震

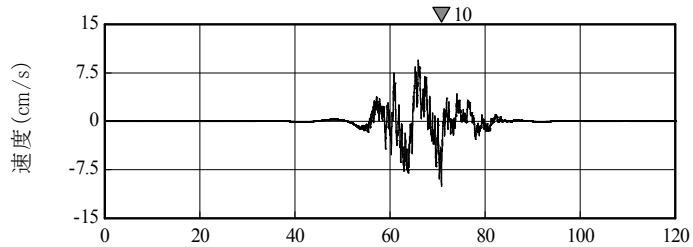
■ 沖合いのやや浅い地震の評価結果 <速度時刻歴波形(水平方向)>



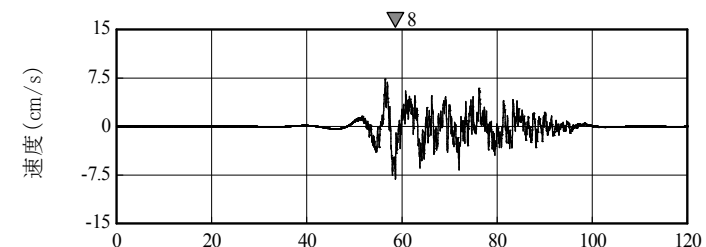
時間(秒)
破壊開始点1



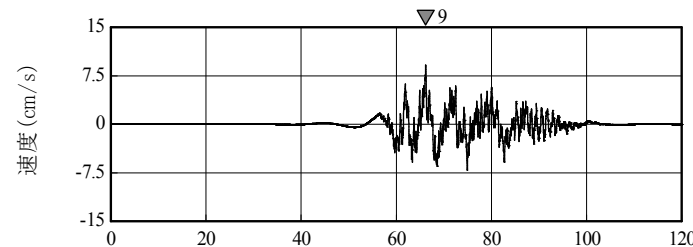
時間(秒)
破壊開始点4



時間(秒)
破壊開始点2



時間(秒)
破壊開始点5

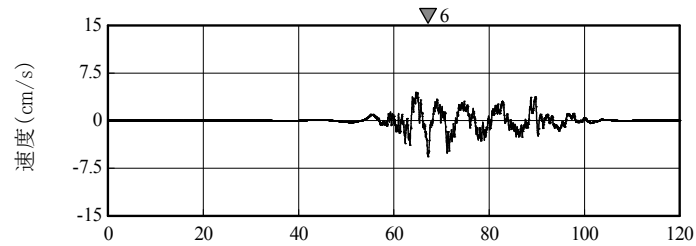


時間(秒)
破壊開始点3

3. 発生様式毎の検討対象地震の地震動評価

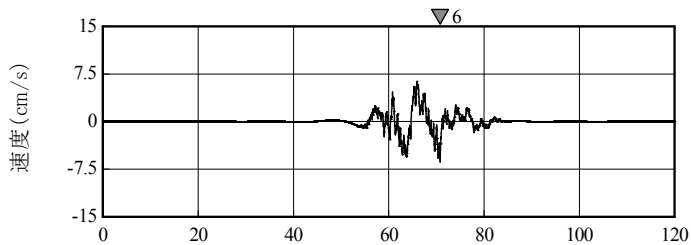
3.4 沖合いのやや浅い地震

■ 沖合いのやや浅い地震の評価結果 <速度時刻歴波形(鉛直方向)>



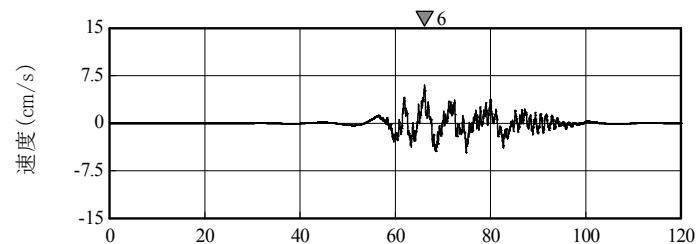
時間(秒)

破壊開始点1



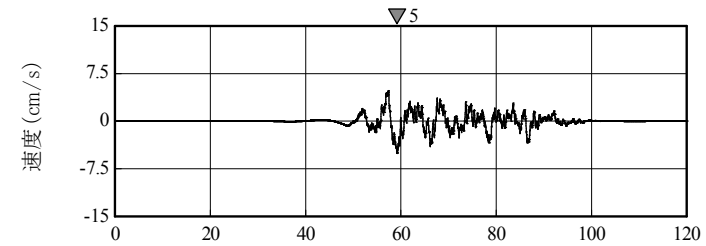
時間(秒)

破壊開始点2



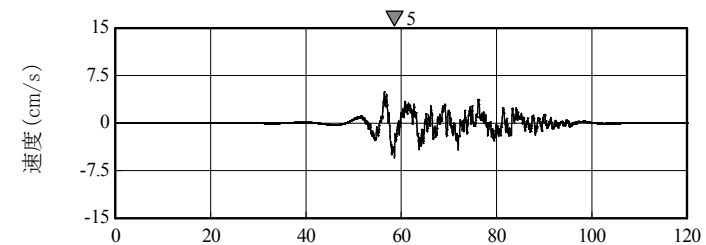
時間(秒)

破壊開始点3



時間(秒)

破壊開始点4



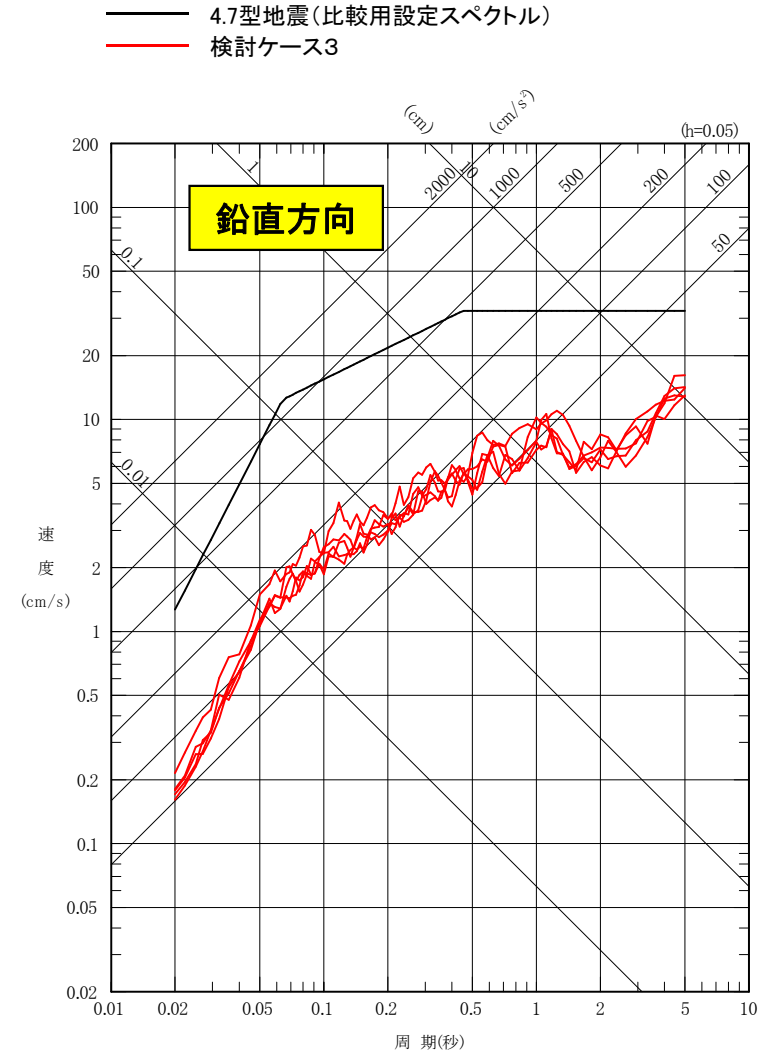
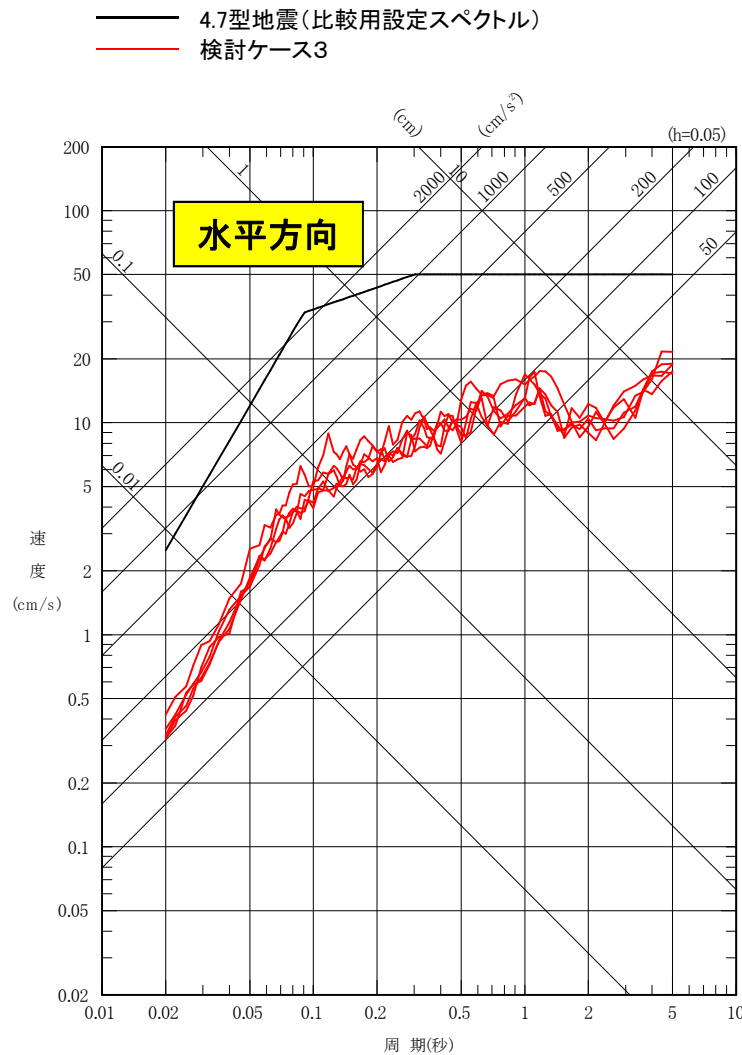
時間(秒)

破壊開始点5

3. 発生様式毎の検討対象地震の地震動評価

3.4 沖合いのやや浅い地震

■ 沖合いのやや浅い地震の評価結果 <応答スペクトル>



4.7型地震と比較して、沖合いのやや浅い地震の評価結果は小さい。

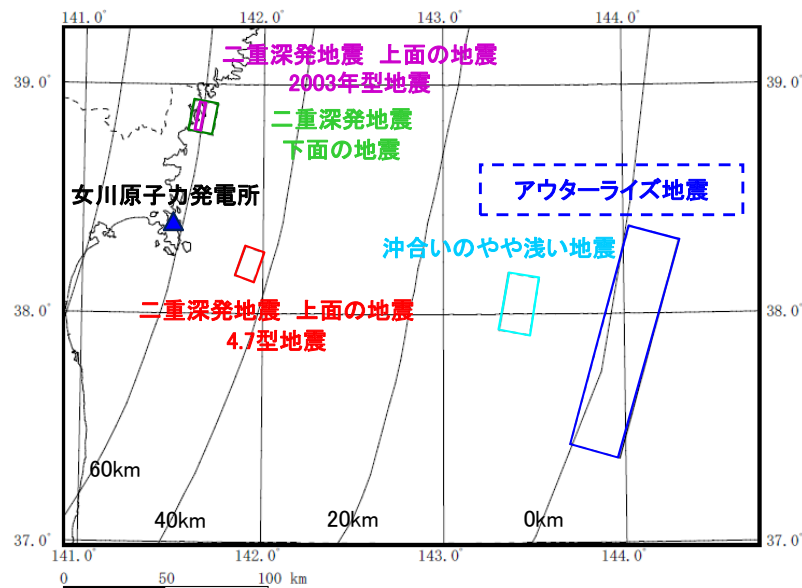
3. 発生様式毎の検討対象地震の地震動評価

3.5 アウターライズ地震

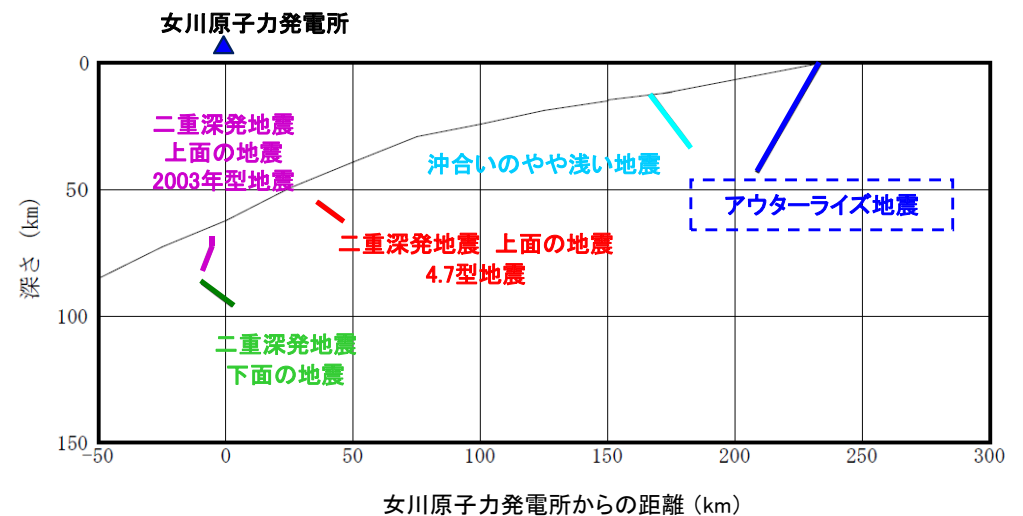
第309回審査会合(H27.12.16)
資料1 p.126 再掲

■アウターライズ地震の特徴

項目	想定位置	地震規模	短周期レベル (応力降下量)	備考
特徴	<ul style="list-style-type: none"> 地震本部(2013)の長期評価において、東北地方の日本海溝付近に想定している。 	<ul style="list-style-type: none"> 歴史地震としては1933年三陸沖の地震(M8.1)が最大規模。 地震本部(2013)ではM8.2の規模の地震を想定。 	<ul style="list-style-type: none"> 2011年3月11日(15時25分)の地震(M7.5)は、海溝軸より沖合で発生した正断層型の地震で、典型的なアウターライズ地震と考えられる。 2011年3月11日(15時25分)の地震の短周期レベルは笹谷ほか(2006)の0.7倍。 	<ul style="list-style-type: none"> 津波評価において、1611年慶長の地震はアウターライズ地震の可能性があるととして、M8.6規模の地震を評価している。



断層位置 模式図(平面図)



断層位置 模式図(断面図)

3. 発生様式毎の検討対象地震の地震動評価

3.5 アウターライズ地震

■アウターライズ地震 検討ケース

- ・1933年三陸沖の地震(M8.1), 2011年3月11日15:25三陸沖の地震(M7.5)を踏まえ, 沈み込む海洋プレート内地震として海溝外縁隆起帯(アウターライズ)で発生する地震を考慮。
- ・下表の3ケースのうち, 検討ケース3について, 地震規模と距離等から敷地に与える影響が大きいことから地震動評価を行う。検討にあたっては, 2011年3月11日三陸沖の地震(M7.5, アウターライズ地震)の観測記録が敷地で得られていることから, 観測記録をベースとした簡易評価を行う。

検討ケース	断層モデルの設定条件			評価方法	備考
	地震規模	断層の位置	短周期レベル (応力降下量)		
検討ケース1	M8.2	海溝軸より東側 付近	2011.3.11三陸沖の 地震の 短周期レベル相当※1	簡易評価※2 (記録ベース)	地震本部(2013)のプレート内地震正断層型の位置を踏まえ設定
検討ケース2 想定位置	M8.2	海溝軸より西側 付近	2011.3.11三陸沖の 地震の 短周期レベル相当※1	簡易評価※2 (記録ベース)	地震本部(2013)のプレート内地震正断層型の位置を踏まえ設定
検討ケース3 地震規模	M8.6	海溝軸より東側 付近	2011.3.11三陸沖の 地震の 短周期レベル相当※1	簡易評価※2 (記録ベース)	地震規模M8.6は津波評価で考慮している規模

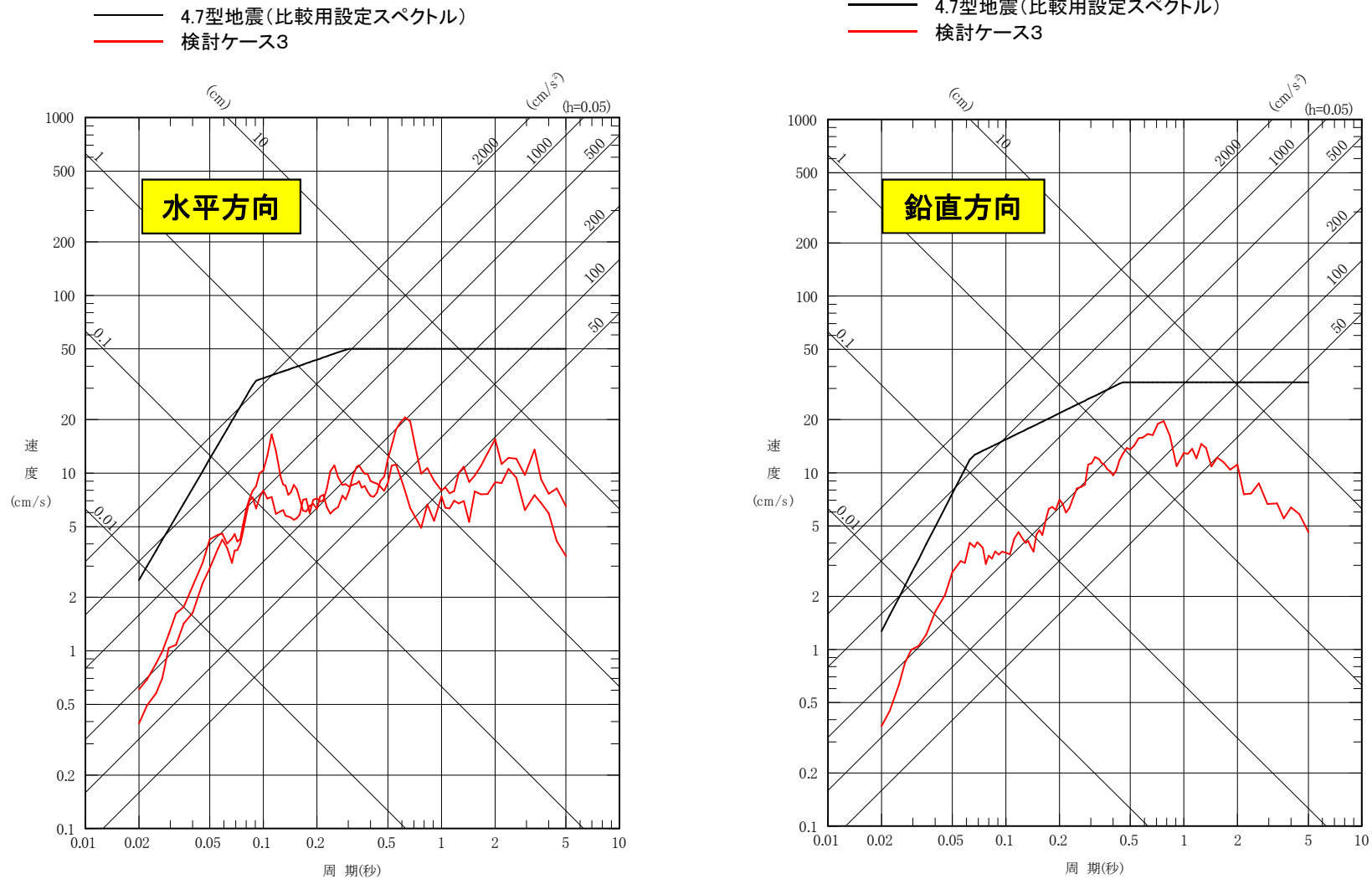
※1: 2011年3月11日15:25三陸沖の地震の地震モーメント M_0 —短周期レベルAの関係相当の短周期レベルを考慮する。

※2: 地震規模の違い及び想定位置の違い(震源距離の違い)については, 応答スペクトルの差(比率)を既往の距離減衰式で算定し, 観測記録(2011.3.三陸沖の地震(M7.5))に乗じることによって評価する。

3. 発生様式毎の検討対象地震の地震動評価

3.5 アウターライズ地震

■ アウターライズ地震の評価結果(応答スペクトル)



4.7型地震と比較して、アウターライズ地震の評価結果は小さい。

【補足説明資料】

4. 検討用地震 4. 7型地震の参考検討

- 4.1 海洋地殻と海洋性マントルの物性に関する知見173
- 4.2 基本ケース(SMGAマントル内)の経験的グリーン関数法176
- 4.3 不確かさケース2(SMGA地殻内)の統計的グリーン関数法189
- 4.4 不確かさケース2(SMGA地殻内)をマントル内に設定した検討.....197

【補足説明資料】

4. 検討用地震 4.7型地震の参考検討

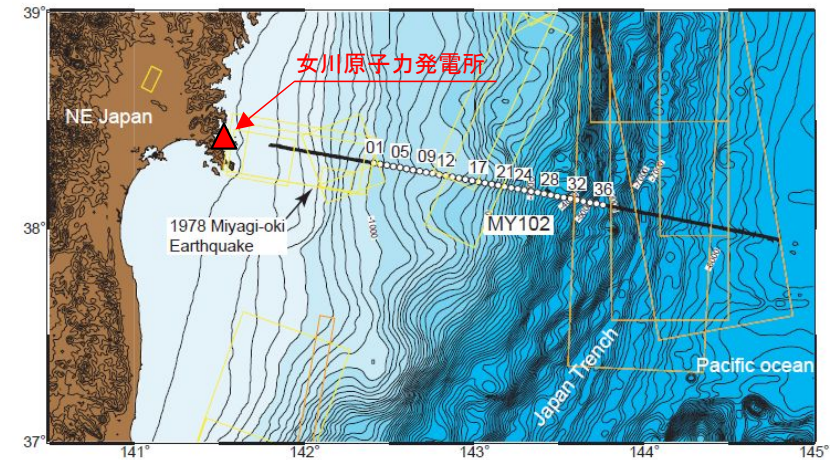
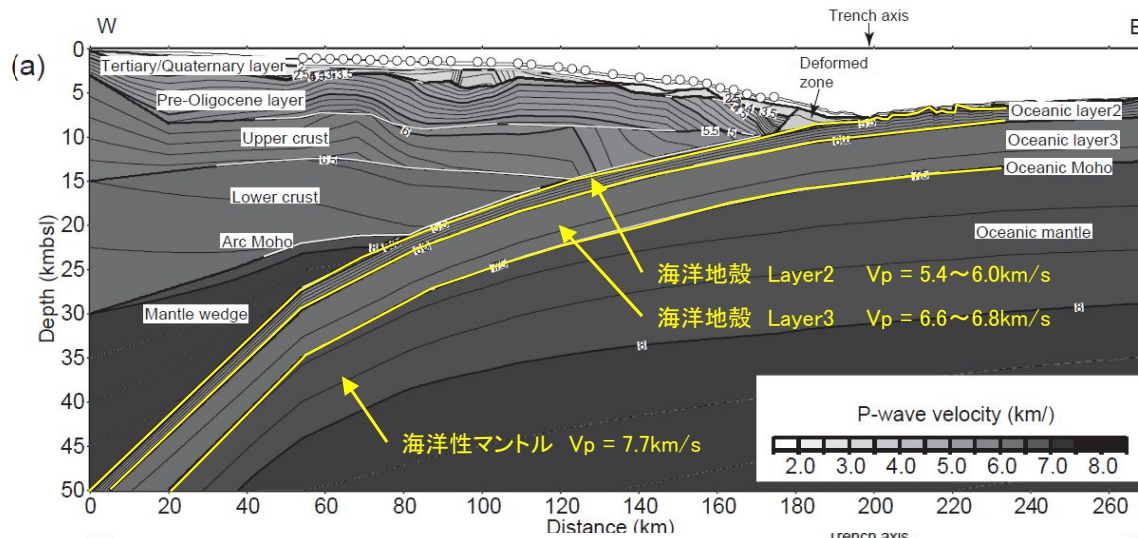
4.1 海洋地殻と海洋性マントルの物性に関する知見

4. 検討用地震 4.7型地震の参考検討

4.1 海洋地殻と海洋性マンタルの物性に関する知見

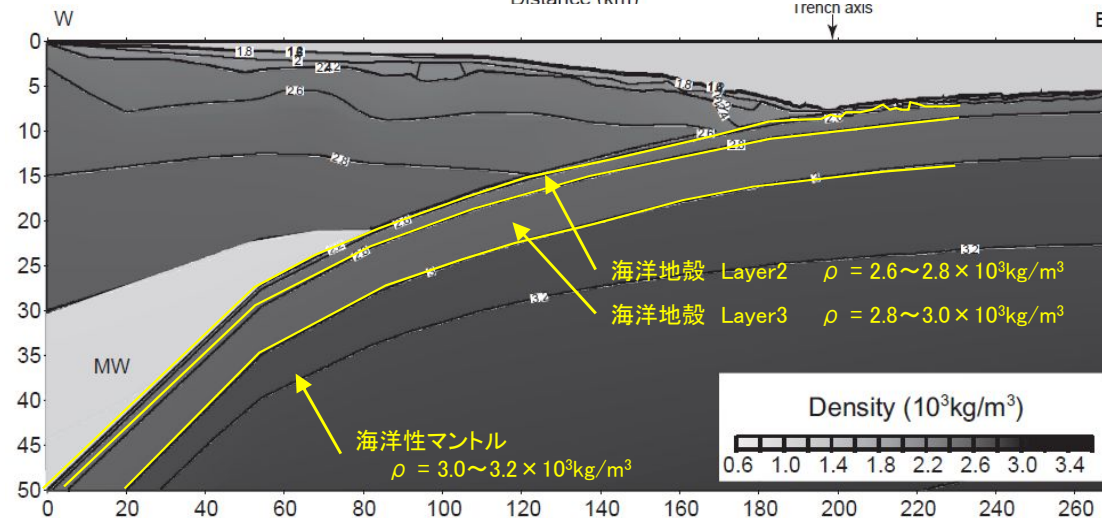
【三浦ほか(2001)及びMiura et al.(2005)】

- ・宮城県沖から日本海溝に至る測線(MY102)において、エアガンを用いた深部構造探査を実施した。
- ・太平洋プレートの海洋地殻は2層(oceanic layre2及び3)で構成され、それぞれのVpは、5.4~6.0km/s及び6.6~6.8km/s、それぞれの密度は $2.6\sim 2.8 \times 10^3\text{kg/m}^3$ 及び $2.8\sim 3.0 \times 10^3\text{kg/m}^3$ である。
- ・太平洋プレートの海洋性マンタルのVpは、7.7km/s、密度は $3.0\sim 3.2 \times 10^3\text{kg/m}^3$ である。



探査測線(三浦ほか(2001)に一部加筆)

○地震本部(2005)の深部構造モデルは、三浦ほか(2001)を参考に設定している。



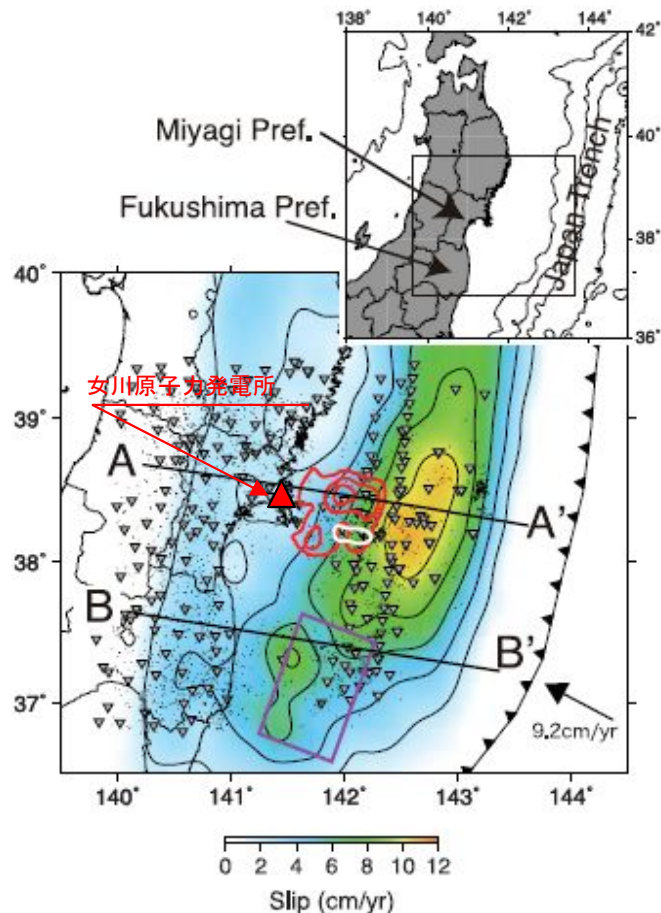
Vp及び密度の分布 (Miura et al.(2005)に一部加筆)

4. 検討用地震 4.7型地震の参考検討

4.1 海洋地殻と海洋性マンタルの物性に関する知見

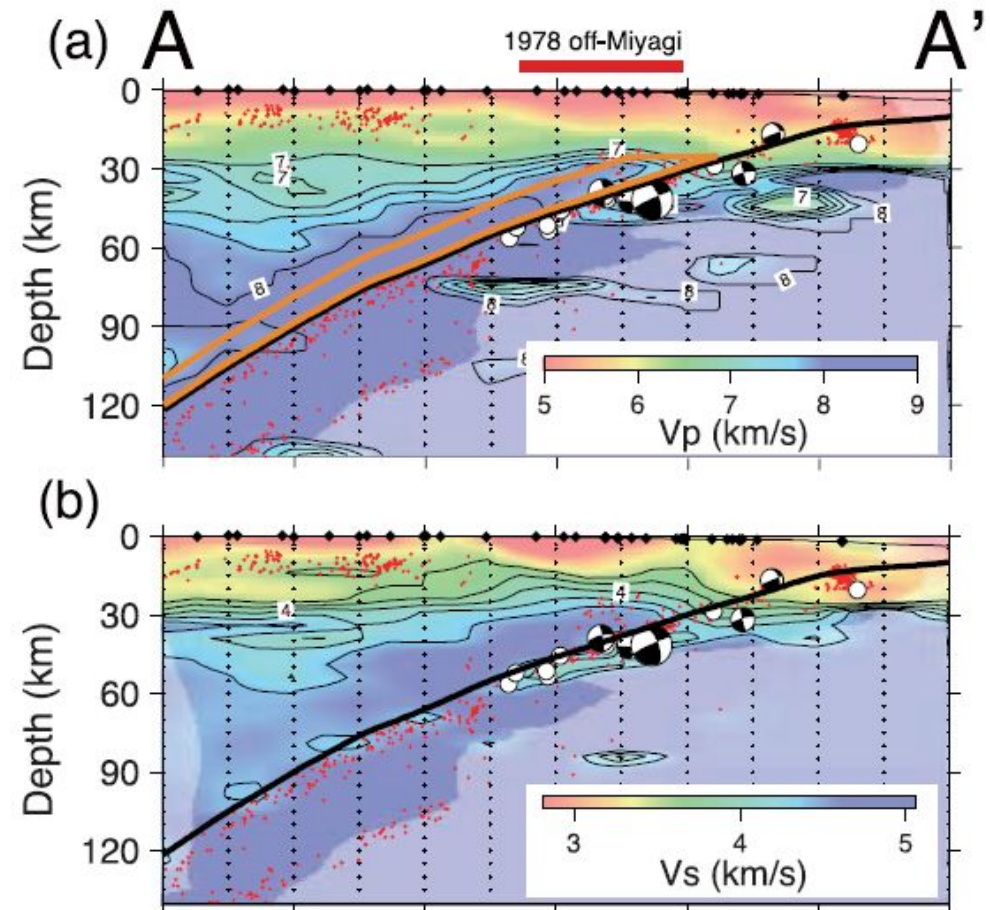
【Yamamoto et al.(2008)】

- ・宮城県沖及び福島県沖について、地震波トモグラフィーにより3次元速度構造を求めた。
- ・2004年～2005で宮城県沖及び福島県沖で発生した、海洋プレート内地震を含む3293地震を用いた。



検討対象地域

(Yamamoto et al.(2008)に一部加筆)



宮城県沖のVp及びVs構造(Yamamoto et al.(2008))

- 海洋地殻及び海洋性マンタルの速度構造の違いが読み取れる。
- 海洋地殻のVsは4km/s程度、海洋性マンタルは4.5km/s程度とされている。

【補足説明資料】

4. 検討用地震 4.7型地震の参考検討

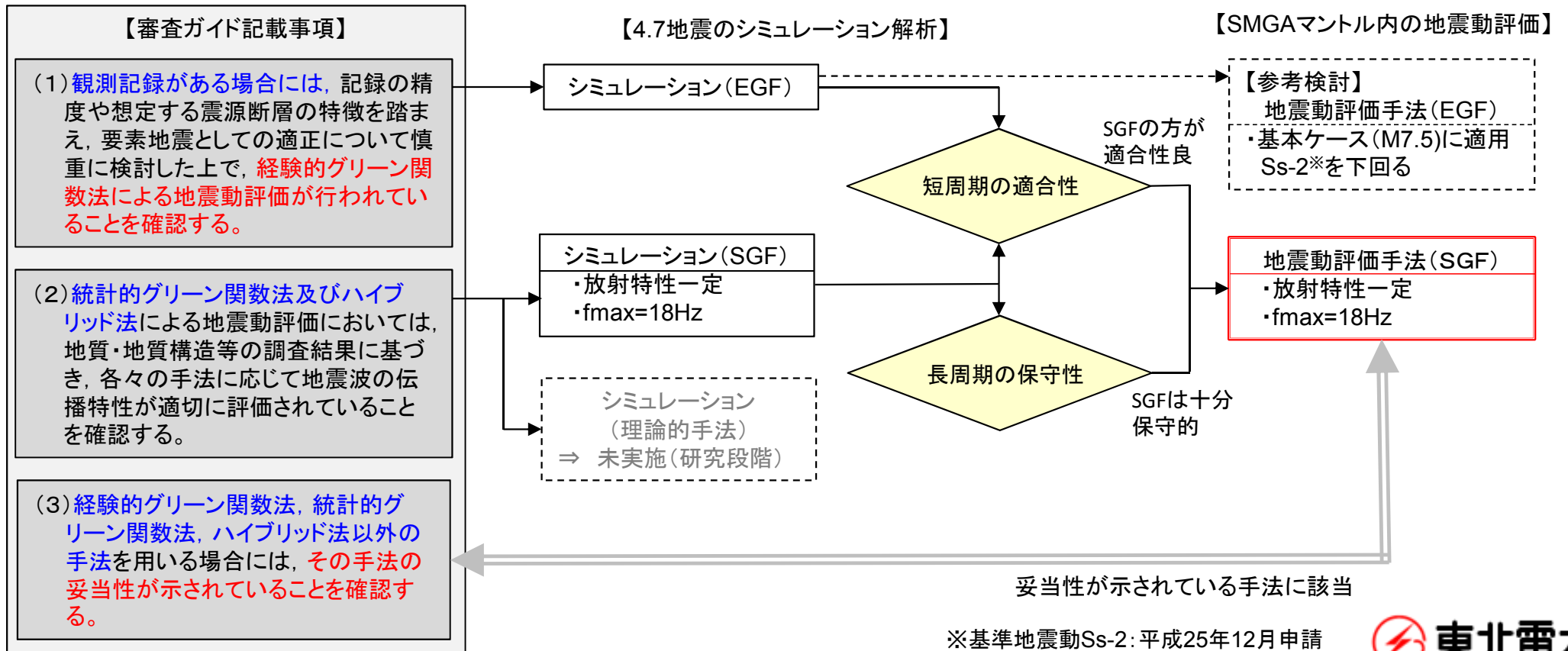
4.2 基本ケース(SMGAマントル内)の経験的グリーン関数法

4. 検討用地震 4.7型地震の参考検討

4.2 基本ケース(SMGAマントル内)の経験的グリーン関数法

■SMGAマントル内の地震(基本ケース, 不確かさケース1)の断層モデルを用いた手法による地震動評価について

- 4.7地震は海洋性マントル内で発生した地震であり強震動生成域(SMGA)も海洋性マントル内に位置する。4.7型地震の地震動評価のうち、SMGAを海洋性マントル内に配置した基本ケースと不確かさケース1については、4.7地震の強震動シミュレーション解析と同じ手法、すなわち統計的グリーン関数法(SGF)を採用することにより、地震動評価の信頼性を確保している。
- なお、審査ガイドに記載されている経験的グリーン関数法(EGF)やハイブリッド法のうち理論的手法による地震動評価については、
- ・EGFによる4.7地震のシミュレーション解析を実施した所、概ね観測記録の傾向を捉えてはいるもののSGFに比べ全体的にやや小さい傾向にあること、また、EGFによるM7.5(基本ケース)の地震動評価結果は、基準地震動 S_s-2^* を下回ること
 - ・海洋プレート内地震の理論的手法については未だ研究段階であること、一方SGFによる強震動シミュレーション解析結果は理論的手法の評価の対象となる長周期側において観測記録を大きく上回る保守的な結果になっていることを確認している。



4. 検討用地震 4.7型地震の参考検討

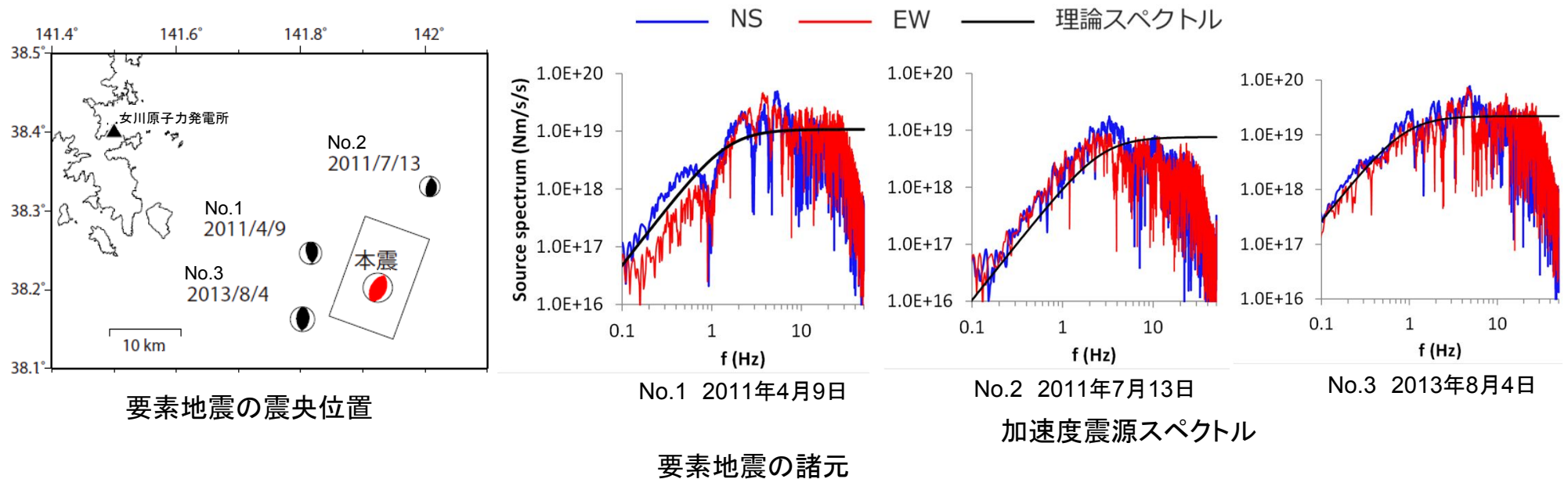
4.2 基本ケース(SMGAマントル内)の経験的グリーン関数法

第309回審査会合(H27.12.16)
資料1 p.151 一部修正

■4.7地震シミュレーションモデルでの経験的グリーン関数法による評価

○経験的グリーン関数法に用いる要素地震の選定

- ・本震と震源位置が近く、震源メカニズムが4.7地震と同様の逆断層型の地震であり、周期10秒までSN比が明瞭な3地震を要素地震として選定した。
- ・選定した複数の地震(3地震)を各要素にランダムに配置し波形合成を行った(小穴ほか(2015))。複数の要素地震を用いることにより①震源、伝播、サイト特性の各特徴について、複数の記録に共通した特徴をより反映することが可能、②中小地震の特性によって生じている固有の特徴については、排除(平均化)することが可能になる。



No.	発震の発生日時	震央位置 (経度, 緯度)	地震規模	震源深さ (km)	地震モーメント M_0 (Nm)	臨界振動数 f_c (Hz)	応力降下量 $\Delta \sigma$ (MPa)
1	2011年4月 9日 18:42	141.82° , 38.25°	M5.4	58	1.21E+17	1.50	53.7
2	2011年7月13日 0:37	142.01° , 38.33°	M5.1	47	2.64E+16	2.70	68.4
3	2013年8月 4日 12:28	141.80° , 38.16°	M6.0	58	6.86E+17	0.90	65.8

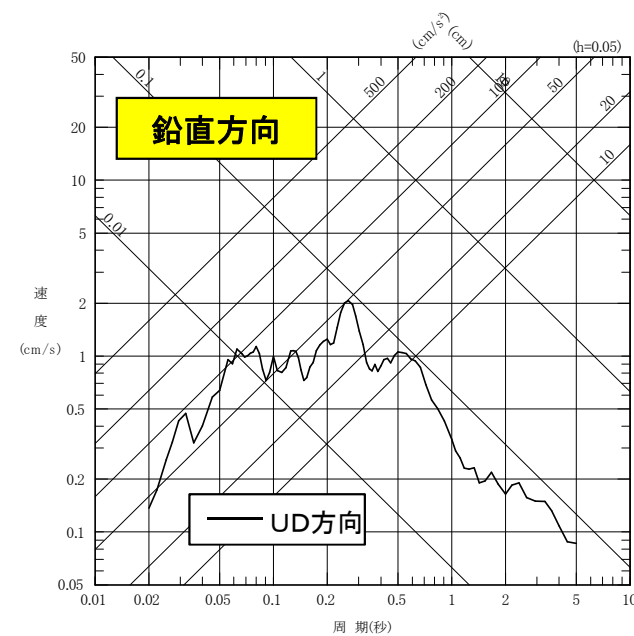
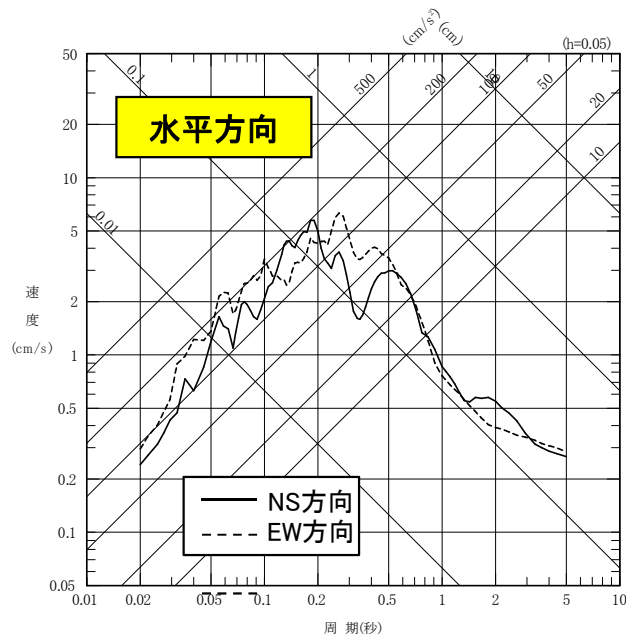
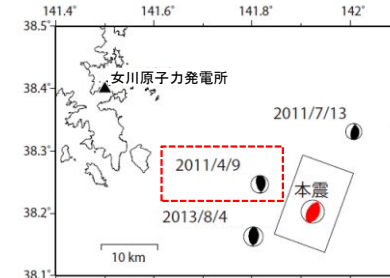
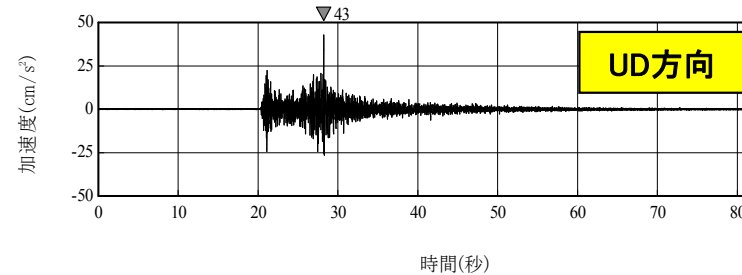
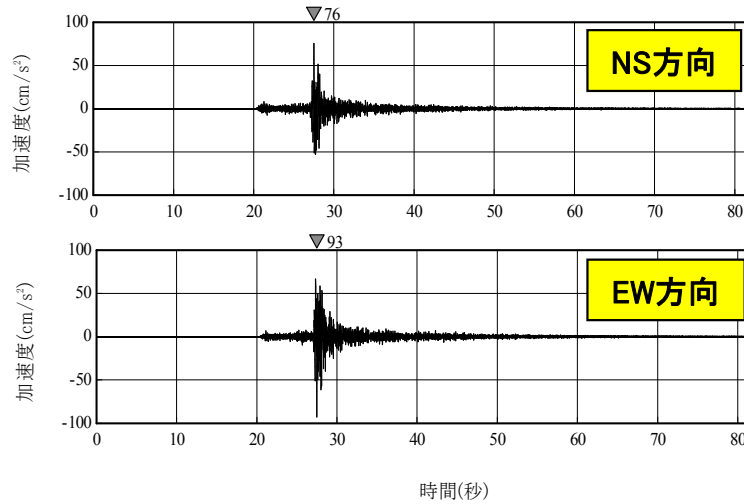
※地震諸元は、気象庁による。地震モーメント M_0 は、F-netによる。 f_c は、震源スペクトルより設定。

4. 検討用地震 4.7型地震の参考検討

4.2 基本ケース(SMGAマントル内)の経験的グリーン関数法

第309回審査会合(H27.12.16)
資料1 p.152 再掲

■要素地震の観測記録(1) [解放基盤相当(O.P.-8.6m)でののはぎとり波]



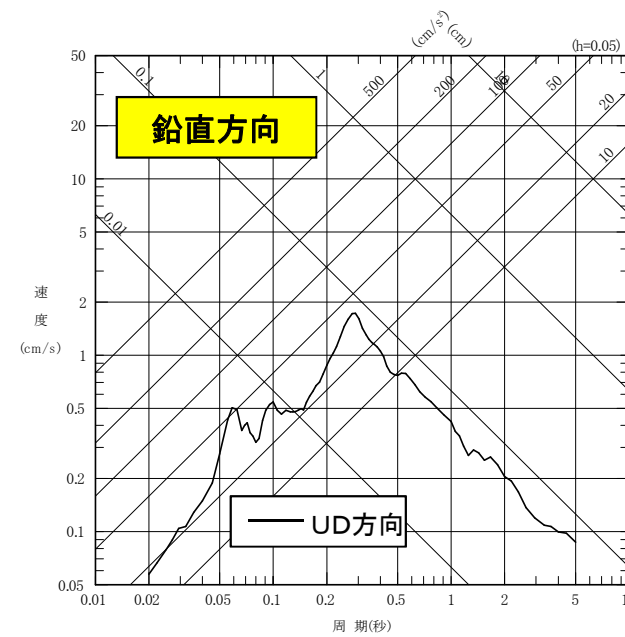
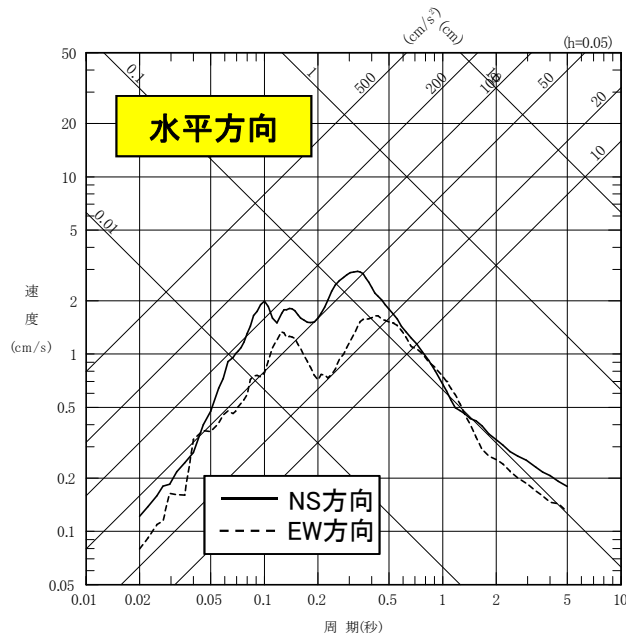
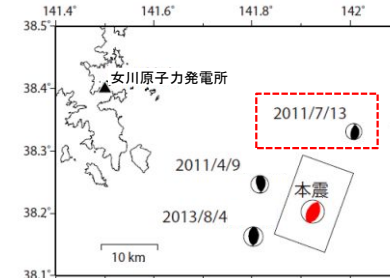
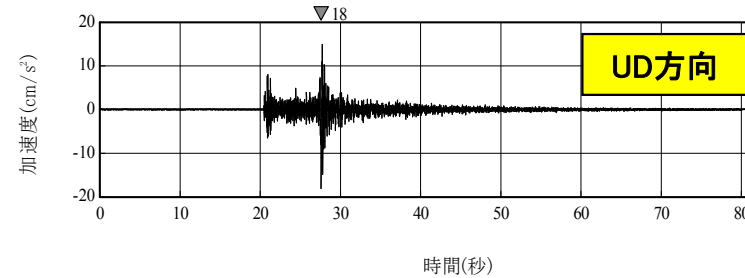
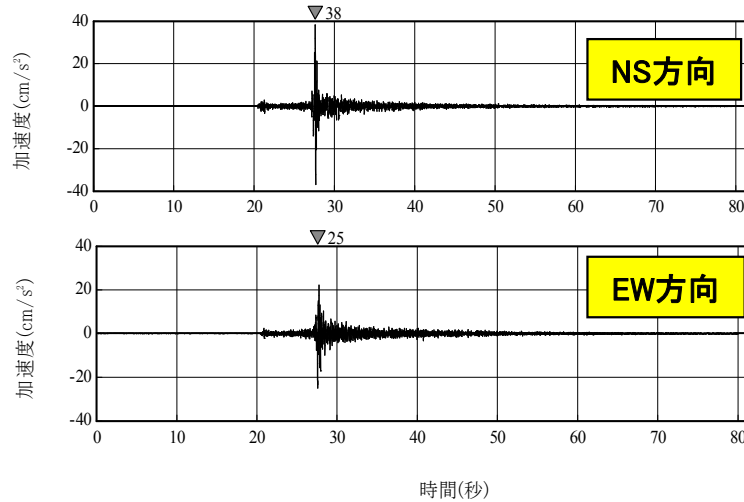
No.1 2011年4月9日(18:42)の地震

4. 検討用地震 4.7型地震の参考検討

4.2 基本ケース(SMGAマントル内)の経験的グリーン関数法

第309回審査会合(H27.12.16)
資料1 p.153 再掲

■要素地震の観測記録(2) [解放基盤相当(O.P.-8.6m)でののはぎとり波]



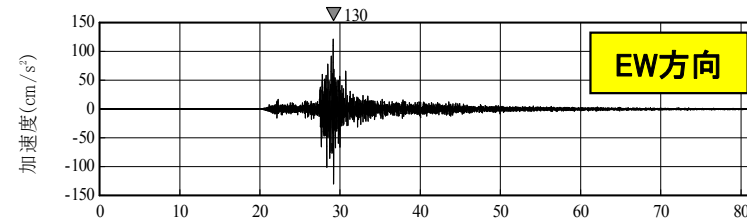
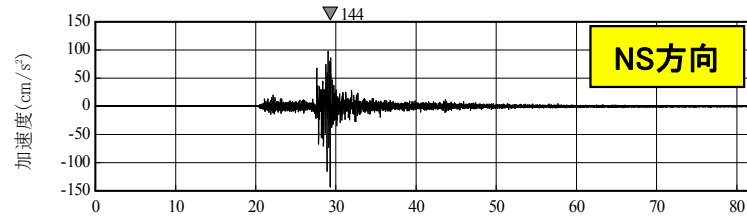
No.2 2011年7月13日(0:37)の地震

4. 検討用地震 4.7型地震の参考検討

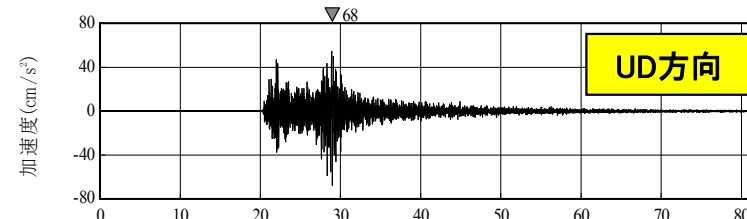
4.2 基本ケース(SMGAマントル内)の経験的グリーン関数法

第309回審査会合(H27.12.16)
資料1 p.154 再掲

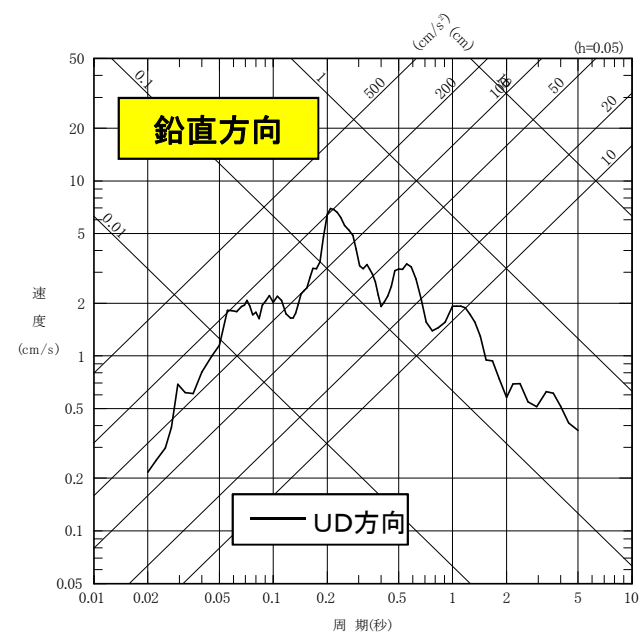
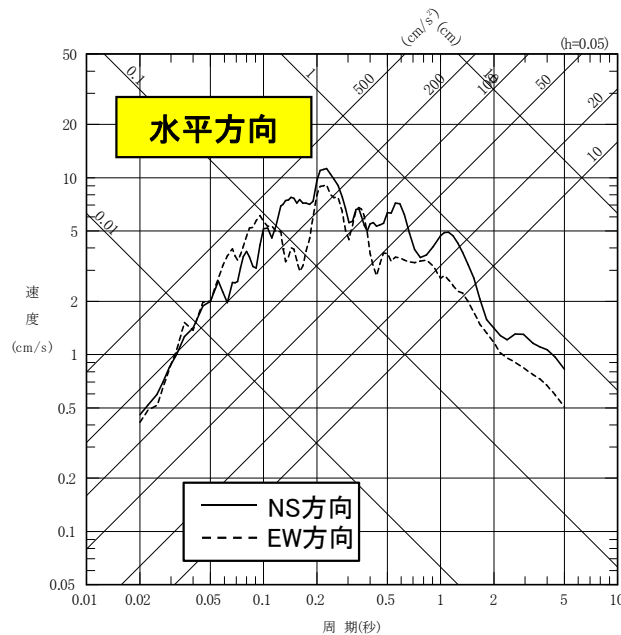
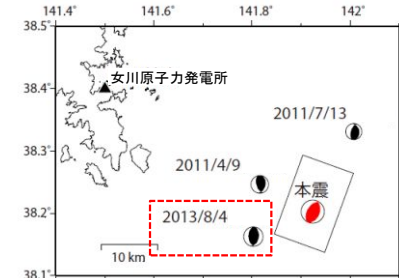
■要素地震の観測記録(3) [解放基盤相当(O.P.-8.6m)でののはぎとり波]



時間(秒)



時間(秒)



No.3 2013年8月4日(12:28)の地震

4. 検討用地震 4.7型地震の参考検討

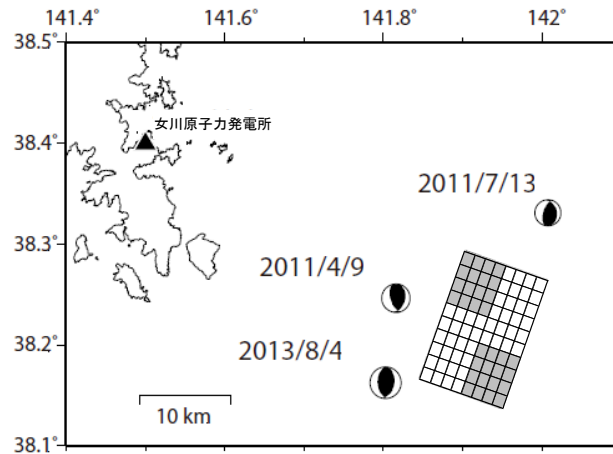
4.2 基本ケース(SMGAマントル内)の経験的グリーン関数法

第309回審査会合(H27.12.16)
資料1 p.155 再掲

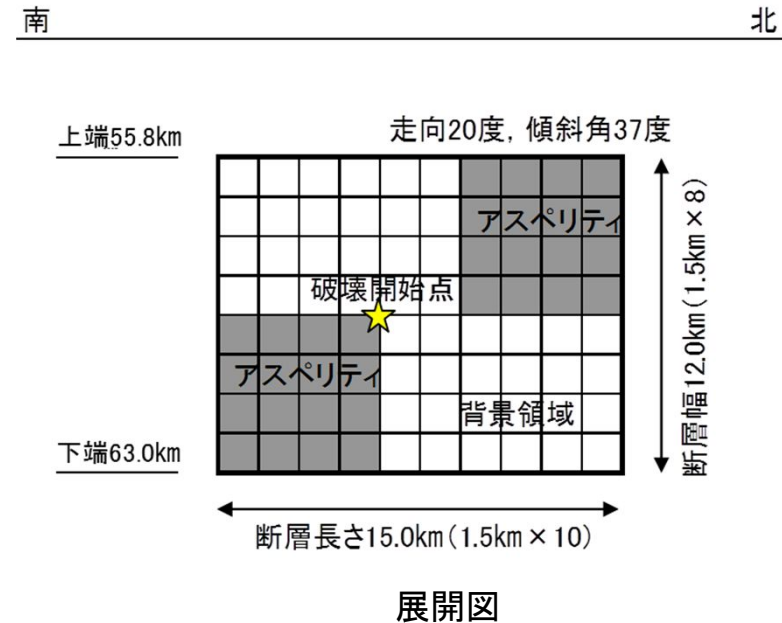
■4.7地震シミュレーションモデルでの経験的グリーン関数法による評価

○断層モデル

・原田・釜江(2011)を参考に設定した, 4.7地震(M7.2)シミュレーションモデルを用いて経験的グリーン関数法による検討を行う。波形合成は入倉ほか(1997)を用いる。



断層モデル 平面図



展開図

主な断層パラメータ

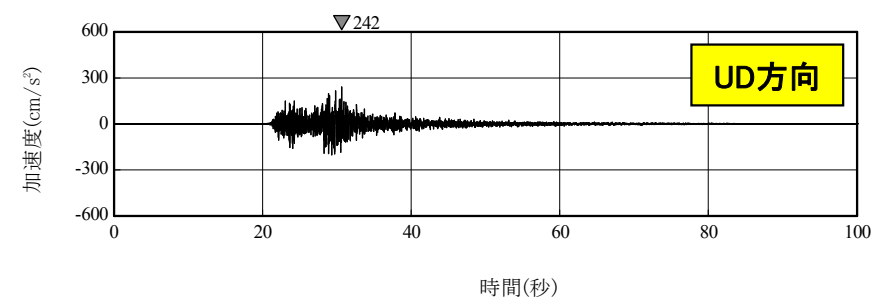
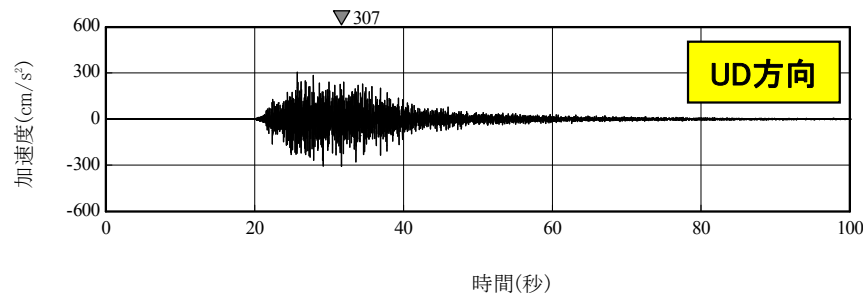
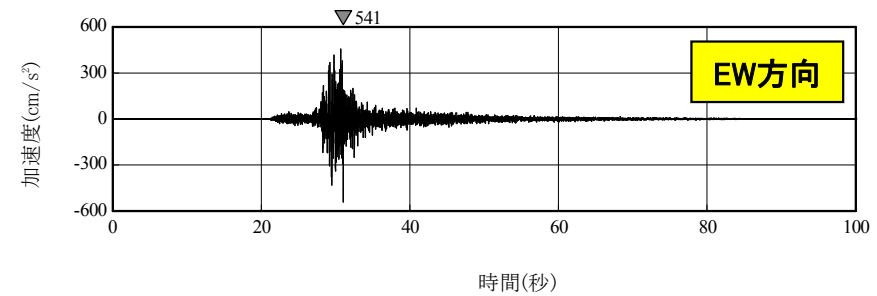
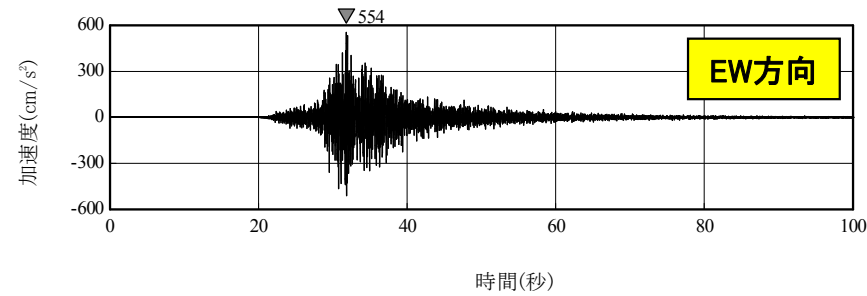
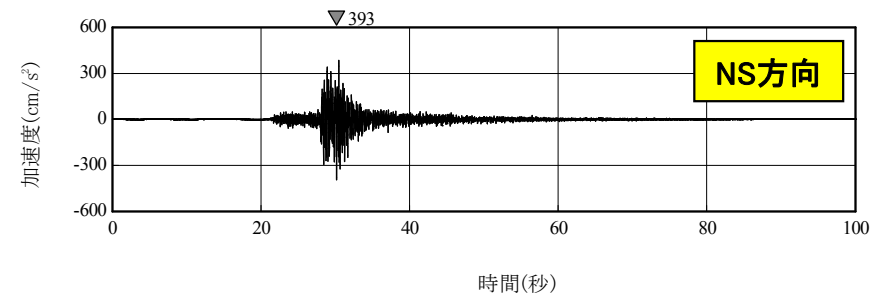
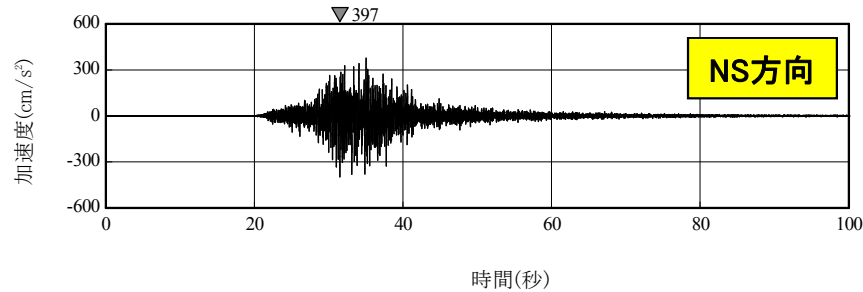
断層面積 S (km ²)	地震モーメント M_0 (N·m)	短周期 レベルA (N·m/s ²)	アスペリティ 面積 S_a (km ²)	アスペリティ 応力低下量 $\Delta\sigma$ (MPa)
180	4.74×10^{19}	1.16×10^{20}	72	120.3

4. 検討用地震 4.7型地震の参考検討

4.2 基本ケース(SMGAマントル内)の経験的グリーン関数法

第309回審査会合(H27.12.16)
資料1 p.156 再掲

■4.7地震シミュレーション 経験的グリーン関数法による地震動評価結果 加速度時刻歴波形



4.7地震の観測記録
[解放基盤相当(O.P.-8.6m)でのはざとり波]

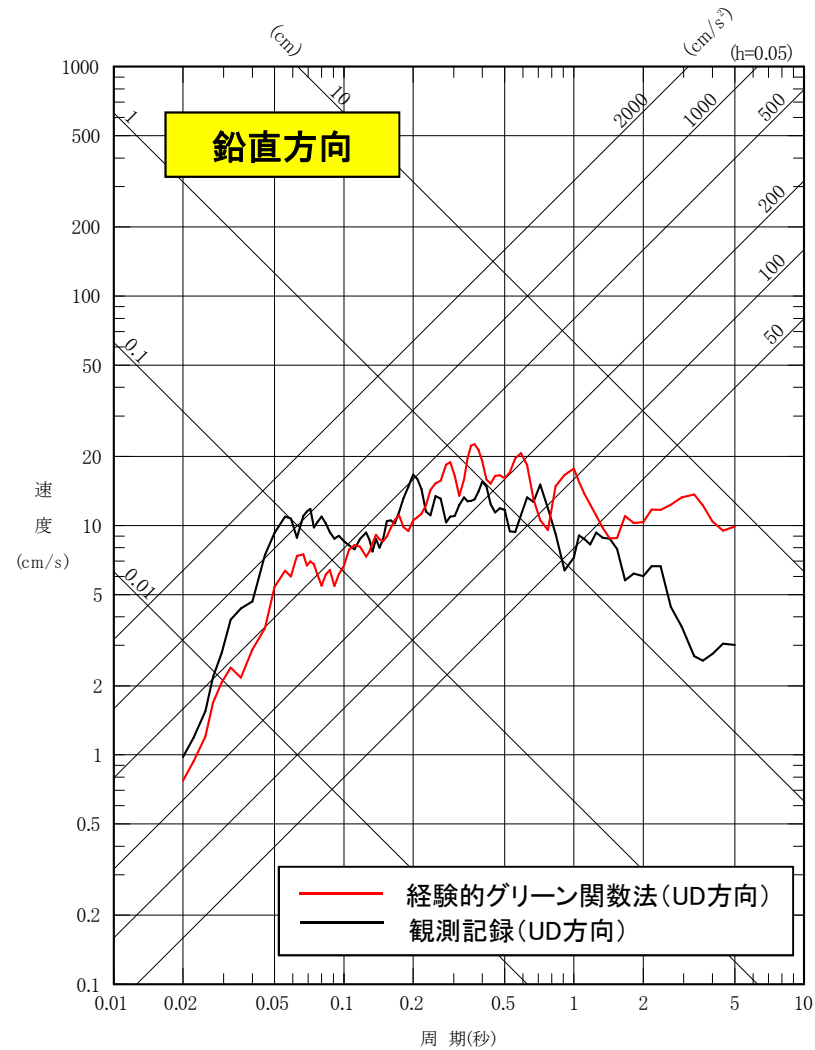
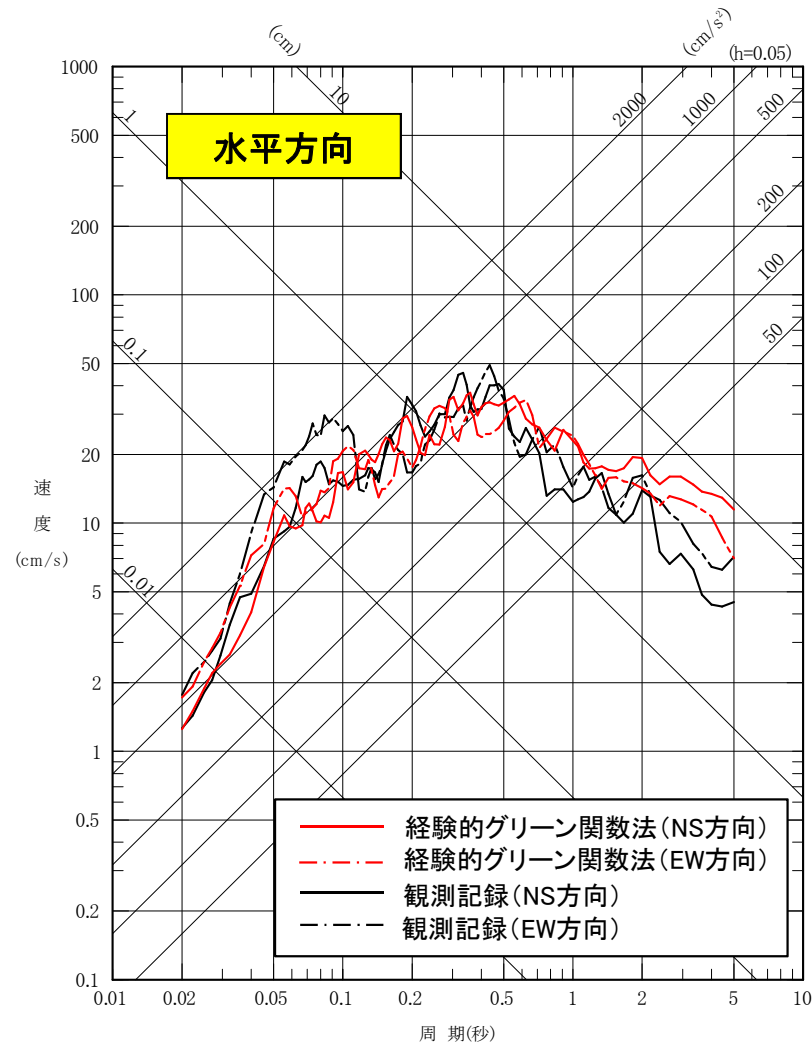
4.7地震の経験的グリーン関数法による評価

4. 検討用地震 4.7型地震の参考検討

4.2 基本ケース(SMGAマントル内)の経験的グリーン関数法

第309回審査会合(H27.12.16)
資料1 p.157 再掲

■4.7地震シミュレーション 経験的グリーン関数法による地震動評価結果 応答スペクトル



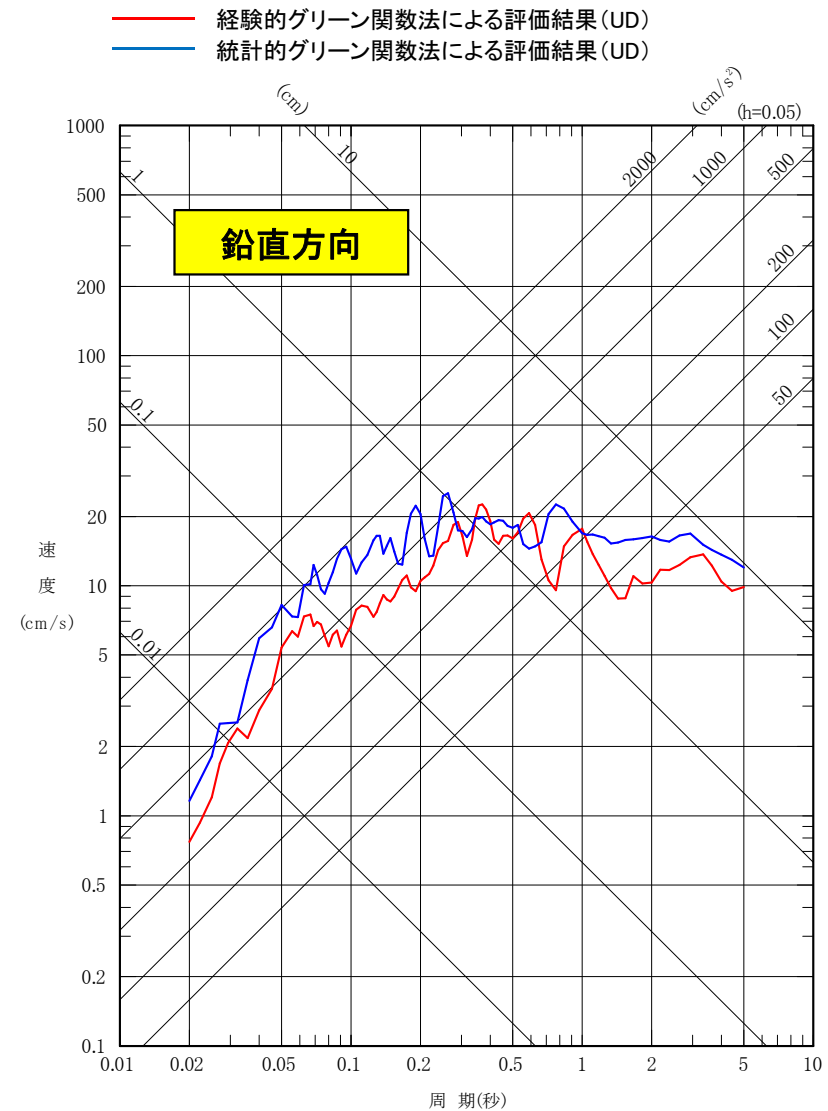
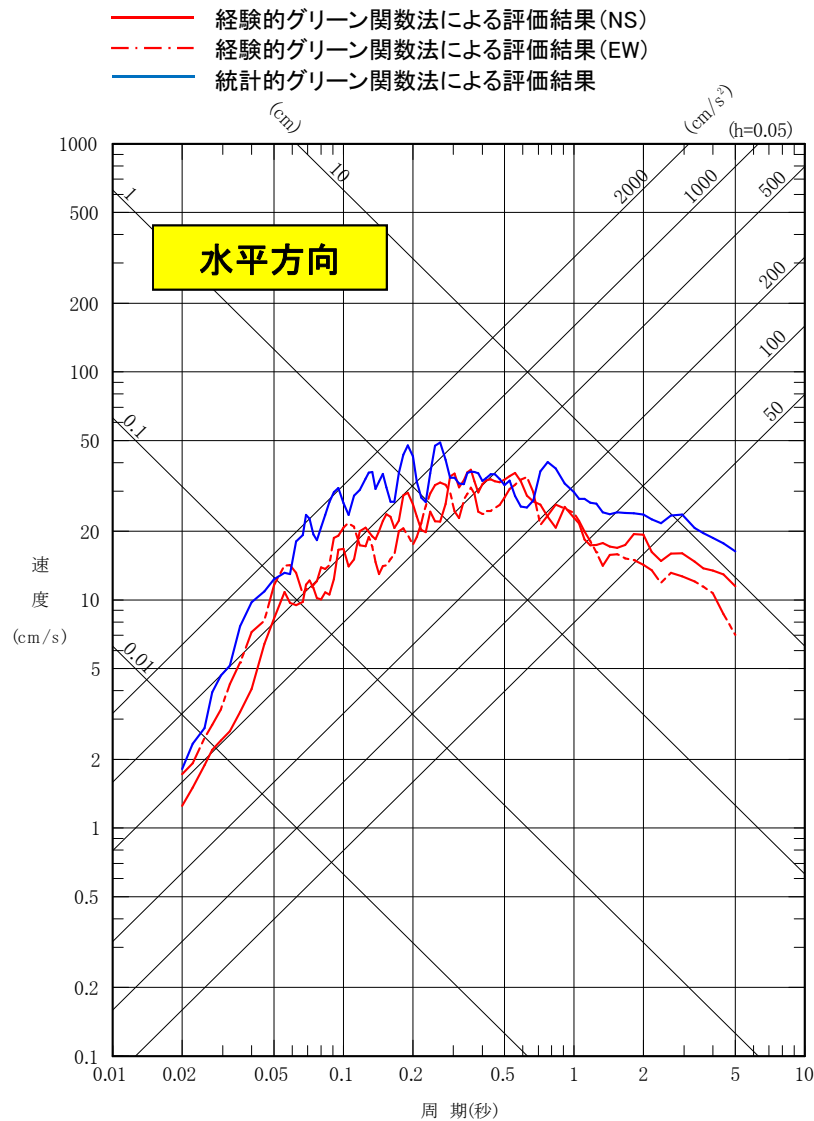
評価結果は、観測記録(はぎとり波)の応答スペクトルと比較し、短周期から長周期でその傾向を捉えており、概ね整合したものとなっている。

※観測記録は解放基盤相当(O.P.-8.6m)でののはぎとり波

4. 検討用地震 4.7型地震の参考検討

4.2 基本ケース(SMGAマントル内)の経験的グリーン関数法

■4.7地震シミュレーション 経験的グリーン関数法と統計的グリーン関数法の評価結果の比較



統計的グリーン関数法の評価結果が、経験的グリーン関数法の評価結果より全体的に大きい傾向にある。

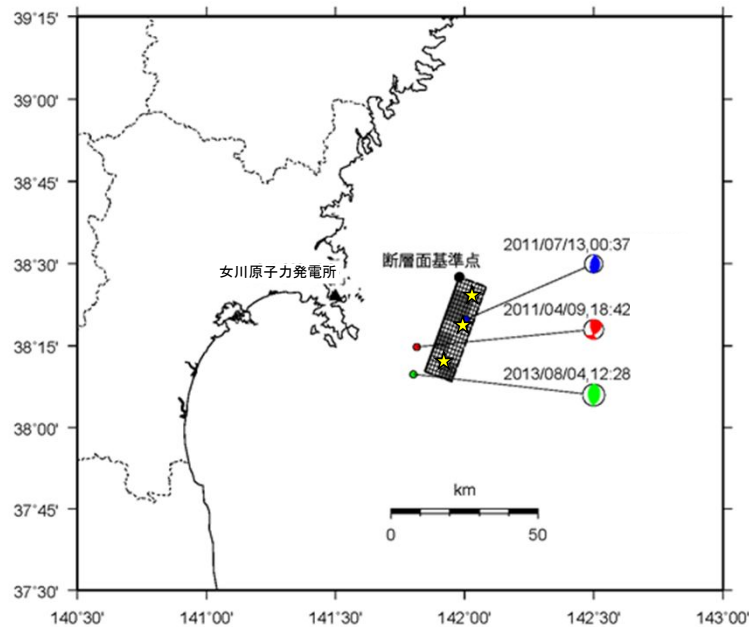
4. 検討用地震 4.7型地震の参考検討

4.2 基本ケース(SMGAマントル内)の経験的グリーン関数法

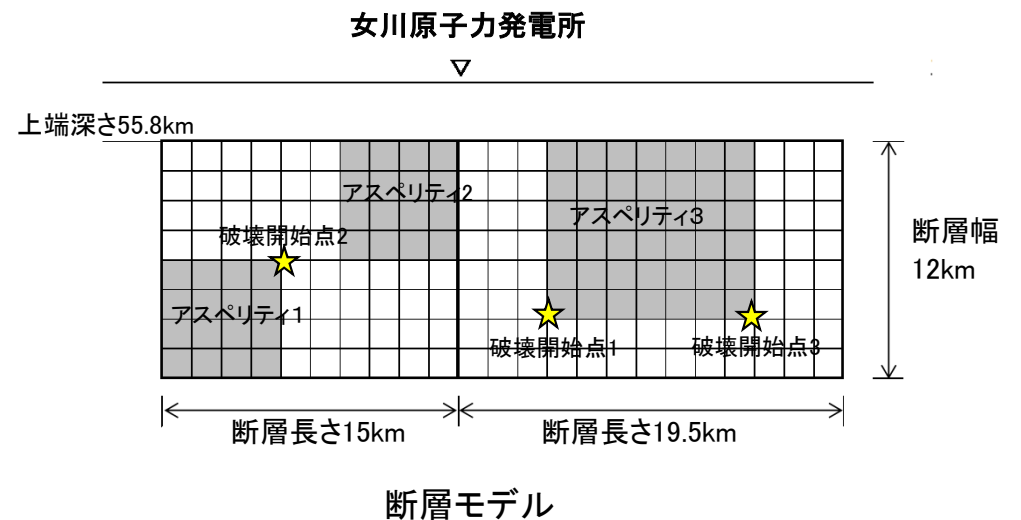
第309回審査会合(H27.12.16)
資料1 p.158 一部修正

■基本ケース(M7.5)での経験的グリーン関数法による評価

- ・基本ケース(M7.5)についても敷地への影響を確認するため、参考に経験的グリーン関数による評価を行う。
- ・4.7地震シミュレーションモデルと同じく複数の要素地震(3地震)を用いて波形合成を行う。要素地震は各要素ごとにランダムに配置する。



要素地震の震央位置



主な断層パラメータ

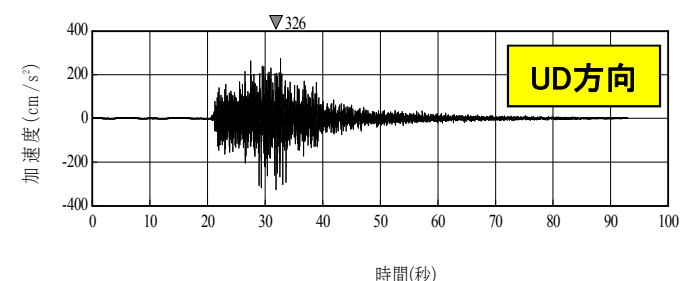
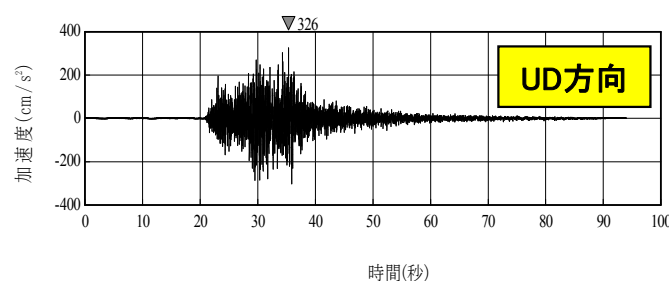
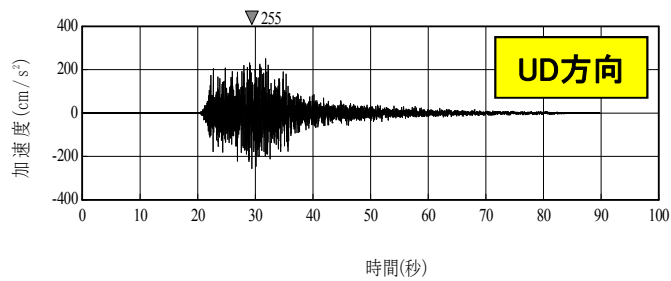
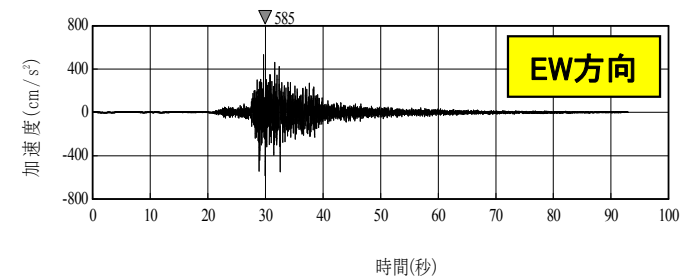
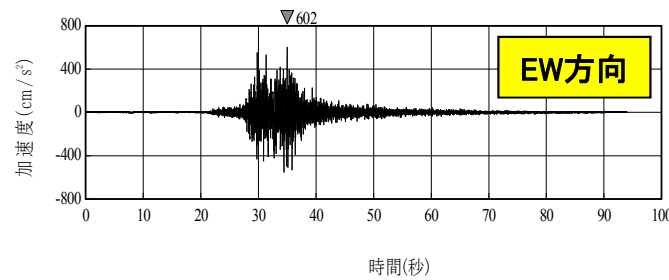
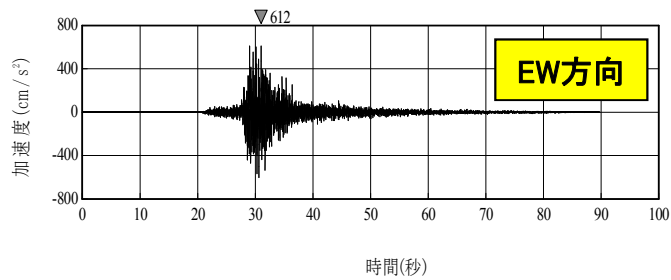
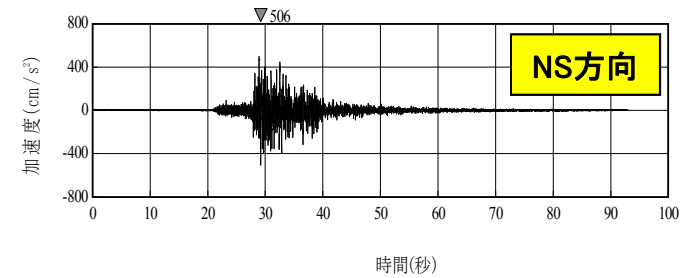
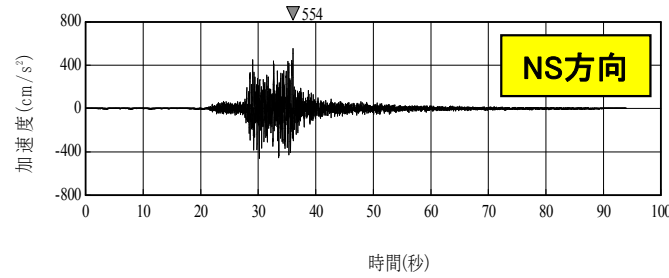
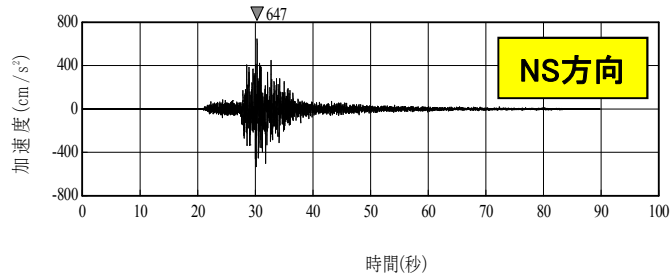
断層面積 S (km ²)	地震モーメント M ₀ (N·m)	短周期 レベルA (N·m/s ²)	アスペリティ 面積S _a (km ²)	アスペリティ 応力降下量 Δσ (MPa)
402	1.58 × 10 ²⁰	1.72 × 10 ²⁰	161	119.6

4. 検討用地震 4.7型地震の参考検討

4.2 基本ケース(SMGAマントル内)の経験的グリーン関数法

第309回審査会合(H27.12.16)
資料1 p.159 再掲

■基本ケース 経験的グリーン関数法による地震動評価結果 加速度時刻歴波形



破壊開始点1

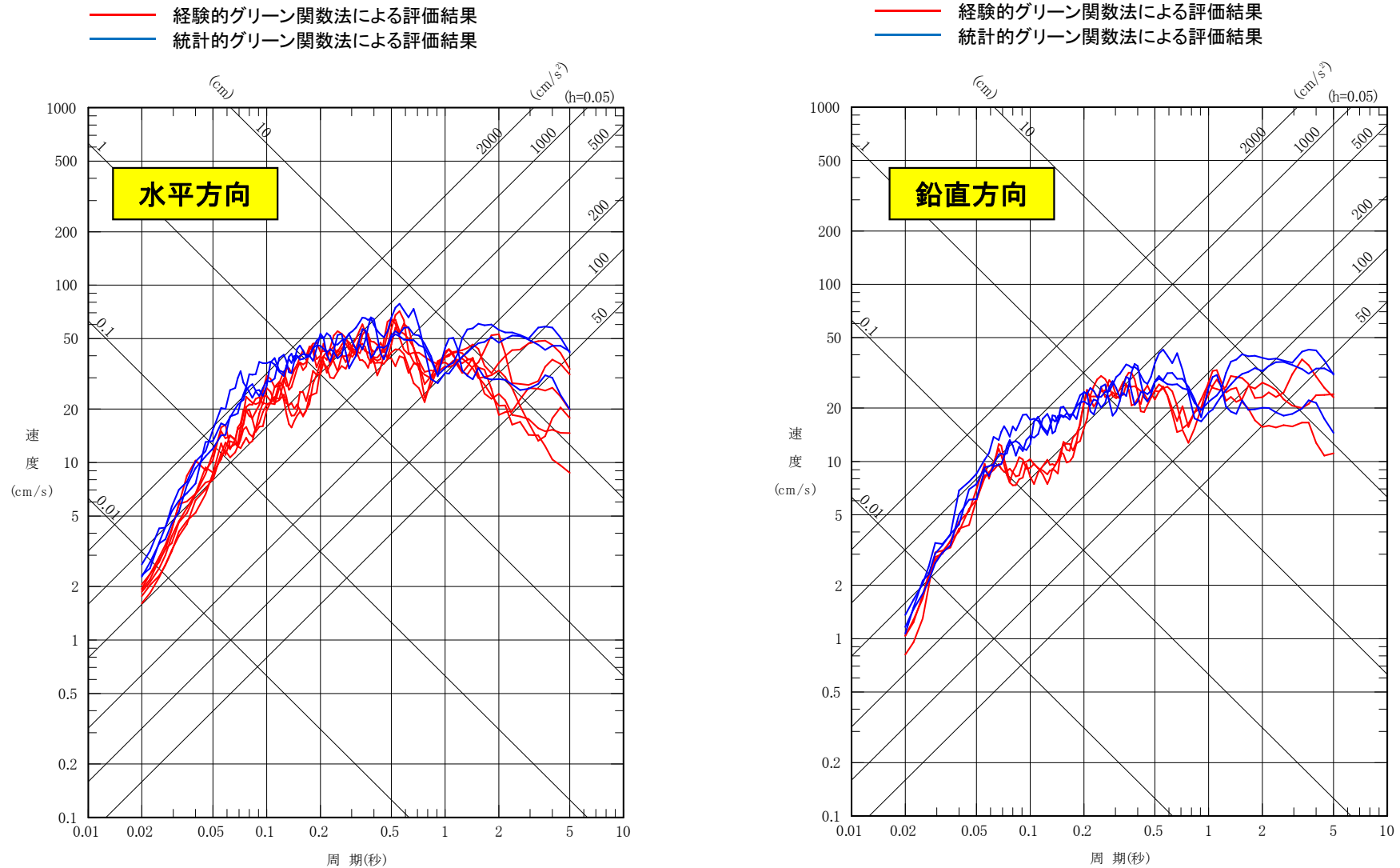
破壊開始点2

破壊開始点3

4. 検討用地震 4.7型地震の参考検討

4.2 基本ケース(SMGAマントル内)の経験的グリーン関数法

■基本ケース 経験的グリーン関数法と統計的グリーン関数法の評価結果の比較



統計的グリーン関数法の評価結果が、経験的グリーン関数法の評価結果より全体的に大きい傾向にある。

【補足説明資料】

4. 検討用地震 4.7型地震の参考検討

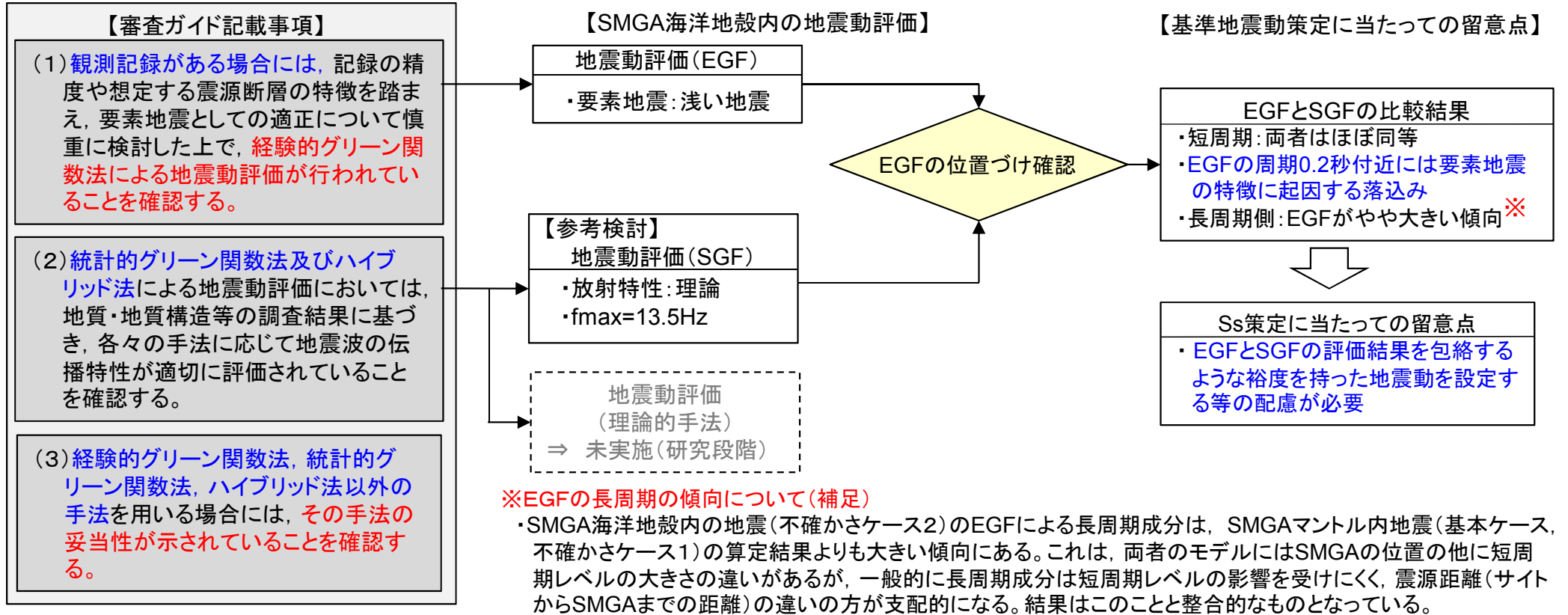
4.3 不確かさケース2 (SMGA地殻内) の統計的グリーン関数法

4. 検討用地震 4.7型地震の参考検討

4.3 不確かさケース2 (SMGA地殻内) の統計的グリーン関数法

■ SMGA海洋地殻内の地震(不確かさケース2)の断層モデルを用いた手法による地震動評価について

- 不確かさケース2は、SMGAの位置の不確かさとして、SMGAを太平洋プレート内で最も敷地に近づけたケースであり、結果的にSMGAは海洋地殻内に位置することになる。SMGAの大部分が海洋地殻内に位置する地震のシミュレーション解析については研究実績が無いため、地震動評価は審査ガイドに沿って実施した。
- ・4.7地震付近で発生したプレート内地震の中小地震で、最も浅い地震(概ね海洋地殻内で発生したと想定される地震)を要素地震としたEGFにより地震動を評価。
 - ・要素地震の候補となる地震が少ないことも踏まえ、EGFによる地震動算定結果を評価するために、参考にSGFによる地震動を算定し比較を実施。なお、SGFの評価目的がEGFの位置づけの確認であることから、放射特性やfmaxは慣用的に用いられている値を採用。
- 評価結果は、短周期側はEGFとSGFはほぼ同等、長周期側はEGFがやや大きい結果となった。また、EGFの周期0.2秒付近には要素地震の特徴に起因する落込みが認められる。
- ⇒ 基準地震動の策定に当たってはこれらの特徴を踏まえ、例えばEGFとSGFの評価結果を包絡するような裕度を持った地震動を設定する等の配慮が必要である。



4. 検討用地震 4.7型地震の参考検討

4.3 不確かさケース2 (SMGA地殻内) の統計的グリーン関数法

■統計的グリーン関数法による確認

参考として、4.7型地震不確かさケース2 (SMGA地殻内) について統計的グリーン関数法による評価を行い、経験的グリーン関数法による評価結果の妥当性確認を行う。

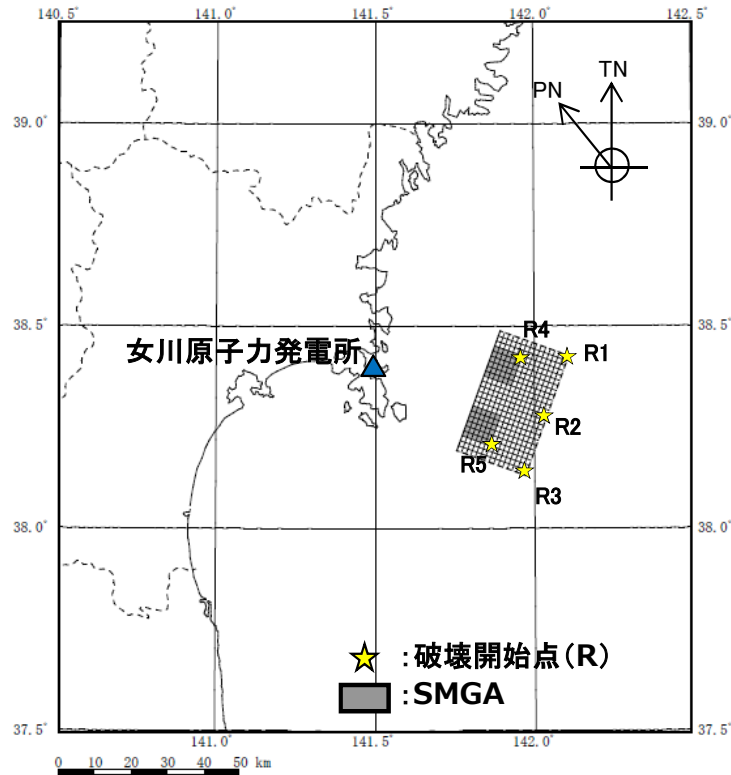
○断層モデル

・不確かさケース2 (SMGA地殻内) の断層モデルを用いる。

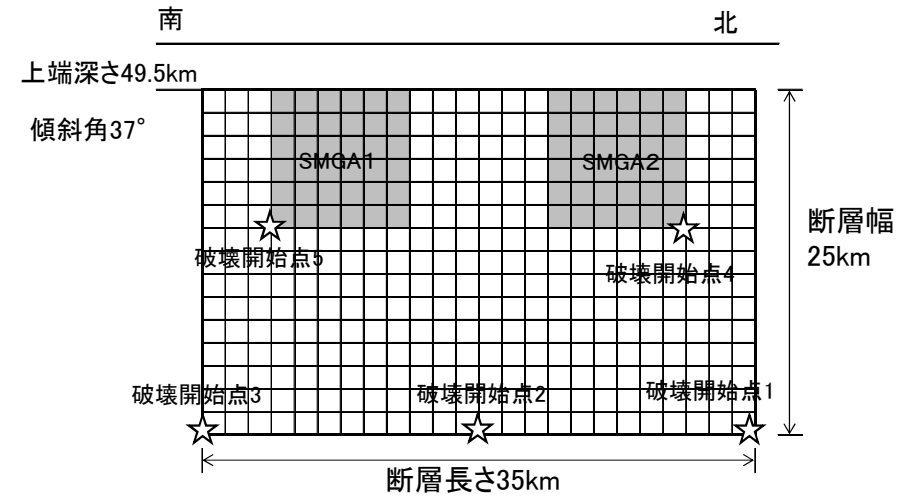
○断層モデルを用いた地震動評価

・統計的グリーン関数法により評価を行う。

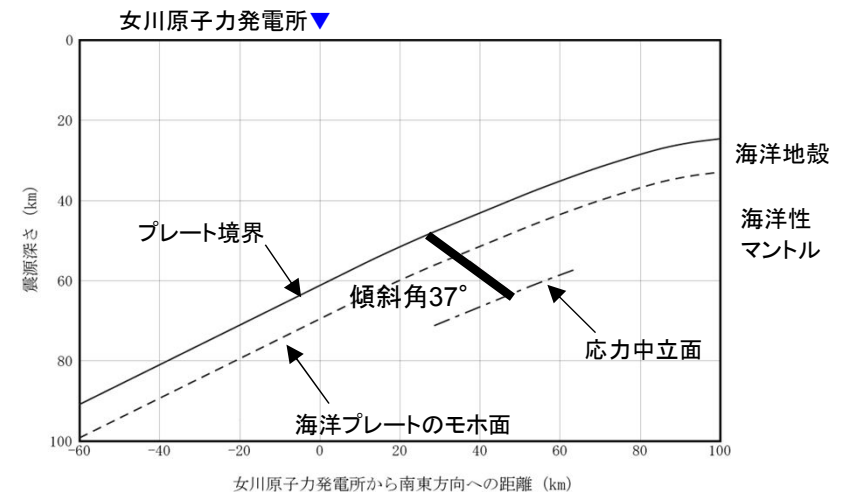
波形合成は入倉ほか(1997)による。



不確かさケース2 (SMGA地殻内) の
断層モデル (平面図)



断層モデル (展開図)

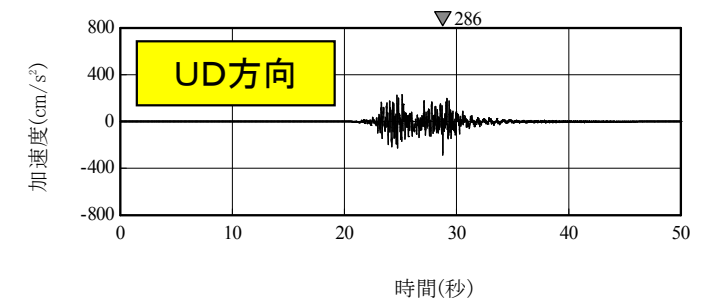
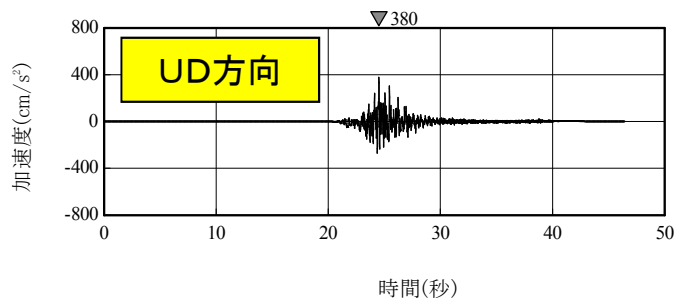
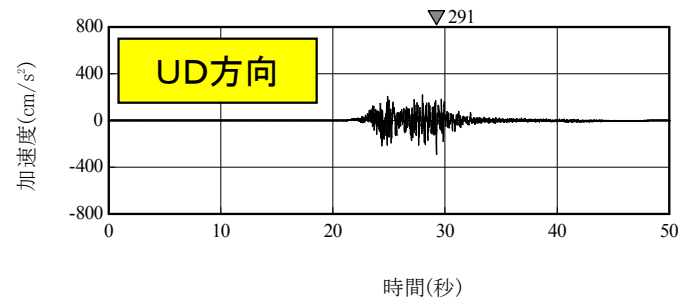
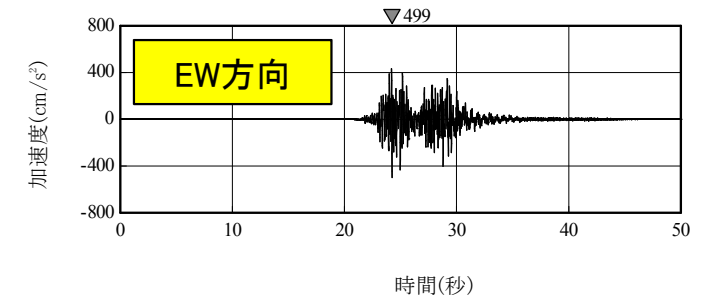
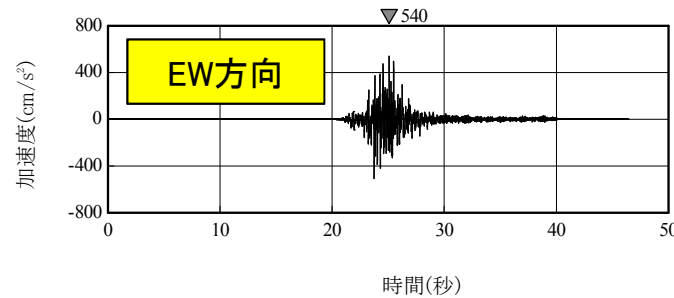
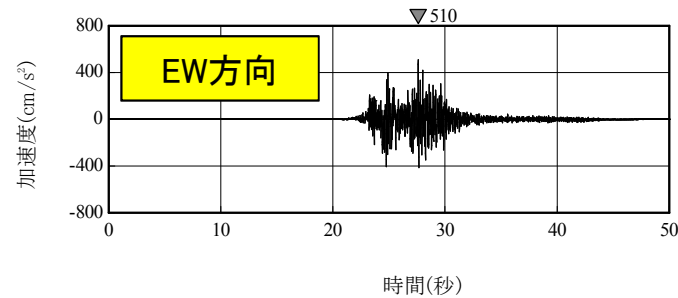
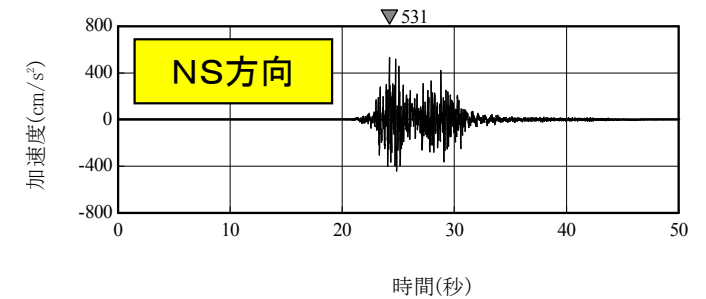
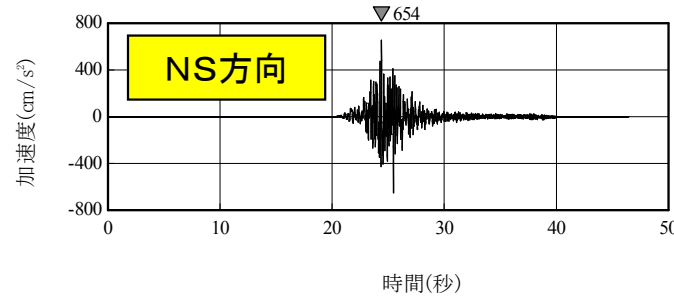
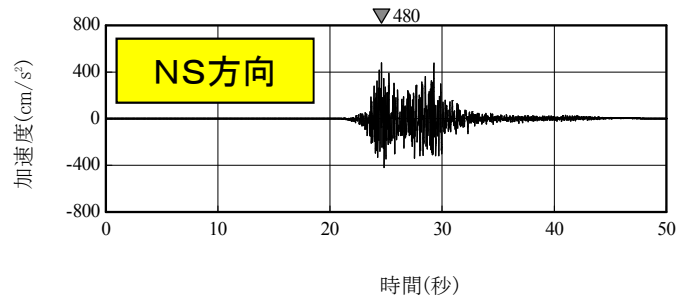


断面図

4. 検討用地震 4.7型地震の参考検討

4.3 不確かさケース2 (SMGA地殻内) の統計的グリーン関数法

■ 4.7型地震不確かさケース2 (SMGA地殻内) 統計的グリーン関数法による検討 (加速度時刻歴波形)



破壊開始点1

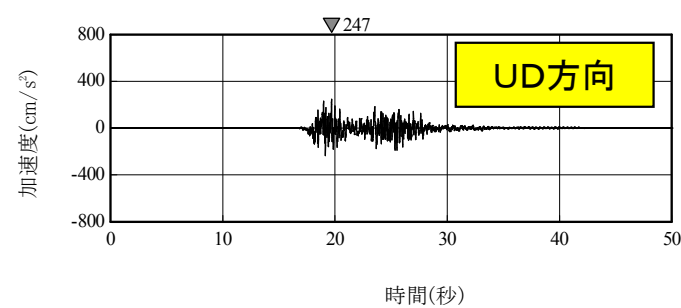
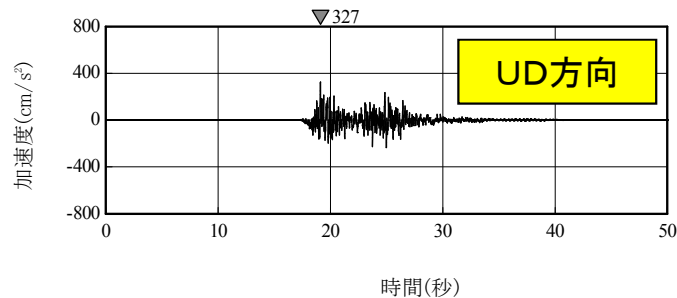
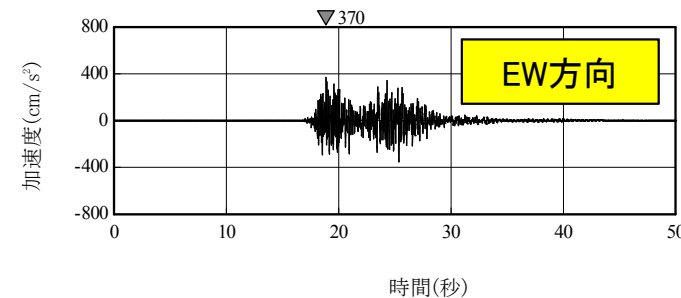
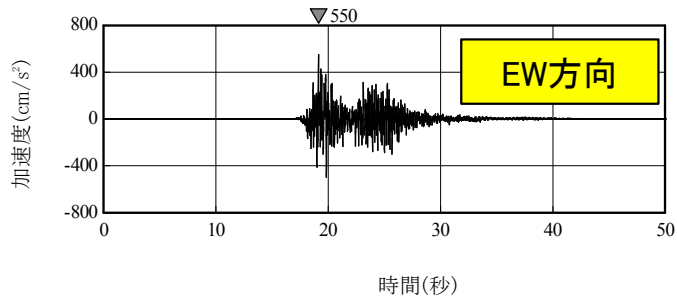
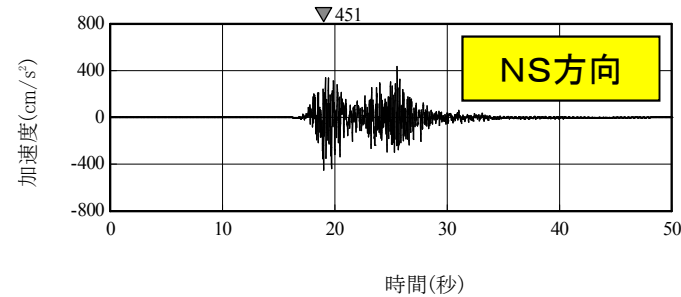
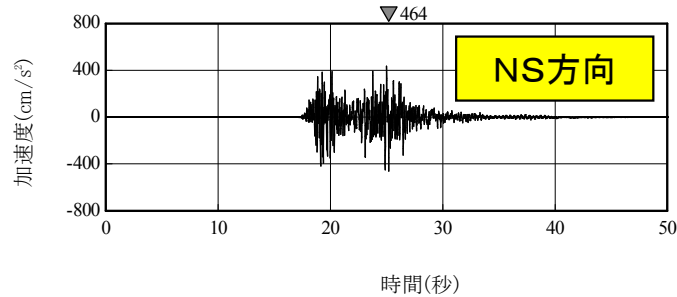
破壊開始点2

破壊開始点3

4. 検討用地震 4.7型地震の参考検討

4.3 不確かさケース2 (SMGA地殻内) の統計的グリーン関数法

■ 4.7型地震不確かさケース2 (SMGA地殻内) 統計的グリーン関数法による検討 (加速度時刻歴波形)



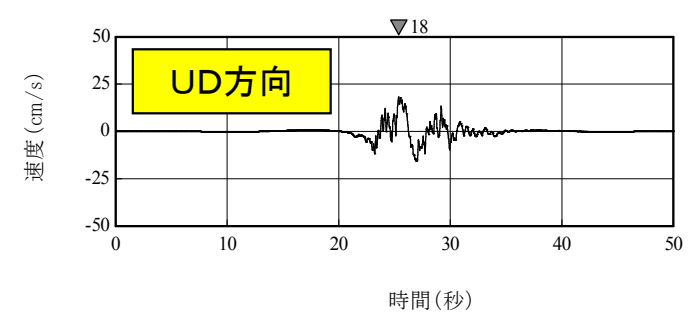
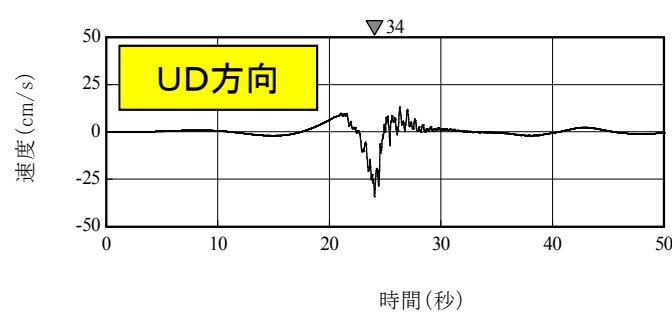
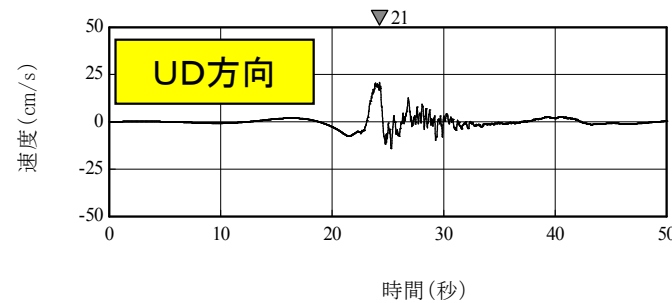
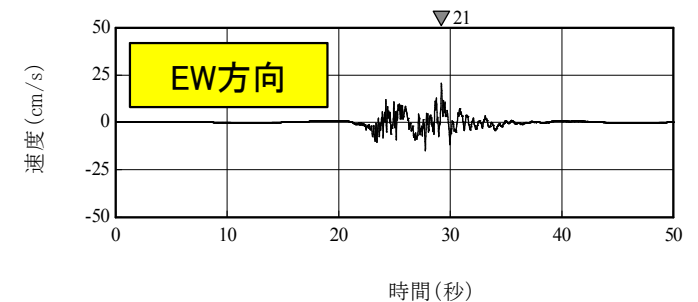
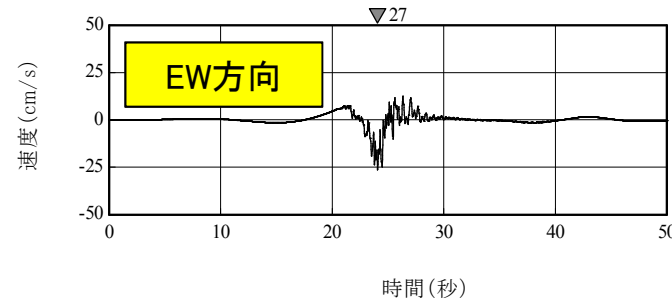
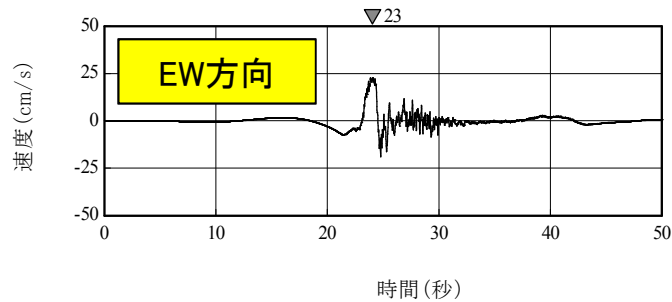
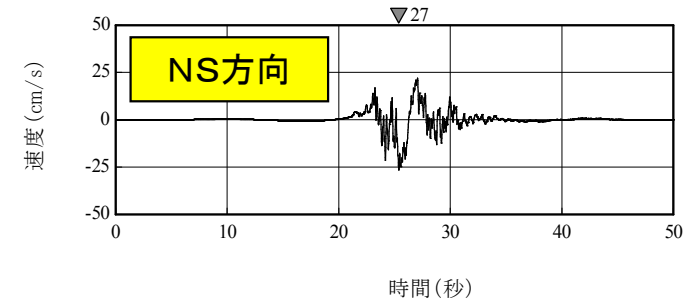
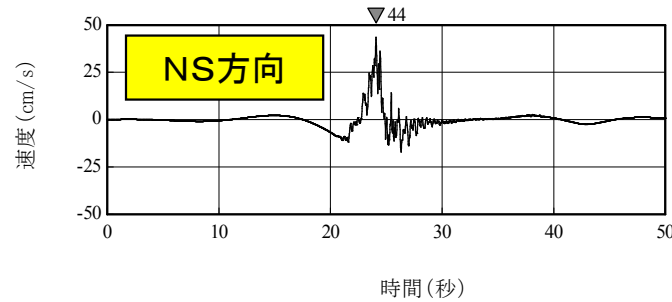
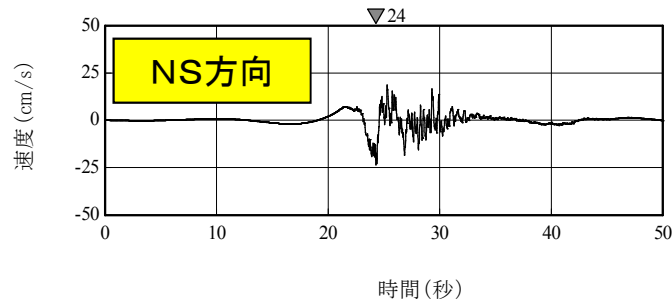
破壊開始点4

破壊開始点5

4. 検討用地震 4.7型地震の参考検討

4.3 不確かさケース2 (SMGA地殻内) の統計的グリーン関数法

■ 4.7型地震不確かさケース2 (SMGA地殻内) 統計的グリーン関数法による検討(速度時刻歴波形)



破壊開始点1

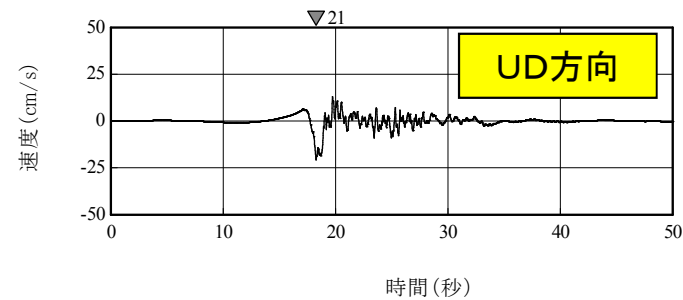
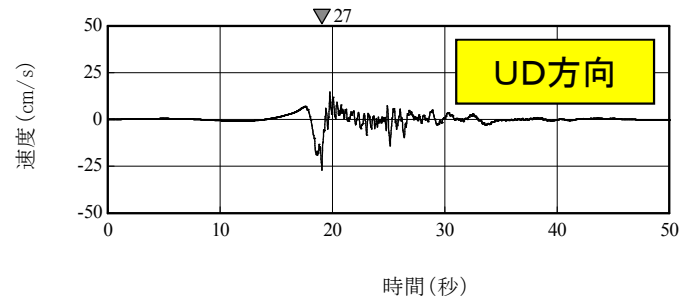
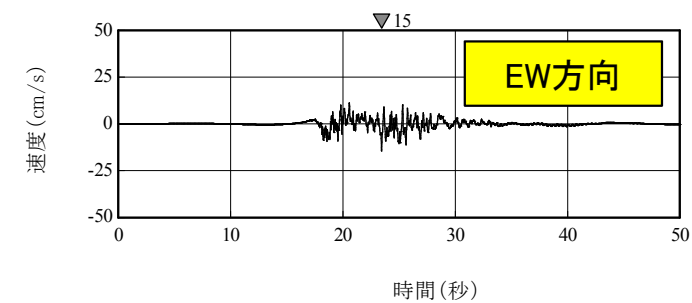
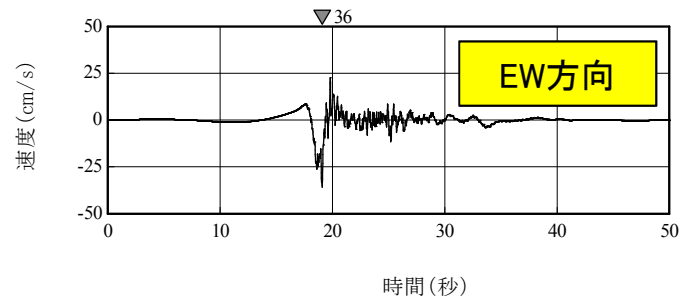
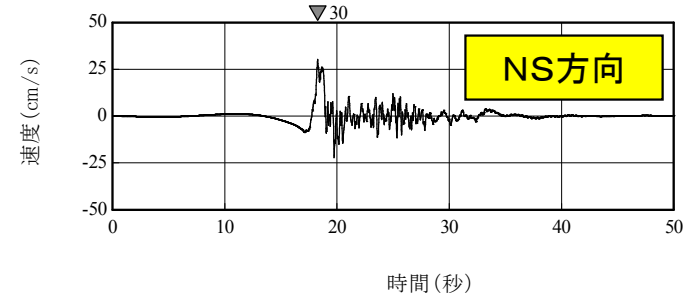
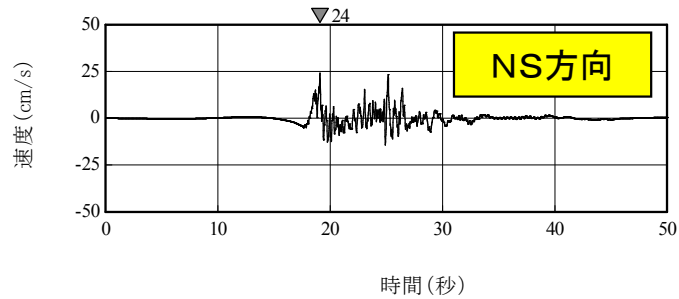
破壊開始点2

破壊開始点3

4. 検討用地震 4.7型地震の参考検討

4.3 不確かさケース2 (SMGA地殻内) の統計的グリーン関数法

■ 4.7型地震不確かさケース2 (SMGA地殻内) 統計的グリーン関数法による検討 (速度時刻歴波形)



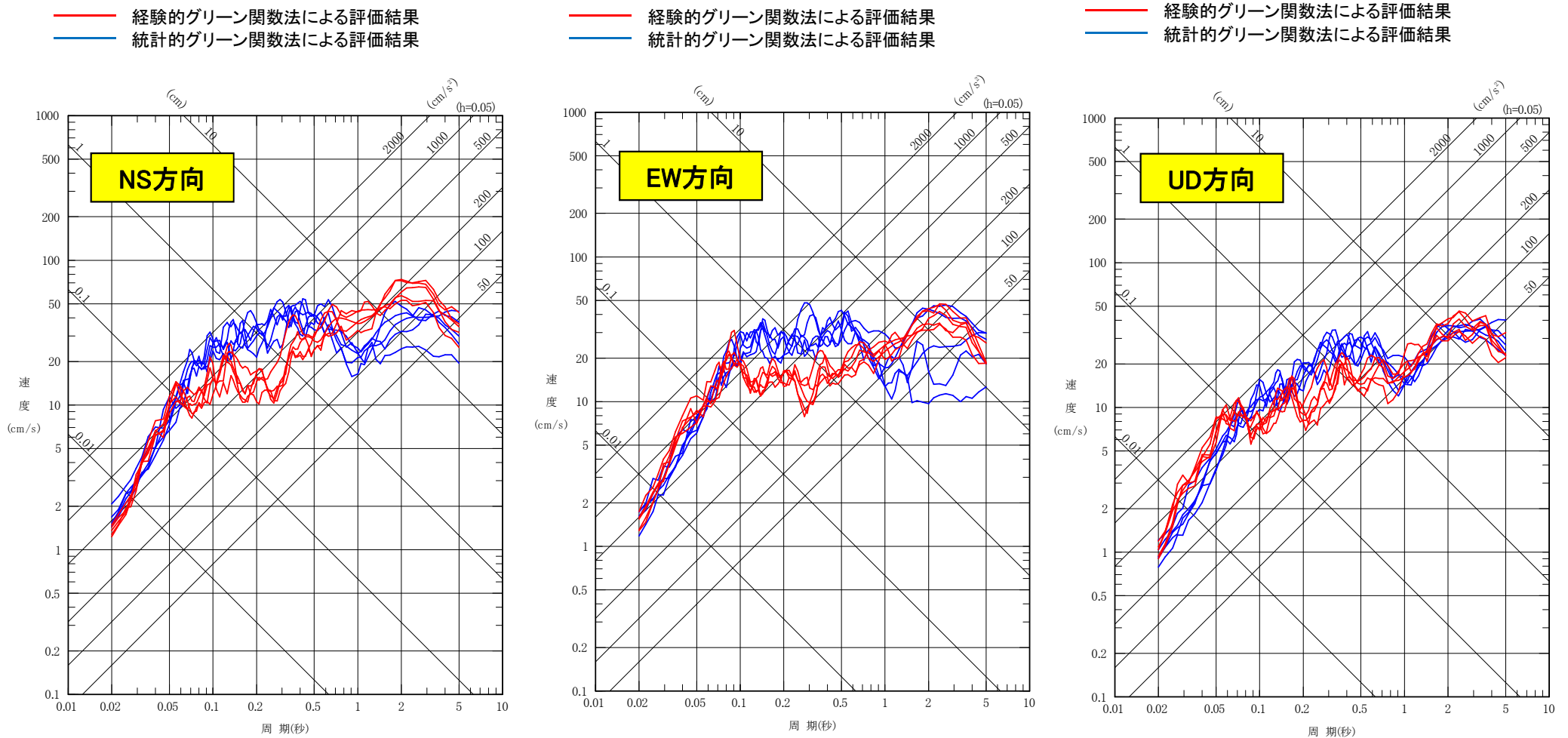
破壊開始点4

破壊開始点5

4. 検討用地震 4.7型地震の参考検討

4.3 不確かさケース2 (SMGA地殻内) の統計的グリーン関数法

■ 4.7型地震不確かさケース2 (SMGA地殻内) 統計的グリーン関数法による検討



経験的グリーン関数法 (EGF) と統計的グリーン関数法 (SGF) の評価結果は、周期0.1秒以下の短周期側では対応がよく、周期0.5秒以上の長周期側ではEGFが大きい。また、周期0.2秒付近では、EGFが小さい傾向にあるが、これは要素地震の特徴によるものと考えられる。なお、基準地震動 S_s を策定する際には、これらの特徴を踏まえ、例えばEGFとSGFの評価結果を包絡するような裕度を持った地震動を設定する配慮が必要である。

【補足説明資料】

4. 検討用地震 4.7型地震の参考検討

4.4 不確かさケース2(SMGA地殻内)をマントル内に設定した検討

余 白

4. 検討用地震 4.7型地震の参考検討

4.4 不確かさケース2 (SMGA地殻内)をマントル内に設定した検討

【検討の目的・位置づけ】

- ・検討用地震の4.7地震の**基本ケース**は、海洋性マントル内を破壊領域とした4.7地震のシミュレーションモデルをベースとして地震規模の保守性を考慮し、また**強震動生成域(SMGA)も保守的に同じマントル内の断層面上の北側上端に集約したモデル**としている。このモデルは笹谷(2006)に基づき設定したモデル(M7.5, 短周期レベルは4.7地震の地震モーメント M_0 —短周期レベルAの関係を保持)よりも保守的であることを確認している(p.60)。
- ・また、海洋プレート内地震は流体による断層面(弱層面)の強度低下が要因となって地震が発生することが指摘されており、この現象は内陸地殻内地震と本質的には同じである。従って、海洋プレート内地震も、アスペリティを含めた地震の繰返し性は内陸地殻内地震と同じと考えられ、4.7地震の断層面やSMGAをベースに、さらに規模の大きいモデルを設定することは適切と考えている。しかし、**不確かさケース1**として、さらなる保守性評価の観点から4.7地震のSMGAの一部を断層上端に配置した場合の地震動評価を実施している。
- ・さらに、これとは別に、**不確かさケース2**としてSMGAを海洋地殻に配置したモデルによる地震動評価を実施している。通常は剛性の異なる2つの領域(海洋地殻と海洋性マントル)が同じ量だけ変位した時には、強震動は剛性の高い場所(すなわち海洋性マントル)から多く出ることが一般的と考えられるが、SMGAを海洋地殻に配置した方が敷地に対する距離が短くなることを踏まえ、敷地への影響評価の観点からSMGAを海洋地殻に配置したモデルによる評価を実施している。なお、不確かさケース2のモデル設定に当たっては、当該地域において海洋地殻内の特定位置にSMGAを設定すべき根拠は得られていないため、笹谷(2006)に基づき、敷地への影響が大きい位置にSMGAを配置している。
- ・以上の通り、4.7地震の基本ケース、不確かさケース1、2は敷地への影響の観点からも十分保守的に設定されているものと考えているが、**参考ケース**として、これら基本ケース、不確かさケースの保守性を確認する意味で、不確かさケース2(SMGAを海洋地殻に配置したモデル)のSMGAを仮に海洋性マントル上端に配置した場合の地震動評価を行い、不確かさケース1による地震動評価結果と比較を行った。なお、この際、短周期レベルは不確かさケース1と同様の条件となるように4.7地震の地震モーメント M_0 —短周期レベルAの関係相当(笹谷ほか(2006)の1.5倍)を考慮した。

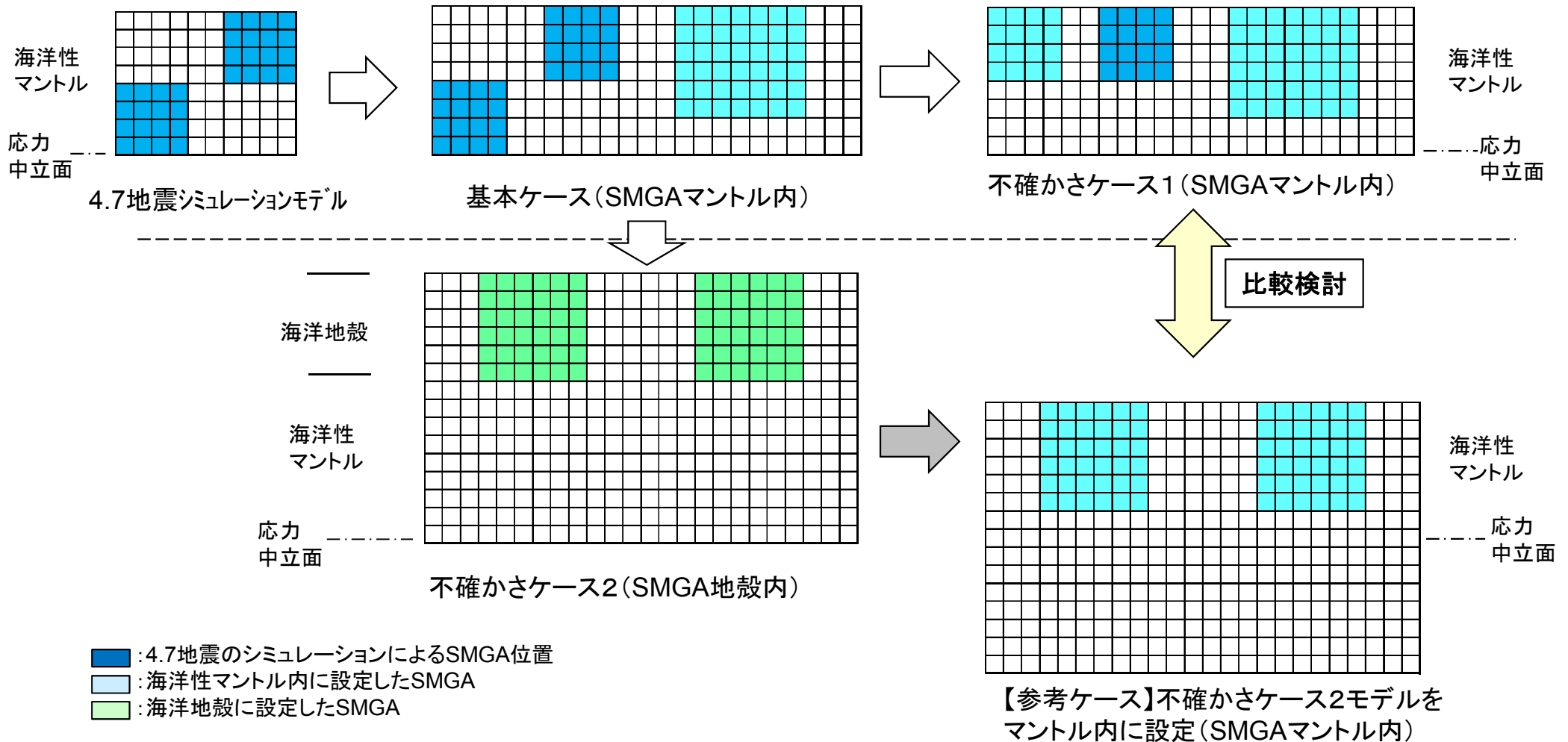
4. 検討用地震 4.7型地震の参考検討

4.4 不確かさケース2 (SMGA地殻内)をマントル内に設定した検討

■不確かさケース2 (SMGA地殻内)をマントル内に設定した場合の検討

○参考ケースの断層モデル

- 参考ケースの断層モデルは、不確かさケース2 (SMGAを海洋地殻に配置したモデル)を、SMGAが海洋性マントルの上端に配置されるよう、そのまま深さ方向にスライドさせた。従って、結果的に参考ケースの断層面は二重深発面の中立面を超えた破壊領域を持つ断層面となるが、海洋プレート内地震の場合は敷地にもたらず地震動は、長周期も含めSMGAからの寄与が大きいことから背景領域も含めて不確かさケース2をそのままスライドさせた。



4. 検討用地震 4.7型地震の参考検討

4.4 不確かさケース2 (SMGA地殻内)をマントル内に設定した検討

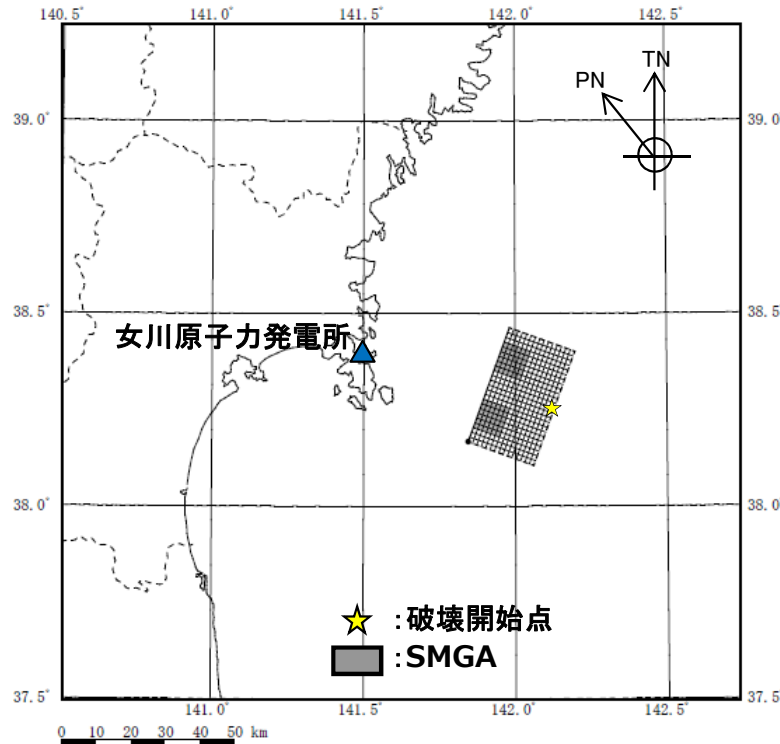
■不確かさケース2 (SMGA地殻内)をマントル内に設定した場合の検討

○断層モデル

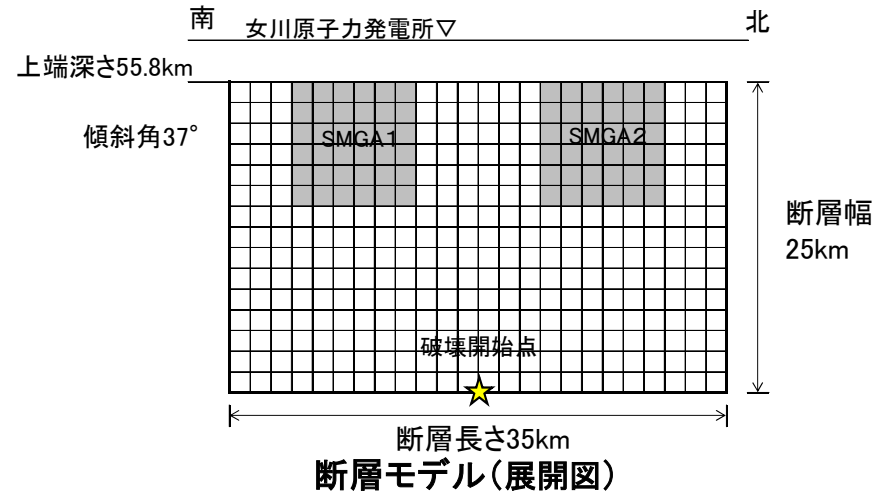
- ・不確かさケース2の断層モデルは海洋地殻に断層モデルを設定することから、海洋プレート内地震の標準的な笹谷ほか(2006)に基づき断層全体の面積、SMGAの面積を設定している。このモデルについて、海洋性マントル内に設定し、地震動評価を行う。
- ・SMGAの短周期レベル(応力降下量)は、SMGAをマントル内に設定することから基本ケースと同様に4.7地震の地震モーメント M_0 —短周期レベルAの関係相当の短周期レベル(笹谷ほか(2006)の1.5倍)を考慮する。
- ・破壊開始点については、2つのSMGAからの波が重なり敷地への影響が大きいと考えられる断層下端中央に設定する。

○断層モデルを用いた地震動評価

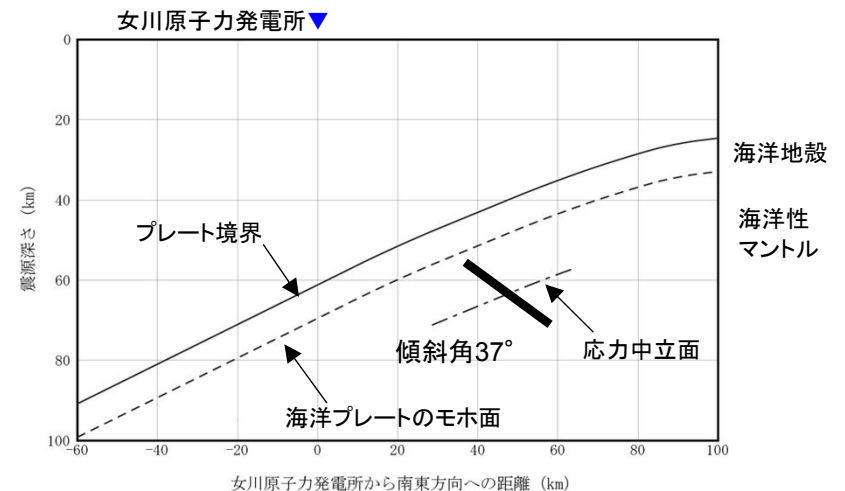
- ・海洋性マントル内にSMGAを設定することから、基本ケースと同様の手法(統計的グリーン関数法)を用いる。波形合成は入倉ほか(1997)による。



断層モデル(平面図)



断層モデル(展開図)



断面図

4. 検討用地震 4.7型地震の参考検討

4.4 不確かさケース2 (SMGA地殻内)をマントル内に設定した検討

■不確かさケース2 (SMGA地殻内)をマントル内に設定した場合 断層パラメータ

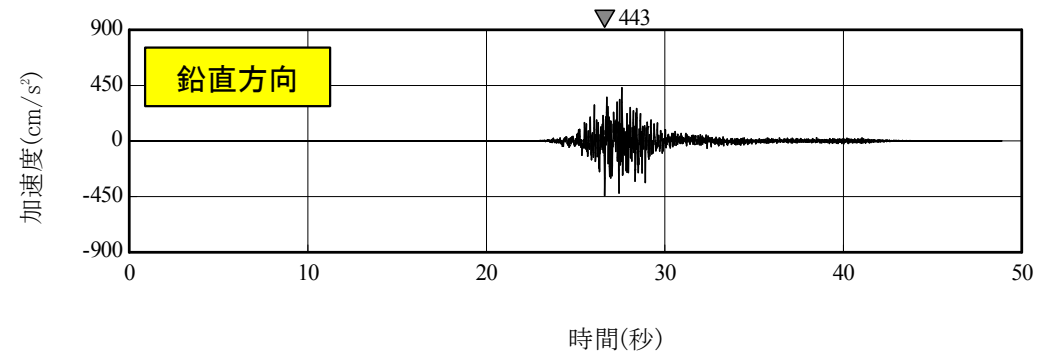
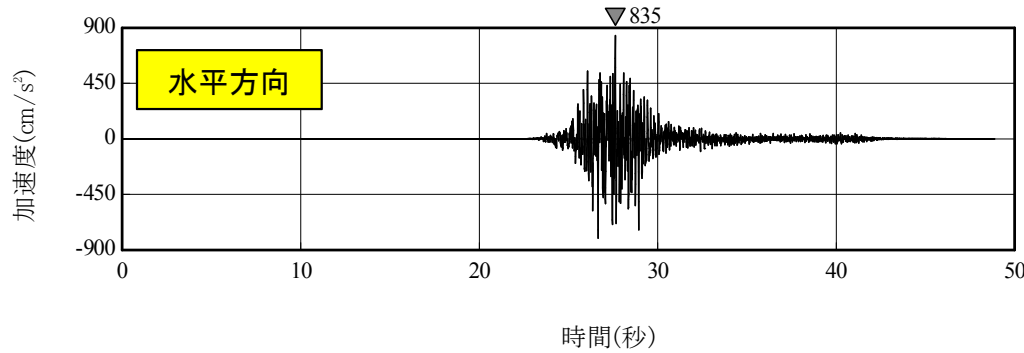
断層パラメータ		設定方法	設定値	
断層面全体	気象庁 マグニチュード	M_J	設定条件	7.5
	モーメント マグニチュード	M_w	4.7地震の M_J と M_w の関係を基に設定	7.4
	走向	$\theta (^{\circ})$	Nakajima et al.(2011)を参考に設定	20
	傾斜角	$\delta (^{\circ})$	原田・釜江(2011)	37
	断層長さ	$L(\text{km})$	$L=S/W$	35
	断層幅	$W(\text{km})$	プレート境界から応力中立面を地震発生層として考慮し設定	25
	断層面積	$S(\text{km}^2)$	$S=(49\pi^4\beta^4M_0^2)/(16A^2S_a)$	858
	断層上端深さ	$h(\text{km})$	基本ケースと合わせ設定	55.8
	地震モーメント	$M_0(\text{Nm})$	$M_w=(\log M_0-9.1)/1.5$	1.58×10^{20}
	剛性率	$\mu(\text{N/m}^2)$	$\mu=\rho\beta^2, \rho=3.0\text{g/cm}^3, \beta=4.0\text{km/s}$	4.80×10^{10}
	平均すべり量	$D(\text{cm})$	$D=M_0/(\mu S)$	385
	平均応力降下量	$\Delta\sigma(\text{MPa})$	$\Delta\sigma=(7\pi^{1.5}/16)(M_0/S^{1.5})$	15.4
	短周期レベル	$A(\text{Nm/s}^2)$	$A=9.84 \times 10^{10} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3} \times 1.5$	1.72×10^{20}
	破壊伝播形式	-	-	放射状
	破壊伝播速度	$V_r(\text{km/s})$	$V_r=0.72\beta$	2.88
高域遮断周波数	$f_{\text{max}}(\text{Hz})$	2003年宮城県沖の地震のシミュレーション結果	18	

断層パラメータ		設定方法	設定値	
強震動生成域全体	地震モーメント	$M_{0a}(\text{Nm})$	$M_{0a}=\mu S_a D_a$	6.28×10^{19}
	断層面積	$S_a(\text{km}^2)$	$S_a=1.25 \times 10^{-16} \times (M_0 \times 10^7)^{2/3}$	170
	平均すべり量	$D_a(\text{cm})$	$D_a=\gamma_D D, \gamma_D=2.0$	770
	応力降下量	$\Delta\sigma_a(\text{MPa})$	$\Delta\sigma_a=A/(4\beta^2(\pi S_a)^{0.5})$	116.4
強震動生成域1, 2	地震モーメント	$M_{0ai}(\text{Nm})$	$M_{0ai}=M_{0a}/2$	3.14×10^{19}
	断層面積	$S_{ai}(\text{km}^2)$	$S_{ai}=S_a/2$	85
	平均すべり量	$D_{ai}(\text{cm})$	$D_{ai}=M_{0ai}/(\mu S_{ai})$	770
	応力降下量	$\Delta\sigma_{ai}(\text{MPa})$	$\Delta\sigma_{ai}=\Delta\sigma_a$	116.4
背景領域	地震モーメント	$M_{0b}(\text{Nm})$	$M_{0b}=M_0-M_{0a}$	9.57×10^{19}
	断層面積	$S_b(\text{km}^2)$	$S_b=S-S_a$	688
	平均すべり量	$D_b(\text{cm})$	$D_b=M_{0b}/(\mu S_b)$	290
	応力降下量	$\Delta\sigma_b(\text{MPa})$	$\Delta\sigma_b=(D_b/W_b)(D_a/W_a) \cdot \Delta\sigma_a$	17.5

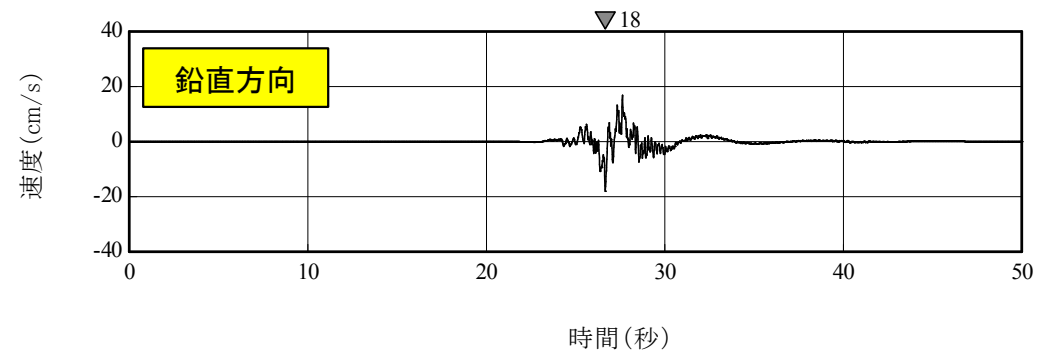
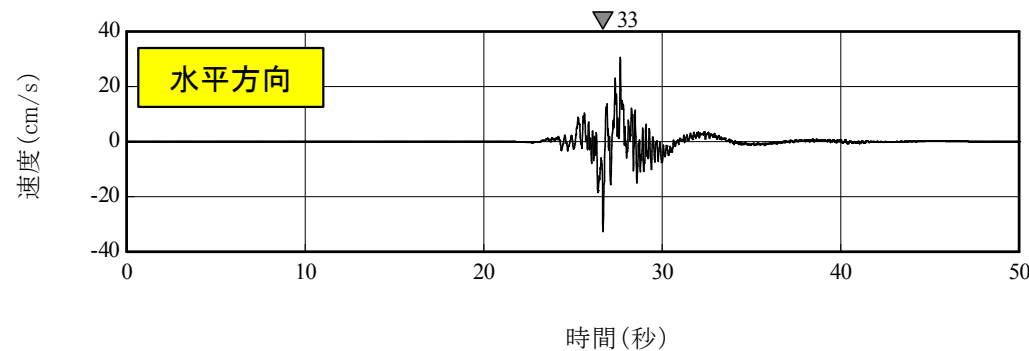
4. 検討用地震 4.7型地震の参考検討

4.4 不確かさケース2 (SMGA地殻内)をマントル内に設定した検討

■ 不確かさケース2モデルをマントル内に設定した場合の検討の評価結果 <時刻歴波形>



加速度時刻歴波形



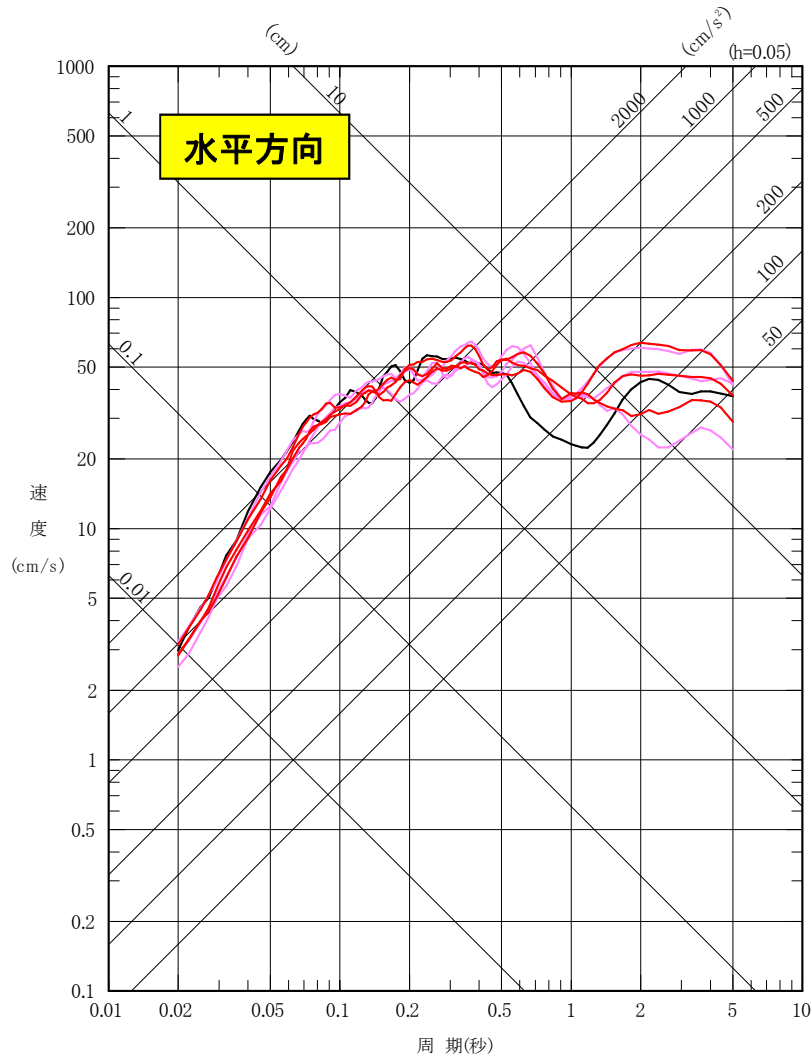
速度時刻歴波形

4. 検討用地震 4.7型地震の参考検討

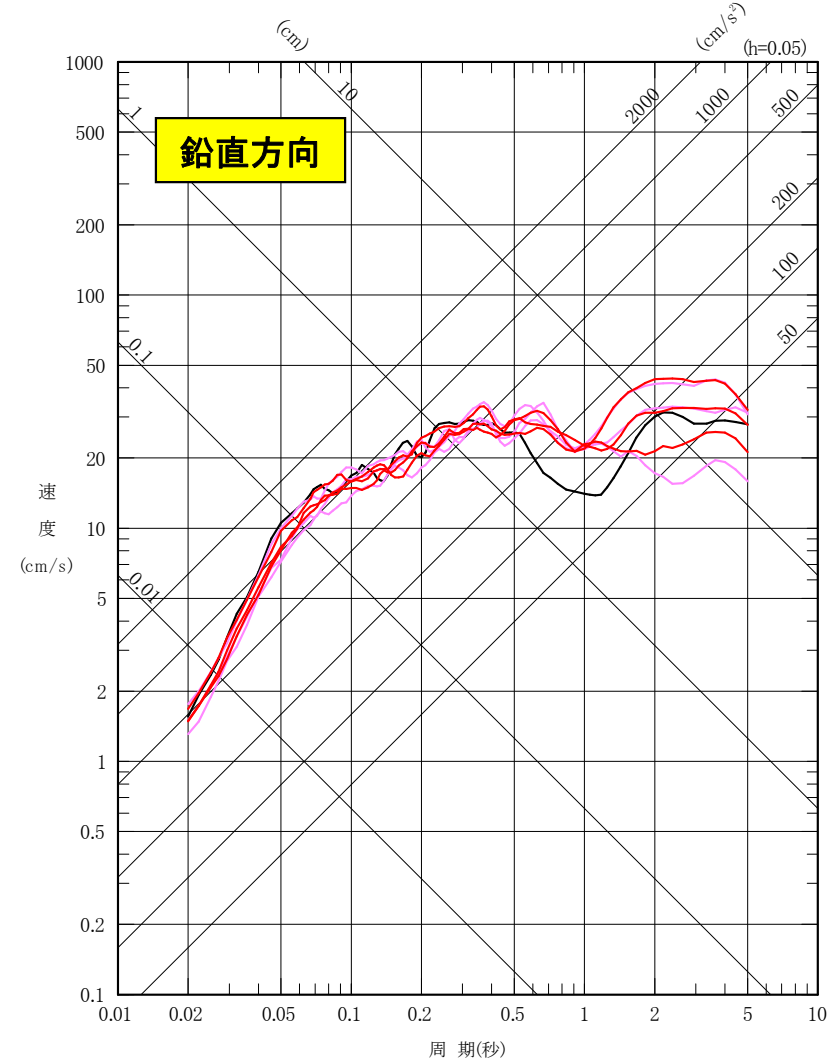
4.4 不確かさケース2 (SMGA地殻内)をマントル内に設定した検討

■不確かさケース2モデルをマントル内に設定した場合の検討の評価結果 <平均応答スペクトル>

- 基本ケース(SMGAマントル内)SGF破壊開始点1, 2, 3
- 不確かさケース1(SMGAマントル内)SGF破壊開始点1, 2, 3
- 【参考】不確かさケース2をマントル内に設定SGF



- 基本ケース(SMGAマントル内)SGF破壊開始点1, 2, 3
- 不確かさケース1(SMGAマントル内)SGF破壊開始点1, 2, 3
- 【参考】不確かさケース2をマントル内に設定SGF



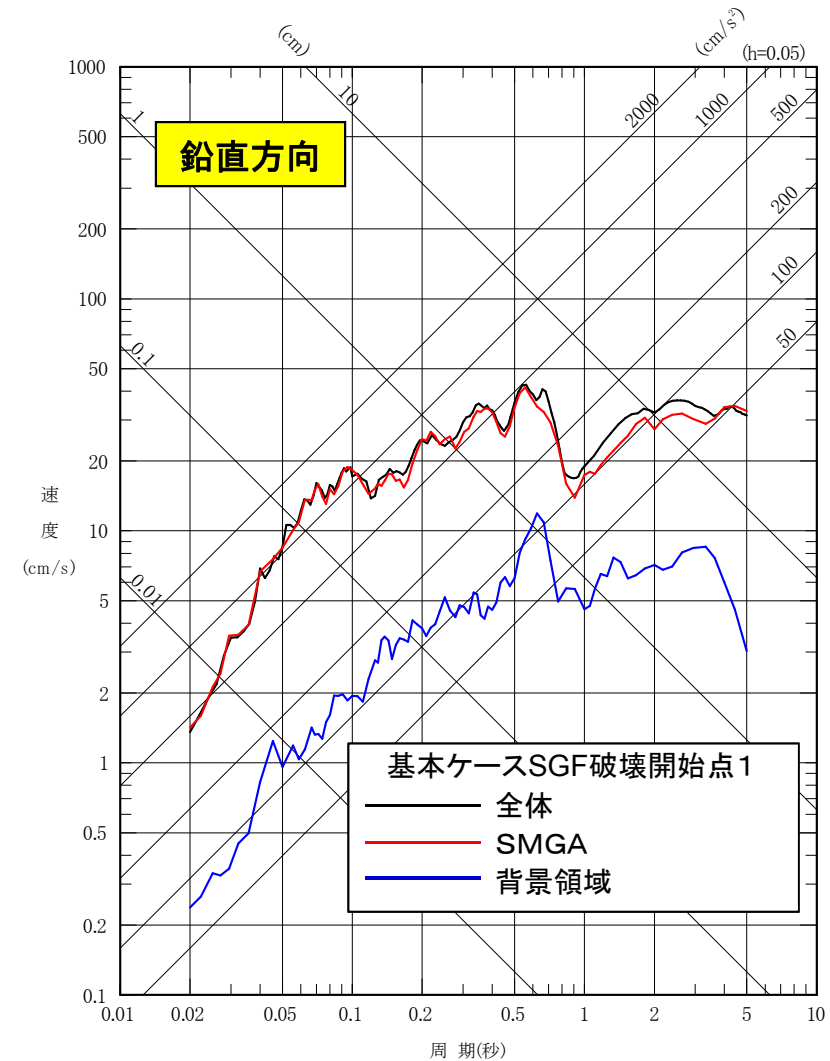
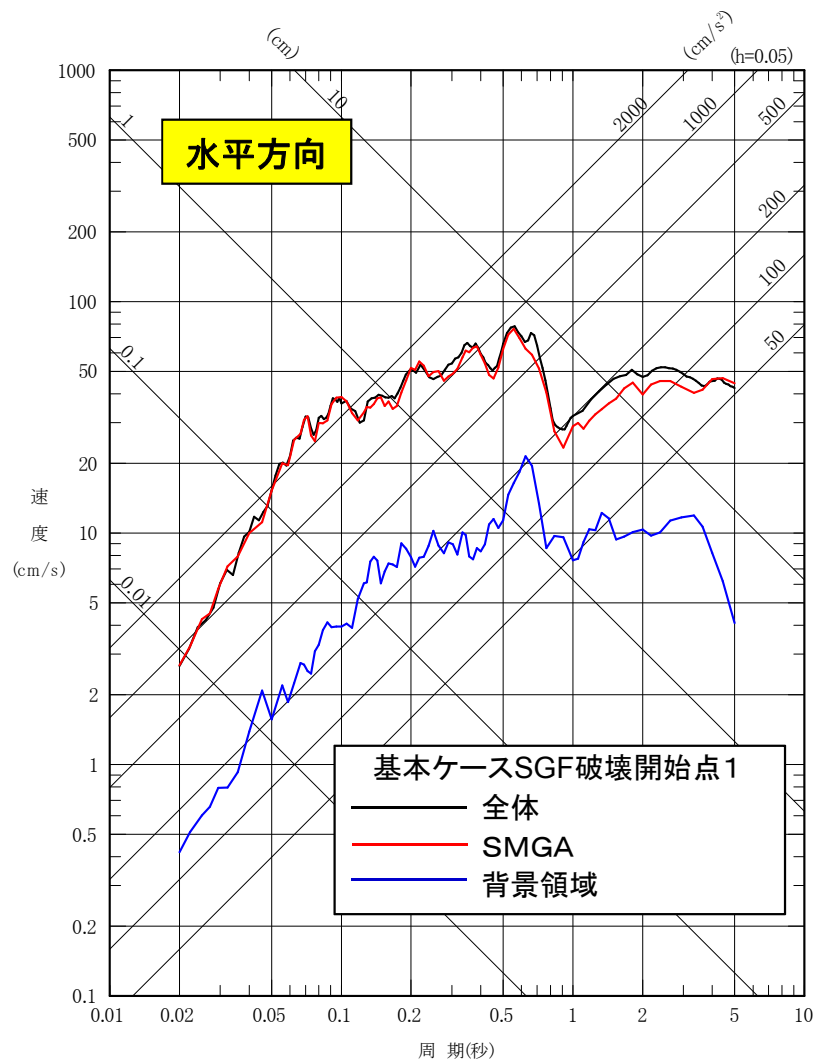
基本ケースや不確かさケース1の地震動は参考ケースと同等の大きさであり、基本ケース、不確かさケース1の保守性が確認された。

4. 検討用地震 4.7型地震の参考検討

4.4 不確かさケース2 (SMGA地殻内)をマントル内に設定した検討

【参考】断層モデルを用いた手法による地震動評価結果におけるSMGAと背景領域の寄与

- ・基本ケース (SMGAマントル内)について断層モデルを用いた手法による地震動評価結果についてSMGAと背景領域について参考に分離を行った。



SMGAの影響が大きく、背景領域の寄与が小さく、SMGAが全体の地震動レベルを決めている。

参考文献

1. 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.
2. 気象庁, 平成21年9月地震・火山月報(防災編)
3. 地震調査研究推進本部(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, [〈http://www.jishin.go.jp/main/chousa/11nov_sanriku/index.htm〉](http://www.jishin.go.jp/main/chousa/11nov_sanriku/index.htm)
4. 瀬野徹三(1995): プレートテクトニクスの基礎, 朝倉書店, 190pp, 1995
5. 気象庁 震度検索データベース: [〈http://www.data.jma.go.jp/svd/eqdb/data/shindo/index.php〉](http://www.data.jma.go.jp/svd/eqdb/data/shindo/index.php)
6. 気象庁, 平成19年1月地震・火山月報(防災編)
7. 気象庁, 平成24年4月地震・火山月報(防災編)
8. 地震調査研究推進本部(2015): 「平成23年(2011年)東北地方太平洋沖地震」以降の地震活動の評価, [〈http://jishin.go.jp/main/chousa/14tohoku/index.htm〉](http://jishin.go.jp/main/chousa/14tohoku/index.htm)
9. 長谷川昭, 中島淳一, 内田直希, 梁田高広, 岡田知己, 趙大鵬, 松澤暢, 海野徳仁(2012): 沈み込み帯の地震の発生機構 — 地殻流体に規定されて発生する沈み込み帯の地震 —, *地学雑誌*, 121(1), 128–160
10. 岡田知己, 海野徳仁, 長谷川昭, 2008年岩手・宮城内陸地震緊急観測グループ(2008): 2008年岩手・宮城内陸地震—震源域の地下構造からみたマグマ・地殻流体との関係—, *科学*, 78, 978–984
11. 中島淳一, 長谷川昭, 北佐枝子, 太田雄策, 大園真子, 三浦哲(2011): 東北地方太平洋沖地震の誘発地震～4月7日のスラブ内地震(M7.1)について～, *日本地震学会講演予稿集*, A21–13
12. 長谷川昭, 中島淳一, 内田直希, 弘瀬冬樹, 北佐枝子, 松澤暢(2010): 日本列島下のスラブの三次元構造と地震活動, *地学雑誌*, 119(2), 190–204
13. Nakajima, J., A. Hasegawa, and S. Kita (2011): Seismic evidence for reactivation of a buried hydrated fault in the Pacific slab by the 2011 M9.0 Tohoku Earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, 38, L00G06, doi:10.1029/2011GL048432, 2011.
14. 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.
15. Raleigh, C.B. and Paterson, M.S. (1965): Experimental deformation of serpentinite and its tectonic implications *Journal of Geophysical Research*, 70, 3965–3985.
16. Green, H.W. and Houston, H. (1995): The mechanics of deep earthquakes. *Annual review of Earth and Planetary Sciences*, 23, 169–213.

参考文献

17. Kirby, S.H. (1995): Intraslab earthquakes and phase changes in subducting lithosphere, U.S. Ntl. Rep. Int. Union Geod. Geophys. 1991-1994. Reviews of Geophysics, 33, 287-297.
18. Seno, T. and Yamanaka, Y. (1996): Double seismic zones, compressional deep trench-outer rise events and super-plumes, in Subduction: Top to Bottom edited by Bebout, G.E., Scholl, D.W., Kirby, S.H. and Platt, J.P., Geophysical Monograph Series, 96, AGU, 347-355.
19. Kita, S., T. Okada, A. Hasegawa, J. Nakajima and T. Matsuzawa (2010): Existence of interplane earthquakes and neutral stress boundary between the upper and lower planes of the double seismic zone beneath Tohoku and Hokkaido, northeastern Japan, Tectonophysics, 496.
20. 笹谷努, 森川信之, 前田宜浩 (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
21. 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/>
22. 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, B25
23. 地震ハザードステーション (2014): 独立行政法人防災科学技術研究所, 地震ハザードステーション (Japan Seismic Hazard Information Station, 略称: J-SHIS) (オンライン), <<http://www.j-shis.bosai.go.jp/>>
24. Nakajima, J., S. Hada, E. Hayami, N. Uchida, A. Hasegawa, S. Yoshioka, T. Matsuzawa and N. Umino (2013): Seismic attenuation beneath northeastern Japan: Constraints on mantle dynamics and arc magmatism, J. Geophys. Res., 118, 5838-5855, 2013.
25. 北佐枝子 (2014): 北海道下におけるスラブ内地震の応力降下量の空間変化の特徴, 日本地震学会講演予稿集, A22-01
26. 東北大学 (2011): 東北大学大学院理学研究科 第190回 地震予知連絡会, <<http://www.aob.gp.tohoku.ac.jp/project/yoti/y-zisin/ccep/>>
27. 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
28. 浅野公之, 岩田知孝, 入倉孝次郎 (2004): 2003年5月26日に宮城県沖で発生したスラブ内地震の震源モデルと強震動シミュレーション, 地震 第2輯, 第57巻
29. 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)
30. 佐藤智美 (2013): 東北地方のアウトャーライズ地震, 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
31. 壇一男, 渡辺基史, 佐藤俊明, 石井透 (2001): 断層の非一様すべり破壊モデルから算定される短周期レベルと半経験的波形合成法による強震動予測のための震源断層のモデル化, 日本建築学会構造系論文集, 545, 51-62
32. 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～, http://jishin.go.jp/main/chousa/13_yosokuchizu/index.htm

参考文献

- 33.三浦誠一, 高橋成実, 仲西理子, 小平秀一, 金田義行(2001): 日本海溝前弧域(宮城沖)における地震学的探査—KY9905航海—, JAMSTEC深海研究 第18号
- 34.Seiichi Miura, Narumi Takahashi, Ayako Nakanishi, Tetsuro Tsuru, Shuichi Kodaira, Yoshiyuki Kaneda(2005): Structural characteristics off Miyagi forearc region, the Japan Trench seismogenic zone, deduced from a wide-angle reflection and refraction study, Tectonophysics 407(2005) 165–188
- 35.Yojiro Yamamoto, Ryota Hino, Kensuke Suzuki, Yoshihiro Ito, Tomoaki Yamada, Masanao Shinohara, Toshihiko Kanazawa, Gen Aoki, Masayuki Tanaka, Kenji Uehira, Gou Fujie, Yoshiyuki Kaneda, Tetsuo Takanami, Toshinori Sato(2008): Spatial heterogeneity of the mantle wedge structure and ineterplate coupling in the NE Japan forearc region, Geophysical Research Letters Vol.35
- 36.小穴温子, 壇一男, 宮腰淳一, 石川和也, 福士知司(2015): 2011年4月7日の宮城県沖スラブ内地震の女川地点における複数の要素地震を用いた経験的グリーン関数法による地震動評価, 日本地震学会講演予稿集2015年度秋季大会