

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

平成28年3月4日
東北電力株式会社

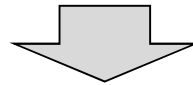
審査会合におけるコメント

No.	コメント時期	コメント内容
S36	平成26年10月17日 第149回審査会合	基準地震動を策定するうえで、断層モデルを用いた地震動評価を行うこと。その際は、3.11地震の観測記録との整合性を考慮し基本震源モデルを設定し、このモデルに対し不確かさを考慮すること。なお、破壊開始点は基本ケースで影響を考慮すること。
S37	平成26年10月17日 第149回審査会合	断層モデルを用いた地震動評価は統計的グリーン関数法だけではなく、3.11地震の前震、余震等の記録が十分にあることから、経験的グリーン関数法による検討も行うこと。
S38	平成26年10月17日 第149回審査会合	諸井ほか(2013)の計算に用いられた各地点の地盤構造、評価結果の波形を提示すること。また、断層パラメータの設定について、断層面積、断層面積と強震動生成域の比等の設定の考え方について整理し検討すること。
S39	平成26年10月17日 第149回審査会合	複数の3.11地震の強震動震源モデルと諸井ほか(2013)のモデルについて、強震動生成域の平面位置、断面位置等を比較すること。また、震源モデルの傾斜角の設定根拠を示し、プレート形状との比較も行うこと。

資料の概要

【主要コメント】

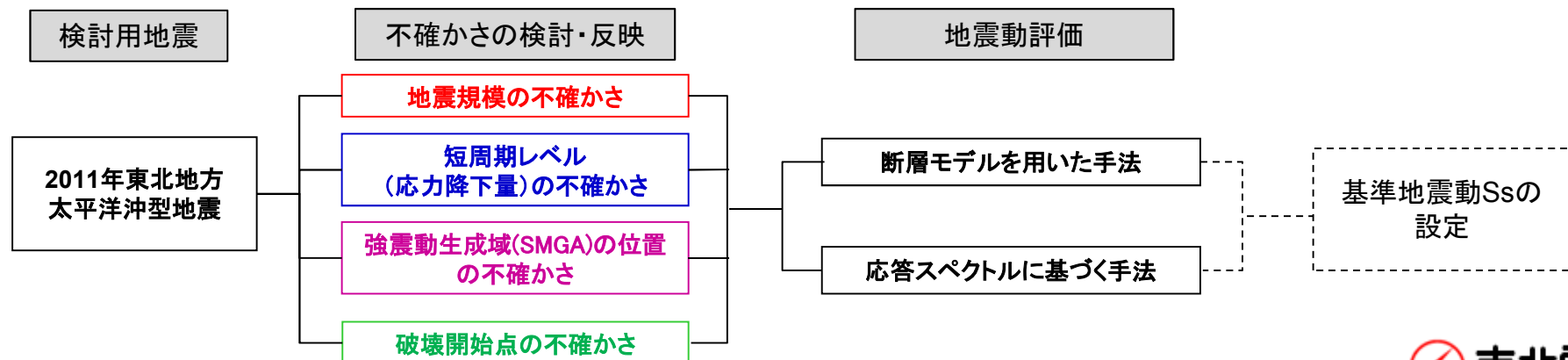
基準地震動を策定するうえで、断層モデルを用いた地震動評価を行うこと。その際は、3.11地震の観測記録との整合性を考慮して基本震源モデルを設定し、このモデルに対し不確かさを考慮すること。



【回答の主旨】

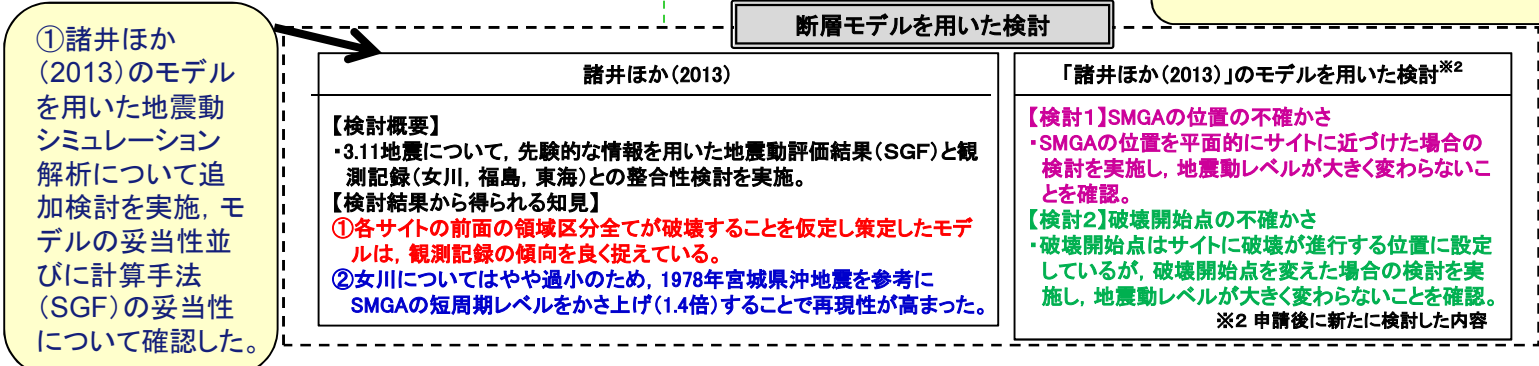
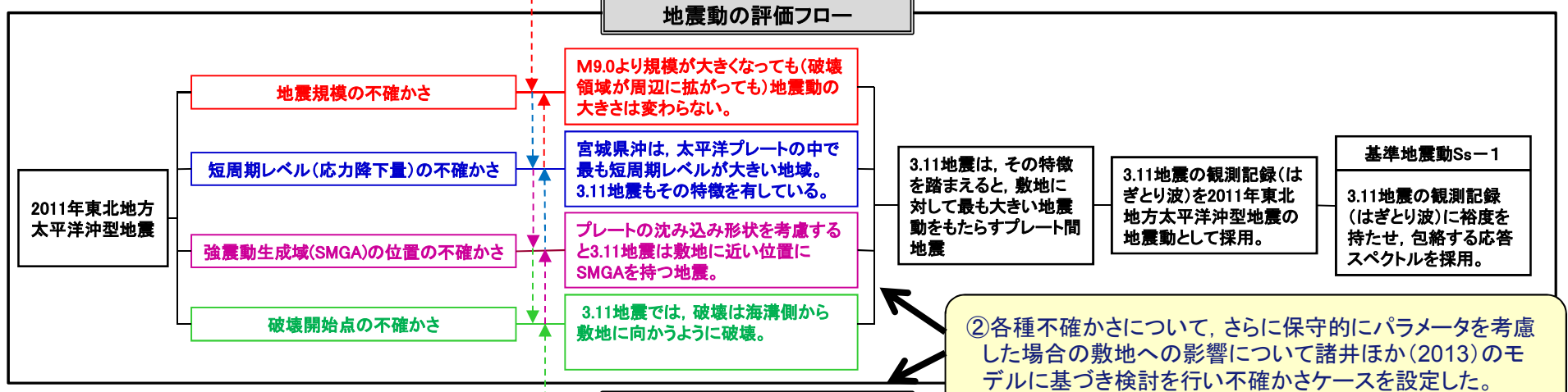
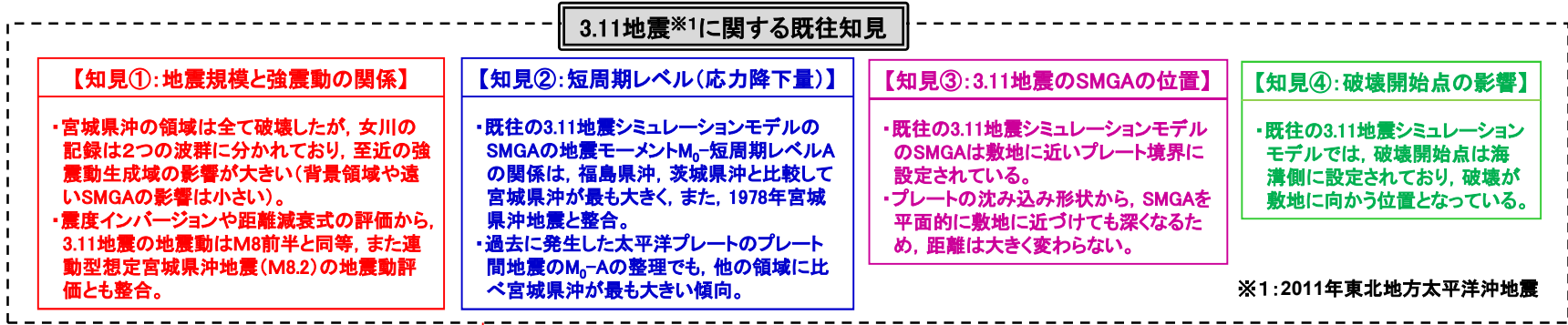
- ① 諸井ほか(2013)のモデルを用いた地震動シミュレーション解析について追加検討を実施、モデルの妥当性並びに計算手法(SGF)の妥当性について確認し、このモデルをM9プレート間地震※の基本震源モデルとして採用することとした。
- ② 各種不確かさについて、さらに保守的なパラメータを考慮した場合の敷地への影響について諸井ほか(2013)のモデルに基づき検討を行い不確かさケースを設定した。

※検討用地震の「2011年東北地方太平洋沖型地震」をいう。



注: フロー図の破線部分は、本説明資料の範囲外箇所。

「プレート間地震 2011年東北地方太平洋沖型地震 地震動評価フロー(平成26年10月17日審査会合説明資料)」に加筆



目次

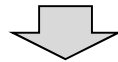
1. プレート間地震の断層モデル	5
2. プレート間地震の不確かさの検討	44
3. 基本と不確かさケースの地震動評価	77
(参考資料)	89

1. プレート間地震の断層モデル

諸井ほか(2013)の断層モデルを用いた地震動評価に関する追加検討の概要

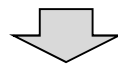
【コメント1】

ポストディクシオン※の検討結果は、女川の、特にNS方向の周期0.5秒付近で観測記録との整合性が悪い。モデルの設定に問題があるのではないか。



【検討1】

基本的なモデル(地域性を考慮)は変えず、放射特性を見直すことにより再度シミュレーションを実施、観測記録と整合することを確認した。



【検討結果を踏まえた対応】

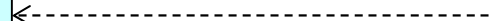
- ・M9プレート間地震の地震動評価に用いる断層モデルとして、諸井ほか(2013)を採用。
- ・また、地震動評価方法としては、強震記録との整合性が確認出来た放射特性を一様と見なした統計的グリーン関数法を採用する。

【コメント2】

断層モデルを用いた地震動評価は統計的グリーン関数法だけではなく、2011年東北地方太平洋沖地震(以下、「3.11地震」という。)の前震、余震等の記録が十分にあることから、経験的グリーン関数法による検討も行うこと。

【検討2】

3.11地震の敷地直近の強震動生成域(SMGA)付近で発生するプレート間地震について、大地震と中小地震ではその傾向に違いがあることを確認、今後評価の高度化検討が必要であることを確認した。



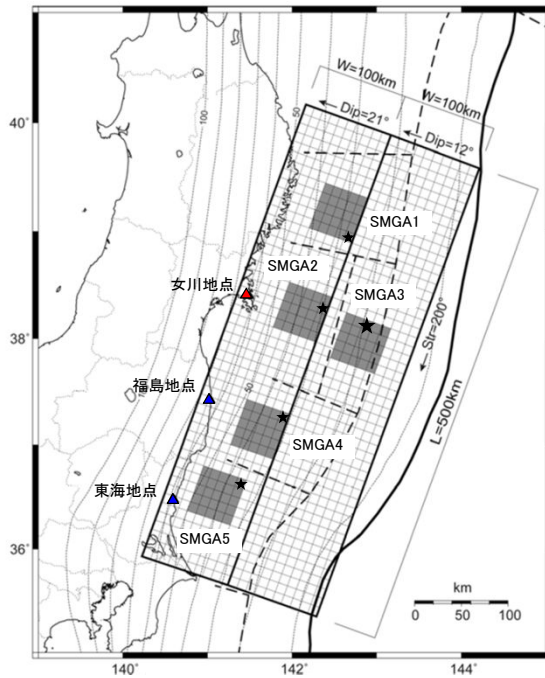
※ポストディクシオン:地震発生前の先験情報による強震動予測。三宅・瀬藤(2012)で定義。

1. プレート間地震の断層モデル

3.11地震のポストディクション(諸井ほか(2013))に関するコメント

【コメント】ポストディクションの検討結果は、女川の、特にNS方向の周期0.5秒付近で観測記録との整合性が悪い。
モデルの設定に問題があるのではないか。

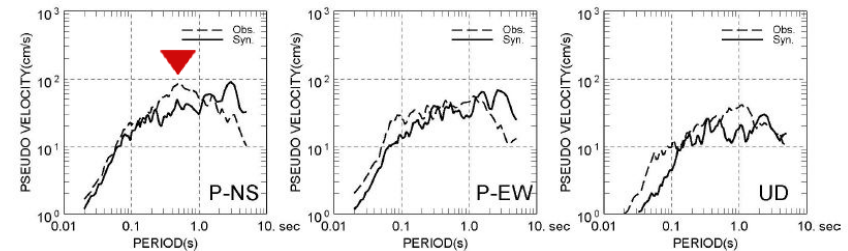
【検討内容】基本的なモデル(地域性を考慮)は変えず、放射特性を見直すことにより再度シミュレーションを実施し、
モデルに問題はないことを確認した。



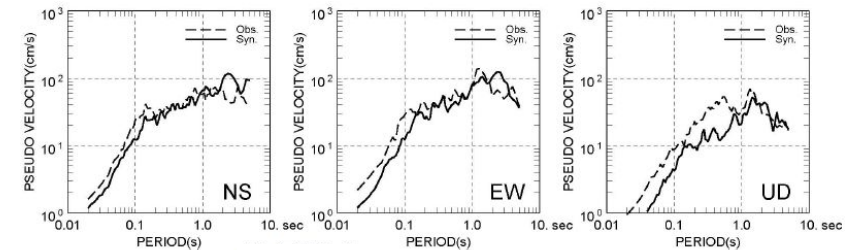
断層モデル(諸井ほか(2013))に一部加筆

■ : 強震動生成域 (SMGA), ★ : 破壊開始点

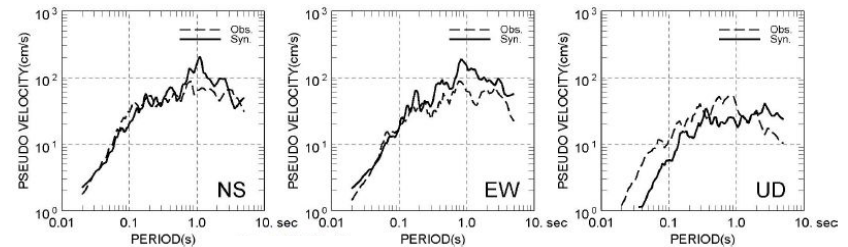
【女川地点】※



【福島地点】



【東海地点】



ポストディクションモデルによる東北地方太平洋沖地震の強震動シミュレーション
(諸井ほか(2013))に一部加筆

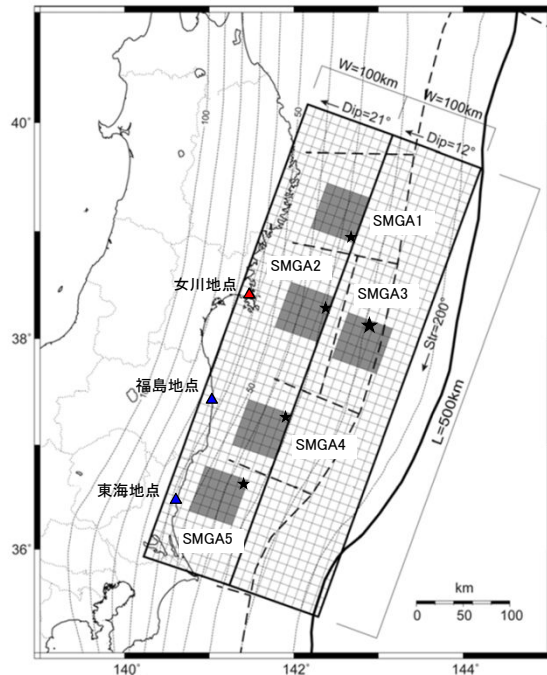
※女川のみ地域性を考慮して短周期レベル(応力降下量)を1.4倍にしている。

1. プレート間地震の断層モデル

3.11地震のポストディクション(諸井ほか(2013))の概要

■ 諸井ほか(2013)による強震動シミュレーション

- 地震発生前の先験情報を基に、3.11地震の震源のモデル化を行い、各発電所地点の強震動をどの程度予測可能であったかを検討している。



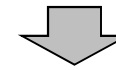
断層モデル(諸井ほか(2013))に一部加筆

■ : 強震動生成域(SMGA), ★ : 破壊開始点

断層パラメータ

	面積 S(km ²)	地震モーメント M ₀ (Nm)	平均すべり量 D(m)	応力降下量 Δσ(MPa)	短周期レベル A(Nm/s ²)
断層全体	100,000	4.0E+22	8.5	3.08	2.97E+20
SMGA1個あたり	2,500	2.0E+21	17.1	24.6	1.33E+20
背景領域	87,500	3.0E+22	7.3	4.9	—

- 地震前の先験情報に基づく標準的な強震動レシピにより3.11地震と同規模の地震の震源をモデル化。
- 各領域に強震動生成域(SMGA)を配置し、複数の領域が連動する地震を考慮。
- 女川、福島第一、東海第二の各原子力発電所の強震動を統計的グリーン関数法により再現を実施。
- 福島第一、東海第二は観測記録と整合。女川については、地域性を考慮して短周期レベル(応力降下量)を標準より大きくすることにより観測記録と整合。



(結果)

- M9地震についてもレシピの有効性が確認された。
- 地域性の考慮の必要性が確認された。

1. プレート間地震の断層モデル

3.11地震のポストディクシオン(諸井ほか(2013))の概要

■ 諸井ほか(2013)による強震動シミュレーション

・統計的グリーン関数法に用いた各地点の地盤モデル

【女川地点】

境界の深さ		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					
-34.5	-15.8	7.2	2.55	1500	2882	3.00
-61.5	-42.8	27.0	2.66	2000	4101	
-81.8	-63.1	20.3	2.68	2200	4503	
-147.1	-128.4	65.3		2600	5300	
—	—	∞	2.68	3000	—	※

※ $Q(f) = 110 \cdot f^{0.69}$ (地震本部(2005))

注: 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。

▽岩盤上部
(解放基盤表面相当)

▽地震基盤相当

【福島地点】東京電力(2014)

標高 (m)	層厚 (m)	密度 ρ (t/m ³)	S波速度 V _S (m/s)	P波速度 V _P (m/s)	Q値	備考
-196						解放基盤表面
-300	104	1.8	810	2260	100	最深部 地震計
-420	120	1.9	870	2100	100	
-620	200	2.0	1010	2200	100	
-1030	410	2.0	1160	2520	100	地震基盤面
-2780	1750	2.7	2800	5500	300	
		2.7	3550	6000	300	

【東海地点】日本原電(2015)

G.L. (m)	層厚 (m)	P波速度 (m/s)	S波速度 (m/s)	密度 (g/cm ³)	Q値	備考
-378						▼解放基盤表面(E.L.-370m)
-474	96	1855	700	1.898	100	
-674	200	2608	1200	2.112	100	▼地震基盤相当
—	∞	5492	2900	2.656	110 ^{0.69} ※	

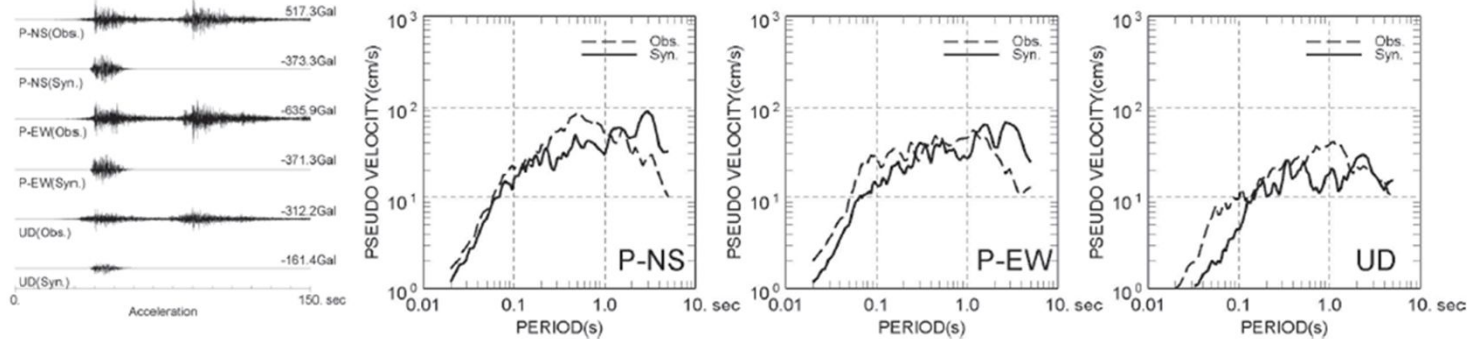
※ 地震調査研究推進本部(2005)

1. プレート間地震の断層モデル

3.11地震のポストディクシオン(諸井ほか(2013))の概要

■ 諸井ほか(2013)による強震動シミュレーション

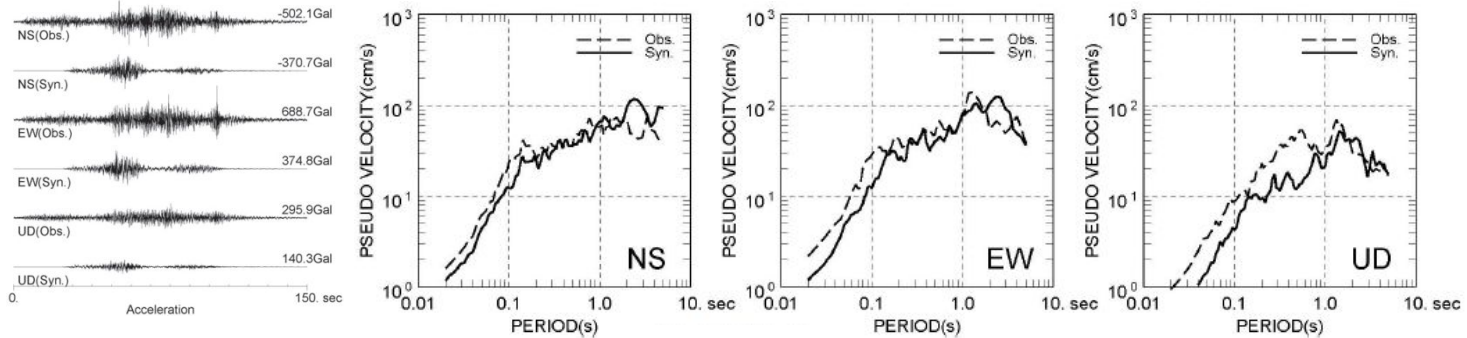
【女川地点】



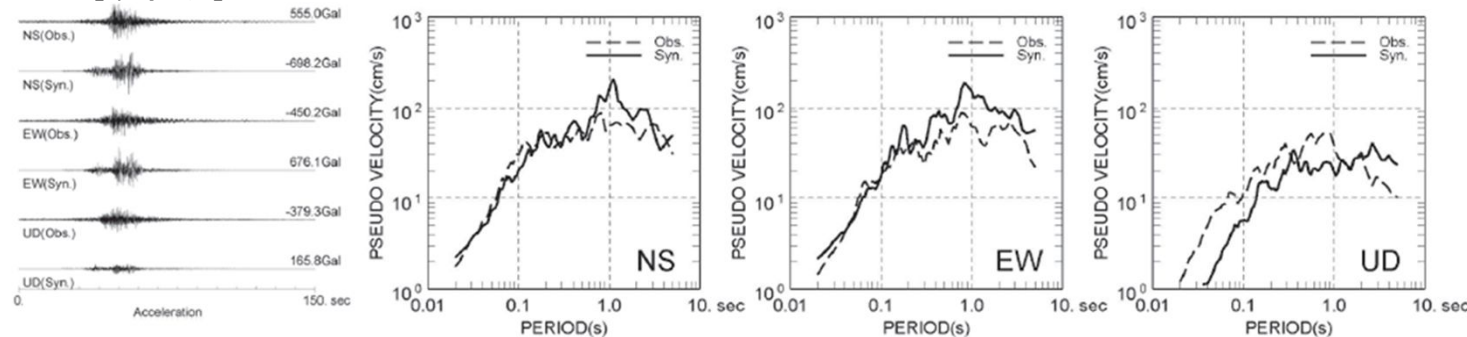
【地域性の反映】
 女川については、1978年宮城県沖地震を参考に短周期レベル(応力降下量)の地域性の傾向を反映し、SMGA2の短周期レベル(応力降下量)を1.4倍している。

【福島地点】

震源の地域性を考慮した女川地点の地震動評価(宮城県沖のSMGAのみで評価)



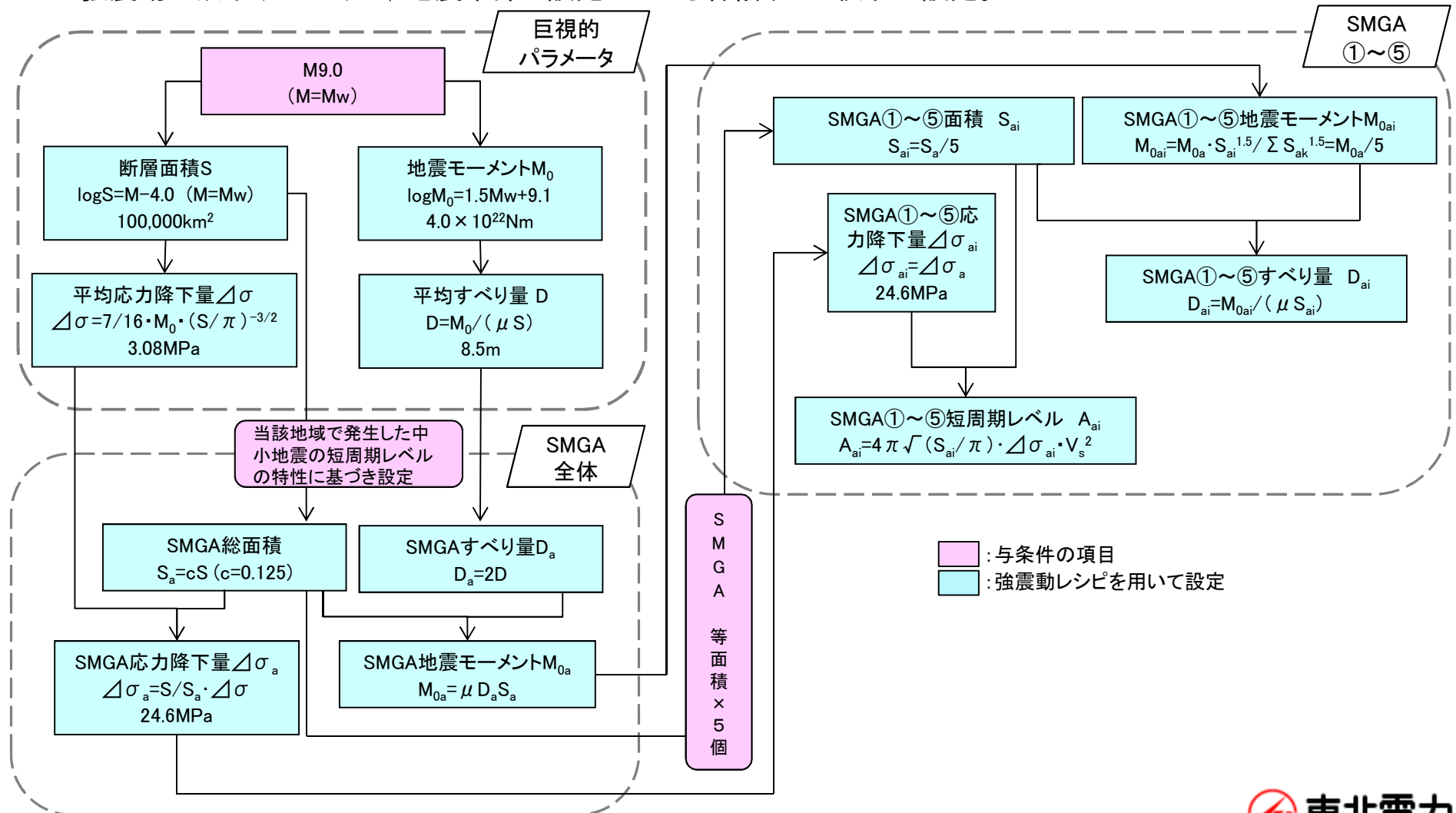
【東海地点】



レシポに基づく地震動評価結果

1. プレート間地震の断層モデル 諸井ほか(2013)の断層モデル

- 断層モデルの設定の基本的な考え方(断層パラメータの設定フロー)
- ・M9の地震規模を想定し、断層モデルは強震動レシピを用いて設定。
 - ・強震動生成域(SMGA)は、地震本部で設定している各領域に1個ずつ設定。



1. プレート間地震の断層モデル 諸井ほか(2013)の断層モデル

■ 諸井ほか(2013) 断層パラメータ

断層パラメータ		設定方法	設定値	
走向	$\theta(^{\circ})$	3.11地震のF-netのCMT解	200	
傾斜角1(東側)	$\delta_1(^{\circ})$	壇ほか(2005)	12	
傾斜角2(西側)	$\delta_2(^{\circ})$	壇ほか(2005)	21	
すべり角	$\lambda(^{\circ})$	3.11地震のF-netのCMT解	88	
長さ	L(km)	断層面積に基づき設定	500	
幅	W(km)	断層面積に基づき設定	200	
破壊開始点	基準点北緯	N(^{\circ})	本震の震源位置(気象庁(2012))	38.1035
	基準点東経	E(^{\circ})	本震の震源位置(気象庁(2012))	142.8610
	基準点深さ	H(km)	本震の震源位置(気象庁(2012))	23.7
	基準点~上端	W_1 (km)	—	55
	基準点~北縁	l_1 (km)	—	195
上端深さ	h_u (km)	$h_u = H - W_1 \sin \delta_1$	12.3	
下端深さ	h_l (km)	$h_l = H + (100 - W_1) \sin \delta_1 + 100 \sin \delta_2$	68.9	
断層面積	S(km ²)	$\log S = M - 4.0$	100000	
平均応力降下量	$\Delta \sigma$ (MPa)	$\Delta \sigma = 7/16 \cdot M_0 \cdot (S/\pi)^{-3/2}$	3.08	
地震モーメント	M_0 (Nm)	$\log M_0 = 1.5M_w + 9.1$	4.0×10^{22}	
モーメントマグニチュード	Mw	与条件	9.0	
平均すべり量	D(m)	$D = M_0 / (\mu S)$	8.5	
剛性率	μ (N/m ²)	地震本部(2002),(2005)	4.68×10^{10}	
S波速度	V_s (km/s)	地震本部(2002),(2005)	3.9	
破壊伝播速度	V_r (km/s)	地震本部(2002),(2005)	3.0	

断層パラメータ		設定方法	設定値	
強震動生成域全体	面積	S_a (km ²)	$S_a = cS, c=0.125$	12500
	地震モーメント	M_{0a} (Nm)	$M_{0a} = \mu D_a S_a$	1.0×10^{22}
	すべり量	D_a (m)	$D_a = 2 \times D$	17.1
	応力降下量	$\Delta \sigma_a$ (MPa)	$\Delta \sigma_a = S/S_a \cdot \Delta \sigma$	24.6
	短周期レベル	A_a (Nm/S ²)	$A_a = (\sum A_{ai}^2)^{1/2}$	2.97×10^{20}
各強震動生成域(5個)	面積	S_{ai} (km ²)	$S_{ai} = S_a / 5$	2500
	地震モーメント	M_{0ai} (Nm)	$M_{0ai} = M_{0a} \cdot S_{ai}^{1.5} / \sum S_{ak}^{1.5} = M_{0a} / 5$	2.0×10^{21}
	すべり量	D_{ai} (m)	$D_{ai} = M_{0ai} / (\mu S_{ai})$	17.1
	応力降下量	$\Delta \sigma_{ai}$ (MPa)	$\Delta \sigma_{ai} = \Delta \sigma_a$	24.6
	短周期レベル	A_{ai} (Nm/s ²)	$A_{ai} = 4\pi \sqrt{(S_{ai}/\pi)} \cdot \Delta \sigma_{ai} \cdot V_s^2$	1.33×10^{20}
ライズタイム	τ_{ai} (s)	$\tau_{ai} = 0.5W_{ai}/V_r, W_{ai}: \text{アスベリティ幅}$	8.33	
背景領域	面積	S_b (km ²)	$S_b = S - S_a$	87500
	地震モーメント	M_{0b} (Nm)	$M_{0b} = M_0 - M_{0a}$	3.0×10^{22}
	すべり量	D_b (m)	$D_b = M_{0b} / (\mu S_b)$	7.3
	応力降下量	$\Delta \sigma_b$ (MPa)	$\Delta \sigma_b = 0.2 \cdot \Delta \sigma_a$	4.9
	ライズタイム	τ_b (s)	$\tau_b = 0.5W/V_r$	33.33
Q値	Q	佐藤ほか(1994)	$110f^{0.69}$	
高域遮断周波数	fmax(Hz)	地震本部(2005)	13.5	

1. プレート間地震の断層モデル 諸井ほか(2013)の断層モデル

■断層パラメータの設定根拠

震源パラメータ	パラメータの設定根拠	備考
断層面積	地震規模M9(M=M _w)を基本条件とし、佐藤(1989)の式より、S=100,000km ² と設定。3.11地震の震源域の長さ約500km×幅約200km=100,000km ² と整合。また、内閣府(2012a)での3.11地震の断層モデルの整理では72,000~107,100km ² となっており整合している。	
断層長さ	断層面積／断層幅=断層長さ500km。三陸沖中部から茨城県沖の領域に対応。	
断層幅	海溝軸から陸までのプレート境界地震の発生域の幅に対応する幅200kmに設定。	
断層傾斜角	太平洋プレートの形状を考慮して設定している壇ほか(2005)による。	壇ほか(2005)は、地震本部(2005)に基づき設定されている。
断層の走向、すべり角、破壊開始点	断層の走向とすべり角は、防災科学技術研究所によるF-netの3.11地震のCMT解。断層の基準点は破壊開始点として、気象庁の震源情報を参照し設定。	
剛性率	地震本部(2002),(2005)による。 1978年宮城県沖地震の観測記録を踏まえて断層パラメータが設定されている。	地震本部(2002)は、地震本部(2005)に改訂されている。
S波速度	地震本部(2002),(2005)による。 1978年宮城県沖地震の観測記録を踏まえて断層パラメータが設定されている。	
破壊伝播速度	地震本部(2002),(2005)による。 1978年宮城県沖地震の観測記録を踏まえて断層パラメータが設定されている。	
高域遮断周波数	地震本部(2005)による。 佐藤ほか(1994)による主に東北地方太平洋岸の海溝型地震の推定値を用いている。	

1. プレート間地震の断層モデル 諸井ほか(2013)の断層モデル

■断層モデルの考え方 巨視的パラメータ(1)

○地震規模
基本条件としてM9.0とする。(M=Mw)



○断層面積
・佐藤(1989), 宇津(2001)から
 $\log S = M - 4.0$
 $S = 100,000 \text{ km}^2$
(M=Mwとする。)
・太平洋プレート形状を考慮し断層長さ500km,
断層幅200kmとする。



内閣府(2012a)南海トラフの巨大地震モデル
検討会における3.11地震の断層面積(9例)
では72,000~107,100km²とされている。



○平均応力降下量
・円形クラック式より
 $\Delta\sigma = 7/16 \cdot M_0 \cdot (S/\pi)^{-3/2} = 3.08 \text{ MPa}$



内閣府(2012a)南海トラフの巨大地震モデル
検討会におけるプレート間巨大地震(2004年
スマトラ地震, 2010年チリ地震, 3.11地震等の
8地震)の平均応力降下量の平均+標準偏
差は3.1MPaとされている。

1. プレート間地震の断層モデル 諸井ほか(2013)の断層モデル

■断層モデルの考え方 巨視的パラメータ(2)

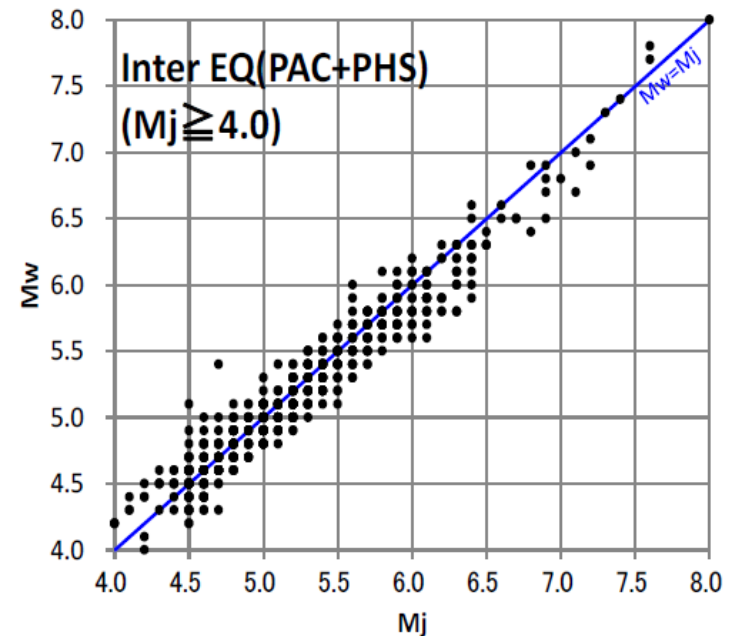
○地震規模

基本条件としてM9.0とする。(M=Mw)

- ・3.11地震はM9.0であることから、これと同規模の震源をモデル化した。
- ・断層面積はMj=Mwとして算定。

【参考】Mj=Mwについて

- ・M8クラス以下のプレート間地震の場合MjとMwは対応している。(内閣府(2013))
- ・M9クラスの巨大地震では、気象庁マグニチュード(Mj)に比べてモーメントマグニチュード(Mw)が有意に大きく算出され、Mjでは地震の規模を適切に表現できないと考えられる場合は、気象庁ではMwを用いている。
- ・3.11地震の気象庁マグニチュード(Mj)は8.4であるが、気象庁によるモーメントマグニチュードは9.0と算出されており、地震の規模をあらわす値としては、モーメントマグニチュードが用いられている。



プレート境界地震における気象庁マグニチュードとモーメントマグニチュードの関係
(最近の地震データより)(内閣府(2013))

1. プレート間地震の断層モデル 諸井ほか(2013)の断層モデル

■断層モデルの考え方 巨視的パラメータ(3)

○断層面積

・佐藤(1989), 宇津(2001)から

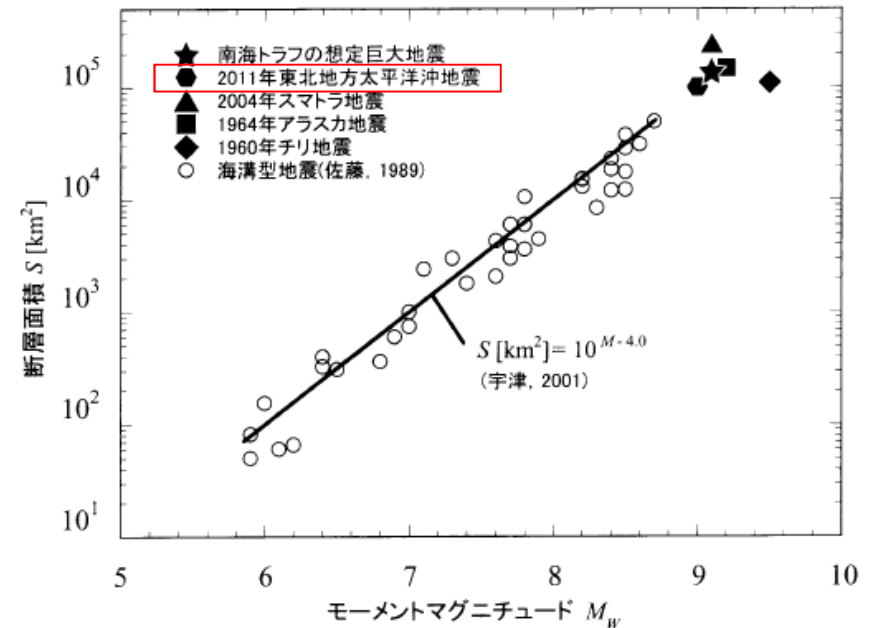
$$\log S = M - 4.0, \quad M = 9.0$$

$$S = 100,000 \text{ km}^2$$

・太平洋プレート形状を考慮し断層長さ500km, 断層幅200kmとする。

【壇ほか(2013)】

- ・3.11地震の震源断層の大きさを整理すると, 研究者により少しずつ異なるが, 南北方向の長さは約500km, 東西方向の幅Wは約200kmである。
- ・3.11地震の断層面積とモーメントマグニチュード M_w の関係は, 宇津(2001)の相似則の式の延長上にある。



断層面積Sとモーメントマグニチュード M_w との関係(壇ほか(2013))

1. プレート間地震の断層モデル 諸井ほか(2013)の断層モデル

■断層モデルの考え方 巨視的パラメータ(4)

【内閣府(2012a) 南海トラフの巨大地震モデル検討会(第二次報告)】

- ・断層面積: 2011年東北地方太平洋沖地震の断層面積(9例)では72,000~107,100km²となっている。
- ・平均応力降下量: 2004年スマトラ地震, 2010年チリ地震, 3.11地震等の8地震の平均応力降下量の平均+標準偏差は3.1MPaとされている。3.11地震の平均値は, 3.98MPaとなっている。

表6.1 地震波を用いた解析による平均応力降下量の整理

Earthquake	Reference	deta	MO (N m)	Mw	S (km ²)	σ (MPa)	$\log_{10}(\Delta\sigma)$	地震別中央値	地震別平均値MPa	地震毎残差	地震毎分散	残差
2003 Tokachi-oki	Yamanaka and Kikuchi (2003)	T	1.00E+21	8	8800	3	0.48	0.40	2.51	0.01	0.035	0.017
	Honda et al. (2004)	S	2.90E+21	8.3	22400	2.1	0.32			0.01		
	Koketsu et al. (2004)	S, G	2.20E+21	8.2	12000	4.1	0.61			0.05		
	Yagi (2004)	S, T	1.70E+21	8.1	22100	1.3	0.11			0.08		
1968 Tokachi-oki	Nagai et al. (2001)	S, T	3.50E+21	8.3	31200	1.5	0.18	0.18	1.51	0.18		0.008
1946 Nankai	Murotani(2007)		5.50E+21	8.4	57600	1	0.00	0.00	1.00	0.00	0.000	0.073
1944 Tonankai	Ichinose et al. (2003)	S, T	2.40E+21	8.2	30800	1.1	0.04	0.04	1.10	0.00	0.017	0.052
	Kikuchi et al. (2003)	S	1.00E+21	7.9	11200	2.1	0.32			0.08		
	Yamanaka (2008)	S	2.00E+21	8.3	32000	0.9	-0.05			0.01		
1923 Kanto	Wald and Somerville (1995)	T, G	7.60E+20	7.9	9100	2.1	0.32	0.41	2.55	0.01		0.019
	Kobayashi and Koketsu (2005)	S, T, G	1.10E+21	8	9100	3.1	0.49			0.01		
東北地方太平洋沖地震	Koketsu et al.	Teleseis+Strong+InlandGPS	3.80E+22	9.0	72000	4.9	0.69	0.60	3.98	0.01	0.013	0.109
	Lay et al.	Teleseis	4.00E+22	9.0	76000	4.8	0.68			0.01		
	Lee et al.	Teleseis	3.67E+22	9.0	80000	4.1	0.61			0.00		
	Yagi and Fukahata	Teleseis	5.70E+22	9.1	79200	6.4	0.81			0.04		
	Y.Yoshida et al.	Teleseis	4.30E+22	9.0	90000	4.0	0.60			0.00		
	Y.Yoshida et al.	Strong	3.40E+22	9.0	90000	3.1	0.50			0.01		
	Ammon et al.	Teleseis+Strong+InlandGPS	3.60E+22	9.0	100000	2.8	0.45			0.02		
	K.Yoshida et al.	Strong	4.30E+22	9.0	106704	3.1	0.49			0.01		
Suzuki et al.	Strong	4.42E+22	9.0	107100	3.2	0.50						
2010年チリ地震	Piñedo et al.(2011)	Teleseis	1.48E+22	8.7	56000	2.8	0.45	0.45	2.79	0.00	0.001	0.031
	Delouis et al.(2010)	Teleseis+GPS+InSAR	1.80E+22	8.8	60000	3.1	0.49			0.00		
	Lay et al.(2010)	Teleseis	2.60E+22	8.9	81500	2.8	0.45			0.00		
2004年スマトラ地震	Ammon et al.(2005)	Teleseis	6.50E+22	9.14	260000	1.2	0.09	0.09	1.23	0.00	0.000	0.033

中央値の平均値		分散
$\log(\Delta\sigma)$	0.27	0.049
$\Delta\sigma$	1.9 MPa	標準偏差
		0.22
+標準偏差	3.1 MPa	
-標準偏差	1.1	

1. プレート間地震の断層モデル 諸井ほか(2013)の断層モデル

■断層モデルの考え方 巨視的パラメータ(5)

【田島ほか(2013)】

・収集したデータ($8.4 \leq M_w \leq 9.1$)から M_0 と断層幅(W)の関係を調べたところ、文献によるばらつきも大きいですが、断層幅(W)は、平均的には200km弱(180~200km程度)で飽和することがわかった。

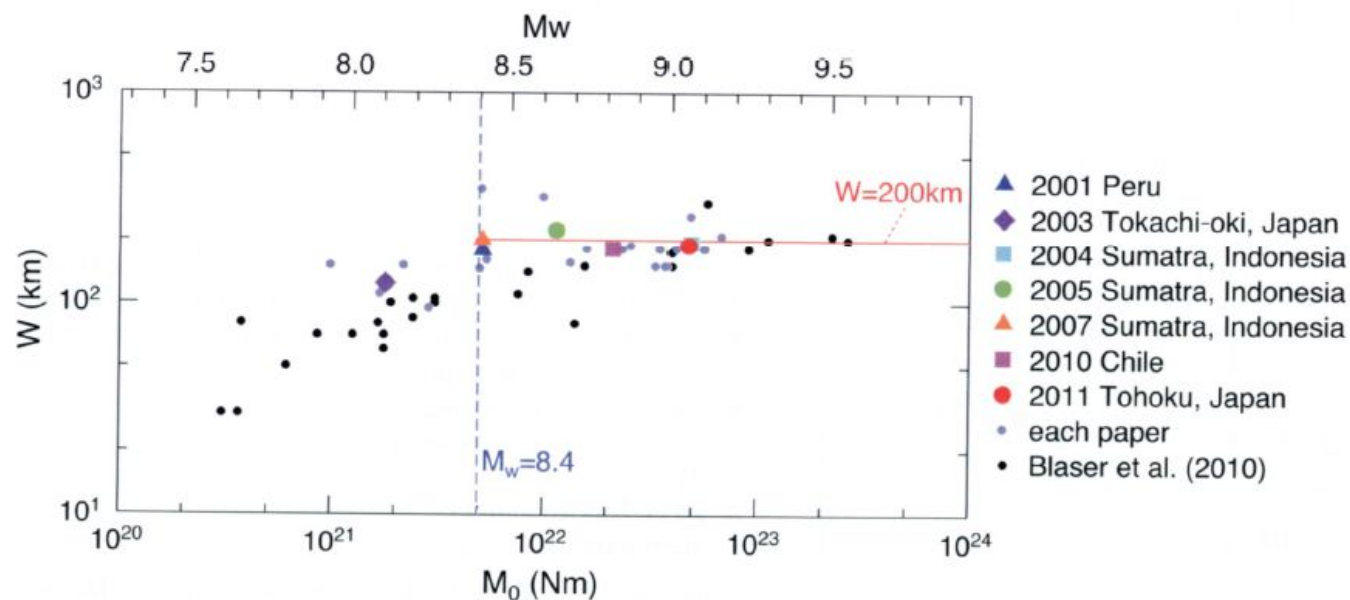
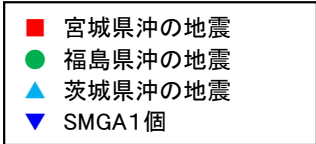
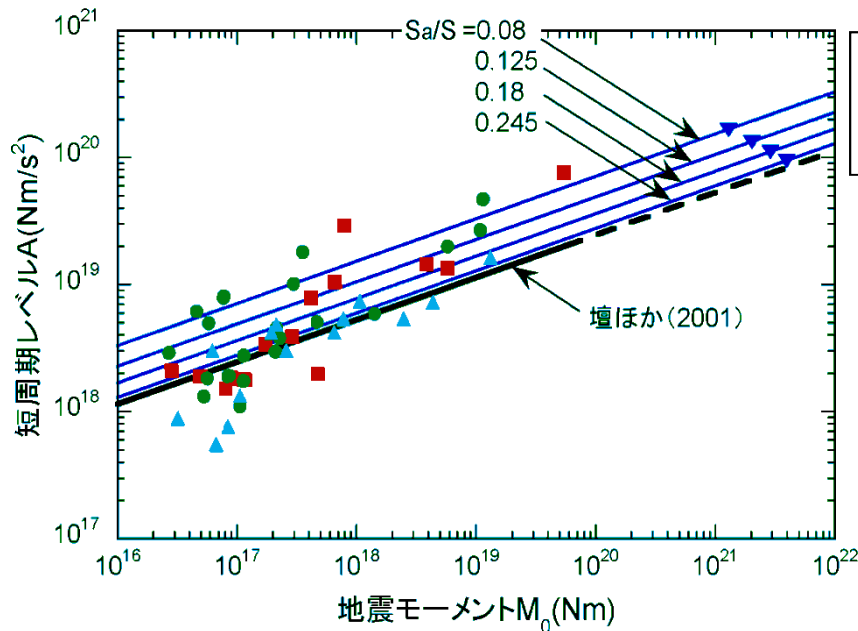


Fig. 4. Relationship between fault width W and M_0 for plate-boundary earthquakes shown in Table 1 and Blaser *et al.* (2010).

1. プレート間地震の断層モデル 諸井ほか(2013)の断層モデル

■ 強震動生成域 (SMGA) の面積 S_a

- 宮城県沖, 福島県沖, 茨城県沖の過去の中小地震における短周期レベルAの励起特性を有するように, M9プレート間地震の震源モデルの断層面積とSMGAの面積の比 (S_a/S) の検討を行い, 中小地震のほぼ中間的な傾向にある $S_a/S=0.125$ とした。



断層面積 S (km ²)	SMGAの個数	S_a/S	SMGA 1個の面積 S_a (km ²)	SMGA 1個の短周期レベルA (Nm/s ²)
100,000	5	0.08	1,600 (40km × 40km)	1.66×10^{22}
		0.125	2,500 (50km × 50km)	1.33×10^{22}
		0.18	3,600 (60km × 60km)	1.11×10^{22}
		0.245	4,900 (70km × 70km)	9.49×10^{19}

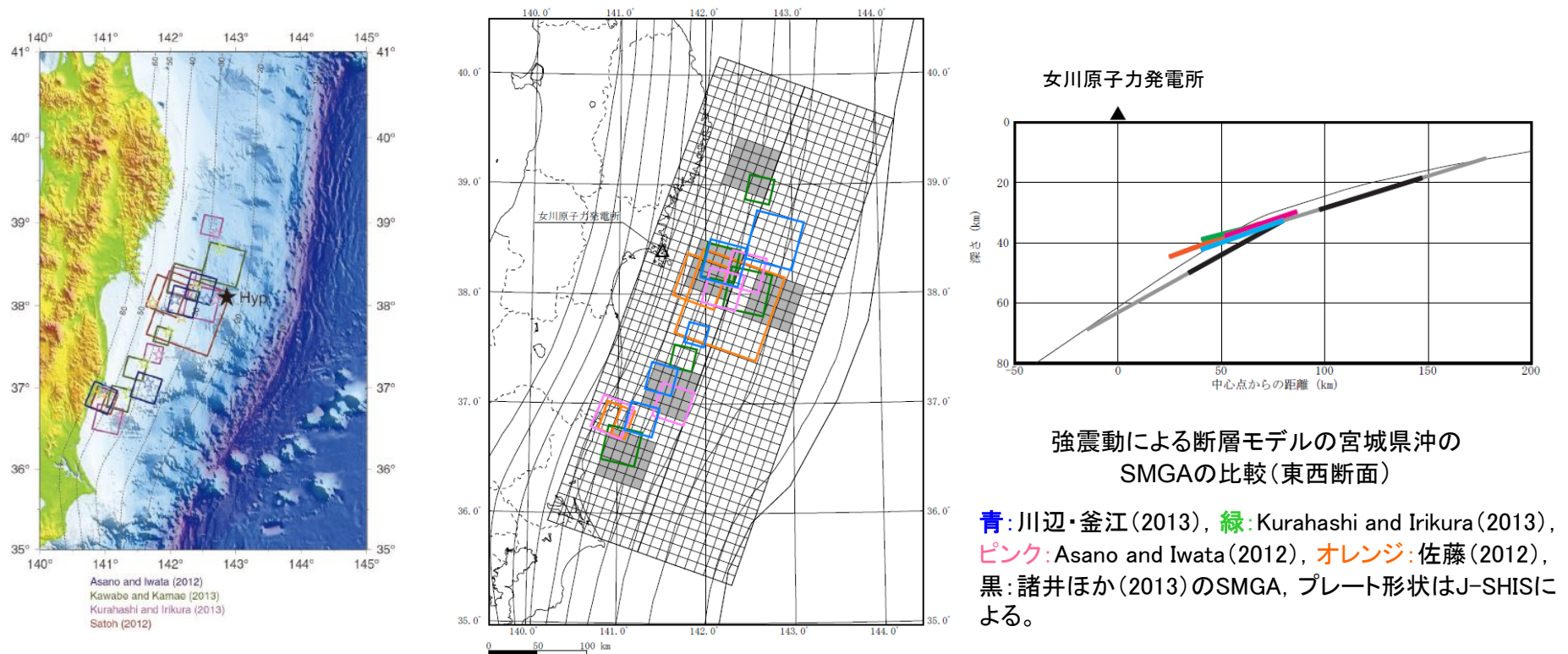
震源モデルにおけるSMGAの短周期レベルと中小地震の短周期レベル比較

5個のアスペリティを考慮し, アスペリティ総面積比 S_a/S を0.08, 0.125, 0.18, 0.245とした時の M_0-A 関係を青線で比較。中小地震の M_0 と A は断層全体の値であるのに対し, M9プレート間地震の震源モデルではSMGAごとの値を示している。黒太線は壇ほか(2001)による平均値, 破線は外挿を表す。中小地震の M_0-A は, 佐藤(2003), 佐藤(2004), Satoh(2006)等による。

1. プレート間地震の断層モデル 諸井ほか(2013)の断層モデル

■ 強震動生成域(SMGA)の位置 他のSMGAモデルとの比較

・強震動による断層モデル(川辺・釜江(2013), Kurahashi and Irikura(2013)等)と諸井ほか(2013)のSMGAの位置の比較を行った。宮城県沖のSMGAの位置は、若干の違いがあるが概ね対応している。



強震波形によるSMGAの分布
(東日本大震災合同調査報告書編集
委員会(2014))

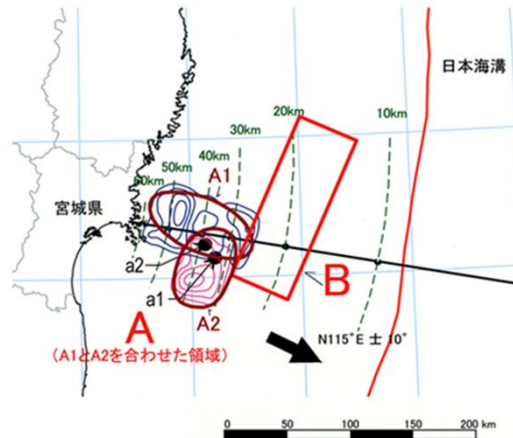
強震動による断層モデルのSMGAの比較 平面図

青:川辺・釜江(2013), 緑:Kurahashi and Irikura(2013),
ピンク:Asano and Iwata(2012), オレンジ:佐藤(2012),
グレー:諸井ほか(2013)のSMGA

1. プレート間地震の断層モデル 諸井ほか(2013)の断層モデル

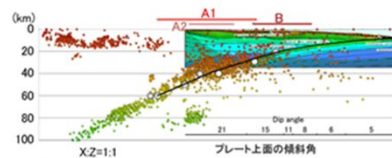
■断層の傾斜角

- ・諸井ほか(2013)の断層の傾斜角は、壇ほか(2005)が太平洋プレートの形状を考慮して設定した連動型想定宮城県沖地震の傾斜角を参照し、海溝側の断層面東半分を 12° 、陸側の西半分を 21° に設定した。壇ほか(2005)は、地震本部(2005)に基づき傾斜角を設定している。
- ・設定した断層面は、防災科学技術研究所J-SHISのプレート上面深度と対応したものとなっている。

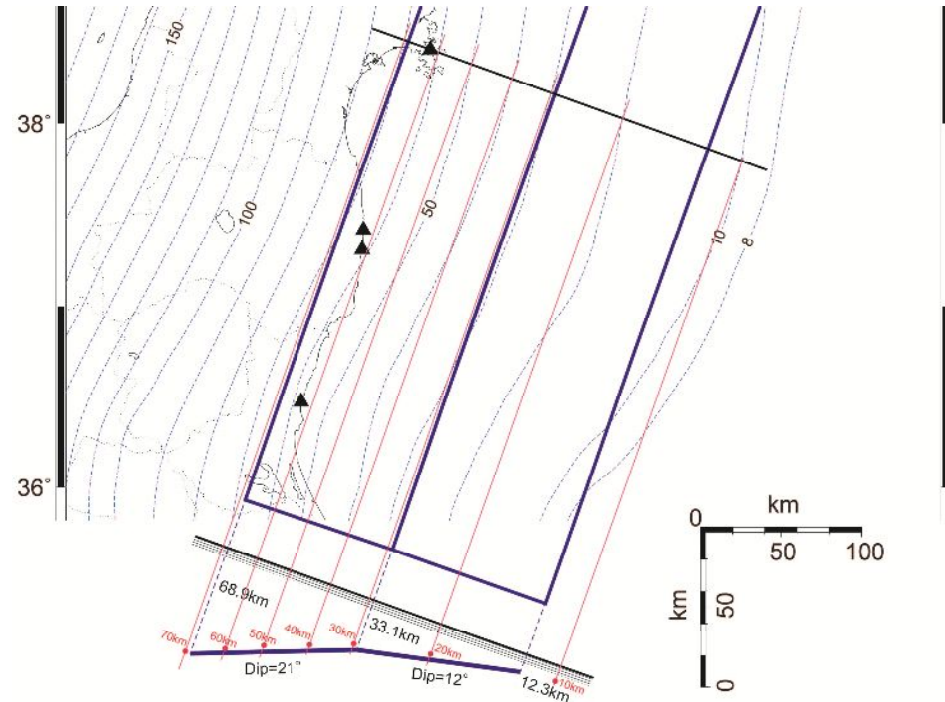


平面図(「形状評価」による震源域A1、A2およびBの位置・形状を示す)

※A1,A2断層:傾斜角 21° , B断層:傾斜角 12°



断面図(実線は太平洋プレートの上面を示している。
本報告の断層モデルの深さは、これを基に設定した。)

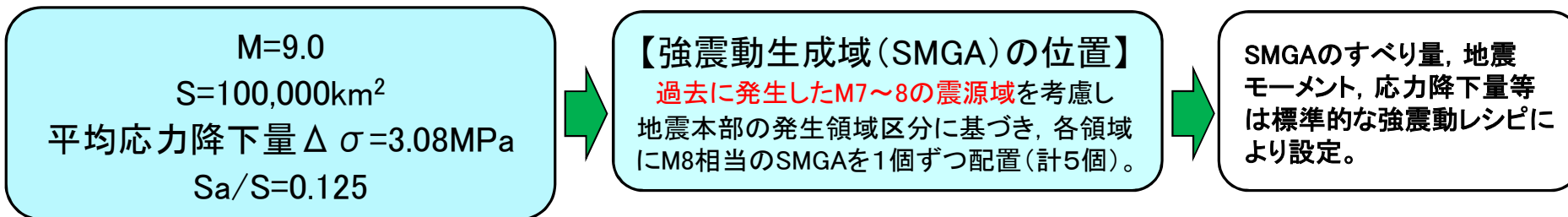


断層面のサイト直交断面と防災科学技術研究所J-SHISの
太平洋プレート上面深度との関係

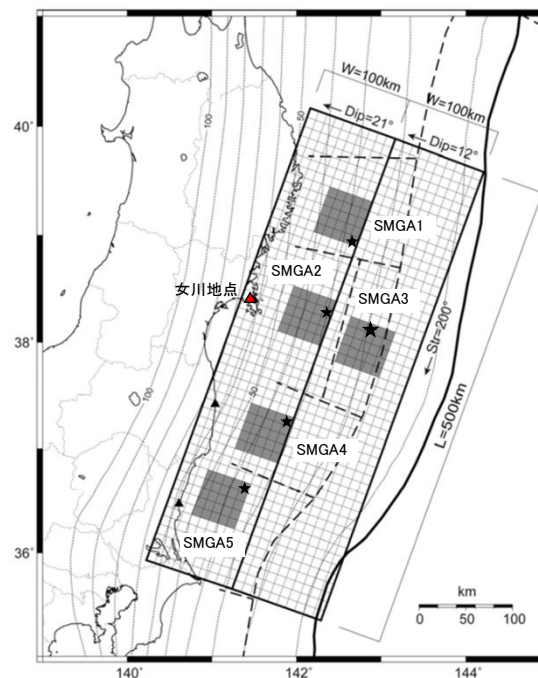
地震本部(2005)の宮城県沖地震の震源域
壇ほか(2005)は、地震本部(2005)に基づき断層傾斜角を設定している。

1. プレート間地震の断層モデル 諸井ほか(2013)の断層モデル

■ 断層モデル



	面積 S(km ²)	地震モーメント M ₀ (Nm)	平均すべり量 D(m)	応力降下量 Δσ(MPa)	短周期レベル A(Nm/s ²)
断層全体	100,000	4.0E+22	8.5	3.08	—
SMGA 1個あたり	2,500	2.0E+21	17.1	24.6	1.33E+20 (全体:2.97E+20)
背景領域	87,500	3.0E+22	7.3	4.9	—



断層モデル(諸井ほか(2013)に一部加筆)

■ : 強震動生成域(SMGA), ★ : 破壊開始点

1. プレート間地震の断層モデル 諸井ほか(2013)の断層モデル

■ Sa/Sと強震動生成域(SMGA)の応力降下量

- ・Sa/S=0.125とした場合, SMGAの応力降下量は24.6MPaとなる。
- ・この値は, 内閣府(2013)による3.11地震のSMGAの平均値22.2MPaと整合している。また, 入倉(2012)の海溝型巨大地震の強震動予測レシピでの「強震動生成域での応力降下量は25~30MPa」とも整合している。

断層面積 S (km ²)	SMGA の個数	Sa/S	SMGAの全面積 Sa (km ²) (S × Sa/S)	SMGA 1個の面積 Sa (km ²)	SMGAの 応力降下量 (MPa) ($\Delta \sigma_a = S/Sa \times \Delta \sigma$)
100,000	5	0.08	8,000	1,600 (40km × 40km)	38.5
		0.125	12,500	2,500 (50km × 50km)	24.6
		0.18	18,000	3,600 (60km × 60km)	17.1
		0.245	24,500	4,900 (70km × 70km)	12.6

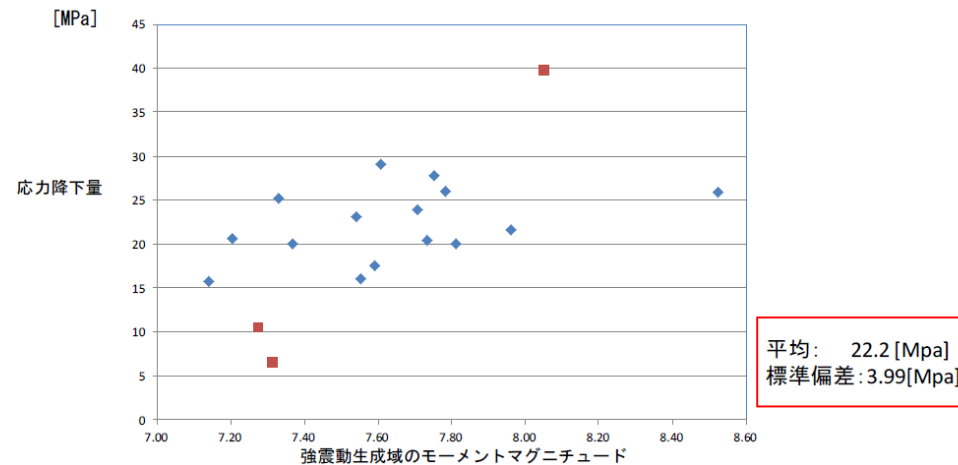
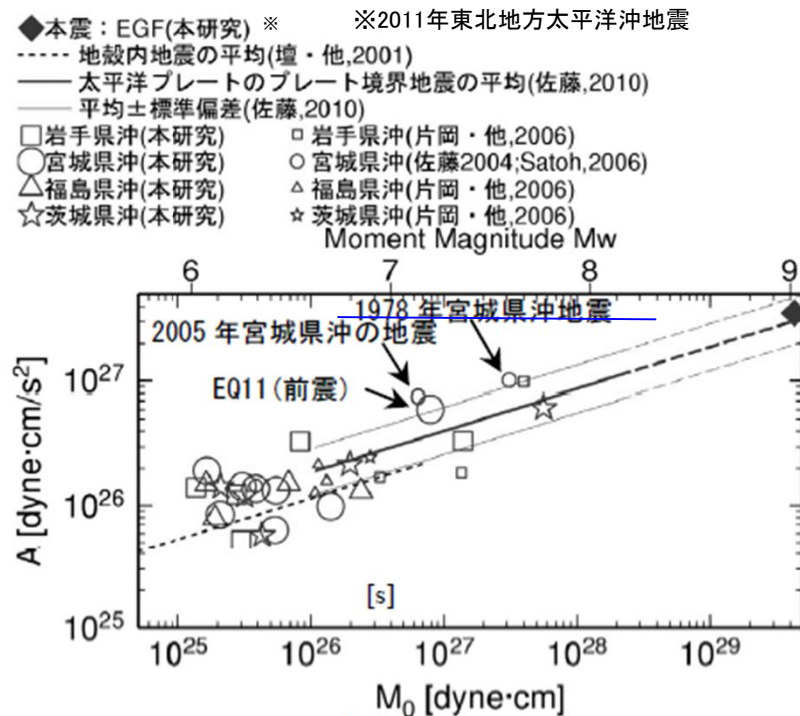


図 18 東北地方太平洋沖地震の強震動生成域の応力降下量と強震動生成域のモーメントマグニチュードとの関係 (Asano and Iwata (2012), Kurahashi and Irikura (2013), 川辺他(2012), 佐藤(2012)のデータを基に作成、■は計算から除外したデータを示す。)
3.11地震のSMGAの応力降下量とモーメントマグニチュード(内閣府(2013))

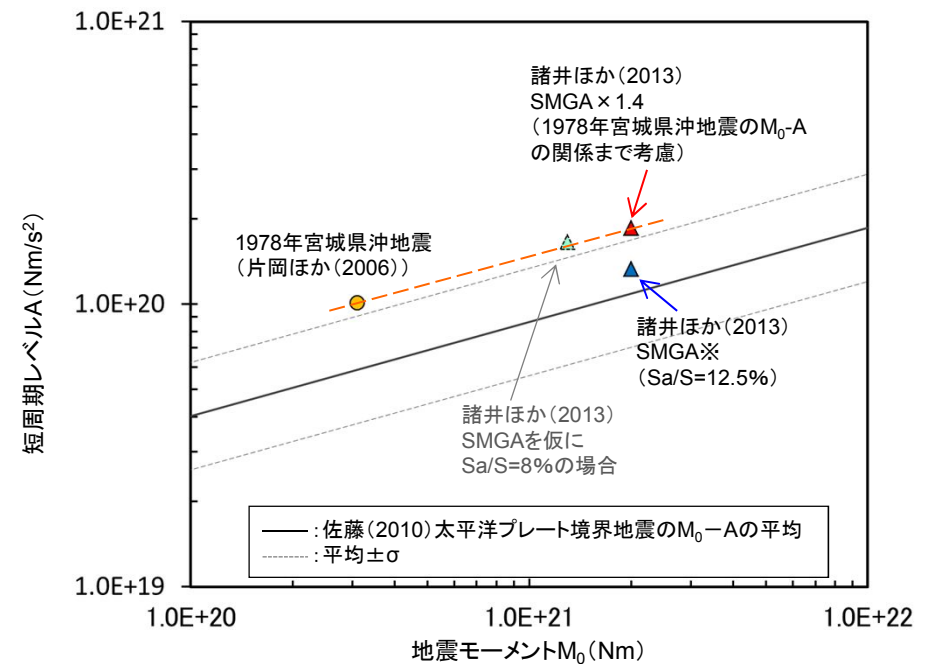
1. プレート間地震の断層モデル 諸井ほか(2013)の断層モデル

■宮城県沖の地域性の考慮 短周期レベル(応力降下量)の特徴

- ・宮城県沖のプレート間地震は、1978年宮城県沖地震等の地震観測記録の分析から、地震モーメント M_0 と短周期レベル A の関係(M_0 - A 関係)が、他領域のプレート間地震より大きい傾向がある。
- ・諸井ほか(2013)では、宮城県沖のSMGA2について、1978年宮城県沖地震の M_0 - A の関係から、短周期レベル(応力降下量)を1.4倍とした場合の評価を実施している。
- ・なお、この1.4倍した場合のSMGAの短周期レベル($1.86 \times 10^{20} \text{Nm/s}^2$)は、仮に $S_a/S=8\%$ とした場合のSMGAの短周期レベル($1.66 \times 10^{20} \text{Nm/s}^2$)より大きい値となっている



太平洋プレート境界地震の M_0 - A 関係
(佐藤(2012)に一部加筆)



※諸井ほか(2013)の1個のSMGAをここでは1つの地震として表示。

諸井ほか(2013)のSMGAの M_0 - A 関係

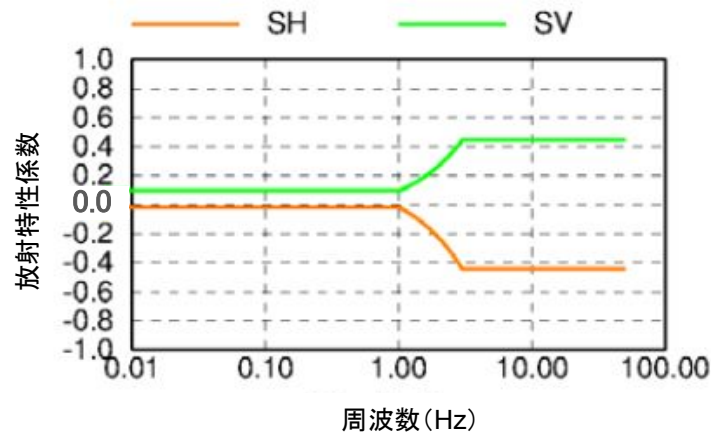
1. プレート間地震の断層モデル

女川地点ポストディクションの再検討(放射特性の変更)

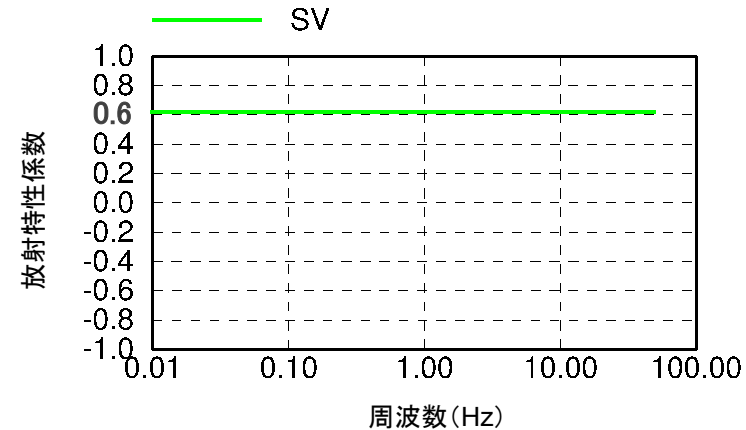
■統計的グリーン関数法に用いる放射特性

- ・ポストディクション(諸井ほか(2013))では統計的グリーン関数法(SGF)を採用しているが、女川、福島第一、東海第二で計算方法を統一するために、放射特性はPitarka et al.(2000)を採用している。
- ・一方、地震本部(2005)では1978年宮城県沖地震の強震動シミュレーション解析を実施しているが、その検討では、放射特性は一定値(放射特性係数 $F=0.62$)を採用し、水平1方向での評価としている。
- ・女川では、2005年8月16日宮城県沖の地震の強震記録が得られており、当時強震動シミュレーション解析を実施しているが、その際も地震本部に準じ、放射特性は一定値とし、観測記録との整合性を確認している。
- ・さらに、その後の耐震安全性評価(耐震バックチェック)[※]では、連動型想定宮城県沖地震の地震動評価を実施しているが、2005年宮城県沖の地震のシミュレーション結果を踏まえ、放射特性は一定値とし、算定結果を基準地震動 S_s としていた。

⇒ 以上の経緯を踏まえ、**ポストディクションモデル(諸井ほか(2013))についても、放射特性は一定値($F=0.62$)を採用して、改めて観測記録との整合性について検討した。**



諸井ほか(2013)での放射特性



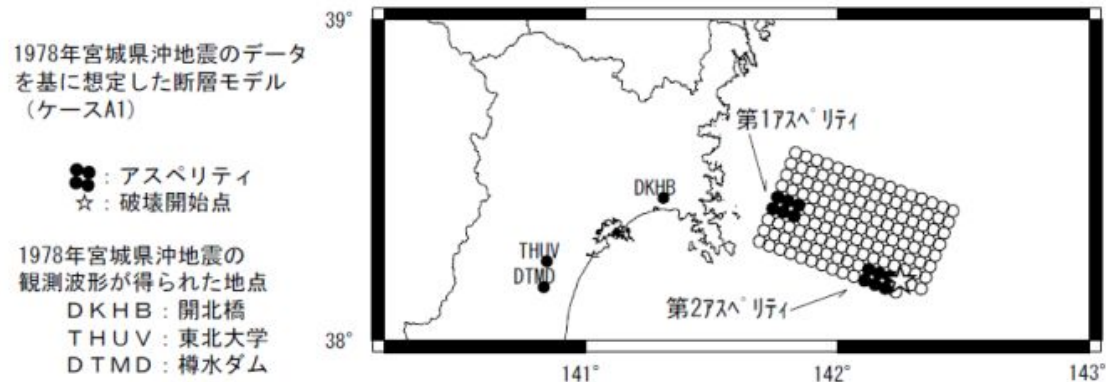
放射特性を一定($F=0.62$)

※「発電用原子炉施設に関する耐震設計審査指針」等の改訂に伴う既設発電用原子炉施設等の耐震安全性の評価

1. プレート間地震の断層モデル 地震本部(2005)の地震動評価(シミュレーション)

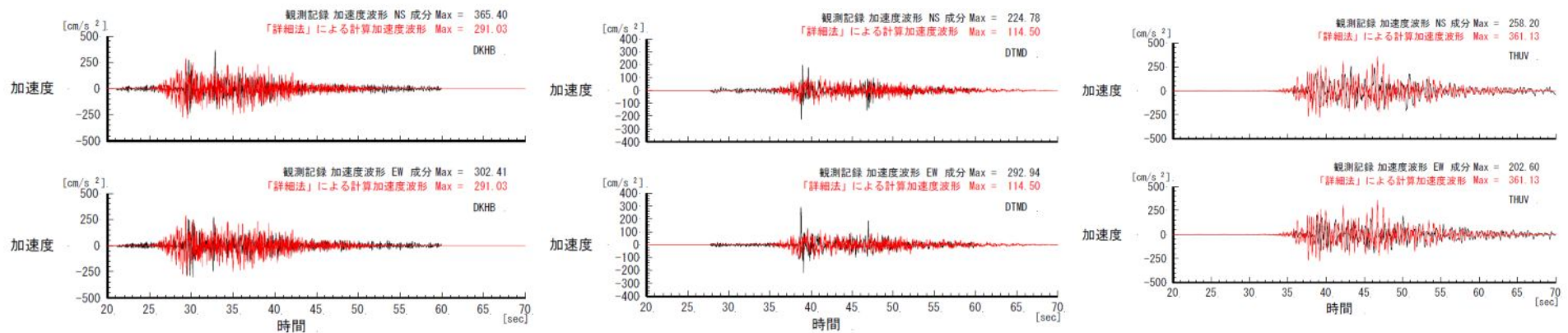
■ 地震本部(2005)での宮城県沖地震の地震動評価

- 地震本部(2005)では1978年宮城県沖地震の強震動シミュレーション解析を統計的グリーン関数法を用いて実施している。その検討では、放射特性は一定値(放射特性係数 $F=0.62$)を採用し、評価を行っている。



宮城県沖地震を想定した断層モデル(地震本部(2005))

凡例 — : 観測記録,
— : 地震本部による評価



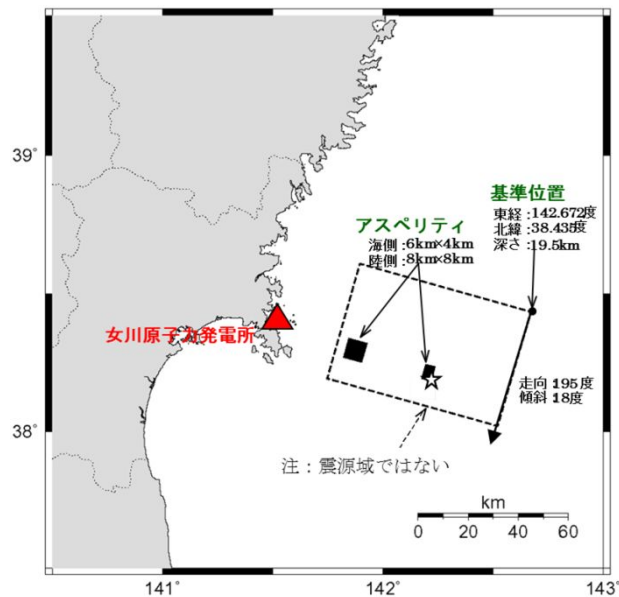
開北橋(DKHB)

樽水ダム(DTMD)

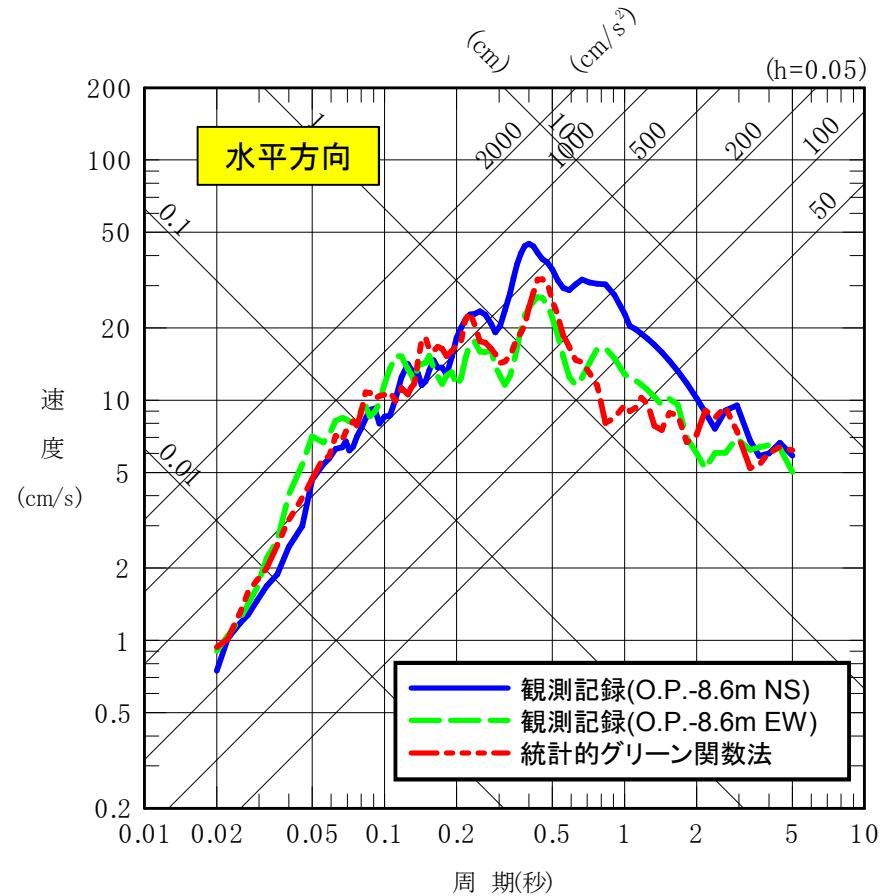
東北大学(THUV)

1. プレート間地震の断層モデル 2005年宮城県沖の地震の強震動シミュレーション

- 2005年宮城県沖の地震(M7.2)のシミュレーション解析
 - ・2005年宮城県沖の地震(M7.2)のシミュレーション解析では、地震本部(2005)の想定宮城県沖地震の強震動評価と同様に統計的グリーン関数法において放射特性を一定値(放射特性係数 $F=0.62$)とし評価を行い、観測記録と整合していることを確認している。



2005年宮城県沖の地震の断層モデル

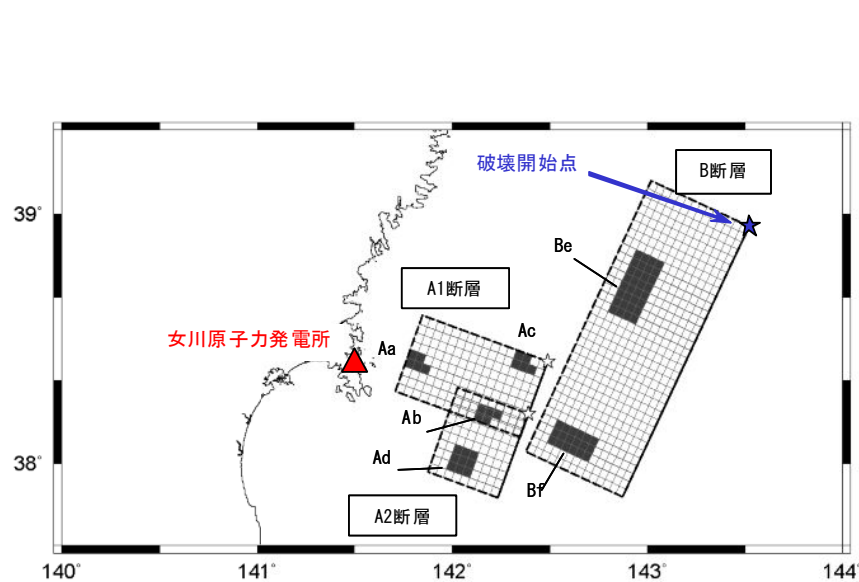


観測記録は岩盤上部(O.P.-8.6m)におけるはざとり波

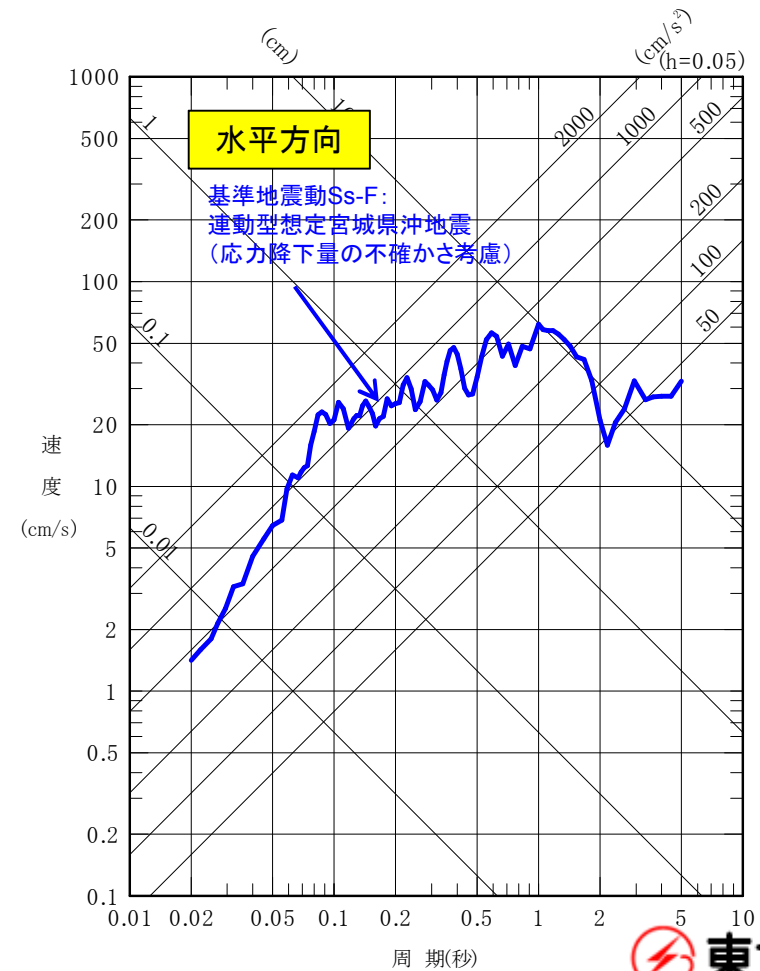
1. プレート間地震の断層モデル 連動型想定宮城県沖地震の地震動評価

■ 連動型想定宮城県沖地震(M8.2)の地震動評価

- 耐震安全性評価(耐震バックチェック)における連動型想定宮城県沖地震の地震動評価では, 2005年宮城県沖の地震のシミュレーション解析結果を踏まえ, 統計的グリーン関数法において放射特性を一定値(放射特性係数 $F=0.62$)とし評価を行い基準地震動 S_s として採用していた。



アスペリティの応力降下量の不確かさを考慮した連動型想定宮城県沖地震の断層モデル

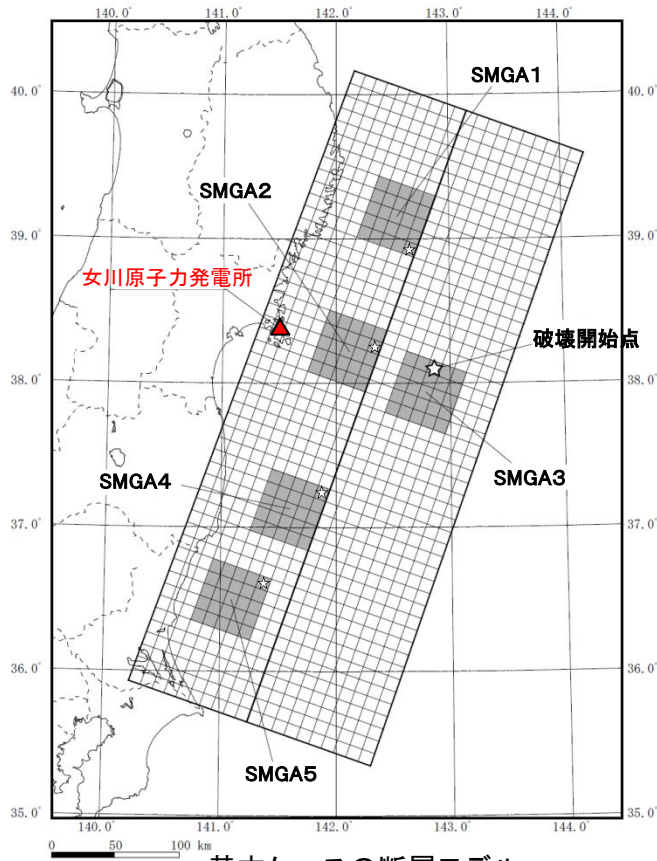


1. プレート間地震の断層モデル 諸井ほか(2013)モデルによるシミュレーション

■放射特性を見直した検討

- ・諸井ほか(2013)に宮城県沖の地域特性を考慮した断層モデル※を用い、放射特性を見直した統計的グリーン関数法により女川地点の地震動評価を行う。波形合成は入倉ほか(1997)を用いる。

※応力降下量を1.4倍(34.5MPa)とした断層モデル



基本ケースの断層モデル

■: 強震動生成域 (SMGA), ☆: 破壊開始点

※SMGA3の大きい星印は破壊開始点の位置, 小さい星印は各SMGAの破壊開始点の位置。

統計的グリーン関数法に用いる地下構造モデル

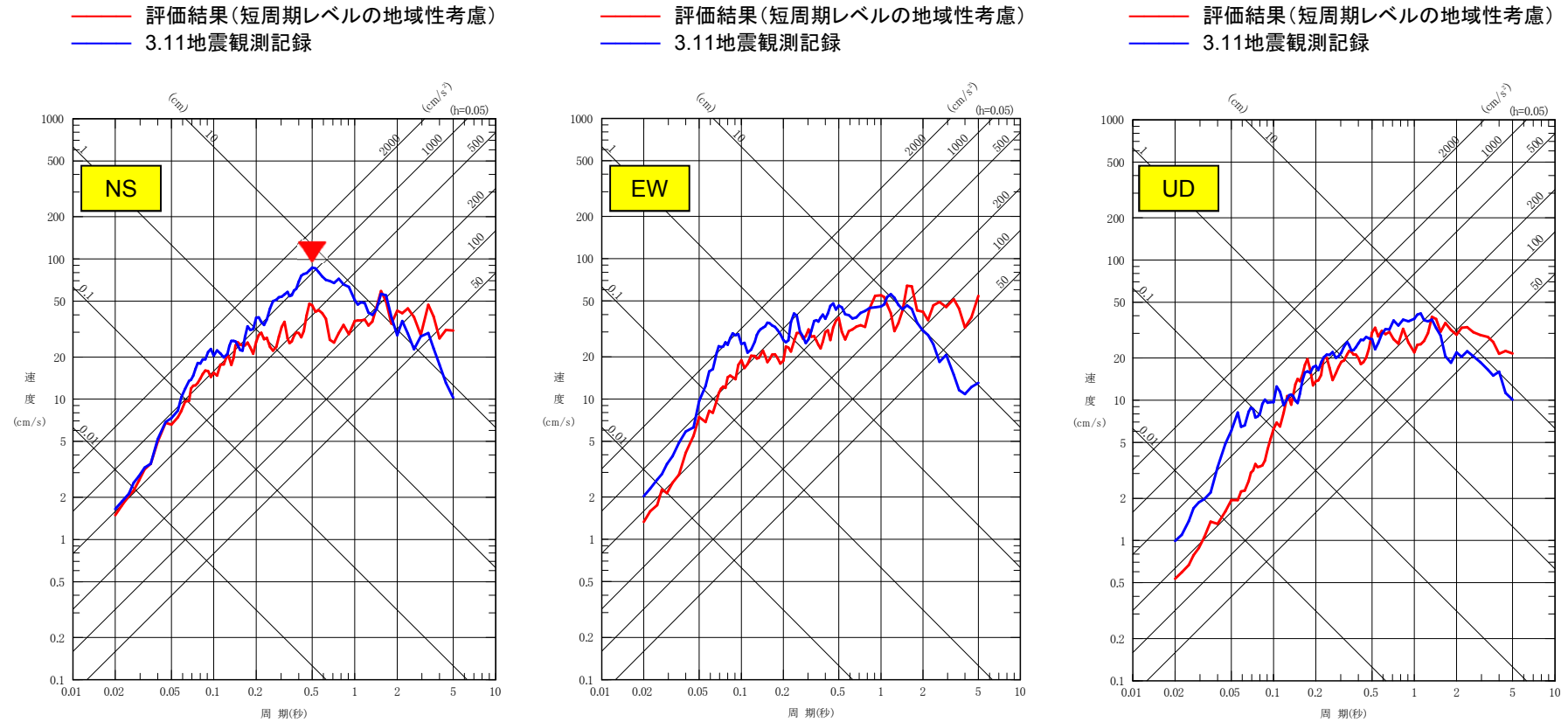
上端深さ		層厚 (m)	密度 (t/m ³)	V _S (m/s)	V _P (m/s)	減衰 (%)	
G.L.(m)	O.P.(m)						
-27.3	-8.6						▽岩盤上部 (解放基盤表面相当)
-34.5	-15.8	7.2	2.55	1500	2882	3.00	
-61.5	-42.8	27.0	2.66	2000	4101		
-81.8	-63.1	20.3	2.68	2200	4503		
-147.1	-128.4	65.3		2600	5300		▽地震基盤相当
—	—	∞	2.68	3000	—	※	

※ $Q(f) = 110 \cdot f^{0.69}$ ($f \geq 1\text{Hz}$), $110(f < 1\text{Hz})$ (地震本部(2005))

1. プレート間地震の断層モデル 諸井ほか(2013)モデルによるシミュレーション

■放射特性としてPitarka et al.(2000)を採用した場合

- ・地域特性として諸井ほか(2013)の短周期レベル(応力降下量)×1.4を考慮。



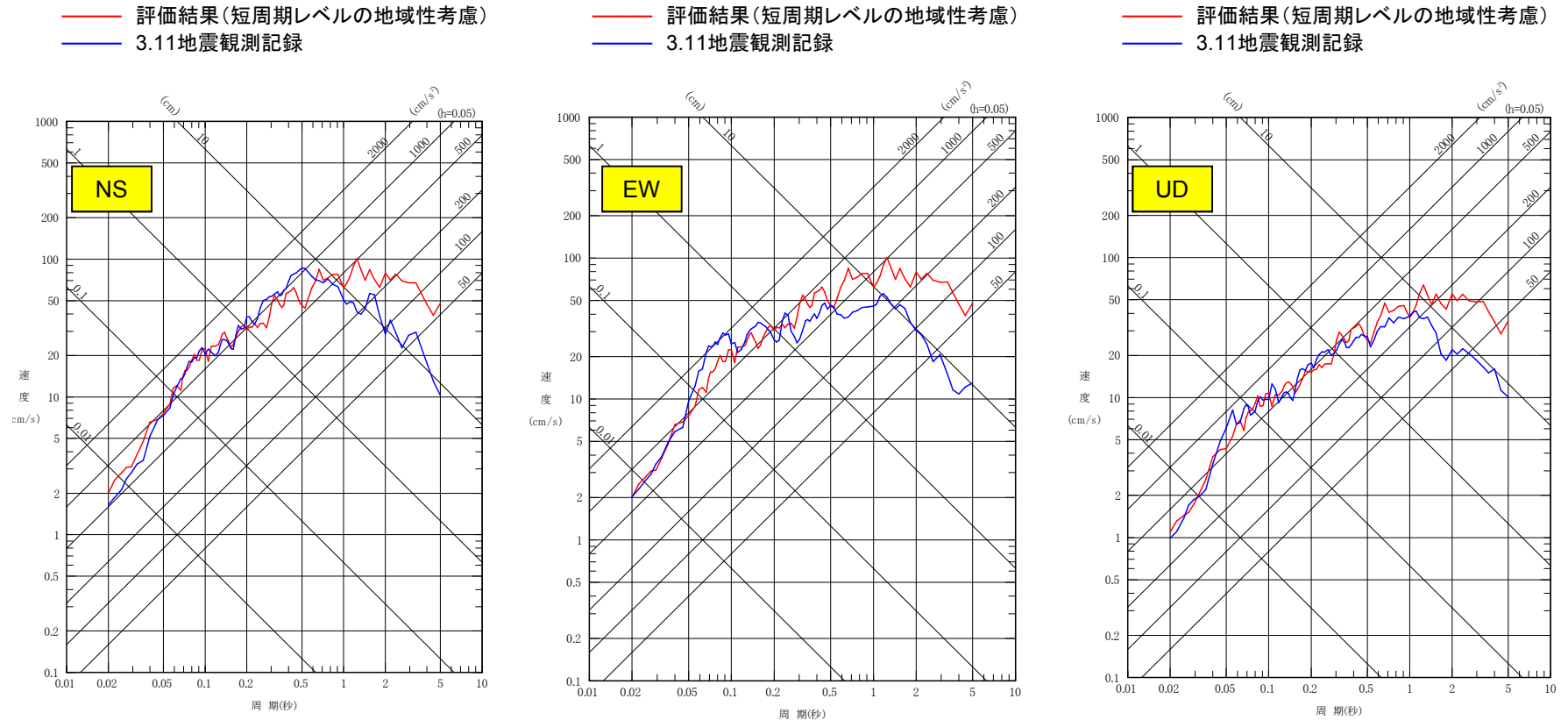
3.11地震の観測記録(岩盤上部のはぎとり波)との比較

特に、NS方向の周期0.5秒付近で、観測記録(岩盤上部のはぎとり波)との整合性に指摘を受けている。

1. プレート間地震の断層モデル 諸井ほか(2013)モデルによるシミュレーション

■ 諸井ほか(2013)モデルによる女川地点のシミュレーション結果 放射特性を見直し

- ・地域特性として諸井ほか(2013)の短周期レベル(応力降下量)×1.4を考慮。

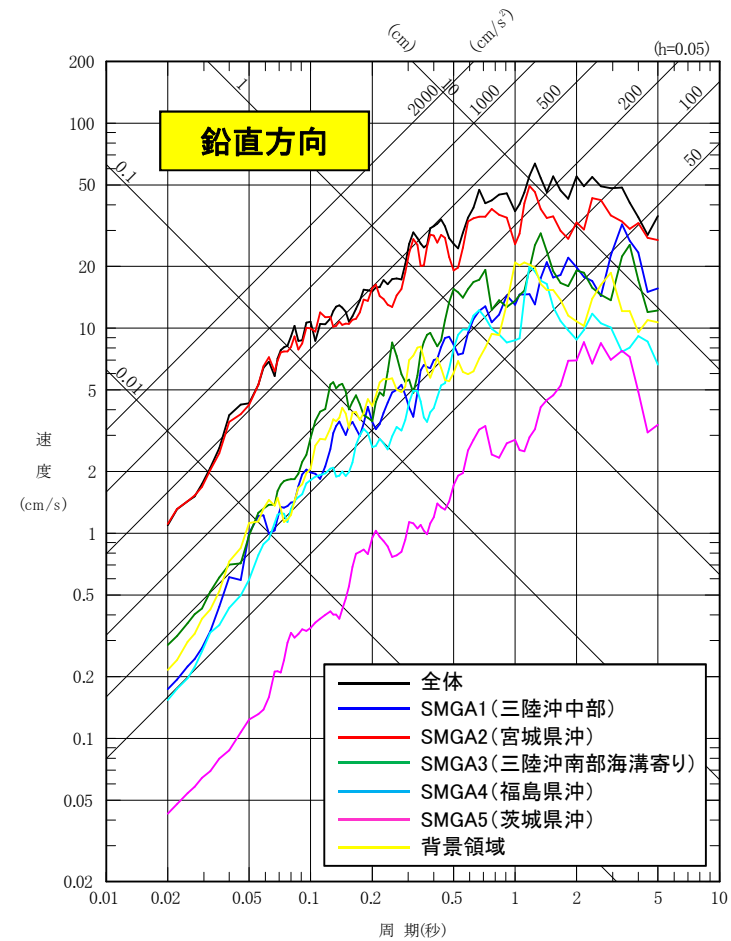
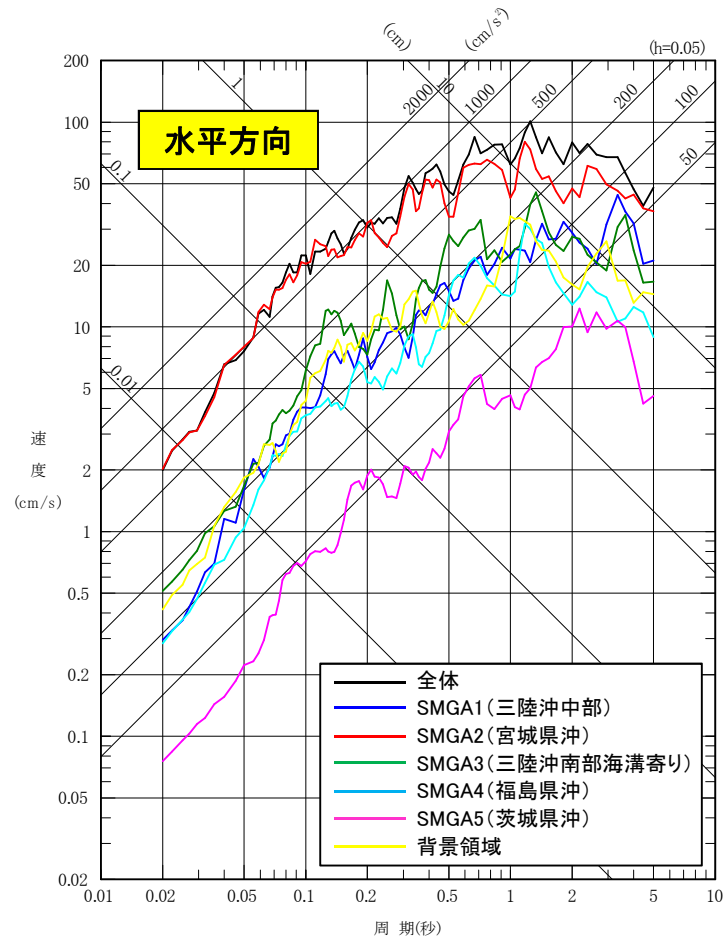


3.11地震の観測記録(岩盤上部のはぎとり波)との比較

3.11地震の観測記録と評価結果は整合。

1. プレート間地震の断層モデル 諸井ほか(2013)モデルによるシミュレーション

■各領域の寄与



敷地前面の宮城県沖の強震動生成域(SMGA2)の影響が最も大きく、全体の地震動レベルをほぼ決めている。

1. プレート間地震の断層モデル M9プレート間地震のまとめ

○女川地点のM9プレート間地震の基本ケースの断層モデル

- ・宮城県沖の地域性を踏まえ、応力降下量(短周期レベル)を1978年宮城県沖地震レベルに見直す。具体的には、諸井ほか(2013)の強震動生成域(SMGA)の応力降下量(24.6MPa)の1.4倍(34.5MPa)を考慮する。
- ・さらに、地震本部(2005)と同様に、放射特性として一定値(放射特性係数 $F=0.62$)を採用する。

経験的グリーン関数法の検討の概要

【コメント】

断層モデルを用いた地震動評価は統計的グリーン関数法だけではなく、2011年東北地方太平洋沖地震(3.11地震)の前震、余震等の記録が十分にあることから、経験的グリーン関数法による検討も行うこと。



【経験的グリーン関数法による検討の位置づけ】

- ・M9プレート間地震の地震動評価は、3.11地震による敷地での観測記録との整合性を統計的グリーン関数法(放射特性一定)により確認したシミュレーションモデル及び計算方法を踏襲する。したがって、本評価方法は、審査ガイドに記載されている「手法の妥当性」を示した手法の採用に該当すると考えている。
- ・一方、審査ガイドでは、要素地震としての観測記録がある場合は、経験的グリーン関数法を用いた地震動評価についての確認を行う旨の記載があるため、経験的グリーン関数法を用いた3.11地震のシミュレーション解析について検討を実施した。

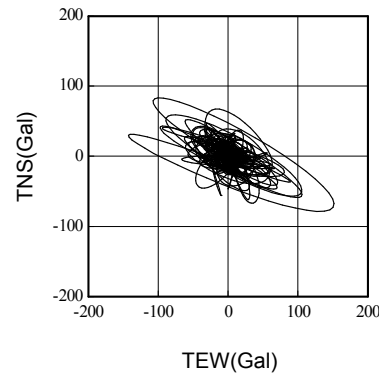
【検討の内容】

- ・3.11地震の敷地直近の強震動生成域(SMGA)付近で発生したプレート間地震について、大地震と中小地震の特性について観測記録の傾向を比較し、大地震と中小地震ではその特徴に違いが認められた。
- ・2005年8月16日宮城県沖地震(M7.2)は、3.11地震と記録の特徴に類似性が認められる。この地震をM9プレート間地震の要素地震とするには、規模が大きい等の課題があるが、参考に要素地震とした場合の地震動を算定した。算定結果は観測記録の傾向を捉えているが、全体的に大きな結果となった。
- ・また、3.11地震と傾向が異なる中小地震を要素地震とした場合の地震動を、参考に算定した。算定結果は、大地震と中小地震の傾向が特に異なるNS方向の周期0.5秒付近で過小な結果となった。

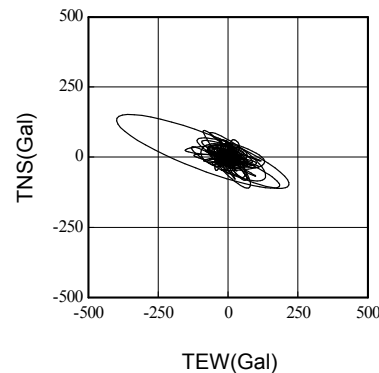
1. プレート間地震の断層モデル

3.11地震のNS方向 周期0.5秒付近の卓越について

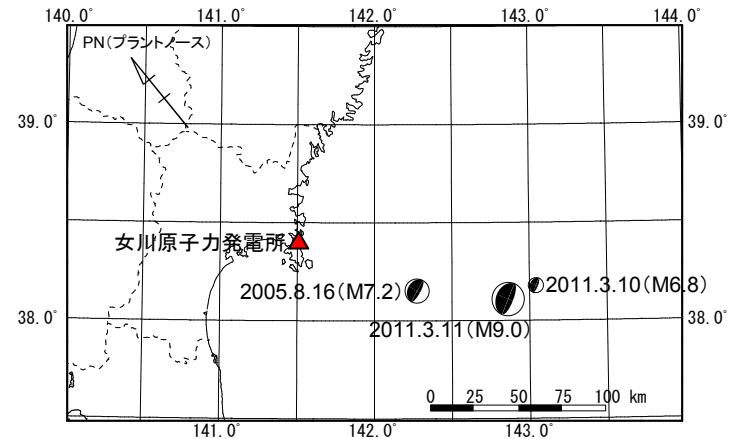
- ・3.11地震と2005年宮城県沖の地震(M7.2)の敷地での観測記録には、NS方向の周期0.5秒付近に卓越が認められるが、これは震源方向(ラジアル方向)の揺れであり、2011年3月10日(M6.8)の地震をはじめ、他の中小地震には認められない傾向である。
- ・なお、このような特徴は、牡鹿半島以外の観測点の観測記録には、顕著には認められない傾向である。



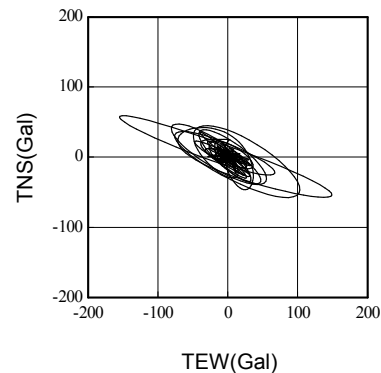
3.11地震(前半0~80秒)



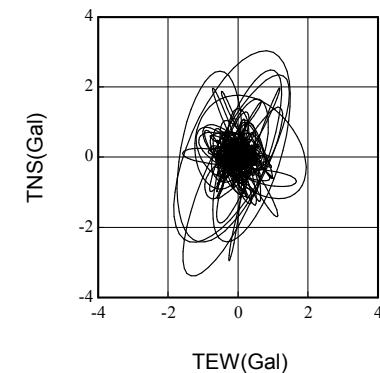
3.11地震(後半80~300秒)



要素地震の震央位置



2005年8月16日宮城県沖の地震



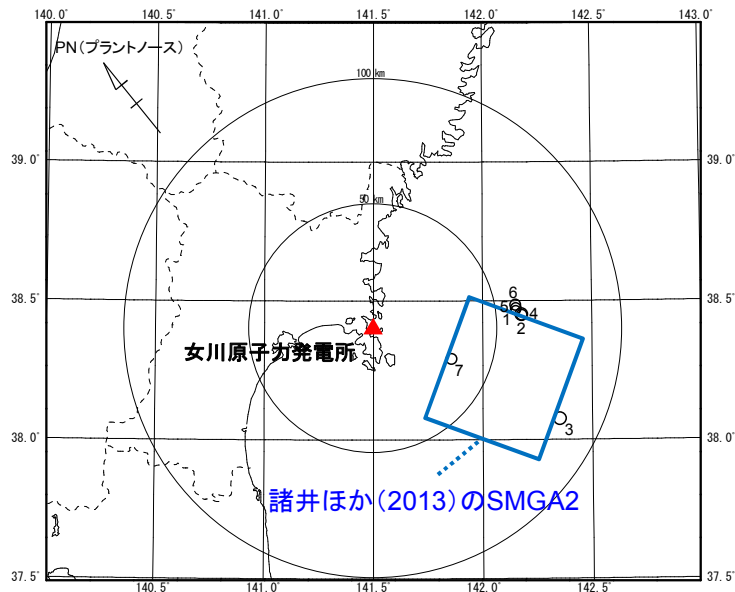
2011年3月10日 宮城県沖の地震(M6.8)

加速度記録の水平面のオービット(バンドパス0.5~3.0Hz)

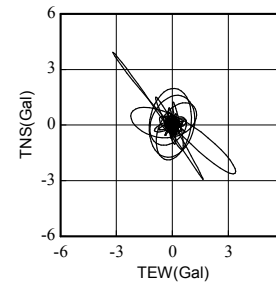
1. プレート間地震の断層モデル

3.11地震のNS方向 周期0.5秒付近の卓越について

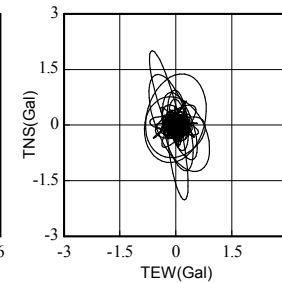
- ・SMGA2付近で発生した中小地震 (M5以上の地震) のプレート間地震について, 3.11地震と同様に周期約0.5秒付近において震源方向 (ラジアル方向) が卓越する特徴があるか確認を行った。
- ・中小地震については, 3.11地震のような震源方向 (ラジアル方向) が卓越する地震はなかった。



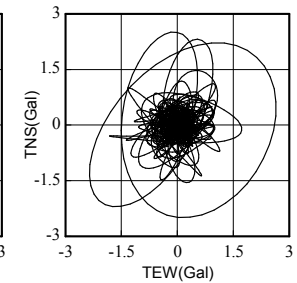
震央分布図
(M5以上のプレート間地震)



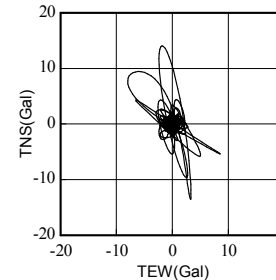
1. 2002年05月06日
宮城県沖の地震 (M5.0)



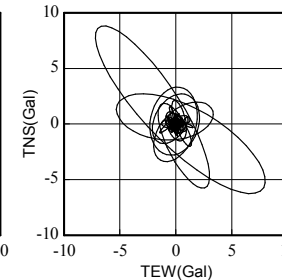
2. 2004年12月29日
宮城県沖の地震 (M5.5)



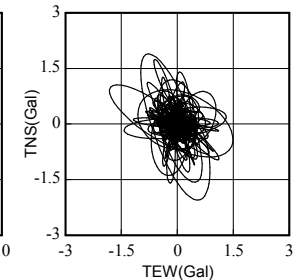
3. 2005年12月02日
宮城県沖の地震 (M6.6)



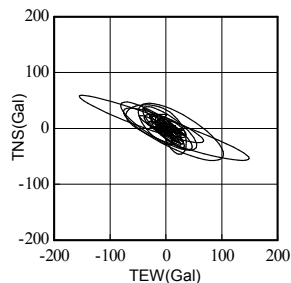
4. 2005年12月17日
宮城県沖の地震 (M6.1)



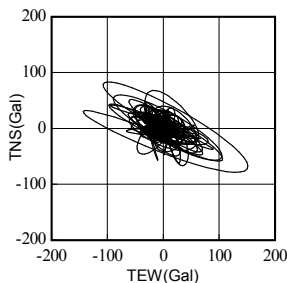
5. 2006年07月01日
宮城県沖の地震 (M5.3)



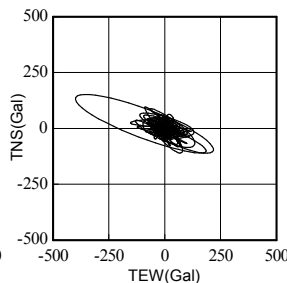
6. 2007年12月25日
宮城県沖の地震 (M5.6)



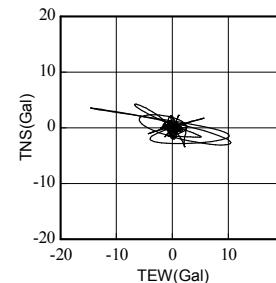
2005年08月16日
宮城県沖の地震 (M7.2)



3.11地震 (前半0~80秒)



3.11地震 (後半80~300秒)



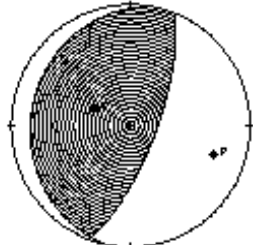
7. 2012年10月25日
宮城県沖の地震 (M5.6)

加速度記録の水平面のオービット (バンドパス0.5~3.0Hz)

1. プレート間地震の断層モデル

SMGA2付近で発生した中小地震のメカニズム解

2002/05/06,17:12



38.4N 142.2E 41km Mw4.9
 strike: 21 dip: 73 slip: 93
 mxx:-0.12 mxy: 0.44 mxz: 0.87
 myy:-1.49 myz:-2.14 mzz: 1.61
 unit:1e+16 moment:2.82e+16Nm

1. 2002年05月06日
 宮城県沖の地震(M5.0)

2004/12/29,22:59



38.4N 142.3E 38km Mw5.6
 strike: 21 dip: 76 slip: 93
 mxx:-0.00 mxy: 0.38 mxz: 0.97
 myy:-1.30 myz:-2.39 mzz: 1.30
 unit:1e+17 moment:2.92e+17Nm

2. 2004年12月29日
 宮城県沖の地震(M5.5)

2005/12/02,22:13



38.1N 142.3E 35km Mw6.5
 strike: 21 dip: 71 slip: 89
 mxx:-0.35 mxy: 1.32 mxz: 1.50
 myy:-2.94 myz:-3.92 mzz: 3.29
 unit:1e+18 moment:5.39e+18Nm

3. 2005年12月02日
 宮城県沖の地震(M6.6)

2005/12/17,03:32



38.4N 142.2E 44km Mw6.0
 strike: 20 dip: 72 slip: 91
 mxx:-0.11 mxy: 0.17 mxz: 0.31
 myy:-0.59 myz:-0.84 mzz: 0.70
 unit:1e+18 moment:1.12e+18Nm

4. 2005年12月17日
 宮城県沖の地震(M6.1)

2006/07/01,08:28



38.4N 142.2E 44km Mw5.2
 strike: 22 dip: 72 slip: 94
 mxx:-0.32 mxy: 0.97 mxz: 2.21
 myy:-3.61 myz:-5.00 mzz: 3.93
 unit:1e+16 moment:6.72e+16Nm

5. 2006年07月01日
 宮城県沖の地震(M5.3)

2007/12/25,23:04



38.5N 142.2E 41km Mw6.0
 strike: 19 dip: 71 slip: 94
 mxx:-0.04 mxy: 0.17 mxz: 0.37
 myy:-0.75 myz:-0.97 mzz: 0.79
 unit:1e+18 moment:1.31e+18Nm

6. 2007年12月25日
 宮城県沖の地震(M5.6)

2012/10/25,19:32



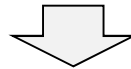
38.3N 141.9E 50km Mw5.6
 strike: 31 dip: 69 slip: 96
 mxx:-0.25 mxy: 0.71 mxz: 1.16
 myy:-1.68 myz:-1.72 mzz: 1.93
 unit:1e+17 moment:2.85e+17Nm

7. 2012年10月25日
 宮城県沖の地震(M5.6)

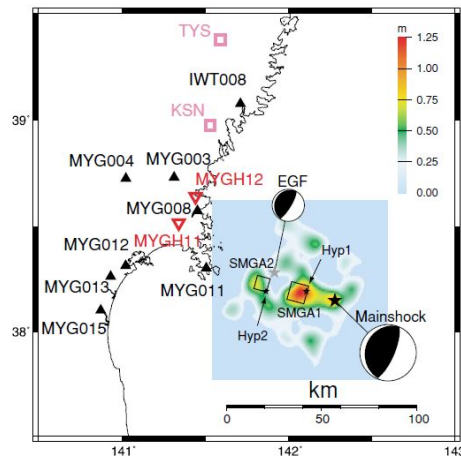
1. プレート間地震の断層モデル 経験的グリーン関数法の検討の概要

■経験的グリーン関数法の検討内容

- ・SMGA2付近で発生した中小地震(M5より大きい地震)のプレート間地震では, 周期約0.5秒付近において震源方向(ラジアル方向)が卓越する地震は得られていない。
- ・一方, 3.11地震と周期0.5秒付近の傾向が類似する2005年宮城県沖の地震(M7.2)の場合, 震源域が大きく, また震源が複雑な地震(Suzuki and Iwata(2007)等)であるため, 経験的グリーン関数法への適用には課題がある。



- ・参考に, 2005年宮城県沖の地震(M7.2)を要素地震した場合と, 要素地震として適切なM6クラスの中小地震を要素地震とした場合の2ケースについて, 3.11地震のシミュレーション解析を実施し, その結果を確認した。



2005年8月16日宮城県沖の地震(M7.2)の断層モデル
(Suzuki and Iwata(2007))

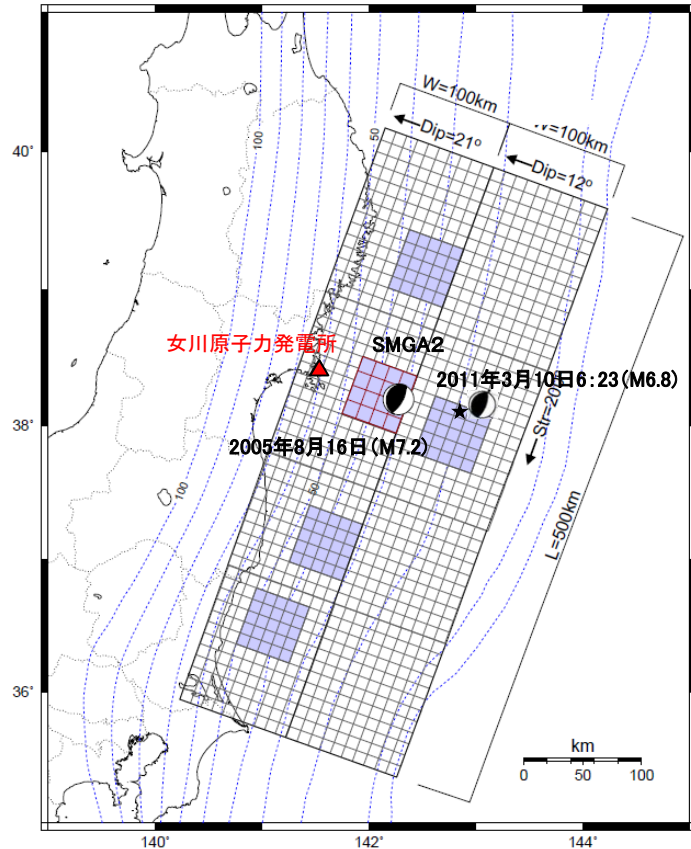
- ・Suzuki and Iwata(2007)では, Wu and Koketsu(2006)のすべりの大きい領域に対応するように2つのSMGAを設定している。
- ・Wu and Koketsu(2006)のすべり分布の領域は約50km×50kmになっており, 諸井ほか(2013)のSMGAの1つ分と同程度の面積となっている。

1. プレート間地震の断層モデル

諸井ほか(2013)を用いた経験的グリーン関数法

■ 諸井ほか(2013)の断層モデルを用いた経験的グリーン関数法

- ・要素地震は、震源域内にあり震源メカニズムが同様のプレート間地震で、長周期までSN比が明瞭な2005年宮城県沖の地震(M7.2)と2011年3月10日の地震(M6.8)の2つの地震を選定し、波形合成にそれぞれ用いる。
- ・2005年宮城県沖の地震(M7.2)は、3.11地震の観測記録の特徴を有しているが、比較的規模が大きく、震源過程が複雑であり、経験的グリーン関数法の要素地震として用いるのは課題があるものの本検討に用いる。また、通常経験的グリーン関数法で用いられる適切な規模のM6クラスの地震として3.11地震の震源に近い2011年3月10日の地震(M6.8)を用いる。
- ・諸井ほか(2013)の断層モデルのうち敷地に最も影響が大きいSMGA2(応力降下量:24.6MPa)のみを対象として経験的グリーン関数法により地震動評価を行う。なお、波形合成は、入倉ほか(1997)により評価を行う。



断層モデル

要素地震の諸元

発生日時※1	2005年8月16日(11:46)	2011年3月10日(6:23)
震源地※1	宮城県沖	三陸沖
震源位置※1	東経142° 16.6' 北緯38° 8.9'	東経143° 02.6' 北緯38° 10.3'
震源深さ(km)※1	42	9
地震の規模 M※1	7.2	6.8
地震モーメントM ₀ (N・m)※2	5.43 × 10 ¹⁹	5.51 × 10 ¹⁸
モーメントマグニチュードM _w	7.1	6.5
応力降下量(MPa)※3	25.2	11.8

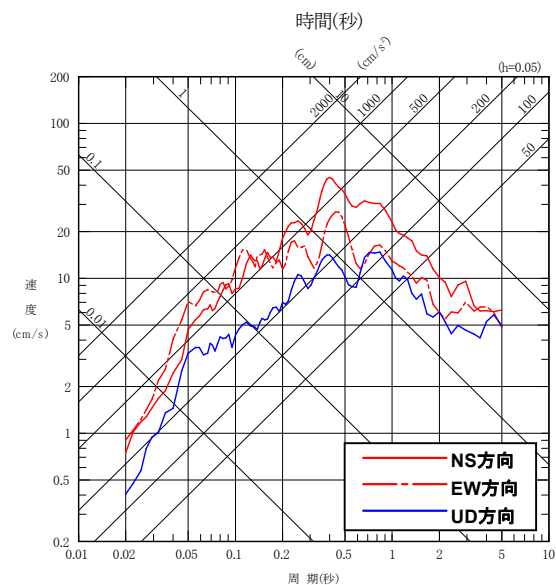
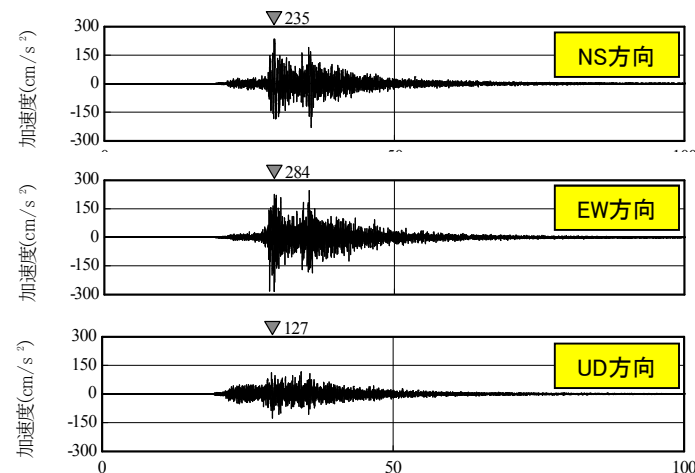
※1: 気象庁による。

※2: F-netによる値。

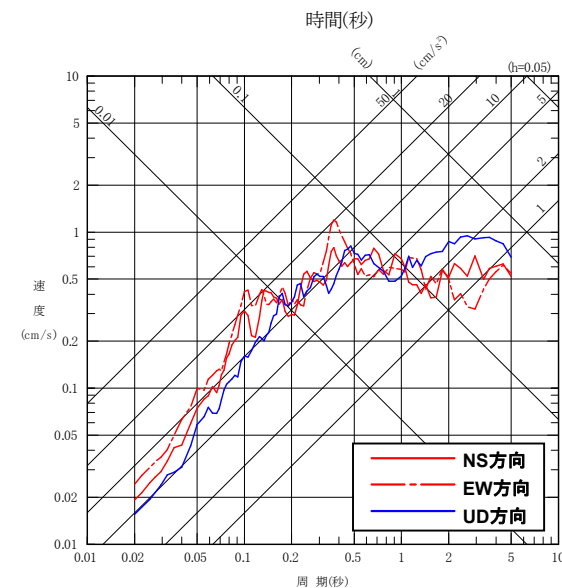
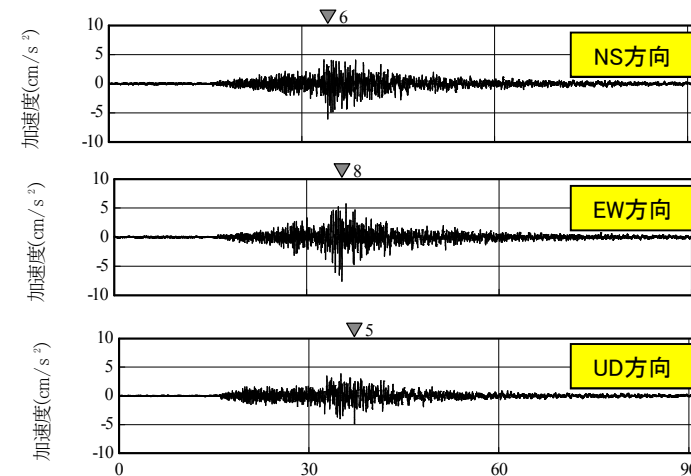
※3: 2005.8.16の地震は、Kamae(2006)による。2011.3.10の地震はKurahashi and Irikura(2011)による。

1. プレート間地震の断層モデル 経験的グリーン関数法に用いる要素地震

■要素地震の観測記録(解放基盤相当(O.P.-8.6m)でののはぎとり波)



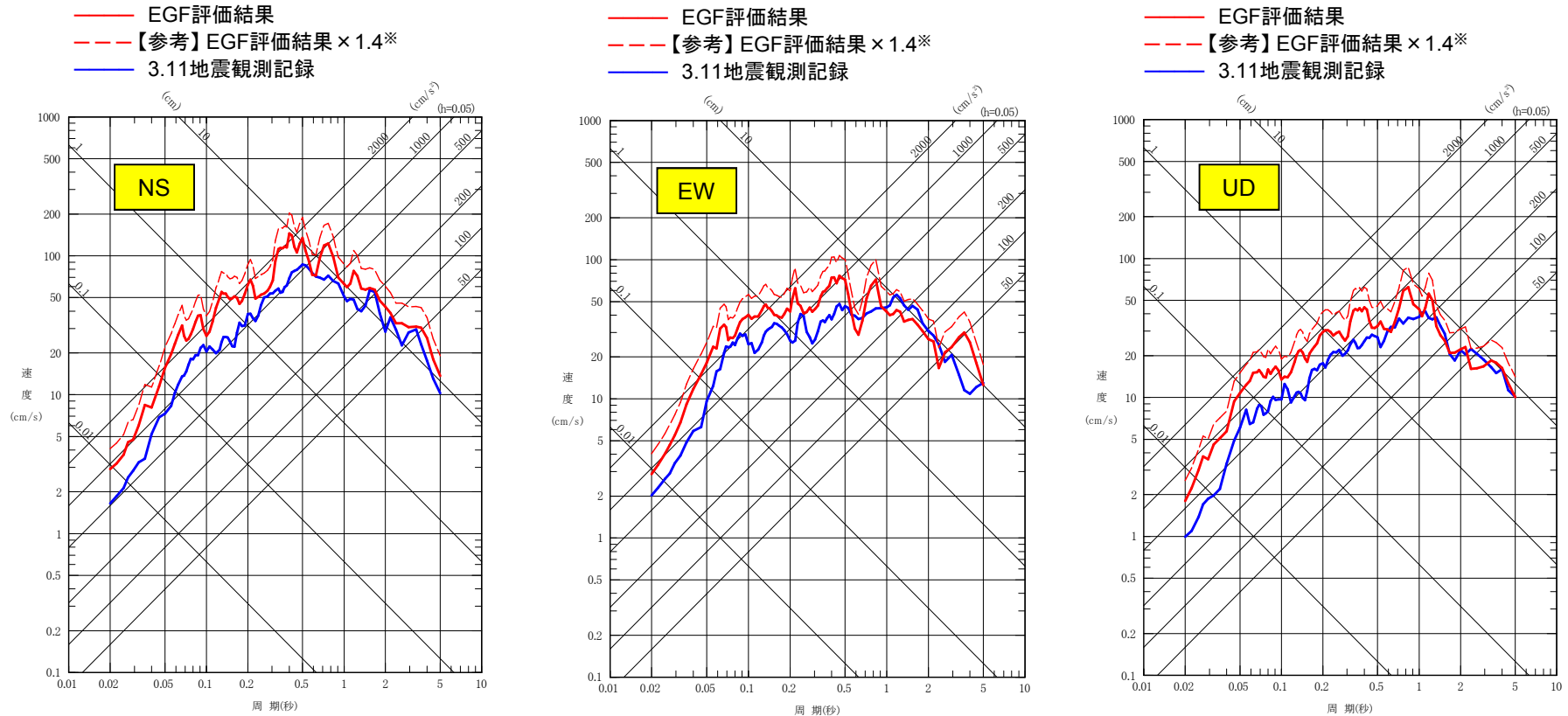
2005年8月16日(11:46)の地震(M7.2)



2011年3月10日(6:23)の地震(M6.8)

1. プレート間地震の断層モデル 諸井ほか(2013)を用いた経験的グリーン関数法

■地震動評価結果 要素地震2005年8月16日(M7.2) 応答スペクトル

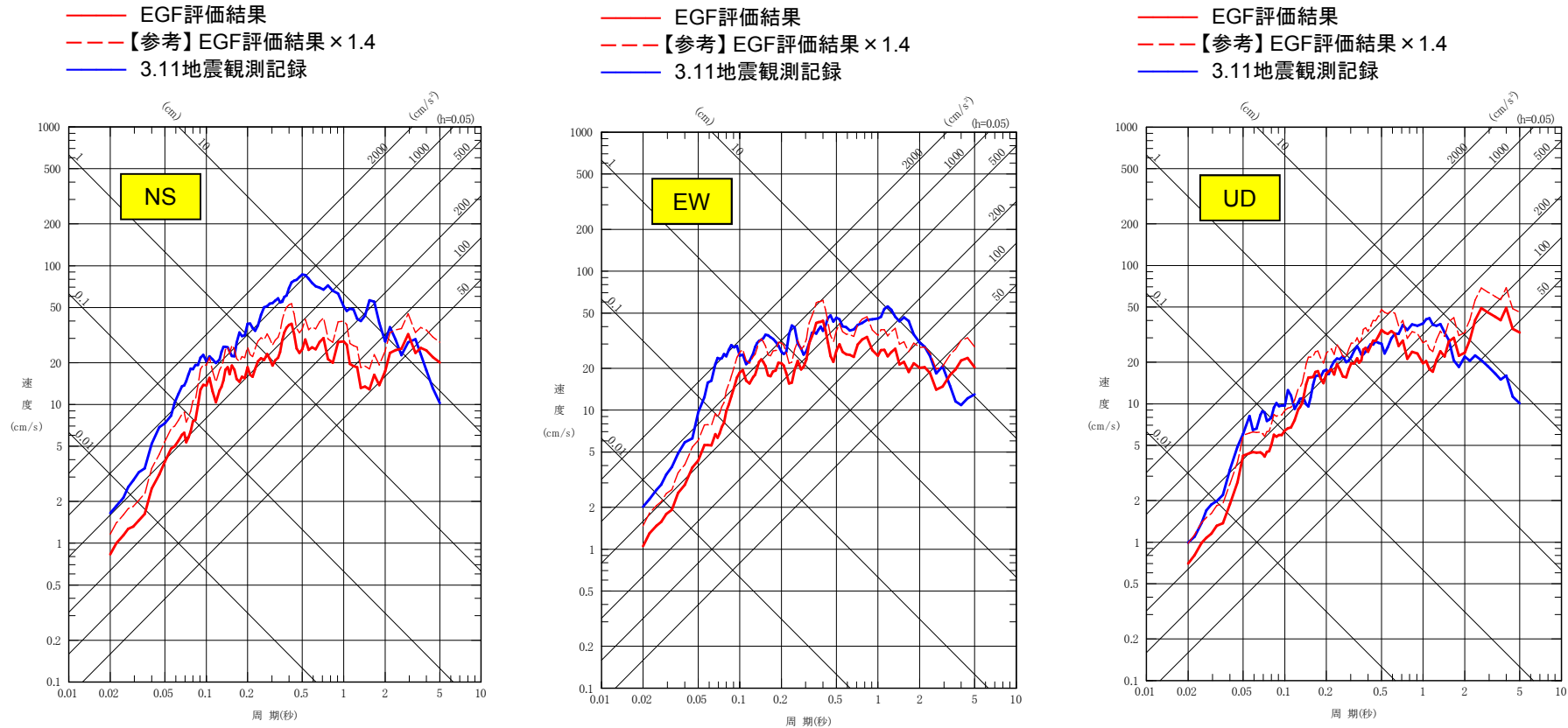


評価結果は、観測記録と同様にNS方向の周期0.5秒付近が卓越しており観測記録の特徴を再現できているが、一般的に過大な結果となった。

※諸井(2013)の断層モデル(応力降下量24.6MPa)を用いていることから、基本ケースの断層モデル(地域性考慮,応力降下量34.5MPa)相当との比較を行うため参考にEGFの結果を1.4倍した。

1. プレート間地震の断層モデル 諸井ほか(2013)を用いた経験的グリーン関数法

■地震動評価結果 要素地震2011年3月10日(M6.8) 応答スペクトル

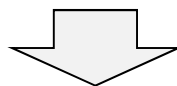


評価結果は、3.11地震(はぎとり波)と比較してEW方向やUD方向は記録と概ね整合するものの、NS方向の周期約0.5秒付近では過小な結果となった。

経験的グリーン関数法の検討結果

【検討結果】

- ・3.11地震の敷地直近の強震動生成域(SMGA)付近で発生したプレート間地震について、大地震と中小地震の特性について観測記録の傾向を比較し、大地震と中小地震ではその特徴に違いが認められた。
- ・諸井ほか(2013)モデルを用いて、M7クラスの地震と中小地震を要素地震とした経験的グリーン関数法による検討を行った。
- ・2005年8月16日宮城県沖地震(M7.2)は3.11地震と記録の特性に類似性が認められるが、M9プレート間地震の要素地震とするには2005年の地震の震源の拡がりなどを考慮すると適切ではない。参考に2005年の地震を要素地震とした場合の地震動を算定した結果は、観測記録の傾向を捉えているものの、全体的に大きな結果となった。
- ・また、3.11地震と傾向が異なる中小地震を要素地震とした場合の地震動を算定した。算定結果は、大地震と中小地震の傾向が特に異なるNS方向の周期0.5秒付近で過小な結果となった。



経験的グリーン関数法による強震動シミュレーション解析では、設定する断層モデルと要素地震の相対的關係によっても結果が左右されることにも留意し、宮城県沖の特徴を踏まえた経験的グリーン関数法によるプレート間地震の地震動評価の高度化検討を進めて行く。

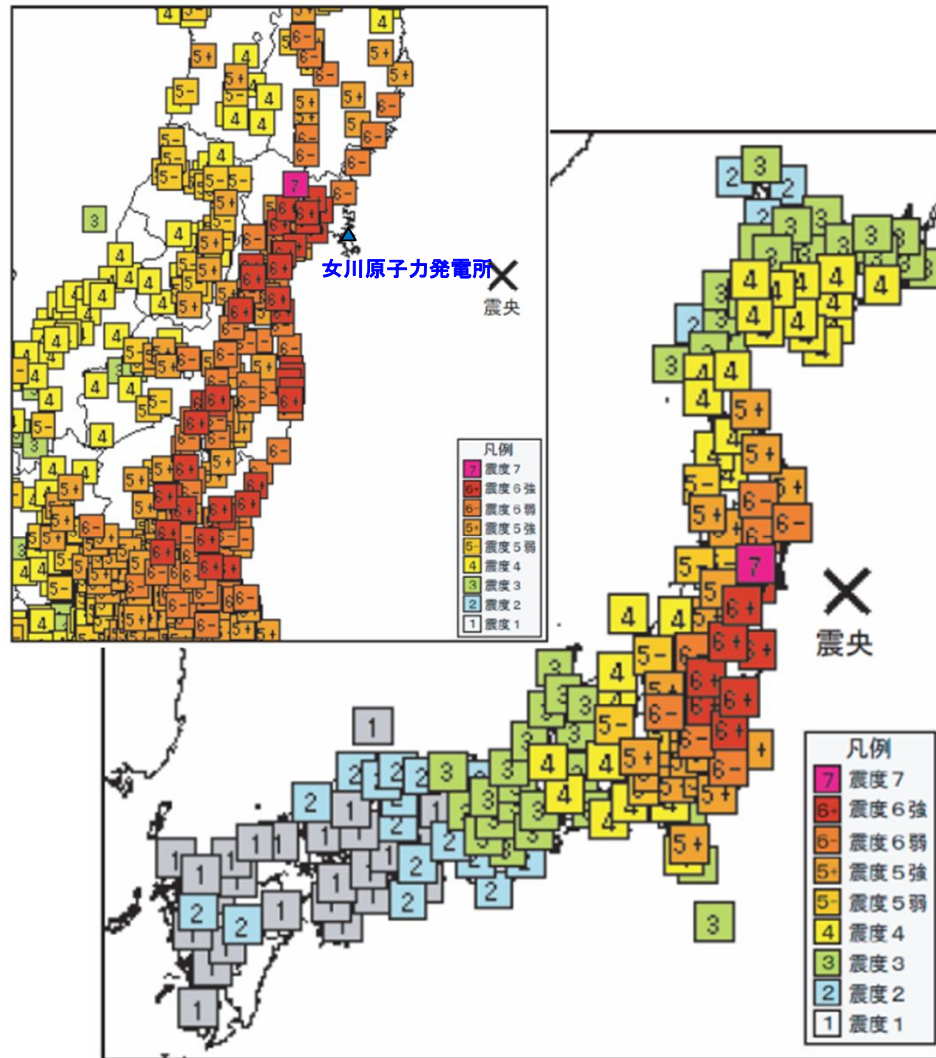
2. プレート間地震の不確かさの検討

3.11地震の知見と不確かさの検討について

これまでの説明概要	今回の検討	不確かさの考慮
<p>【地震の規模】(認識論的な不確かさ)</p> <ul style="list-style-type: none"> 宮城県沖の領域は全て破壊したが、女川の記録は至近の強震動生成域(SMGA)の影響が大きい。 ⇒M9.0より規模が大きくなっても(破壊領域が周辺に広がっても)地震動の大きさは変わらない。 	<p>【地震の規模】</p> <ul style="list-style-type: none"> 各種知見を再度整理。 	<p>Mの増加の影響は小さいと評価</p> <ul style="list-style-type: none"> 宮城県沖の領域は全て破壊したことに加え、大滑り領域からは強震動は出ていないことなども考慮すると、M9.0より規模が大きくなっても(破壊領域が周辺に広がっても)地震動の大きさは変わらないと評価。
<p>【短周期レベル(応力降下量)】(認識論的な不確かさ)</p> <ul style="list-style-type: none"> 既往の3.11地震シミュレーションモデルのSMGAの地震モーメントM_0-短周期レベルAの関係は、福島県沖、茨城県沖と比較して宮城県沖が最も大きく、また、1978年宮城県沖地震と整合。 ⇒宮城県沖は、太平洋プレートの中で最も短周期レベルが大きい地域。3.11地震もその特徴を有している。 	<p>【短周期レベル(応力降下量)】</p> <ul style="list-style-type: none"> これまでのレビューに加え、過去の宮城県沖地震のSMGAの応力降下量の値や3.11地震の各種シミュレーションモデルの応力降下量に着目したレビューを実施。 	<p>不確かさケースとして考慮</p> <ul style="list-style-type: none"> 3.11地震の各種シミュレーションモデルの応力降下量の比較から、面積の大小関係の保守性も踏まえ、割り増した応力降下量を不確かさケースとして考慮。 過去の宮城県沖地震のSMGAの応力降下量については、アスペリティの階層構造の特徴として整理。 <p>【参考検討】</p> <ul style="list-style-type: none"> SMGAの一部のメッシュの応力降下量を3~4倍に割り増した検討を実施、応答スペクトルに与える影響は小さいことを確認した。
<p>【強震動生成域(SMGA)の位置】(認識論的な不確かさ)</p> <ul style="list-style-type: none"> 既往の3.11地震シミュレーションモデルのSMGAは敷地に近いプレート境界に設定されている。 プレートの沈み込み形状から、SMGAを平面的に敷地に近づけても深くなるため、距離は大きく変わらない。 ⇒プレートの沈み込み形状を考慮すると3.11地震は敷地に近い位置にSMGAを持つ地震。 	<p>【強震動生成域(SMGA)の位置】</p> <ul style="list-style-type: none"> これまでのレビューに加え、過去の宮城県沖地震のSMGA位置との関係について再整理した。 	<p>SMGA位置は繰返し発生している位置で、かつ敷地に対して厳しい位置であることを確認</p> <ul style="list-style-type: none"> 断層モデルのSMGA位置は3.11地震等の過去の宮城県沖の地震のSMGAを含む位置に該当している。 なお、幾何学的に位置を近づけても、その影響は小さい。 <p>【参考検討】</p> <ul style="list-style-type: none"> 仮に、SMGAを敷地に近づけたとしても、応答スペクトルに与える影響は小さいことを確認した。
<p>【破壊開始点の影響】(偶然的な不確かさ)</p> <ul style="list-style-type: none"> 既往の3.11地震モデルでは、破壊開始点は破壊が敷地に向かう位置となっている。 ⇒3.11地震は、敷地に対し厳しい破壊形式となっている。 	<p>【破壊開始点の影響】</p> <ul style="list-style-type: none"> 基本ケースの断層モデルについて、複数の破壊開始点での評価を行い、破壊開始点の影響について定量的に検討。 	<p>最も影響の大きい破壊開始点を不確かさケースに反映</p> <ul style="list-style-type: none"> 破壊が敷地に向かう位置に設定したケースが最も大きい傾向を示すことを確認。 基本ケース、不確かさケースとも、破壊開始点は当該破壊開始点で代表する

2. プレート間地震の不確かさの検討 地震の規模

■ 3.11地震の概要



震度分布図(気象庁(2012)に一部加筆)

地震の諸元

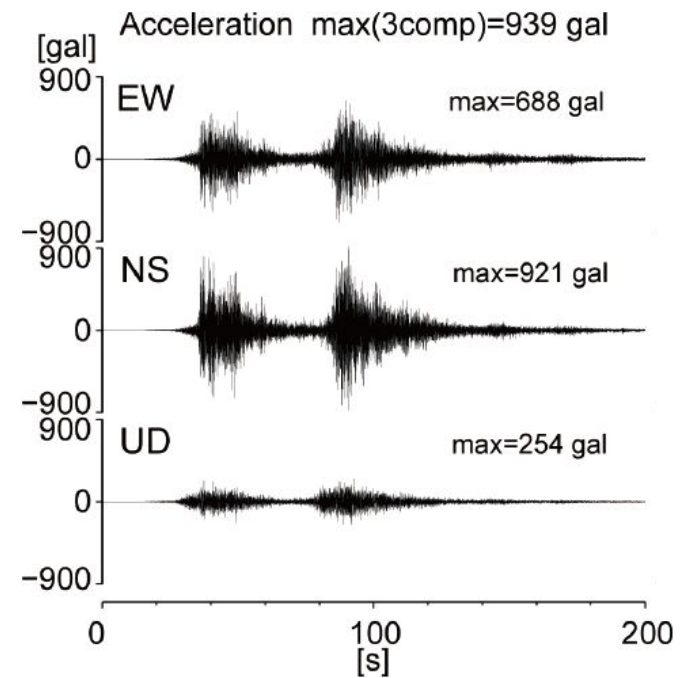
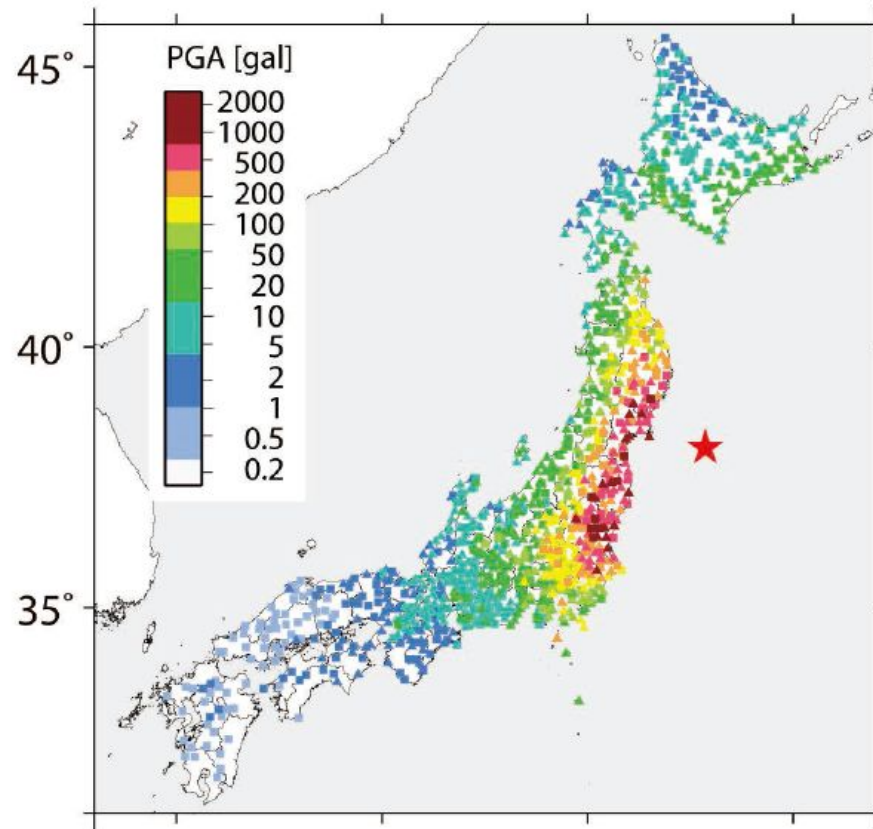
発生日時	2011年3月11日14時46分
地震名	平成23年(2011年)東北地方太平洋沖地震
地震規模	Mw9.0
震央位置	東経 142° 51.66' 北緯 38° 6.21'
震源深さ	24km
女川原子力発電所との距離	震央距離 124km

宮城県栗原市で震度7、宮城県、福島県、茨城県、栃木県の4県37市町村で震度6強を観測したほか、東日本を中心に北海道から九州地方の広い範囲で揺れが観測された。

2. プレート間地震の不確かさの検討 地震の規模

■ 3.11地震の観測ネットワーク(K-NET・KiK-net)による強震記録

- ・岩手県から千葉県にかけての20観測点で1Gを超える加速度が記録された。



震央に最も近かったK-NET牡鹿(MYG011)の加速度波形

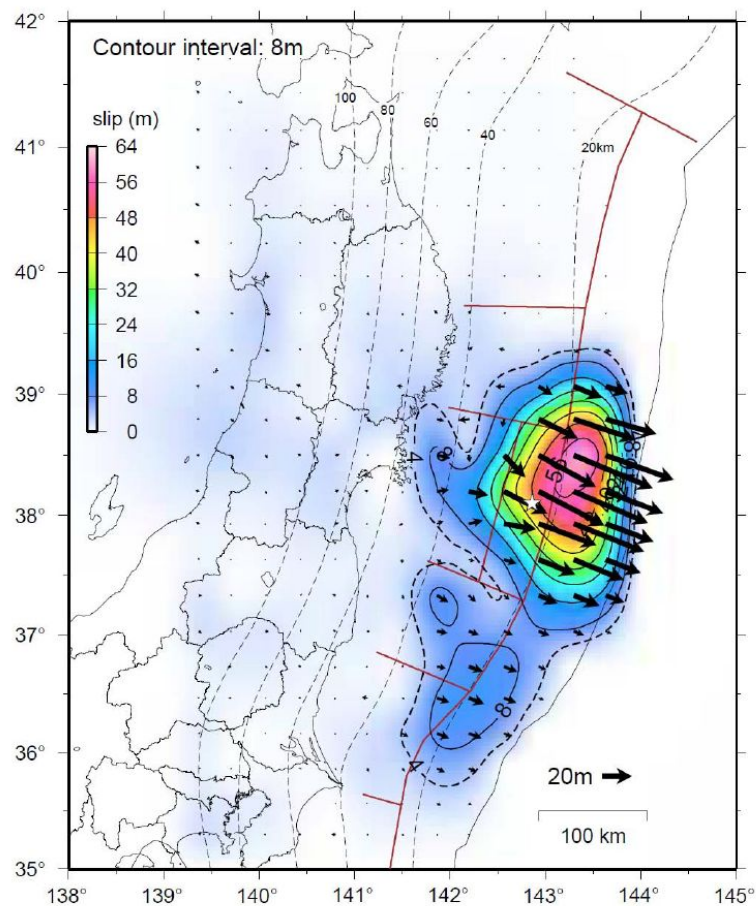
3.11地震のK-NET(△)及びKiK-net(□)で観測された最大加速度値

(東日本大震災合同調査報告書編集委員会(2014))

2. プレート間地震の不確かさの検討 地震の規模

■ 3.11地震の震源域

- ・3.11地震は、三陸沖から茨城県沖にかけての過去のM7～8クラスのプレート間地震の震源域を包含している。
- ・三陸沖から房総沖のプレート間地震としては最大級の地震。



3.11地震の震源域 GPSデータによるすべり分布モデル
国土地理院・海上保安庁作成
(地震本部(2012))

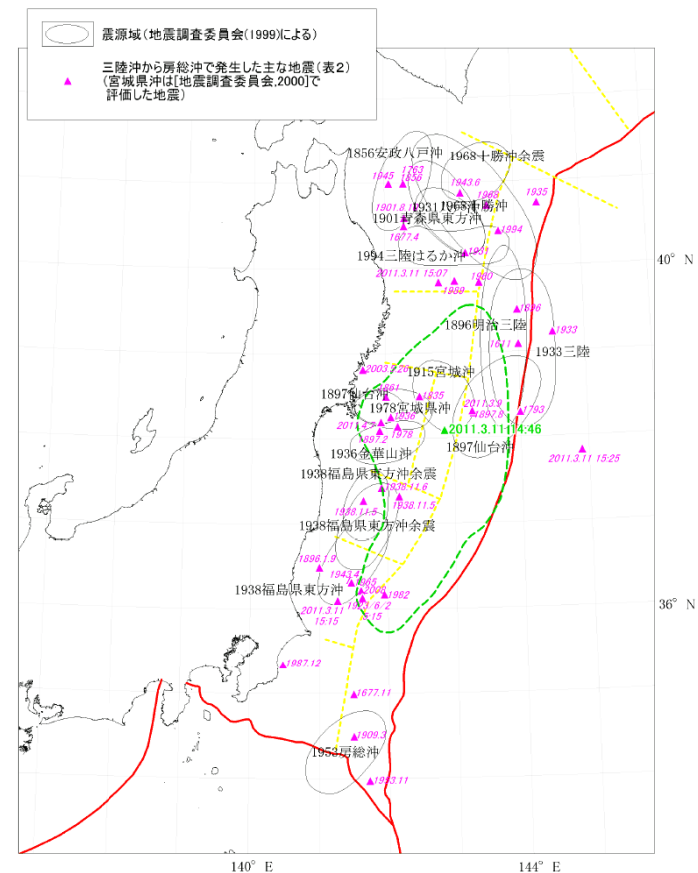


図5 三陸沖から房総沖にかけての主な地震と主な震源域 (地震調査委員会, 1999)

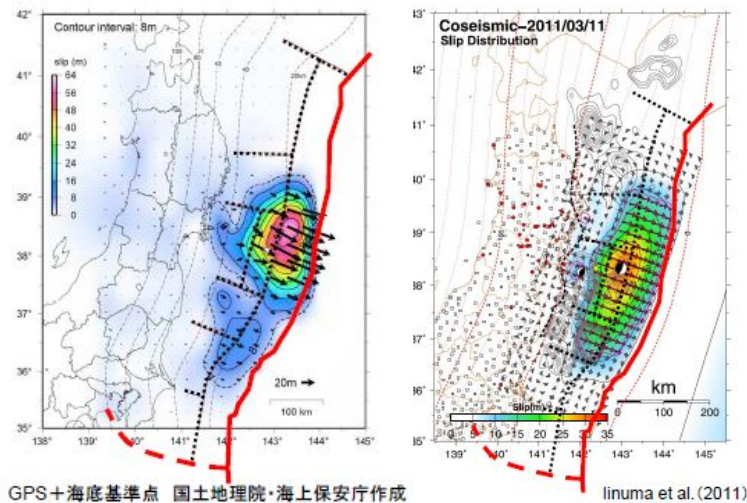
三陸沖から房総沖にかけての主な地震と主な震源域
(地震本部 (2012))

2. プレート間地震の不確かさの検討 地震の規模

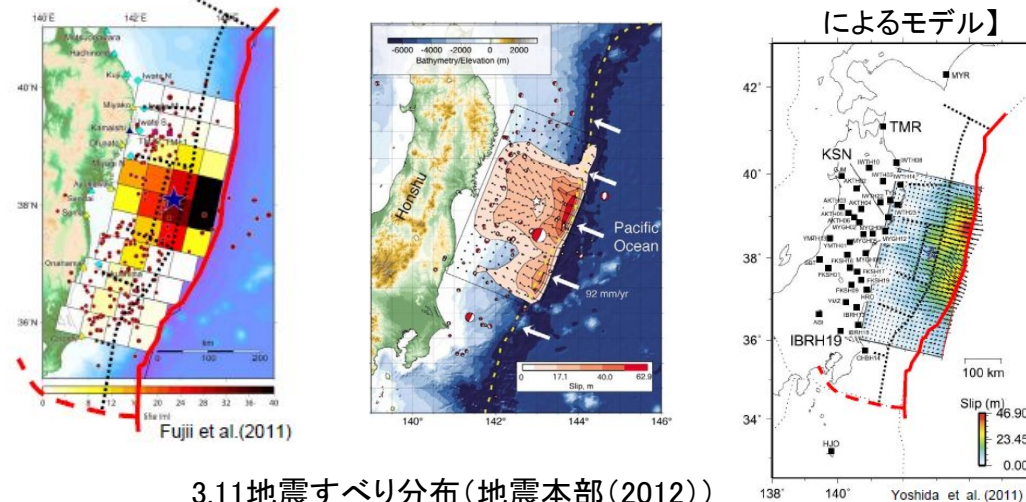
■ 3.11地震のすべり分布モデルと過去の地震のすべり分布

- ・3.11地震の各モデルとも海溝軸付近に30～60mの大きなすべり量がある領域がある。また、敷地に近い宮城県沖についても、過去に発生しているM7～8クラスの宮城県沖地震のすべり域を含んだものとなっている。

【GPSデータによるモデル】



【津波波形によるモデル】 【遠地地震波形によるモデル】 【強震動波形(周期20秒以上)によるモデル】



3.11地震すべり分布(地震本部(2012))

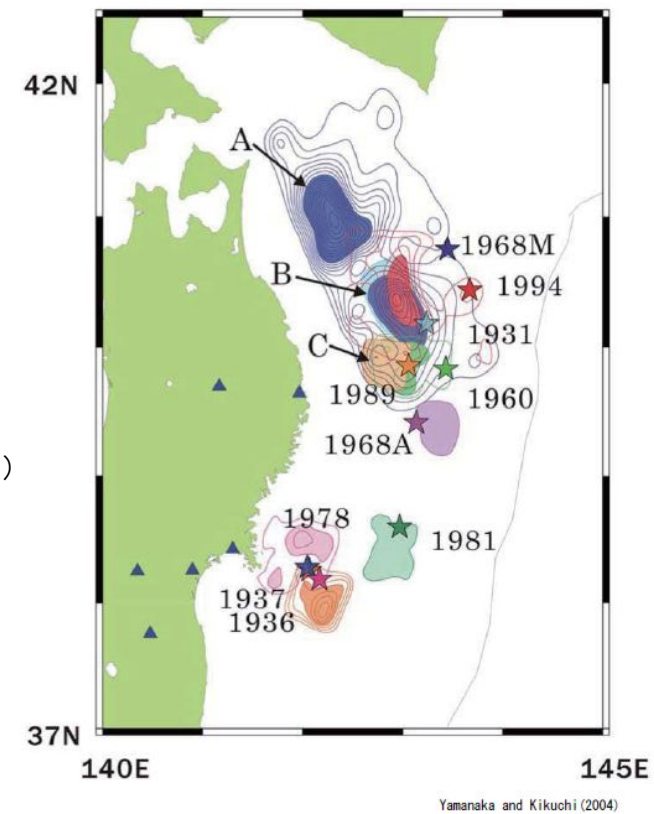


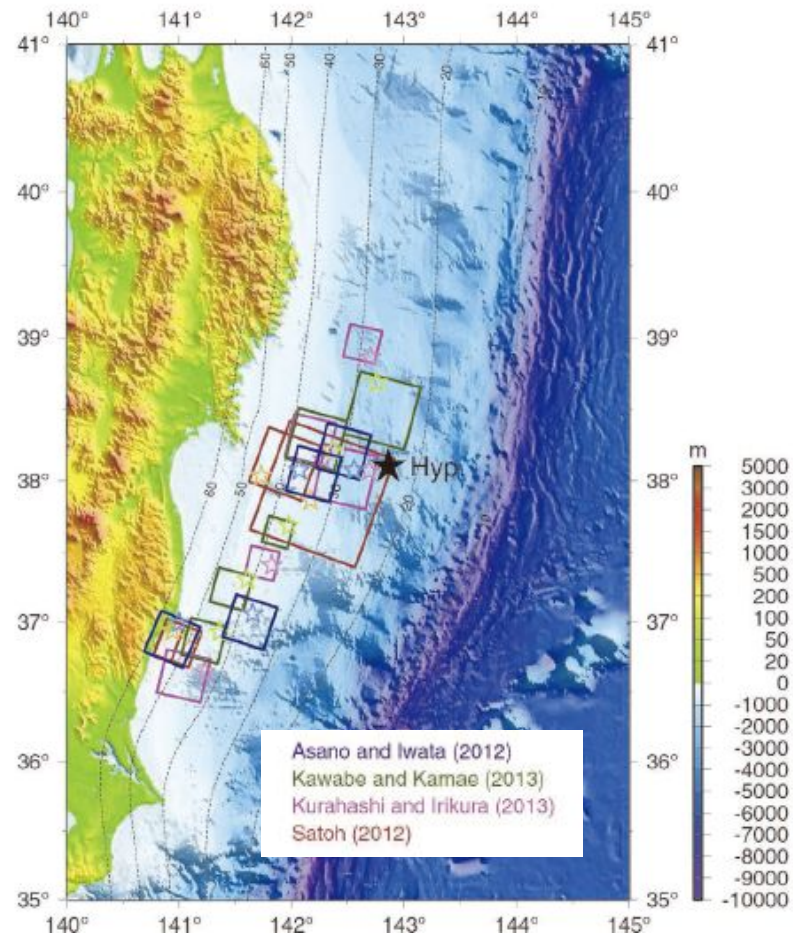
図 47 東北日本の日本海溝沿いにおけるアスぺリティ分布

東北日本の過去の地震のすべり分布
(地震本部(2012))

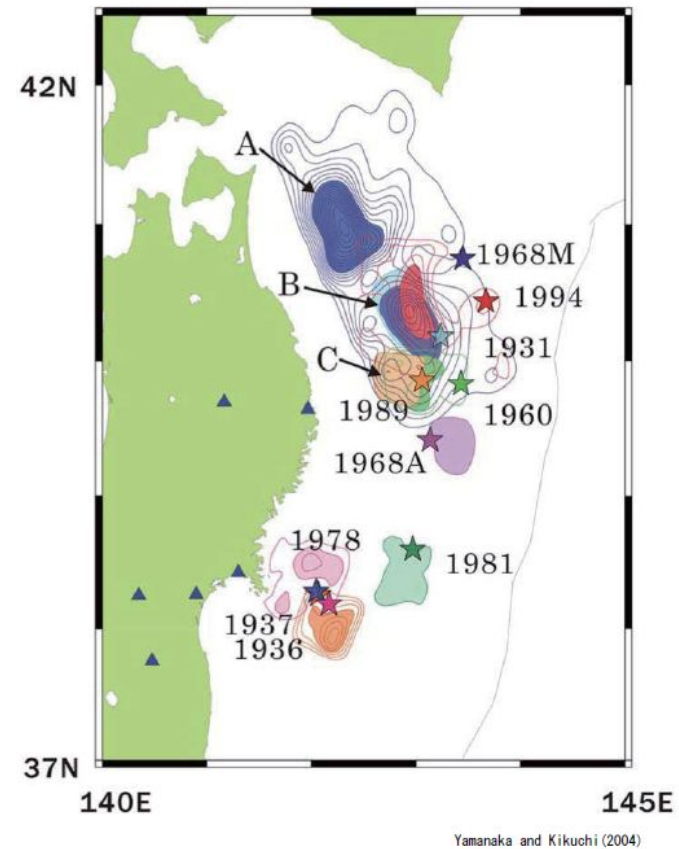
2. プレート間地震の不確かさの検討 地震の規模

■ 強震動を用いたSMGAモデルと過去の地震のすべり分布

- ・各モデルとも施設評価で重要となる短周期域の地震動生成に関する強震動生成域(SMGA)は、海溝軸付近の大きなすべりが発生した領域ではなく、陸側に近い領域に想定されている。
- ・特に宮城県沖については、各モデルとも同様の領域にSMGAが想定されており、過去の地震ともよく対応している。



強震波形によるSMGAの分布
(東日本大震災合同調査報告書編集委員会(2014))



東北日本の過去の地震のすべり分布(地震本部(2012))

2. プレート間地震の不確かさの検討 地震の規模

■ SMGAと過去の地震のすべり分布

- ・宮城県沖についてはプレート間地震は、比較的短い間隔(約40年程度)でM7クラスの地震が発生していることから、地震時のすべり分布等が詳細に検討されており、1978年地震(M7.4)と2005年地震(M7.2)のすべり分布はほぼ重なっている。
- ・1978年宮城県沖地震(M7.4)、2005年宮城県沖の地震(M7.2)の強震動モデルとしてはどちらも近接した位置にアスペリティ(SMGA)が設定されている。
- ・3.11地震の強震動生成域(SMGA)は、宮城県沖の過去の地震とオーバーラップしている。

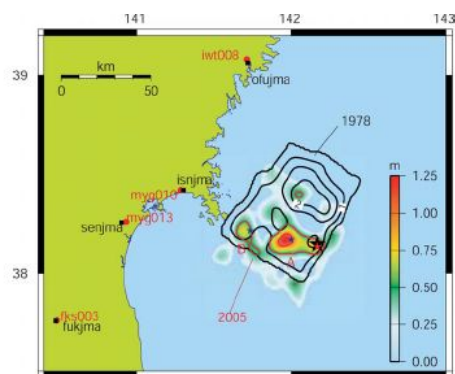
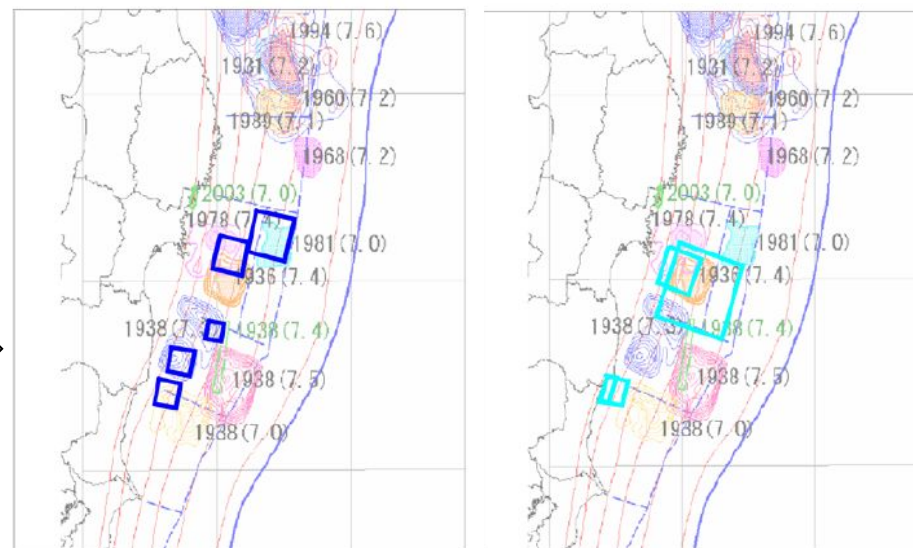
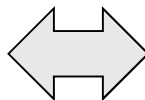


図2-3 1978年宮城県沖地震の震源域

1978年宮城県沖地震と2005年宮城県沖の地震の断層すべり分布の比較。すべり分布は、1978年宮城県沖地震はコンターで、2005年宮城県沖の地震は色で表示。(Wu et al., 2008)

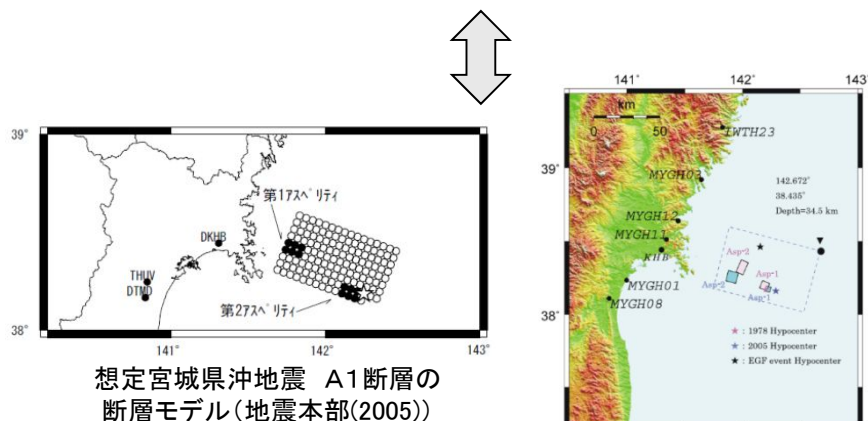
1978年と2005年の地震のすべり分の比較(地震本部(2012))



□: 川辺ほか(2011)のSMGA

□: 佐藤(2011)のSMGA

3.11地震のSMGAの位置と過去の地震との比較(内閣府(2012b))



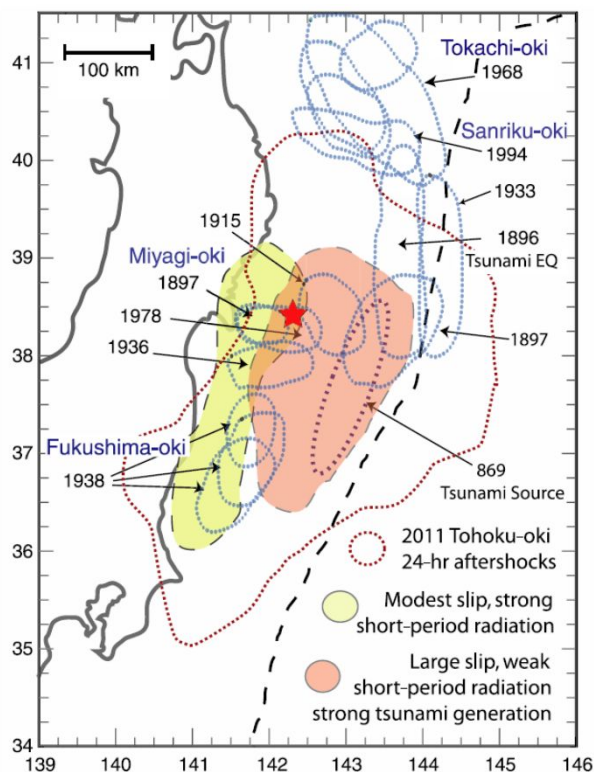
想定宮城県沖地震 A1断層の断層モデル(地震本部(2005))

1978年と2005年宮城県沖の地震の強震動モデル(Kamae(2006))

2. プレート間地震の不確かさの検討 地震の規模

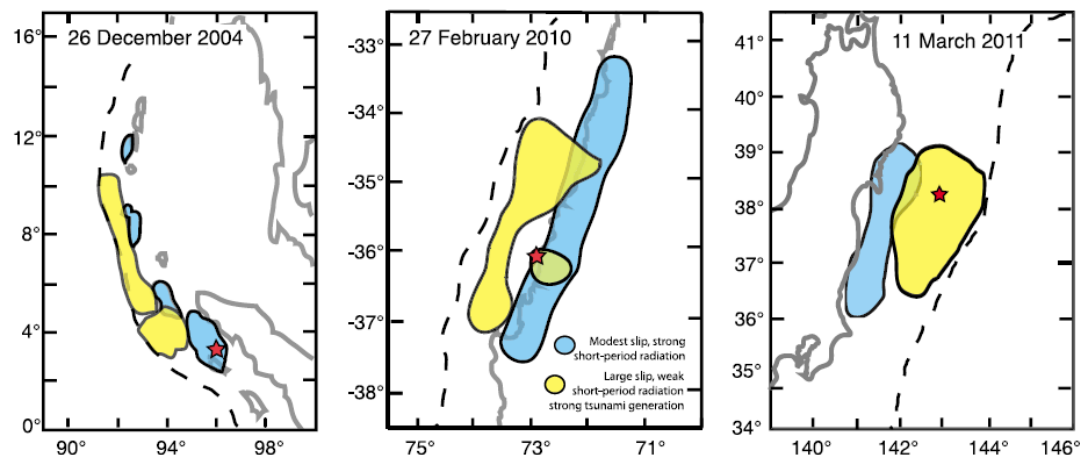
■3.11地震の強震動生成域

- ・3.11地震の特徴として、強震動生成域(短周期域)とすべりの大きい領域(長周期域)が異なる(Lay et al.(2012))。
- ・本震の広い断層破壊域のなかで、陸寄り(本震の破壊開始点より西側)の深い領域で短周期が生成されている。

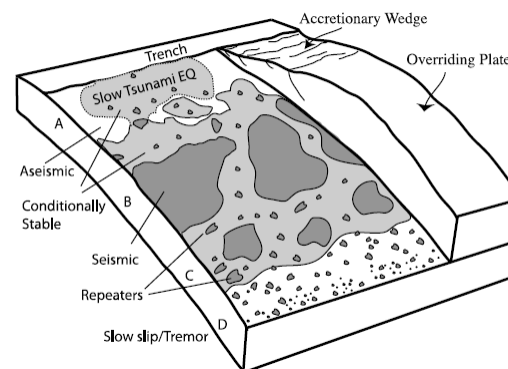


※短周期域と長周期域が分かれている。

3.11地震の余震が発生(本震発生から1日の間)
した領域と過去に発生した地震の震源域(Koper et al.(2011))



2004年スマトラ地震(左図), 2010年チリ地震(中図), 3.11地震(右図)
の強震動生成域(青)と大すべり領域(黄)(Lay et al.(2012))



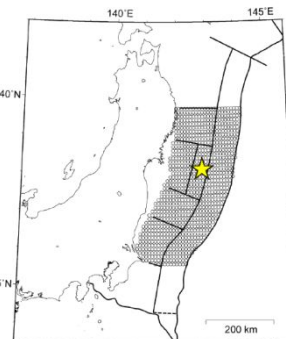
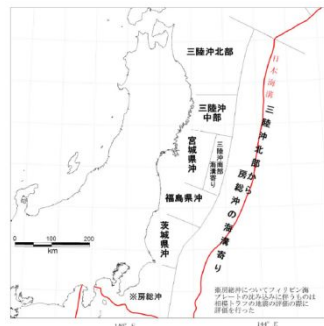
プレート間地震の深さによる地震発生の模式図
(Lay et al.(2012))

2. プレート間地震の不確かさの検討 地震の規模

■津波モデルとの比較

- ・女川地点の基準津波の断層モデルは、地震本部(2012, 2014)の東北地方太平洋型地震(三陸沖中部から茨城県沖)等を参考にし、津波の特性を踏まえその巨視的断層面を設定している。
- ・地震動の断層モデルは、地震動の特性を踏まえ、巨視的断層面は津波モデルと同様に地震本部の三陸沖中部から茨城県沖(海溝軸付近を含む)の領域を考慮しており、その設定面積は、100,000km²を考慮しており、津波モデルの面積と概ね同程度である。

三陸沖から房総沖にかけて
の領域区分
(地震本部(2012))



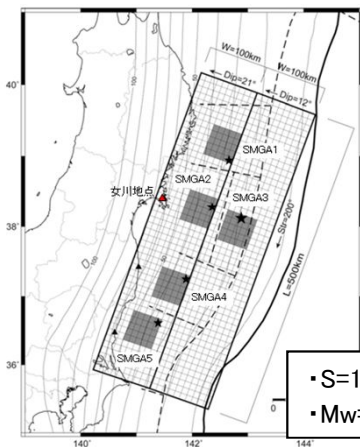
東北地方太平洋沖型の地震
(地震本部(2014))

【津波の断層モデル】

- ・津波では、海溝軸付近の大すべり域、超大すべり域による影響が支配的である。
- ・断層面は、プレートの沈み込み形状(海溝軸の形状)に合わせて設定している。

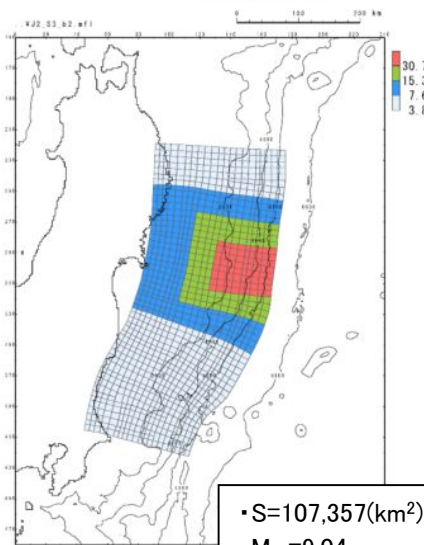
【地震動の断層モデル】

- ・強震動は、陸側に近い強震動生成域(SMGA)による影響が支配的である。
- ・各領域にSMGAを考慮している

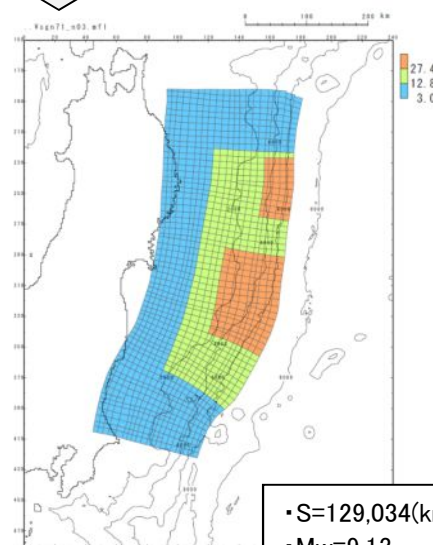


・S=100,000(km²)
・Mw=9.0

同程度の
面積を考慮



・S=107,357(km²)
・Mw=9.04



・S=129,034(km²)
・Mw=9.13

基準断層モデル①-1

基準断層モデル③-1※

(第286回審査会合 資料1-1より)

地震動の断層モデル

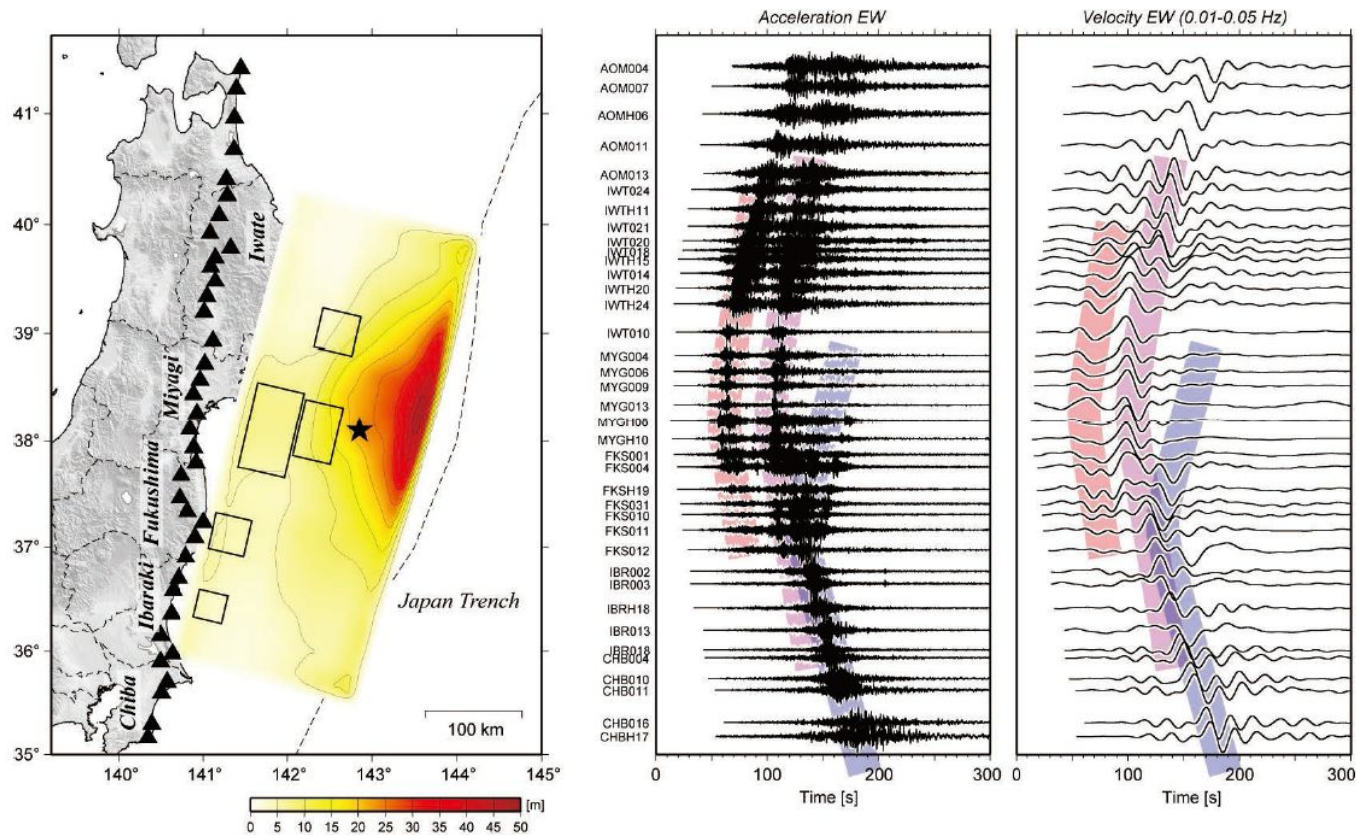
※: 広域の津波特性をモデルに適切に反映する観点から、想定波源域を三陸沖北部まで拡大。

2. プレート間地震の不確かさの検討 地震の規模

■ 3.11地震の強震動の特徴

【東日本大震災合同調査報告書編集委員会(2014)】

- ・東北地方の多くの観測点において加速度波形及び速度波形の双方に、明瞭な波群が二つ認められる。
- ・観測された2つの波群は、宮城県の観測点を先頭として南北に伝播しており、その時間差は概ね40秒程度と一定であることが特徴である。この波群は加速度で見ると宮城県の観測点では孤立した様相を示す。



北から南方向へのペーストアップ波形描画
に用いたK-NET・KiK-net観測点分布

加速度波形の東西成分

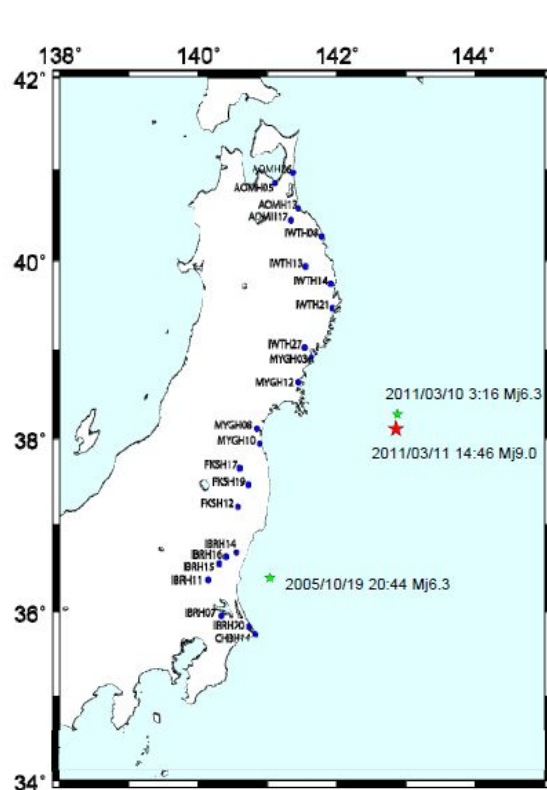
速度波形(バンドパス0.01~0.05Hz)
の東西成分

(東日本大震災合同調査報告書編集委員会(2014))

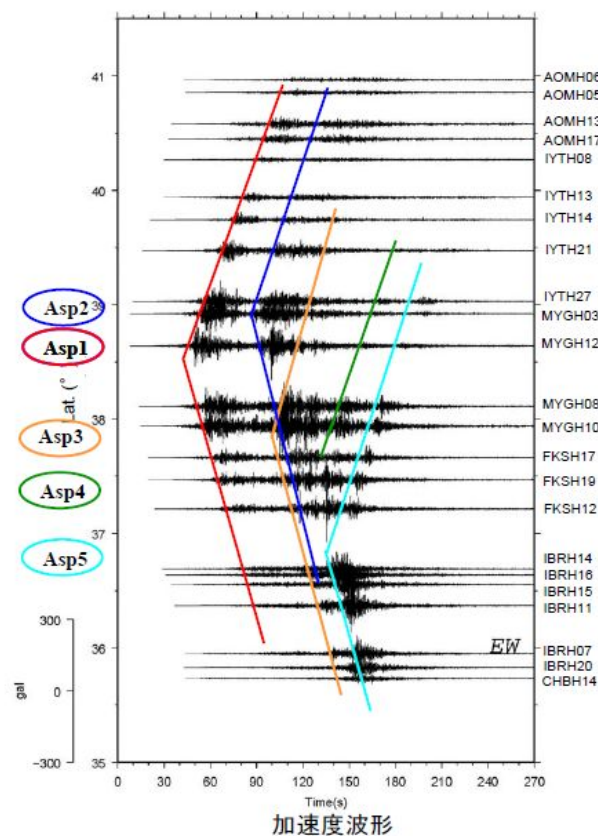
2. プレート間地震の不確かさの検討 地震の規模

■ 3.11地震の強震動の特徴

- ・北部の観測点に対しては、断層南部からの地震波の寄与が非常に小さいと考えられる。
- ・それぞれの地点に対しては、至近の強震動生成域による影響が大きいと考えられる。

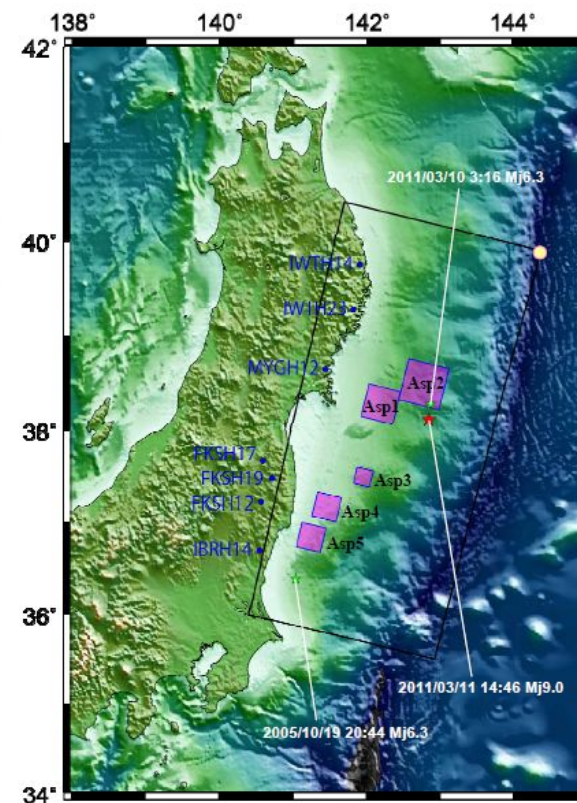


観測点位置



加速度波形

近地強震動波形(K-NET、KiK-net)の特徴(川辺ほか(2011))

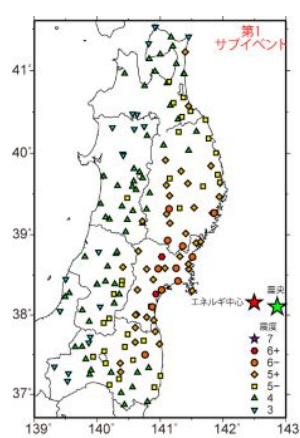


震源モデル(川辺ほか(2011))

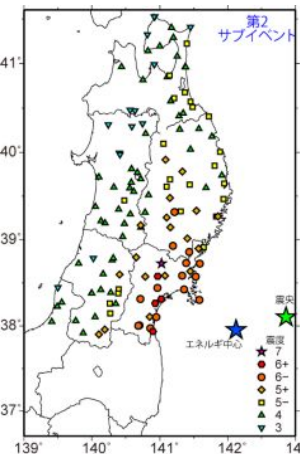
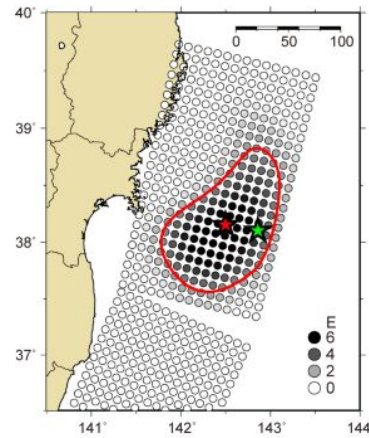
2. プレート間地震の不確かさの検討 地震の規模

■ 3.11地震の強震動の特徴 二つの波群からのマグニチュード

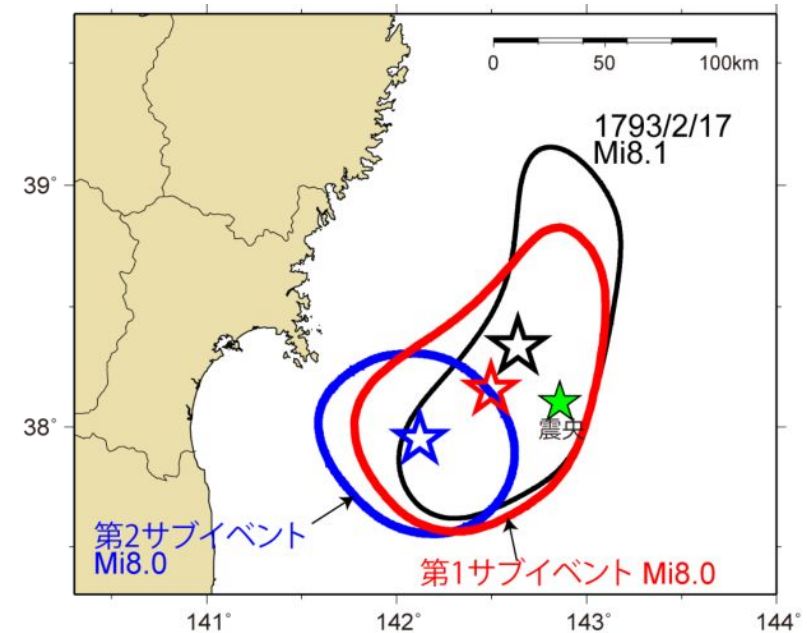
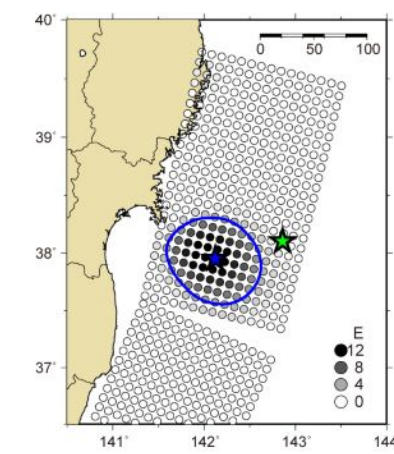
- ・神田ほか(2012)では、2つの波群についてそれぞれの波群を分離し、震度インバージョンを実施している。
- ・結果としては、第1波群、第2波群ともMi=8.0となり、それぞれの波群のマグニチュードはM8前半であった。



第1波群の震度分布と短周期エネルギー放出分布



第2波群の震度分布と短周期エネルギー放出分布



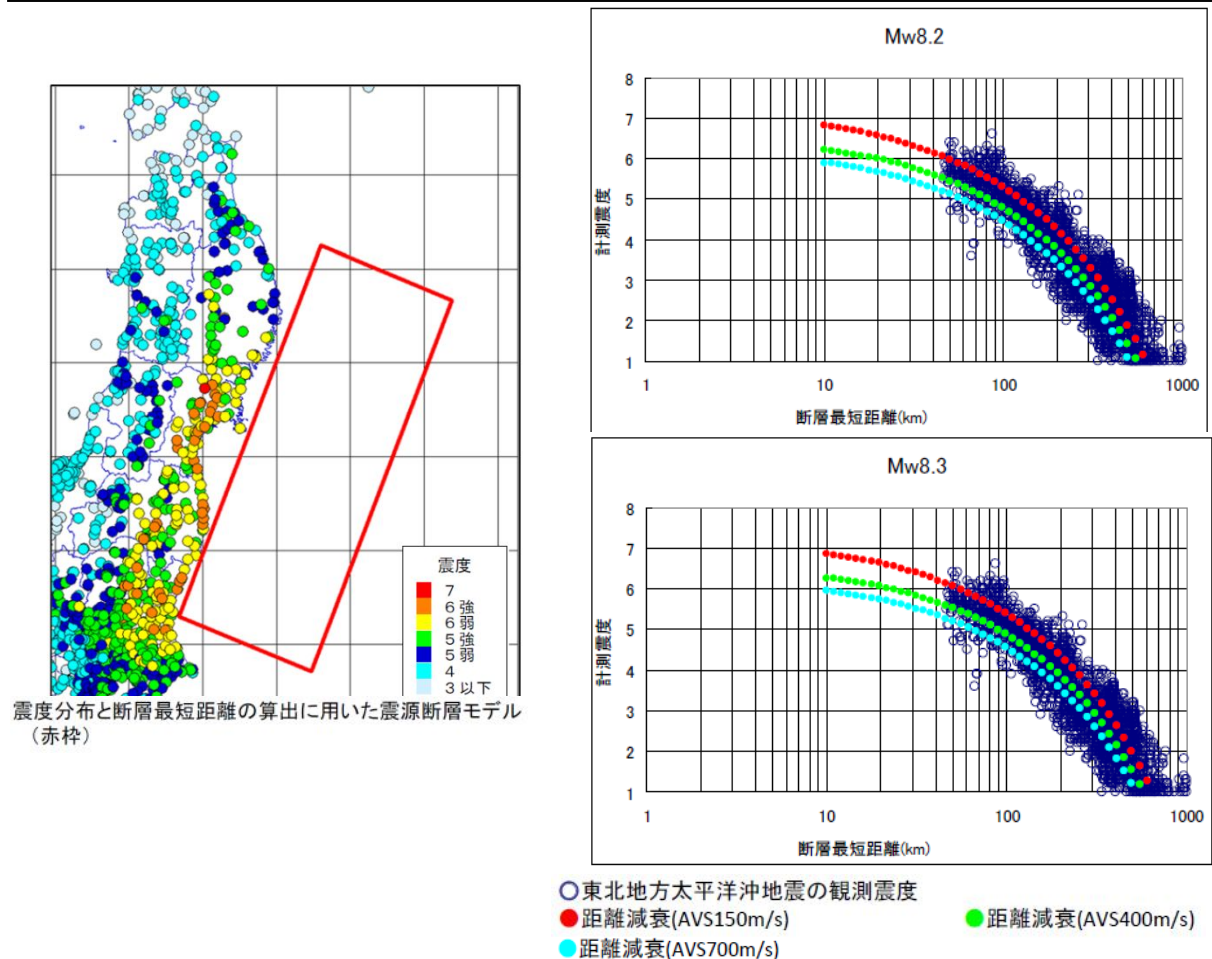
第1波群、第2波群ともMi=8.0

2. プレート間地震の不確かさの検討 地震の規模

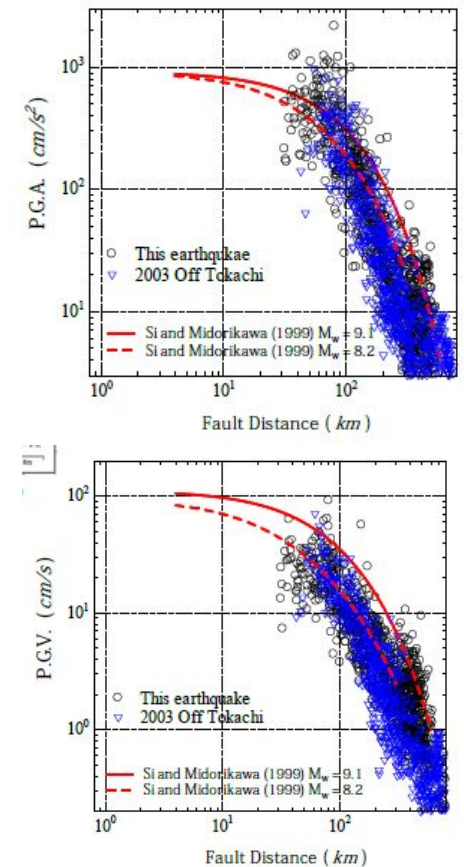
■ 3.11地震の強震動の特徴 距離減衰式からの比較

【内閣府(2012b)】

・3.11地震において、経験的手法である距離減衰式から求められる、地震規模であるパラメータMwは8.2~8.3程度であり、すべり量や応力降下量など断層運動から求められる地震規模Mw9.0と比べると相当小さい値となっている。



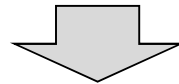
3.11地震の震度の距離減衰(内閣府(2012b))



3.11地震(Mw9.0)と2003年十勝沖地震(Mw8.3)のPGA, PGVの距離減衰の比較(司ほか(2011))

○地震の規模のまとめ

- ・3.11地震では宮城県沖の領域は全て破壊し、また、その隣接領域へも破壊が及んだ地震であるが、女川の記録は2つの波群に分かれており、至近のSMGAの影響が大きい(背景領域や遠いSMGAの影響は小さい)。
- ・3.11地震では大滑り領域からは短周期の強震動は出ていない。

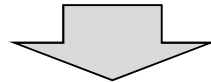


M9.0より規模が大きくなっても(すべり領域が広がっても)地震動の大きさは変わらないと評価。

2. プレート間地震の不確かさの検討 短周期レベル(応力降下量)

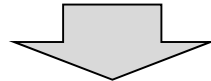
「南海トラフの巨大地震モデル検討会(第二次報告)」:内閣府(2012a) 『強震動生成域(SMGA)の応力降下量』に関する記載

- ・第一次報告の強震断層モデルのSMGAの応力降下量は、表6.2に示すとおり、セグメントによって多少異なるが、34~46MPaである。**SMGAの応力降下量は、地震調査委員会(2009)の手順による場合は40MPaとなり、今回のケースについては、SMGAの値に多少のバラつきはあるものの、両者は概ね同程度**であると思われる。
- ・一方、**東北地方太平洋沖地震**の解析で、SMGAを直接解析する研究が行われている。これらの解析結果を収集・整理した結果を、表6.4及び図6.3に示す。これらから、**SMGAの応力降下量は、平均24MPa程度で、平均値に標準偏差を加えた値は約30MPa**である。
- ・今回のような巨大地震の検討のように検証すべき震度分布や地震波形がない場合には、その不確実性から、**想定より大きな強震断層モデルとなっている可能性も否定できない**。
- ・強震断層モデルから算出される強震動は、主としてSMGAのパラメータによって支配される。**SMGAを直接解析する新たな手法による解析事例はまだまだ少なく評価が難しい**点はあるが、検証すべき震度分布を持たない巨大地震の強震断層モデルの検討においては、最初に震源断層全体の地震モーメント等を設定する従来の方式ではなく、**最初にSMGAの応力降下量等のパラメータを直接設定する新しい方式を検討する必要がある**。



以上の記載については以下のように理解

- ・南海トラフの各SMGAの応力降下量は概ね40MPa程度。これは東北地方太平洋沖地震のSMGAの応力降下量を上回る。但し、検証データの関係から想定より大きな強震断層モデルとなっている可能性も否定出来ない。
- ・検証データが少ない場合、SMGAの応力降下量等のパラメータを直接設定する方式は有効だが、**解析事例が少なく評価が難しい**。



女川のM9プレート間地震の断層モデル(諸井ほか(2013)によるモデル)は、東北地方太平洋沖地震のシミュレーション解析を通じ宮城県沖の地域性も踏まえて設定しているが、SMGAの応力降下量のさらなる不確かさの考慮の必要性の検討に当たっては、SMGAの応力降下量等のパラメータに関する有効な解析事例が少ないことにも留意する必要がある。

2. プレート間地震の不確かさの検討 短周期レベル(応力降下量)

OSMGAの応力降下量等のパラメータの不確かさを保守的に評価するに当たっての考え方

①宮城県沖と他の地域の比較

- ・過去のプレート間地震や、3.11地震のSMGAの短周期レベルについて、宮城県沖と他の地域の大小関係を比較し、裕度として他の地域の特徴を反映する必要があるかどうかを検討する。

②宮城県沖の過去のプレート間地震のSMGAの応力降下量との比較

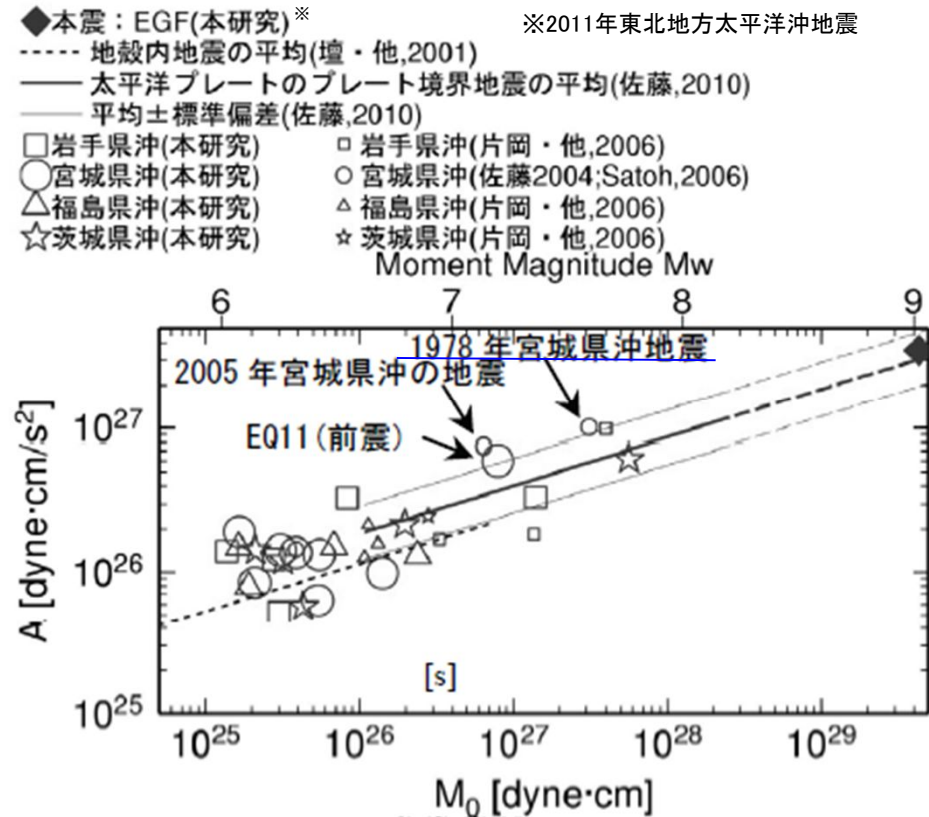
- ・1978年宮城県沖地震(M7.4)などの過去の地震のSMGAの応力降下量とM9プレート間地震のSMGAの応力降下量の値について比較し、裕度としてモデルに反映する必要があるかどうかを検討する。

③3.11地震の複数の強震動シミュレーションモデルとの比較

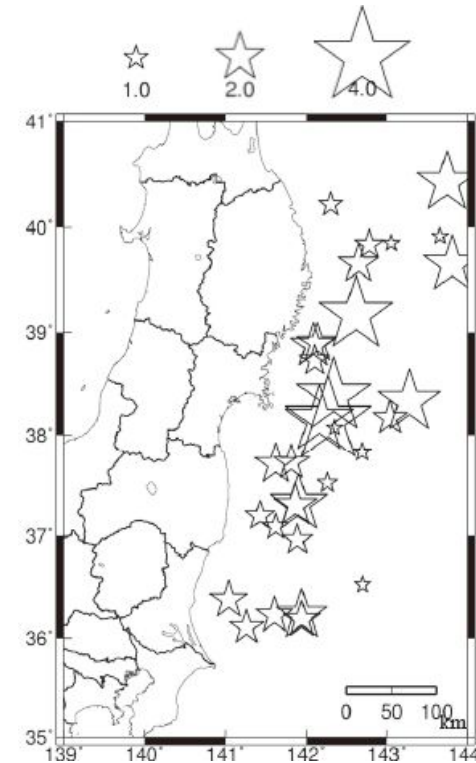
- ・内閣府(2012a)の南海トラフの検討では、3.11地震の各種シミュレーションモデルの応力降下量との比較を実施している。
- ・女川のM9プレート間地震の断層モデル(諸井ほか(2013)によるモデル)は、3.11地震のシミュレーション解析を通じ宮城県沖の地域性も踏まえて設定しているため、SMGAのパラメータ(SMGAの面積、応力降下量、地震モーメントなど)の組合せとしての位置づけは、他のシミュレーションモデルのパラメータの組合せと同じものである。また、設定過程における各種パラメータが、他のM9プレート間地震に関する他の研究・検討と整合していることも確認している。
- ・一方、内閣府(2012a)では、「最初にSMGAの応力降下量等のパラメータを直接設定する新しい方式を検討する必要がある」としており、例えば応力降下量はプレートの物理量と密接に関係するため、設定された値は研究者の地域性に関する見解が反映されたものと考えられる。
- ・このことから、シミュレーションモデルのSMGAの応力降下量の大小関係について比較し、面積の大小関係も踏まえつつ、裕度としてモデルに反映する必要があるかどうかを検討する。

2. プレート間地震の不確かさの検討 短周期レベル(応力降下量)

■過去の宮城県沖地震の短周期レベル(応力降下量)の特徴



太平洋プレート境界地震の M_0 -A関係(佐藤(2012))に一部加筆)

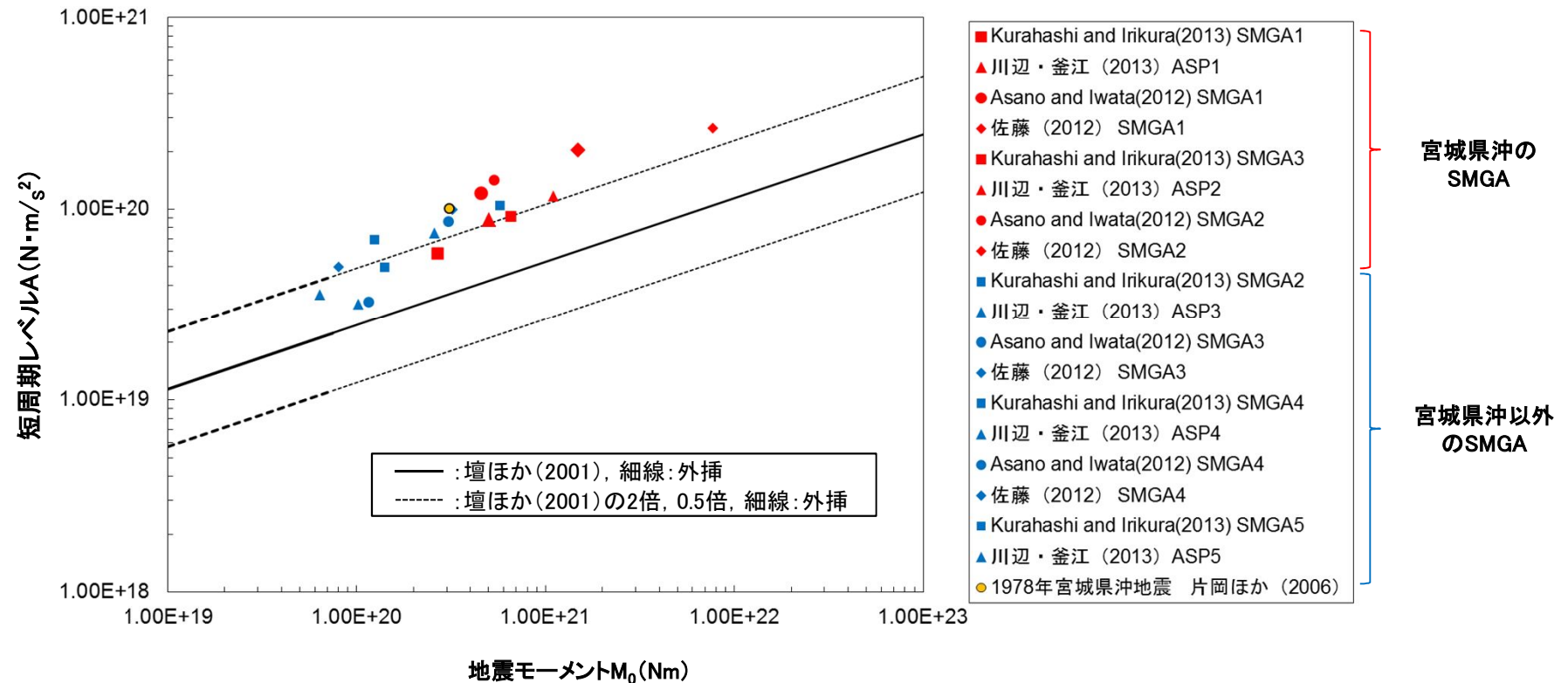


太平洋プレート境界地震の壇ほか(2001)の M_0 -A関係に基づくAに対する比(佐藤(2012))

宮城県沖では、1978年宮城県沖地震、2005年宮城県沖の地震の地震観測記録の分析から、地震モーメント M_0 と短周期レベルAの関係(M_0 -A関係)が、太平洋プレート境界地震の平均±標準偏差よりやや大きいレベルで、ほぼ同じスケリング上にある。

2. プレート間地震の不確かさの検討 短周期レベル(応力降下量)

■ 3.11地震の強震動記録による断層モデルの強震動生成域(SMGA)の短周期レベルの特徴



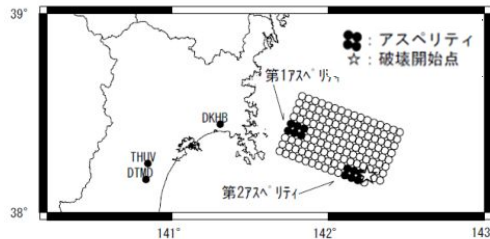
各震源モデルのSMGAの地震モーメントM₀-短周期レベルAの関係

宮城県沖の強震動生成域(SMGA)の短周期レベルも、過去の宮城県沖地震と同様に、他の地域に比べて相対的に大きい傾向にある。

2. プレート間地震の不確かさの検討 短周期レベル(応力降下量)

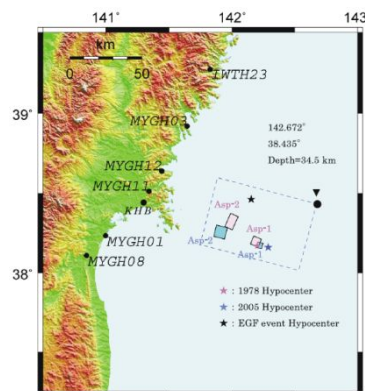
■過去の宮城県沖地震での応力降下量

- 地震本部(2005)では、1978年宮城県沖地震(M7.4)の観測記録を踏まえ想定宮城県沖地震の断層モデル(A1断層)を想定しており、比較的面積が小さい2つのアスペリティ(SMGA)が考慮されている。また、1978年、2005年の宮城県沖の地震のシミュレーションモデルであるKamae(2006)等においても、2つのSMGAが考慮されている。これらのSMGAの応力降下量は、海溝側で約70MPa~90MPaとM9プレート間の基本モデルのSMGAの応力降下量(34.5MPa)より数倍大きな値となっている。
- Uchida and Matsuzawa(2011)では、釜石沖の繰り返し地震や3.11地震の分析を踏まえプレート間地震におけるアスペリティの内部に、さらに小さなアスペリティが存在するアスペリティの階層構造について提案している。過去の宮城県沖地震のSMGAとM9プレート間地震のSMGAもこのような階層関係にあるものと考えられる。M9プレート間地震のシミュレーションでは観測記録の応答スペクトルとの整合性検討を実施していることから、これらの小さいSMGAによる影響も評価に反映されているものと考えられる。但し、このような小さいアスペリティの影響はパルス的な波形となって表れてくることも指摘(Kurahashi and Irikura(2013))されている。
- なお、SMGAの一部のメッシュの応力降下量を3~4倍に割り増した検討を実施し、応答スペクトルに与える影響は小さいことを確認している(参考資料参照)。



想定宮城県沖地震 A1断層の断層モデル(地震本部(2005))

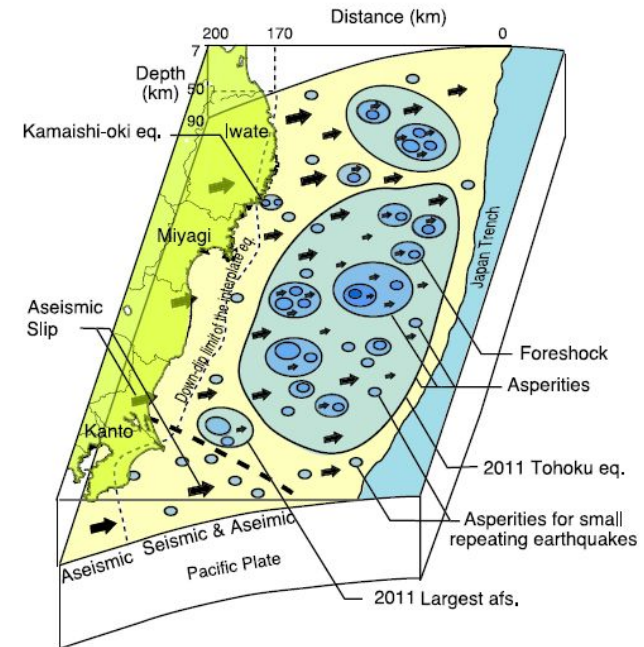
第1アスペリティ(96km²)の
応力降下量($\Delta\sigma$): 29MPa
第2アスペリティ(96km²)の
応力降下量($\Delta\sigma$): 73MPa



1978年、2005年宮城県沖の地震の断層モデル(Kamae(2006))

【1978年宮城県沖地震(M7.4)】
第1アスペリティ(海溝側36km²)の
応力降下量($\Delta\sigma$): 70MPa
第2アスペリティ(陸側60km²)の
応力降下量($\Delta\sigma$): 50MPa

【2005年宮城県沖の地震(M7.2)】
第1アスペリティ(海溝側16km²)の
応力降下量($\Delta\sigma$): 90MPa
第2アスペリティ(陸側64km²)の
応力降下量($\Delta\sigma$): 30MPa



アスペリティの階層構造の模式図
(Uchida and Matsuzawa(2011))

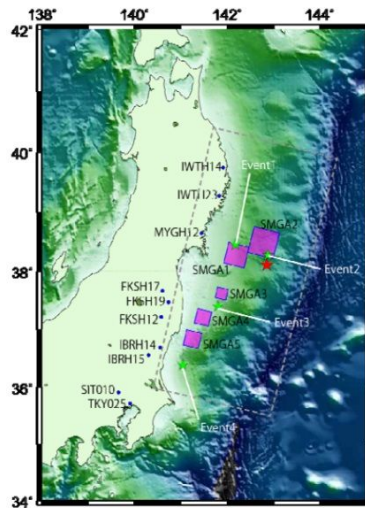
2. プレート間地震の不確かさの検討 短周期レベル(応力降下量)

■ 3.11地震の強震記録を用いた断層モデルの比較

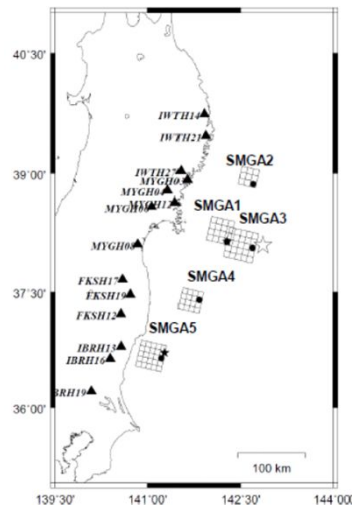
- ・3.11地震の各断層モデルの宮城県沖のSMGAは面積が異なるが、応力降下量のみを比較すると佐藤(2012)が39.77MPaと最も大きい。
- ・基本ケースのベースとなる諸井ほか(2013)のSMGAの面積(50km×50km=2500km²)と比較的近い面積のSMGAは、佐藤(2012)のSMGA(45km×45km=2025km²)である。

⇒地震動評価の短周期側に与える影響が大きい短周期レベルは、応力降下量に加えSMGAの面積の大きさによっても左右され、基本的にはセットで考慮すべきものである。ここでは、保守的に、佐藤(2012)の39.77MPaを参考にし、これと同程度の応力降下量を不確かさとして考慮する(考慮したSMGAの短周期レベルと他モデルの比較は、次頁参照)。

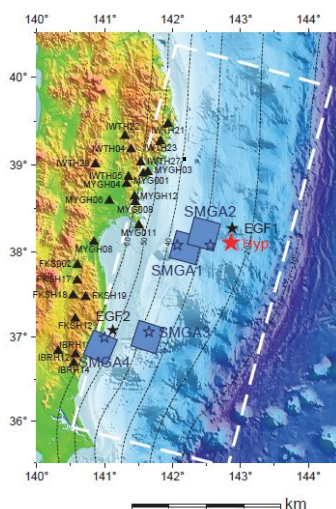
川辺・釜江(2013)



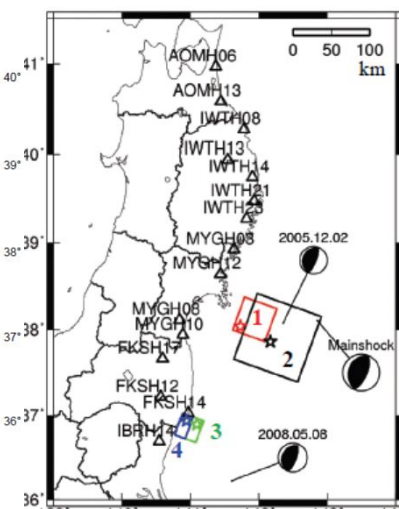
Kurahashi and Irikura (2013)



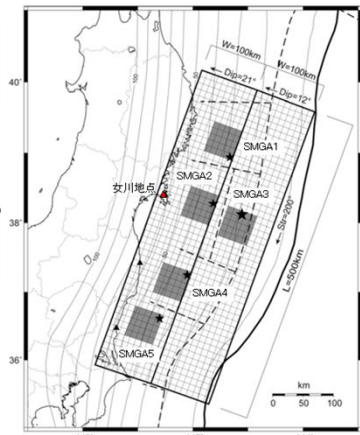
Asano and Iwata (2012)



佐藤(2012)



諸井ほか(2013)



	L (km)	W (km)	M ₀ (Nm) × 10 ²⁰	応力 降下量 (MPa)
SMGA1	40	40	5.02	20.4
SMGA2	50	50	11.0	21.6
SMGA3	21	21	0.643	15.7
SMGA4	28	28	1.02	10.5
SMGA5	30	30	2.58	23.1

	L (km)	W (km)	M ₀ (Nm) × 10 ²⁰	応力 降下量 (MPa)
SMGA1	34.0	34.0	2.68	16.0
SMGA2	25.5	25.5	1.41	20.0
SMGA3	42.5	42.5	6.54	20.0
SMGA4	23.1	23.1	1.24	25.2
SMGA5	35.2	35.2	5.95	26.0

	L (km)	W (km)	M ₀ (Nm) × 10 ²⁰	応力 降下量 (MPa)
SMGA1	36	36	4.57	23.9
SMGA2	36	36	5.33	27.8
SMGA3	35	35	3.07	17.5
SMGA4	35	35	1.16	6.6

	L (km)	W (km)	M ₀ (Nm) × 10 ²⁰	応力 降下量 (MPa)
SMGA1	45	45	14.9	39.77
SMGA2	90	90	77.3	25.85
SMGA3	30	30	3.23	29.10
SMGA4	15	30	0.806	20.57

	L (km)	W (km)	M ₀ (Nm) × 10 ²¹	応力 降下量 (MPa)
SMGA1	50	50	2.00	24.6
SMGA2	50	50	2.00	24.6
SMGA3	50	50	2.00	24.6
SMGA4	50	50	2.00	24.6
SMGA5	50	50	2.00	24.6

□ : 宮城県沖のSMGA

余 白

2. プレート間地震の不確かさの検討 短周期レベル(応力降下量)

■3.11地震の強震記録を用いた断層モデルの比較

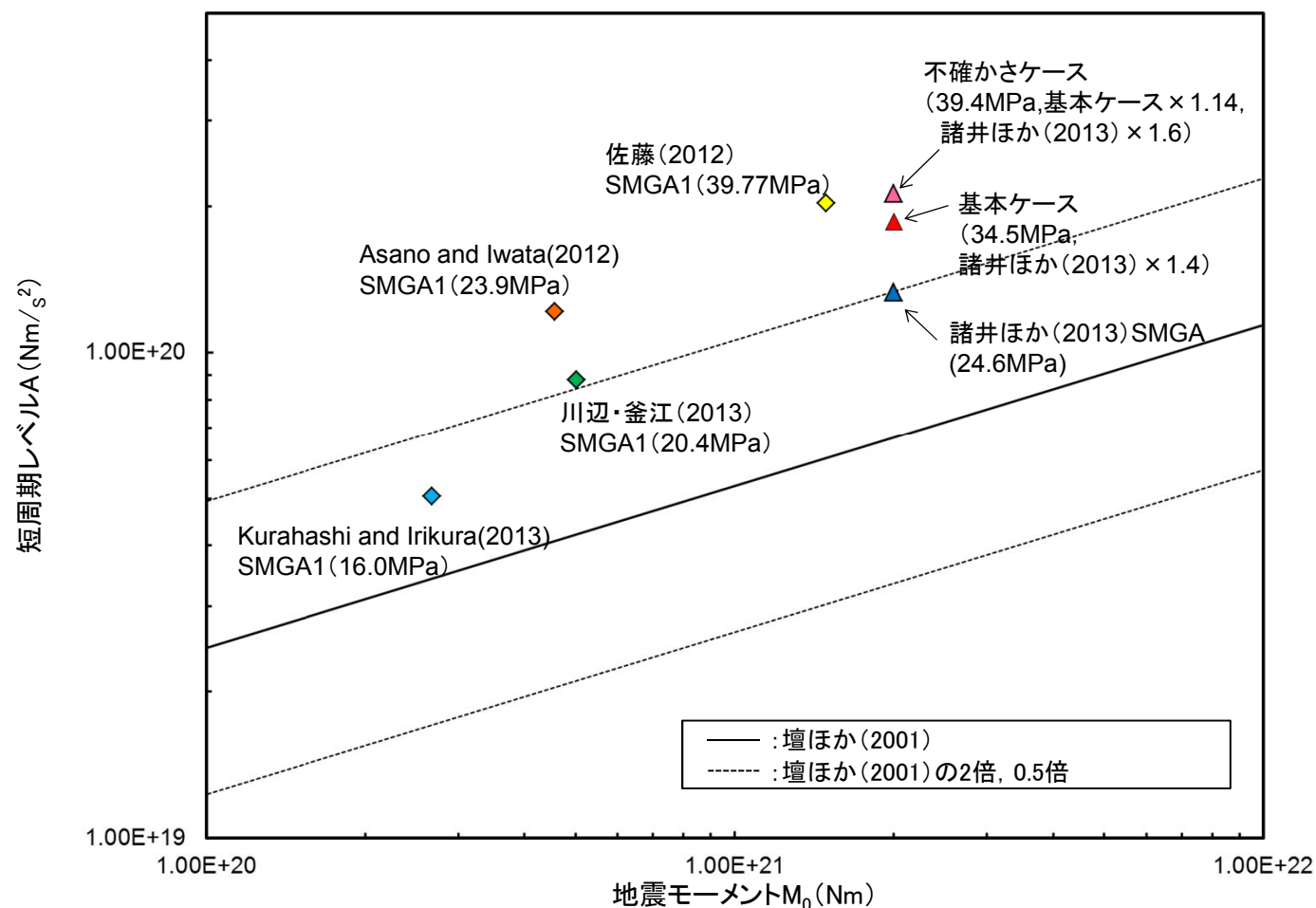
- ・不確かさとして基本ケースの応力降下量(短周期レベル)を1.14倍(諸井ほか(2013)×1.6)を考慮する。
- ・設定した応力降下量(短周期レベル)は各種モデルのうち最大の佐藤(2012)のSMGAと同程度の値となっている。

SMGAの 主なパラメータ	川辺・釜江 (2013)	Kurahashi and Irikura (2013)	Asano and Iwata(2012)	佐藤(2012)	諸井ほか (2013)	基本ケース (諸井ほか (2013)×1.4)	不確かさケース (基本の1.14倍, 諸井ほか (2013)×1.6)
SMGA全体の 地震モーメント M_0 (Nm)	2.03E+21	1.76E+21	1.41E+21	9.62E+21	1.00E+22	1.00E+22	1.00E+22
SMGA全体の 面積(km ²)	6225	5628	5042	11475	12500	12500	12500
宮城県沖の SMGAの 面積(km ²)	1600	1156	1296	2025	2500	2500	2500
宮城県沖の SMGAの 応力降下量 $\Delta\sigma$ (MPa)	20.4	16.0	23.9	39.77	24.6	34.5	39.4
宮城県沖の SMGAの 短周期レベルA (Nm/s ²)	8.80E+19	5.87E+19	1.21E+20	2.03E+20	1.33E+20	1.86E+20	2.13E+20

2. プレート間地震の不確かさの検討 短周期レベル(応力降下量)

■宮城県沖のSMGAの地震モーメント M_0 —短周期レベルAの比較

- ・不確かさケース(基本ケースの応力降下量の1.14倍を考慮, 諸井ほか(2013)×1.6)のSMGAの短周期レベルは, 他のモデルの宮城県沖のSMGAの短周期レベルより大きな値となっている。



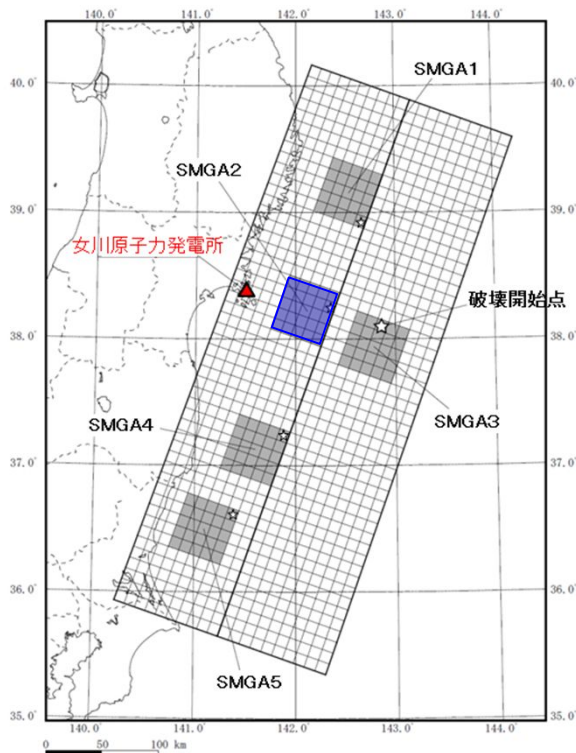
宮城県沖のSMGAの地震モーメント M_0 —短周期レベルAの関係

※各モデルの1個のSMGAをここでは1つの地震として表示。

2. プレート間地震の不確かさの検討 短周期レベル(応力降下量)

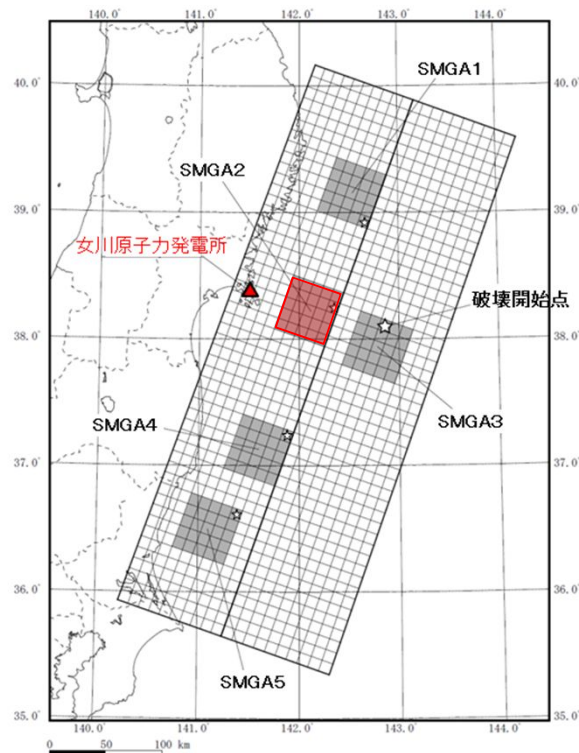
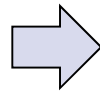
■ SMGAの応力降下量の不確かさ

- 敷地への影響が最も大きい宮城県沖のSMGA2の応力降下量を佐藤(2012)のSMGA1(宮城県沖)の応力降下量と同等の応力降下量39.4MPa(基本ケースの1.14倍, 諸井ほか(2013) × 1.6)を考慮する。



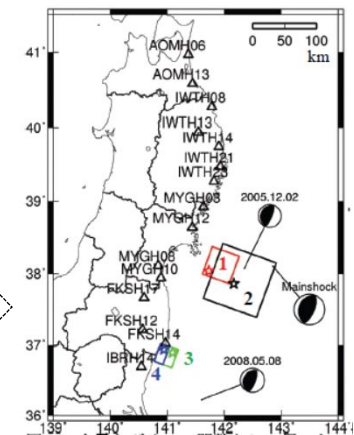
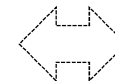
基本モデル

(SMGAの応力降下量:
諸井ほか(2013) × 1.4=34.5MPa)



応力降下量の影響を考慮したモデル

(SMGA2の応力降下量:基本ケースの1.14倍,
諸井ほか(2013) × 1.6=39.4MPa)



・宮城県沖のSMGA1の応力降下量
39.77MPa

佐藤(2012)の断層モデル

2. プレート間地震の不確かさの検討 短周期レベル(応力降下量)

OSMGAの短周期レベル(応力降下量)のまとめ

①宮城県沖と他の地域の比較

- ・過去のプレート間地震や、3.11地震のSMGAの短周期レベルについて、宮城県沖と他の地域の大小関係を比較した。その結果、他の地域に比べ、短周期レベル(応力降下量)は宮城県沖が最も大きい傾向を示すことを確認した。

②宮城県沖の過去のプレート間地震のSMGAの応力降下量との比較

- ・1978年宮城県沖地震(M7.4)等の過去の地震のSMGAの応力降下量は、M9プレート間地震のSMGAの応力降下量に比べ2倍以上の値を持つものもあり、これらは階層関係にあるものと考えられる。M9プレート間地震のシミュレーションでは観測記録の応答スペクトルとの整合性検討を実施していることから、このような小さいSMGAによる影響も評価に反映されているものと考えられる。

③3.11地震に関する複数の強震動シミュレーションモデルとの比較

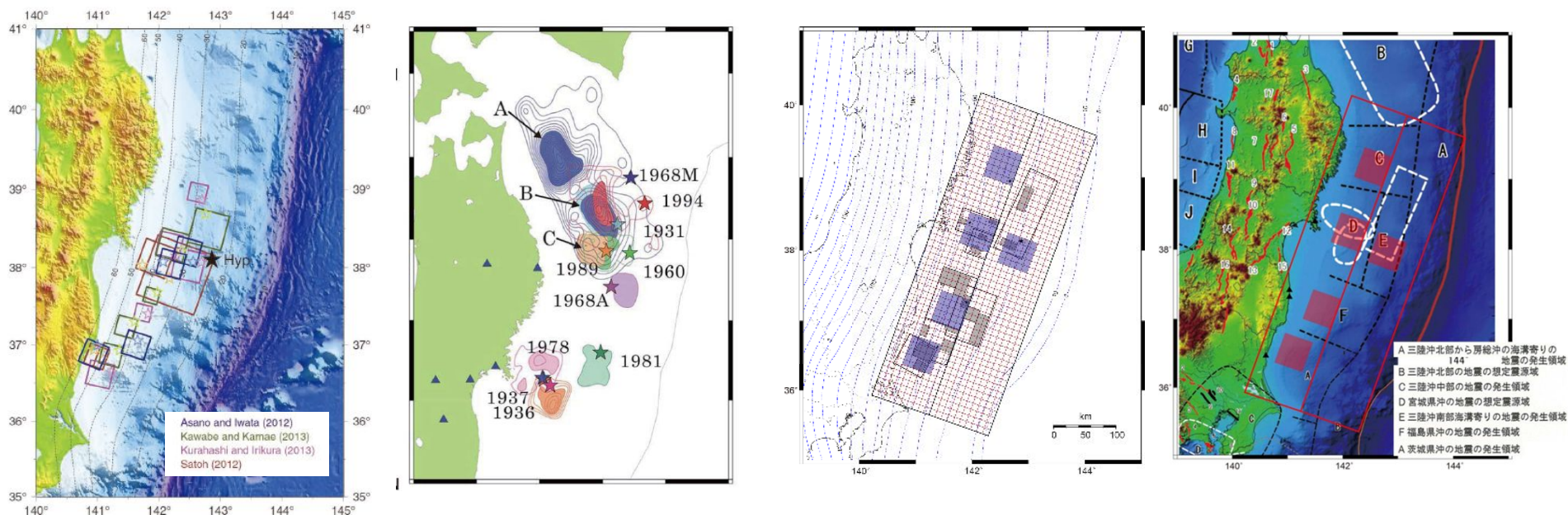
- ・3.11地震の各種シミュレーションモデルのSMGAの応力降下量を比較した結果、約40MPaが最大となっている。但し、このモデルのSMGAの面積は、諸井ほか(2013)のSMGAより小さい。
- ・しかし、宮城県沖では、M9プレート間地震のSMGAの応力降下量としては、40MPaに近い値になることも有り得ると解釈し、保守的にSMGAの面積は変えず、応力降下量を割り増すことにより裕度を考慮する。
- ・具体的には、女川のM9プレート間地震の短周期レベル(応力降下量)の不確かさケースとして、基本ケース(諸井ほか(2013)の1.4倍、34.5MPa)の1.14倍(諸井ほか(2013)の1.6倍、39.4MPa)を考慮する。

2. プレート間地震の不確かさの検討

3.11地震のSMGAの位置

■ 宮城県沖における強震動を用いた断層モデルのSMGA位置と過去の地震のすべり分布

・M9プレート間地震の基本ケースのSMGAは、他のシミュレーションモデルと同様に、過去の宮城県沖地震の震源域と整合している。また、基本ケースのSMGA内には、ほぼ同じ位置で発生している過去の宮城県沖地震のSMGAを含んでいる(詳細は次頁以降)。



強震動によるSMGAの分布
(東日本大震災合同調査報告書編集
委員会(2014))

東北日本の過去の地震の
すべり分布(地震本部(2012))

基本ケースの断層モデルと
耐震安全性評価時の検討用地震の
断層モデルの位置関係

基本ケースの断層モデルと
地震本部(2012)の領域区分

2. プレート間地震の不確かさの検討

3.11地震のSMGAの位置

■ 3.11地震前の宮城県沖の固着域，過去の地震と3.11地震のすべり分布

- ・3.11地震発生前のGPS，小繰り返し地震データによると宮城県沖のプレート境界面は強くカップリング(固着)していた。また，この固着域は，過去の地震のすべり分布とも対応していた。
- ・3.11地震では，上記の宮城県沖の固着域も含め破壊が進んだものと考えられる。

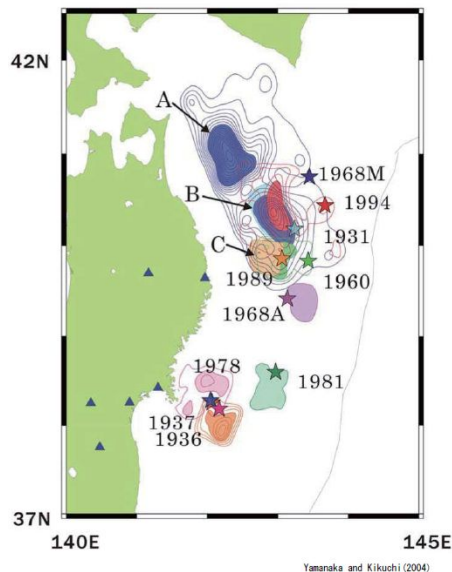
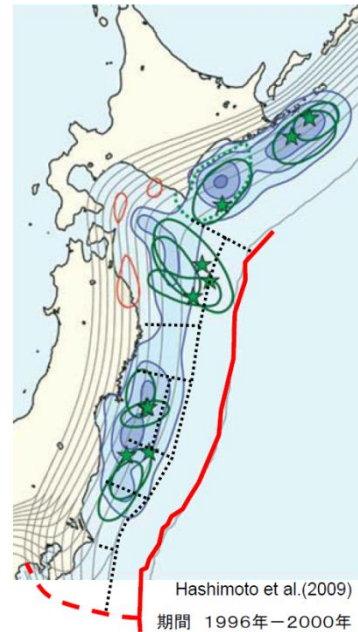


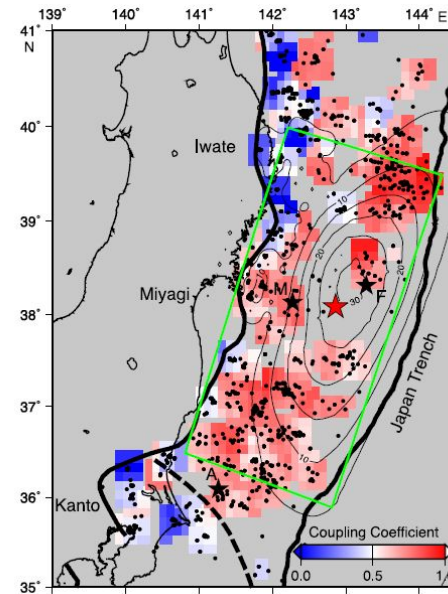
図47 東北日本の日本海溝沿いにおけるアスベリティ分布
Yamanaka and Kikuchi (2004)

東北日本の過去の地震の
すべり分布
(地震本部(2012))

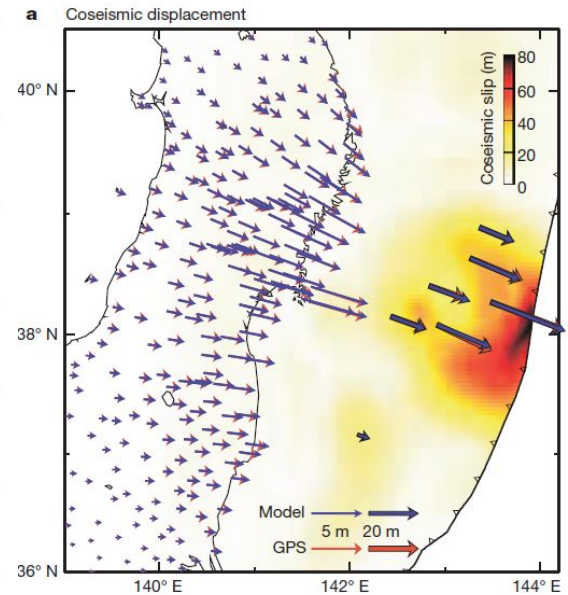


Hashimoto et al. (2009)
期間 1996年-2000年

3.11地震前のプレート境界
面のすべり欠損分布
(地震本部(2012))



1993年～2007年における小繰り返
し地震データから推定される
カップリング率
(Uchida and Matsuzawa(2011))
コンターは3.11地震のすべり分布



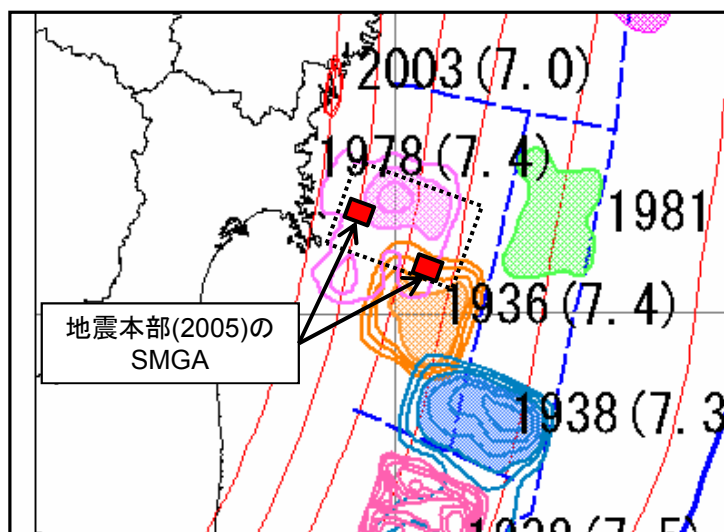
3.11地震に伴う地殻変動
(Sun et al.(2014))
カラースケールは，シミュレーションに
おいて仮定した3.11地震時のプレート
境界における断層すべり空間分布。

2. プレート間地震の不確かさの検討

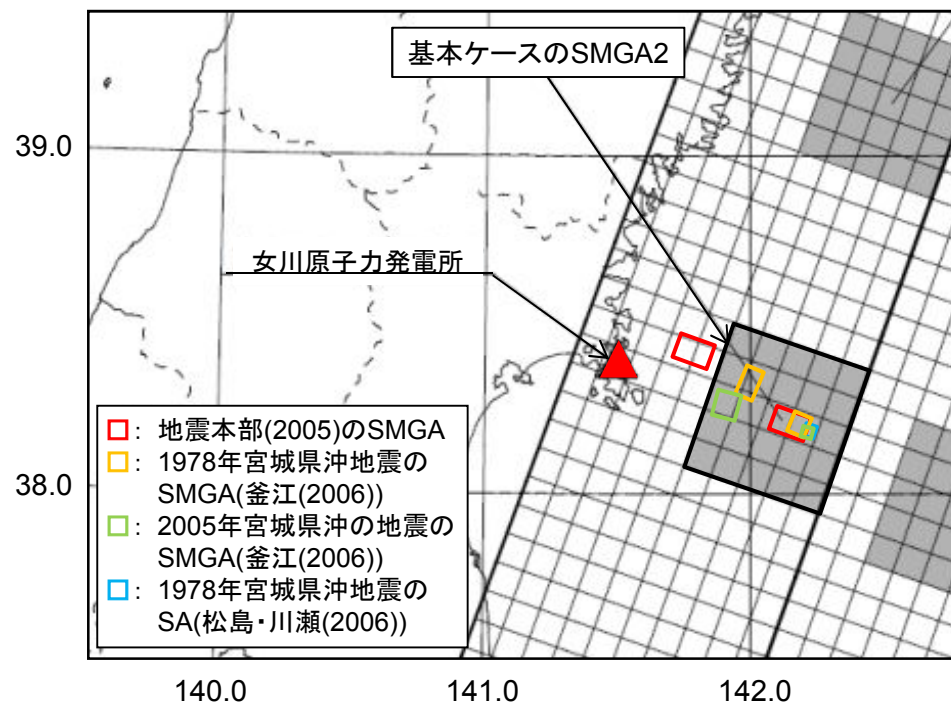
3.11地震のSMGAの位置

■ 基本ケースの断層モデルのSMGAと過去の地震のSMGA

- ・地震本部(2005)等の1978年宮城県沖地震のSMGAは、過去の地震の震源域(すべり分布域)に想定されているものの、すべりの大きな領域とは異なる位置にある。
- ・各研究でのSMGAは、非常に近接した位置に想定されている。
- ・基本ケースの宮城県沖のSMGA2は、1978年宮城県沖地震のSMGAを含んだ領域に設定している。なお、地震本部(2005)の陸側のSMGAは、海側のSMGAの約1/3の応力降下量が設定されている。



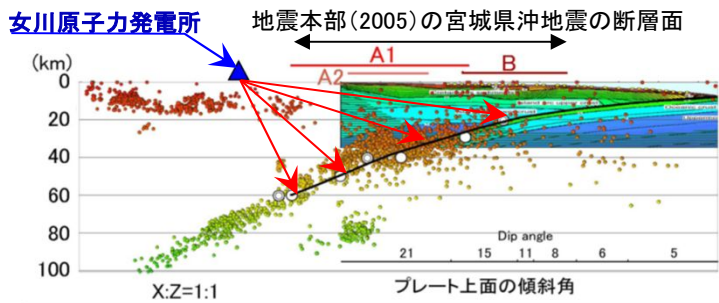
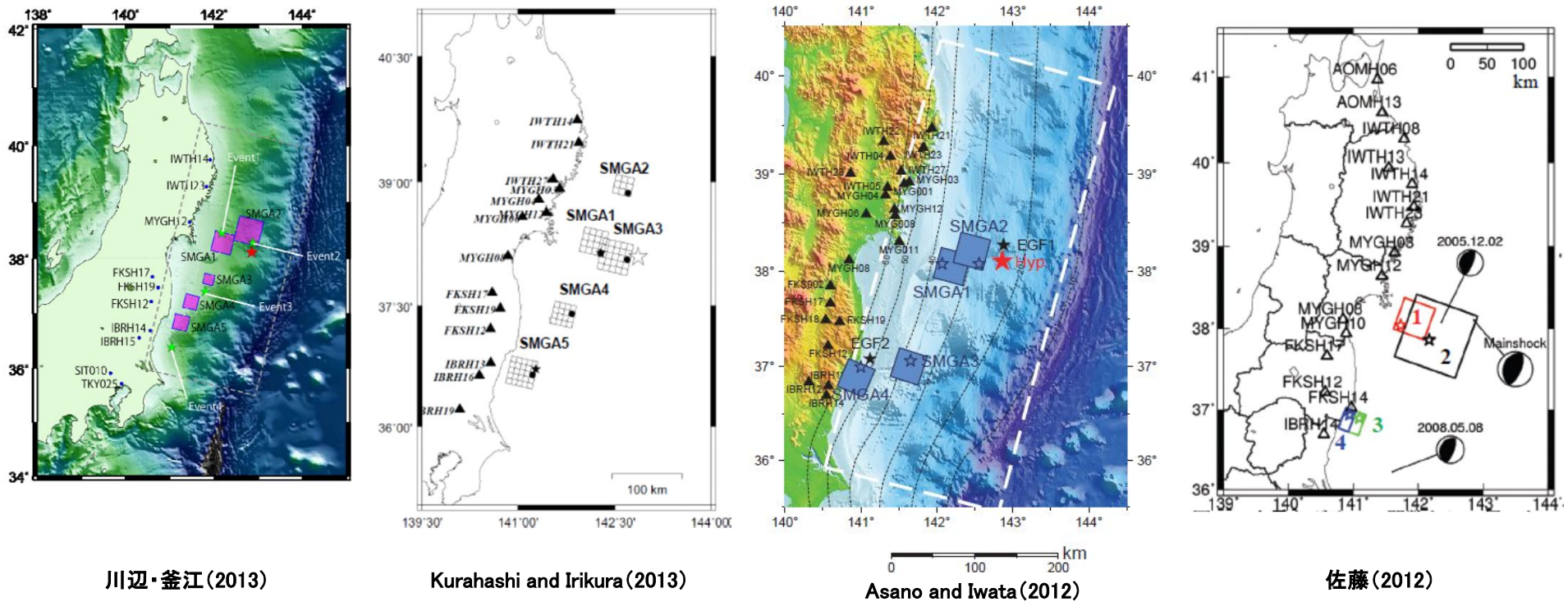
宮城県沖の過去の地震のすべり分布と
地震本部(2005)のSMGA
(中央防災会議(2004)に一部加筆)



基本ケースの断層モデルのSMGAと各研究のSMGA

2. プレート間地震の不確かさの検討 3.11地震のSMGAの位置

■ 3.11地震の強震動を用いた断層モデルの特徴



※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。

- ・敷地に近い宮城県沖に強震動生成域 (SMGA) が設定されている。
- ・プレートの沈み込み形状から、SMGAを平面的に近づけても深くなるため、距離は大きく変わらない。

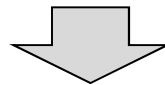
- ・仮に、SMGAを近づけても影響は小さいことを断層モデルにより定量的に確認している (参考資料参照)。

敷地と宮城県沖地震の断層面の位置関係 (地震本部 (2005) に一部加筆)

M9プレート間地震のSMGAの位置

OSMGAの位置のまとめ

- ・M9プレート間地震の基本ケースのSMGAは、他のシミュレーションモデルと同様に、過去の宮城県沖地震の震源域と整合している。また、基本ケースのSMGA内には、ほぼ同じ位置で発生している過去の宮城県沖地震のSMGAを含んでいる。
- ・3.11地震発生前のGPS、小繰り返し地震データによると宮城県沖のプレート境界面は強くカップリング(固着)していた。また、この固着域は、過去の地震のすべり分布とも対応していた。
- ・3.11地震のシミュレーションモデルでは、SMGAは敷地に近い宮城県沖に強震動生成域(SMGA)が設定されている。



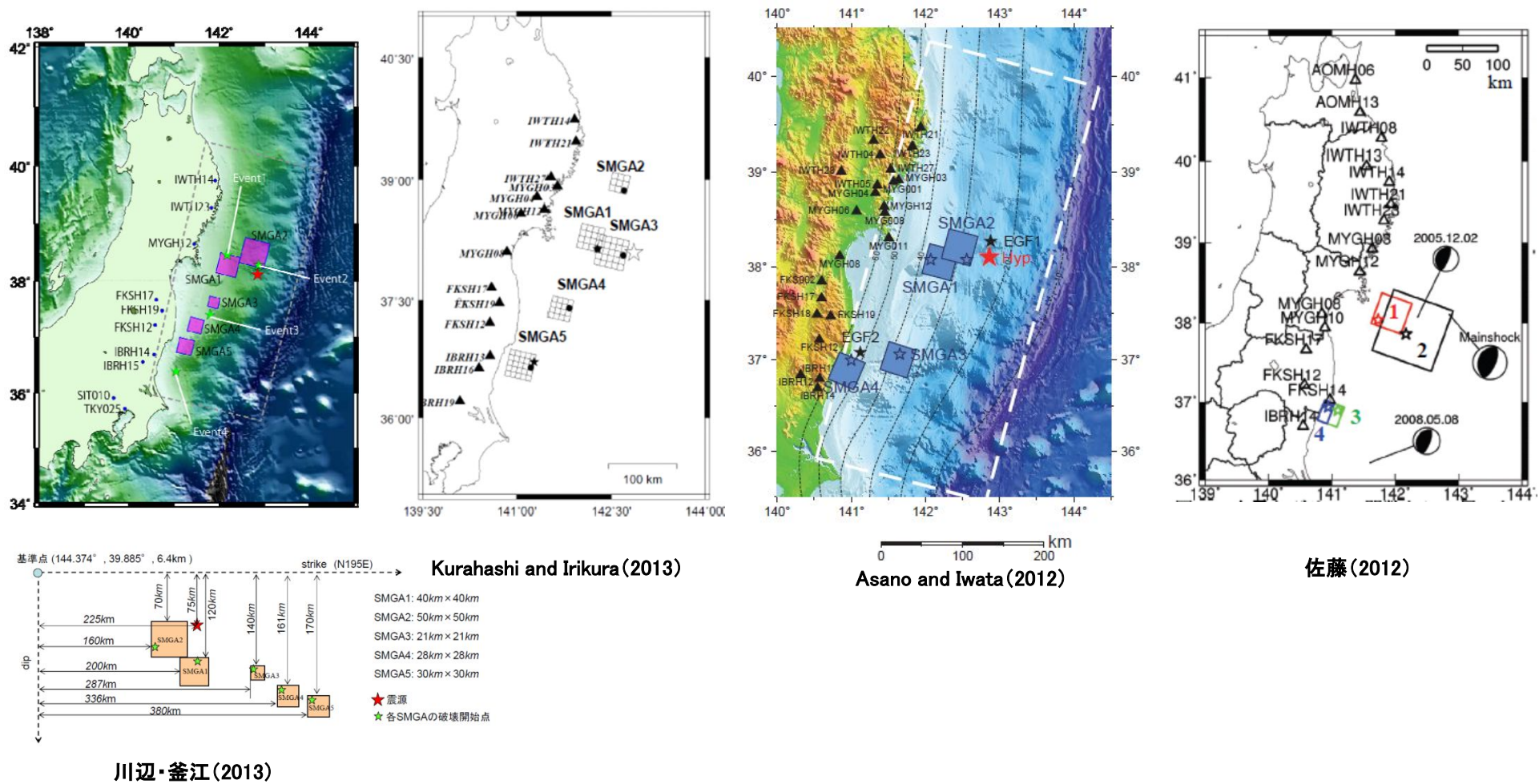
繰り返し性に加え、3.11地震は宮城県沖の領域全てが破壊した地震(割れ残りが無い地震)であること、また、SMGAの位置は敷地に近い位置にあることから、M9プレート間地震のSMGAの位置は、3.11地震のSMGA位置で考慮すべきものとする。

なお、仮に、SMGAを敷地に近づけたとしても、応答スペクトルに与える影響は小さいことを確認している(参考資料参照)。

2. プレート間地震の不確かさの検討 断層モデルの破壊開始点の影響

■ 3.11地震の強震動を用いた断層モデルの破壊開始点の特徴

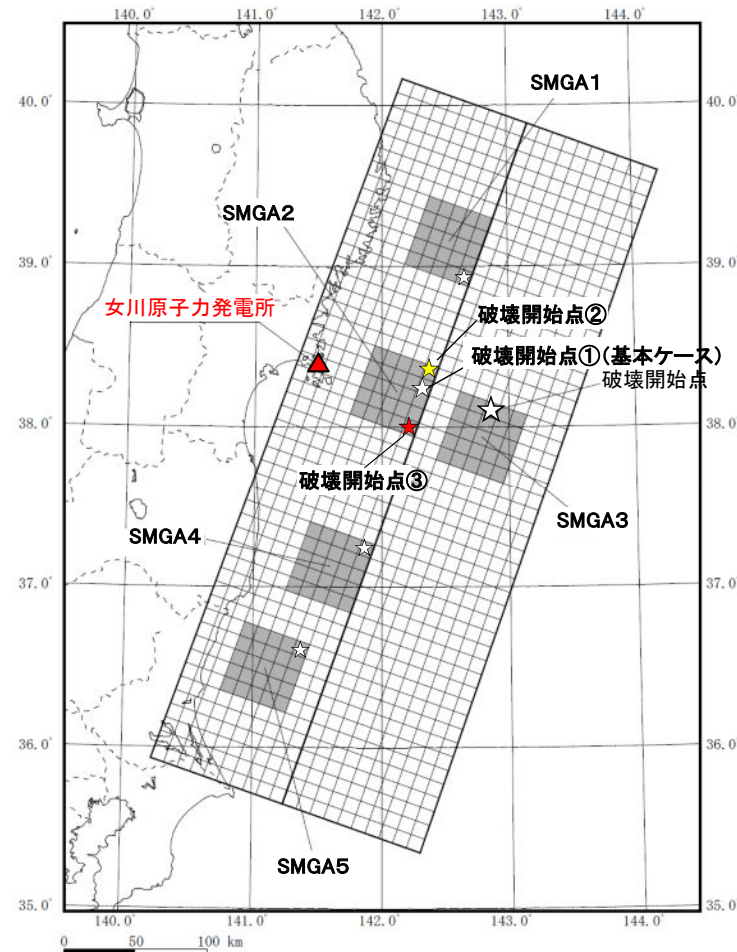
- 各モデルとも、破壊開始点は海溝側に設定されており、破壊が敷地に向かう位置となっている。



2. プレート間地震の不確かさの検討 断層モデルの破壊開始点の影響

■破壊開始点の違いによる影響の確認

- ・基本ケースについて、敷地への影響が最も大きいSMGA2に複数の破壊開始点を設定し、破壊開始点の違いによる影響の確認を行う。
- ・破壊開始点の位置は、破壊が敷地に向かうように、SMGA2の北東端と南東端にそれぞれ設定する。
- ・統計的グリーン関数法（放射特性係数 $F=0.62$ ）により評価を実施。波形合成は入倉ほか（1997）を用いる。

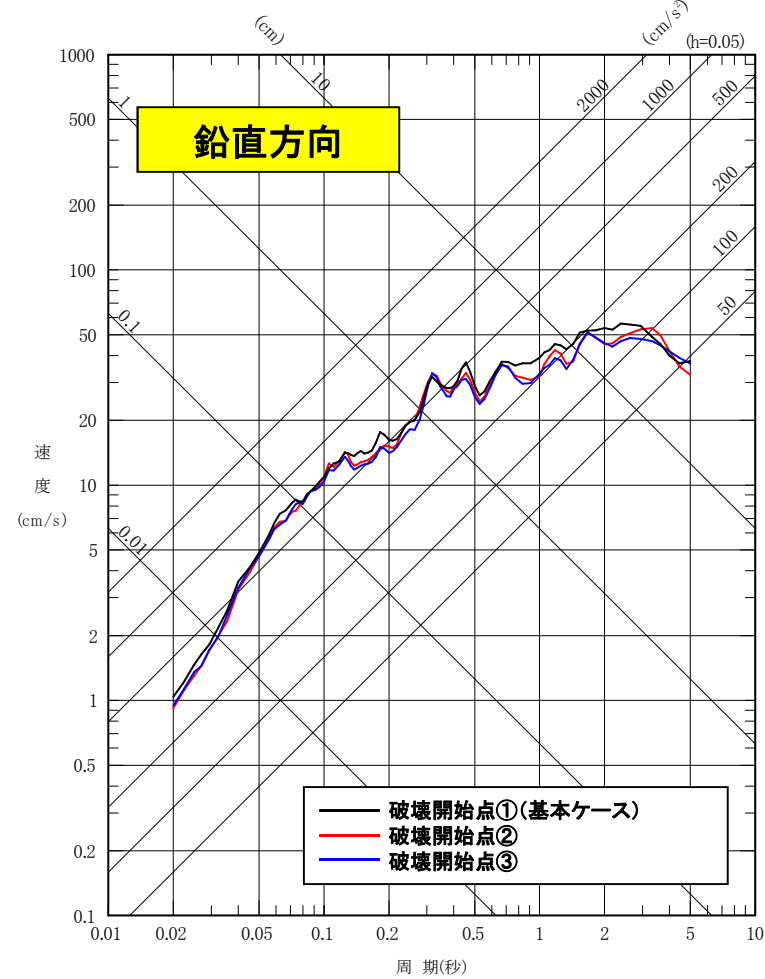
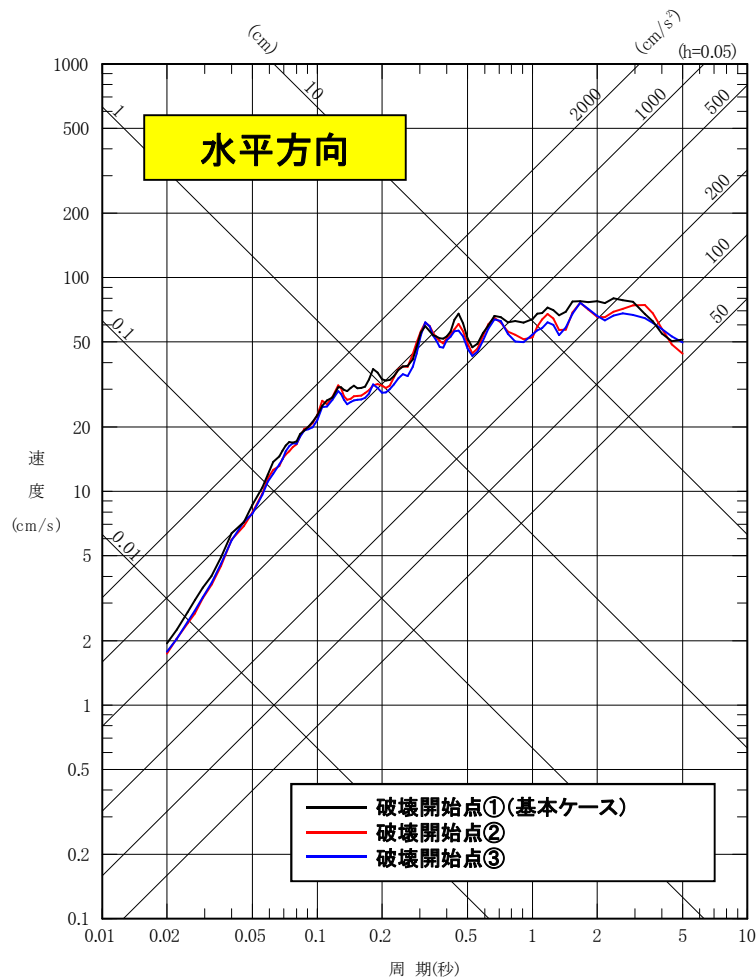


※☆は基本ケースの破壊開始点。
★, ★はSMGA2の破壊開始点の検討の破壊開始点

破壊開始点の検討モデル

2. プレート間地震の不確かさの検討 断層モデルの破壊開始点の影響

■破壊開始点の違いによる評価



破壊開始点の違いによる基本ケースとの比較(平均応答スペクトル)

・破壊が敷地に向かう位置に設定したケース①が最も大きい傾向を示す。
⇒不確かさケースも含め、破壊開始点は破壊が敷地に向かう位置①で代表する。

断層モデルの基本，不確かさの整理

■基本ケース及び不確かさケースの断層モデル

区分		考慮する不確かさ	基本ケースの考え方	不確かさケースの考え方
認識論的な不確かさ	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	地震規模	・プレート間地震として最大規模の3.11地震を踏まえ，地震規模を設定する。	・3.11地震の規模と地震動の関係の知見(至近の宮城県沖のSMGAの影響が支配的であり，仮に破壊領域が他の領域に広がったとしても影響は無いと考えられる)から影響は小さいと判断。
		強震動生成域(SMGA)の位置	・過去の宮城県沖地震のSMGAを包含するような位置に設定する。	・過去のSMGAとも対応した位置に設定していること，また，敷地に対しても影響の大きい位置になっていることから，基本ケースと同じ位置で考慮。なお，仮にSMGAを近づけた場合でも影響は小さいことを確認。
		強震動生成域(SMGA)の応力降下量(短周期レベル)	・宮城県沖の地域性を考慮して設定する。	・基本ケースに，さらに3.11地震の佐藤(2012)のモデル等を参照して保守的に割り増し。
偶然的な不確かさ	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	破壊開始点	・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。	・基本ケースと同様に，保守的に破壊が敷地に向かう位置に設定する。

断層モデルの基本, 不確かさの整理

■基本ケースと考慮する不確かさ

検討ケース	断層モデルの設定条件					
	地震規模	断層面積	断層の位置	破壊開始点	SMGAの位置	応力降下量 (短周期レベル)
基本ケース	M9.0 (Mw9.0, $M_0=4.0 \times 10^{22}$ Nm)	100,000km ² (断層長さ500km, 断層幅200km)	三陸沖中部から 茨城県沖に設定 (諸井ほか(2013)の 断層位置)	破壊が敷地向かう位置	M7~8の過去の地震 の震源域との対応を 考慮し設定 (諸井ほか(2013)の SMGAの位置)	宮城県沖の地域性を 考慮し設定 34.5MPa (諸井ほか(2013)×1.4)
不確かさケース 応力降下量 (短周期レベル)	同上	同上	同上	同上	同上	基本ケースの1.14倍 39.4MPa (諸井ほか(2013)×1.6)

■ : 不確かさケースに反映

■ : 保守的設定であることを確認

■ : 影響が小さい要素と判断

■断層モデルを用いた手法による地震動評価

- ・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。
- ・放射特性は、一定値(放射特性係数 $F=0.62$)とする。

■応答スペクトルに基づく地震動評価

- ・3.11地震の観測記録※を応答スペクトルに基づく地震動評価とする。

※: 敷地岩盤上部(O.P.-8.6m)の観測記録について、表層の影響を除去したはざり波。

3. 基本と不確かさケースの地震動評価

基本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	断層パラメータ	設定方法	設定値			
走向	$\theta (^{\circ})$	3.11地震のF-netのCMT解	200				面積	$S_a(\text{km}^2)$	$S_a=cS, c=0.125$
傾斜角1(東側)	$\delta_1 (^{\circ})$	壇ほか(2005)	12	地震モーメント	$M_{0a}(\text{Nm})$	$M_{0a}=\mu D_a S_a$	1.0×10^{22}		
傾斜角2(西側)	$\delta_2 (^{\circ})$	壇ほか(2005)	21	すべり量	$D_a(\text{m})$	$D_a=2 \times D$	17.1		
すべり角	$\lambda (^{\circ})$	3.11地震のF-netのCMT解	88	短周期レベル	$A_a(\text{Nm}/\text{s}^2)$	$A_a=(\sum A_{ai}^2)^{1/2}$	4.16×10^{20}		
長さ	$L(\text{km})$	断層面積に基づき設定	500	面積	$S_{a2}(\text{km}^2)$	$S_{a2}=S_a/5$	2500		
幅	$W(\text{km})$	断層面積に基づき設定	200	地震モーメント	$M_{0a2}(\text{Nm})$	$M_{0a2}=M_{0a} \cdot S_{a2}^{1.5} / \sum S_{ai}^{1.5} = M_{0a} / 5$	2.0×10^{21}		
破壊開始点	基準点北緯	$N (^{\circ})$	本震の震源位置(気象庁(2012))	すべり量	$D_{a2}(\text{m})$	$D_{a2}=M_{0a2} / (\mu S_{a2})$	17.1		
	基準点東経	$E (^{\circ})$	本震の震源位置(気象庁(2012))	応力降下量	$\Delta \sigma_{a2}(\text{MPa})$	$\Delta \sigma_{a2}=S / S_a \cdot \Delta \sigma \times 1.4$	34.5		
	基準点深さ	$H(\text{km})$	本震の震源位置(気象庁(2012))	短周期レベル	$A_{a2}(\text{Nm}/\text{s}^2)$	$A_{a2}=4\pi \sqrt{(S_{a2}/\pi)} \cdot \Delta \sigma_{a2} \cdot V_s^2$	1.86×10^{20}		
	基準点～上端	$W_1(\text{km})$	—	ライズタイム	$\tau_{a2}(\text{s})$	$\tau_{a2}=0.5W_{a2}/Vr, W_{a2}: \text{アスベリテ幅}$	8.33		
	基準点～北縁	$l_1(\text{km})$	—	面積	$S_{ai}(\text{km}^2)$	$S_{ai}=S_a/5$	2500		
上端深さ	$h_u(\text{km})$	$h_u=H-W_1 \sin \delta_1$	12.3	地震モーメント	$M_{0ai}(\text{Nm})$	$M_{0ai}=M_{0a} \cdot S_{ai}^{1.5} / \sum S_{ak}^{1.5} = M_{0a} / 5$	2.0×10^{21}		
下端深さ	$h_l(\text{km})$	$h_l=H+(100-W_1) \sin \delta_1 + 100 \sin \delta_2$	68.9	すべり量	$D_{ai}(\text{m})$	$D_{ai}=M_{0ai} / (\mu S_{ai})$	17.1		
断層面積	$S(\text{km}^2)$	$\log S=M-4.0$	100000	応力降下量	$\Delta \sigma_{ai}(\text{MPa})$	$\Delta \sigma_{ai}=S / S_{ai} \cdot \Delta \sigma \times 1.4$	34.5		
平均応力降下量	$\Delta \sigma(\text{MPa})$	$\Delta \sigma=7/16 \cdot M_0 \cdot (S/\pi)^{-3/2}$	3.08	短周期レベル	$A_{ai}(\text{Nm}/\text{s}^2)$	$A_{ai}=4\pi \sqrt{(S_{ai}/\pi)} \cdot \Delta \sigma_{ai} \cdot V_s^2$	1.86×10^{20}		
地震モーメント	$M_0(\text{Nm})$	$\log M_0=1.5Mw+9.1$	4.0×10^{22}	ライズタイム	$\tau_{ai}(\text{s})$	$\tau_{ai}=0.5W_{ai}/Vr, W_{ai}: \text{アスベリテ幅}$	8.33		
モーメントマグニチュード	Mw	与条件	9.0	面積	$S_b(\text{km}^2)$	$S_b=S-S_a$	87500		
平均すべり量	$D(\text{m})$	$D=M_0 / (\mu S)$	8.5	地震モーメント	$M_{0b}(\text{Nm})$	$M_{0b}=M_0-M_{0a}$	3.0×10^{22}		
剛性率	$\mu(\text{N}/\text{m}^2)$	地震本部(2002),(2005)	4.68×10^{10}	すべり量	$D_b(\text{m})$	$D_b=M_{0b} / (\mu S_b)$	7.3		
S波速度	$V_s(\text{km}/\text{s})$	地震本部(2002),(2005)	3.9	応力降下量	$\Delta \sigma_b(\text{MPa})$	$\Delta \sigma_b=0.2 \cdot \Delta \sigma_a$	6.9		
破壊伝播速度	$V_r(\text{km}/\text{s})$	地震本部(2002),(2005)	3.0	ライズタイム	$\tau_b(\text{s})$	$\tau_b=0.5W/Vr$	33.33		
				背景領域	Q値	Q	佐藤ほか(1994)	—	$110f^{0.69}$
				高域遮断周波数	fmax(Hz)	宮城県沖の地域性考慮	—	18	

3. 基本と不確かさケースの地震動評価 不確かさケースの断層パラメータ

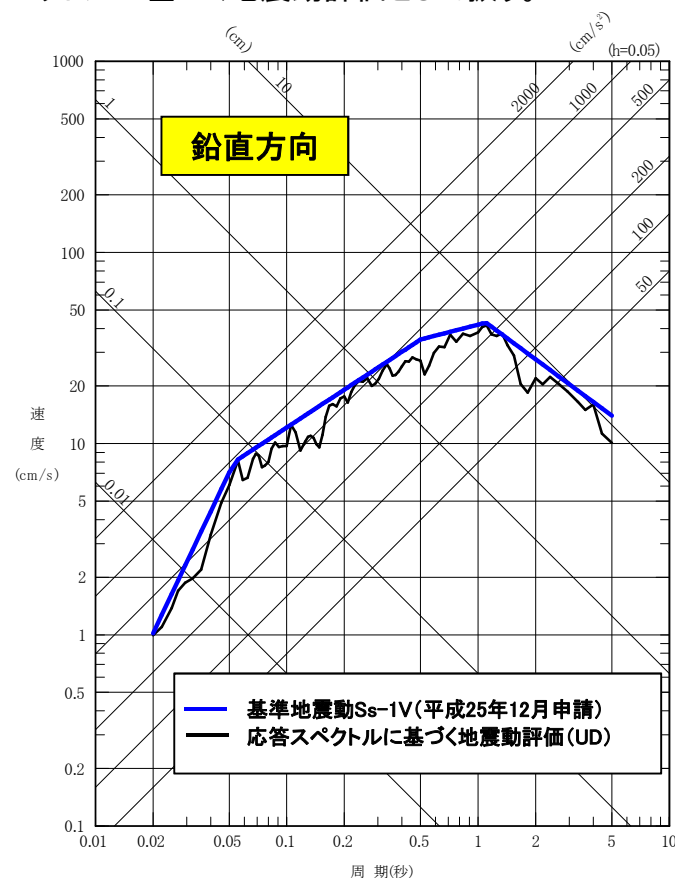
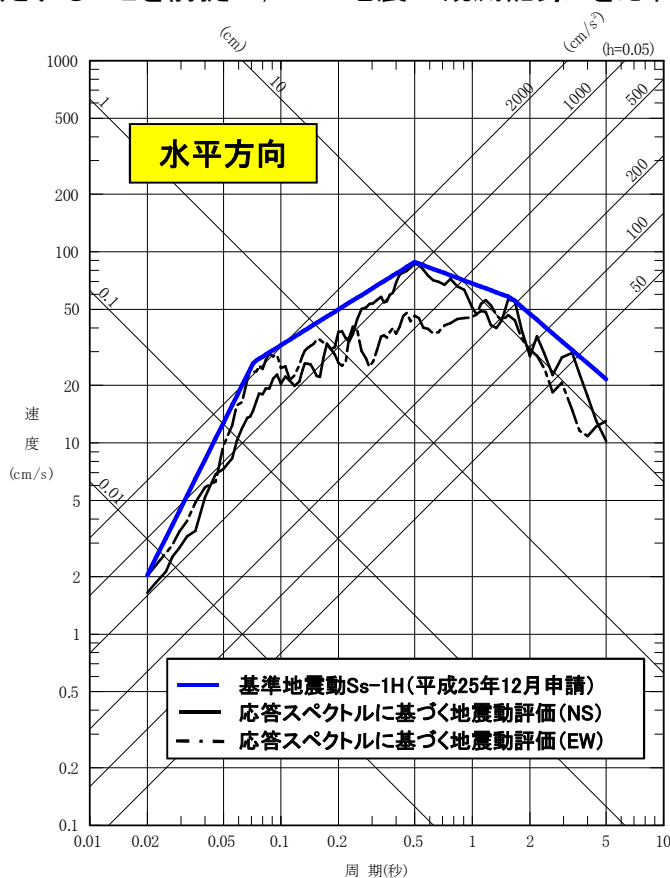
断層パラメータ		設定方法	設定値		断層パラメータ		設定方法	設定値		
断層面全体	走向	$\theta (^{\circ})$	3.11地震のF-netのCMT解	200	強震動生成域全体	面積	$S_a(\text{km}^2)$	$S_a=cS, c=0.125$	12500	
	傾斜角1(東側)	$\delta_1 (^{\circ})$	壇ほか(2005)	12		地震モーメント	$M_{0a}(\text{Nm})$	$M_{0a}=\mu D_a S_a$	1.0×10^{22}	
	傾斜角2(西側)	$\delta_2 (^{\circ})$	壇ほか(2005)	21		すべり量	$D_a(\text{m})$	$D_a=2 \times D$	17.1	
	すべり角	$\lambda (^{\circ})$	3.11地震のF-netのCMT解	88		短周期レベル	$A_a(\text{Nm}/\text{s}^2)$	$A_a=(\sum A_{ai}^2)^{1/2}$	4.28×10^{20}	
	長さ	$L(\text{km})$	断層面積に基づき設定	500		強震動生成域2(宮城県沖)	面積	$S_{a2}(\text{km}^2)$	$S_{a2}=S_a/5$	2500
	幅	$W(\text{km})$	断層面積に基づき設定	200	地震モーメント		$M_{0a2}(\text{Nm})$	$M_{0a2}=M_{0a} \cdot S_{a2}^{1.5} / \sum S_{ai}^{1.5} = M_{0a} / 5$	2.0×10^{21}	
	破壊開始点	基準点北緯	$N (^{\circ})$	本震の震源位置(気象庁(2012))	38.1035		すべり量	$D_{a2}(\text{m})$	$D_{a2}=M_{0a2} / (\mu S_{a2})$	17.1
		基準点東経	$E (^{\circ})$	本震の震源位置(気象庁(2012))	142.8610		応力降下量	$\Delta \sigma_{a2}(\text{MPa})$	$\Delta \sigma_{a2}=S/S_a \cdot \Delta \sigma \times 1.6$	39.4
		基準点深さ	$H(\text{km})$	本震の震源位置(気象庁(2012))	23.7		短周期レベル	$A_{a2}(\text{Nm}/\text{s}^2)$	$A_{a2}=4\pi \sqrt{(S_{a2}/\pi)} \cdot \Delta \sigma_{a2} \cdot V_s^2$	2.13×10^{20}
		基準点~上端	$W_1(\text{km})$	—	55	ライズタイム	$\tau_{a2}(\text{s})$	$\tau_{a2}=0.5W_{a2}/Vr, W_{a2}: \text{アスベリティ幅}$	8.33	
		基準点~北縁	$l_1(\text{km})$	—	195	強震動生成域1,3,4,5	面積	$S_{ai}(\text{km}^2)$	$S_{ai}=S_a/5$	2500
	上端深さ	$h_u(\text{km})$	$h_u=H-W_1 \sin \delta_1$	12.3	地震モーメント		$M_{0ai}(\text{Nm})$	$M_{0ai}=M_{0a} \cdot S_{ai}^{1.5} / \sum S_{ak}^{1.5} = M_{0a} / 5$	2.0×10^{21}	
	下端深さ	$h_l(\text{km})$	$h_l=H+(100-W_1) \sin \delta_1 + 100 \sin \delta_2$	68.9	すべり量		$D_{ai}(\text{m})$	$D_{ai}=M_{0ai} / (\mu S_{ai})$	17.1	
	断層面積	$S(\text{km}^2)$	$\log S=M-4.0$	100000	応力降下量		$\Delta \sigma_{ai}(\text{MPa})$	$\Delta \sigma_{ai}=S/S_{ai} \cdot \Delta \sigma \times 1.4$	34.5	
	平均応力降下量	$\Delta \sigma(\text{MPa})$	$\Delta \sigma=7/16 \cdot M_0 \cdot (S/\pi)^{-3/2}$	3.08	短周期レベル		$A_{ai}(\text{Nm}/\text{s}^2)$	$A_{ai}=4\pi \sqrt{(S_{ai}/\pi)} \cdot \Delta \sigma_{ai} \cdot V_s^2$	1.86×10^{20}	
	地震モーメント	$M_0(\text{Nm})$	$\log M_0=1.5Mw+9.1$	4.0×10^{22}	ライズタイム	$\tau_{ai}(\text{s})$	$\tau_{ai}=0.5W_{ai}/Vr, W_{ai}: \text{アスベリティ幅}$	8.33		
	モーメントマグニチュード	Mw	与条件	9.0	背景領域	面積	$S_b(\text{km}^2)$	$S_b=S-S_a$	87500	
	平均すべり量	$D(\text{m})$	$D=M_0 / (\mu S)$	8.5		地震モーメント	$M_{0b}(\text{Nm})$	$M_{0b}=M_0-M_{0a}$	3.0×10^{22}	
	剛性率	$\mu(\text{N}/\text{m}^2)$	地震本部(2002),(2005)	4.68×10^{10}		すべり量	$D_b(\text{m})$	$D_b=M_{0b} / (\mu S_b)$	7.3	
	S波速度	$V_s(\text{km}/\text{s})$	地震本部(2002),(2005)	3.9		応力降下量	$\Delta \sigma_b(\text{MPa})$	$\Delta \sigma_b=0.2 \cdot \Delta \sigma_a$	6.9	
破壊伝播速度	$V_r(\text{km}/\text{s})$	地震本部(2002),(2005)	3.0	ライズタイム		$\tau_b(\text{s})$	$\tau_b=0.5W/Vr$	33.33		
					Q値	Q	佐藤ほか(1994)	—	$110f^{0.69}$	
					高域遮断周波数	fmax(Hz)	宮城県沖の地域性考慮	—	18	

3. 基本と不確かさケースの地震動評価

基本ケースの地震動評価

■ 応答スペクトルに基づく地震動評価(地震観測記録の採用)

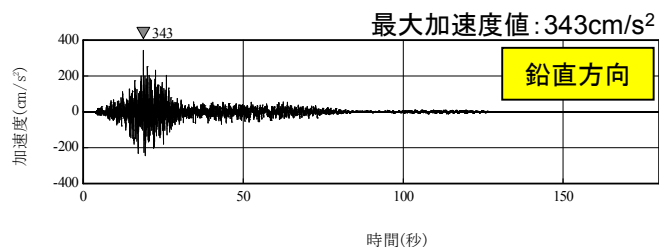
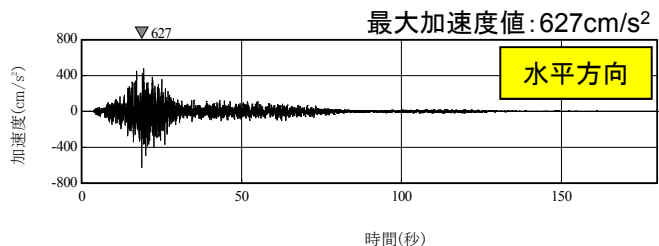
- 3.11地震の各地で観測された揺れは、地震動的にはM8前半の規模を適用した距離減衰式と整合することが指摘されているが、具体的にどのような規模を当てはめるか、また、応答スペクトルの周波数特性まで整理した検討については課題となっている。
- 一方、敷地では3.11地震の観測記録が得られている。一般に、応答スペクトルに基づく地震動評価は複数地震による多数の観測記録に基づき求められた経験式として設定されるため、平均的な地震動特性を有したものとなる。これに対し観測記録そのものは平均化がなされていないため、特性的には断層モデルによる評価結果と同等のもの(平均的特性に対し、凸凹関係があるもの)になっているものと考えられる。
- このような点からすると、観測記録は平均的特性に対し、ばらつきを有していることを考慮する必要がある。基準地震動は、裕度を持って設定することを前提に、3.11地震の観測記録※を応答スペクトルに基づく地震動評価として扱う。



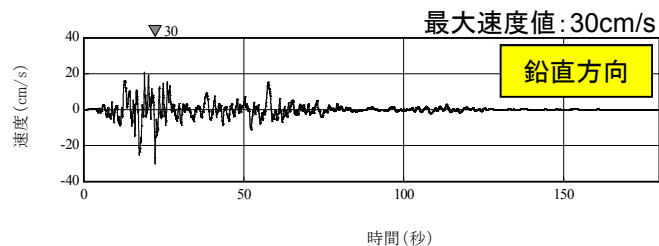
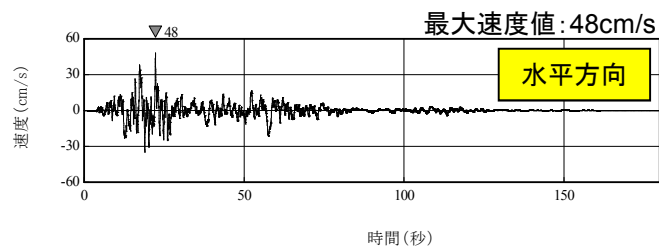
※: 敷地岩盤上部(O.P.-8.6m)の観測記録について、表層の影響を除去したはざり波。

3. 基本と不確かさケースの地震動評価 基本ケースの地震動評価

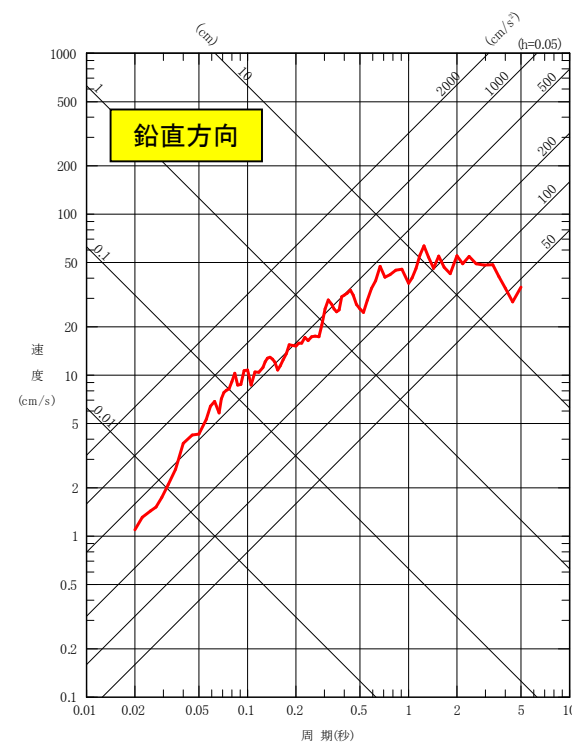
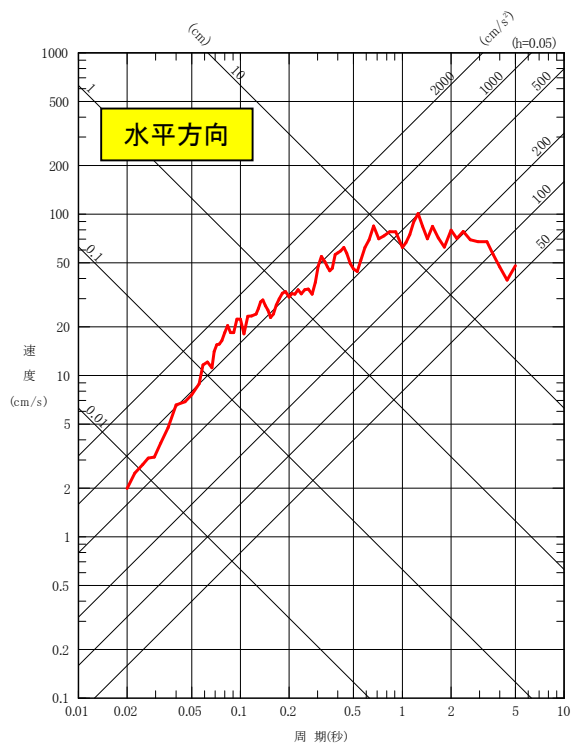
■断層モデルによる手法を用いた地震動評価結果 基本ケース



加速度時刻歴波形



速度時刻歴波形

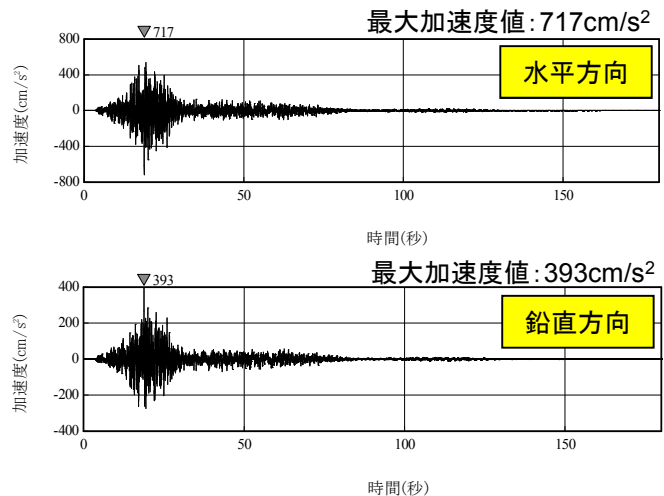


応答スペクトル

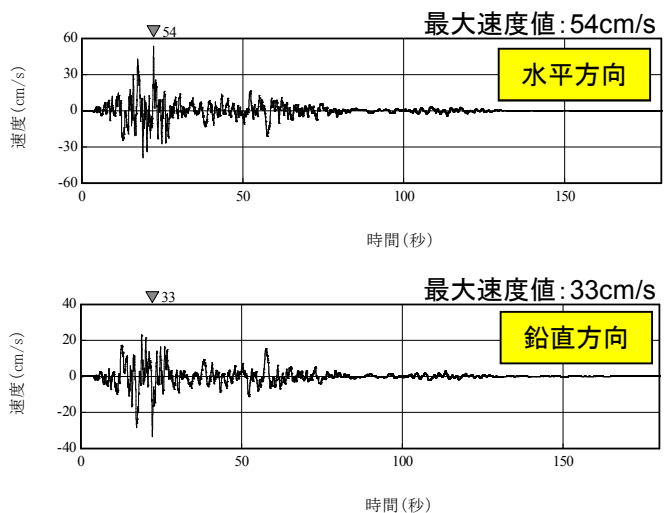
3. 基本と不確かさケースの地震動評価

不確かさケースの地震動評価

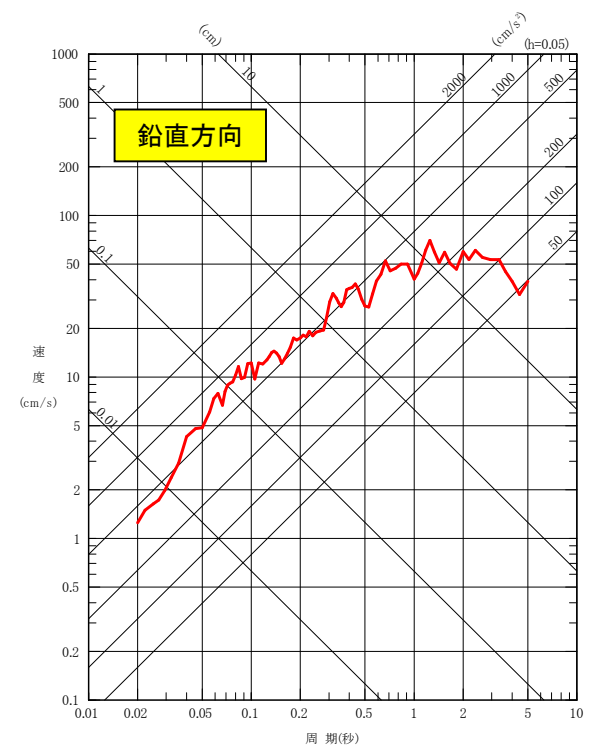
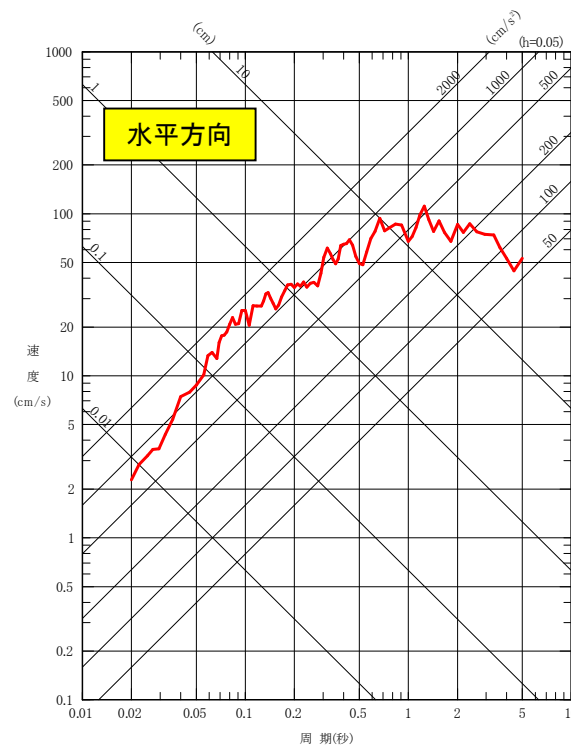
■断層モデルによる手法を用いた地震動評価結果 不確かさケース 応力降下量(短周期レベル)



加速度時刻歴波形



速度時刻歴波形



応答スペクトル

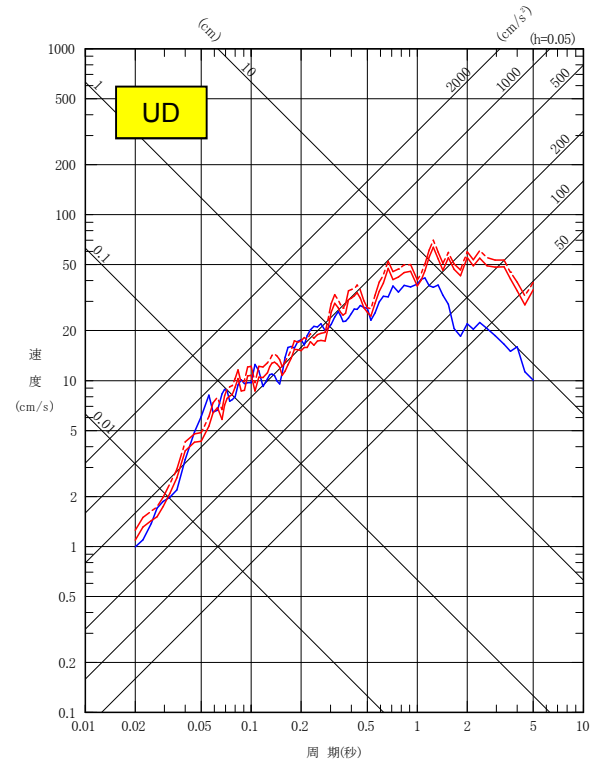
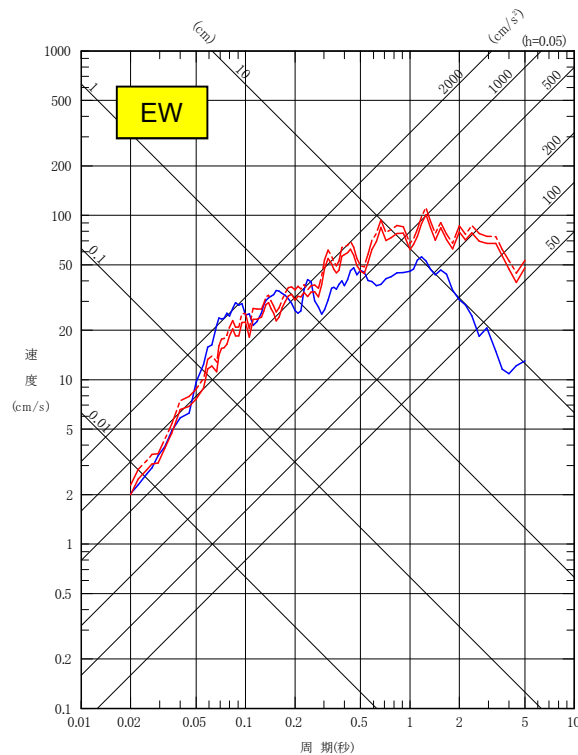
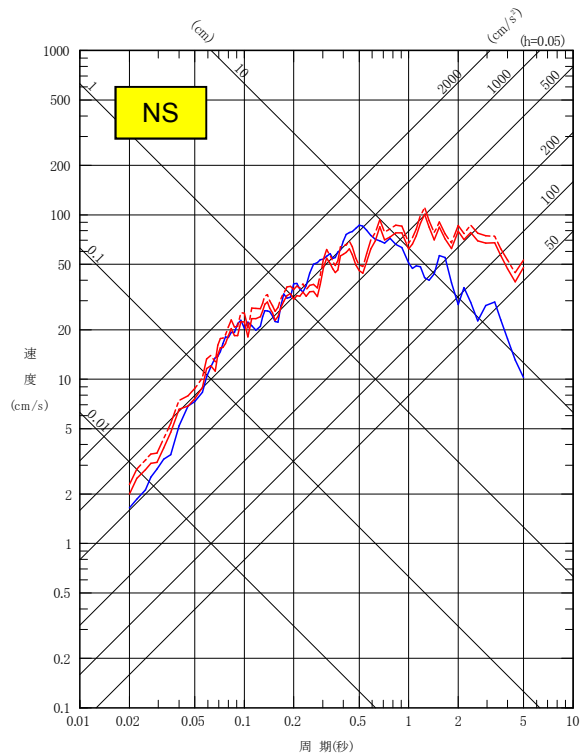
3. 基本と不確かさケースの地震動評価 地震動評価のまとめ

■断層モデルによる評価(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(基本ケース)

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

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

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



応答スペクトル

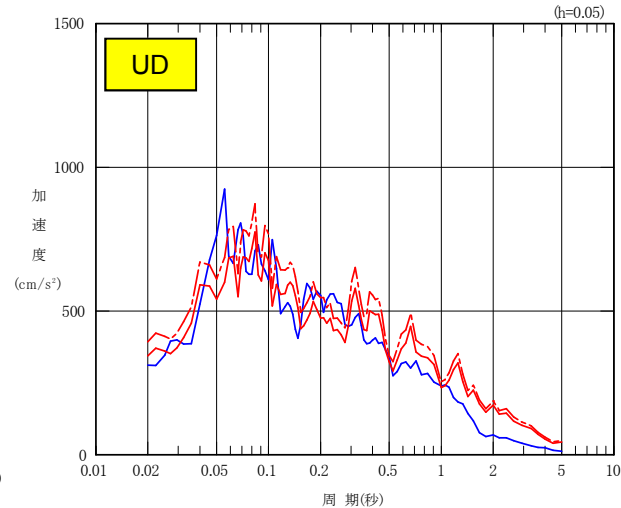
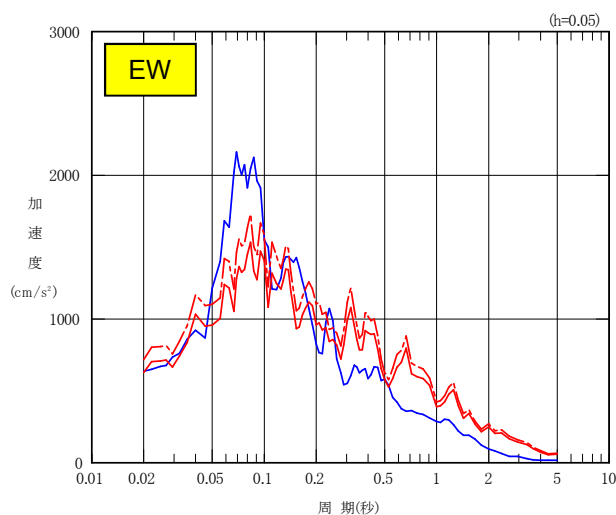
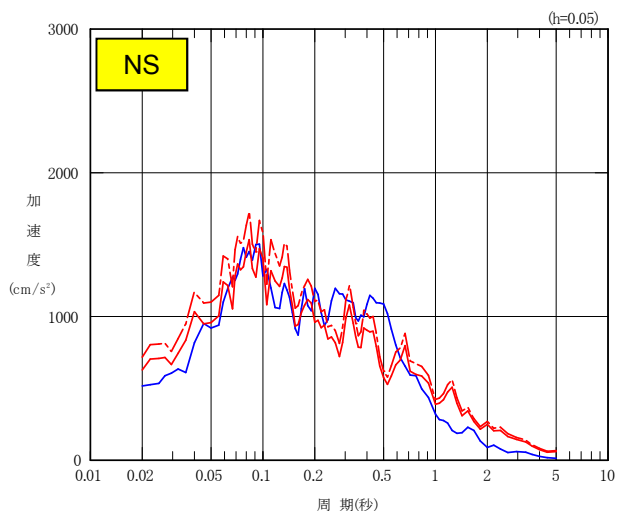
3. 基本と不確かさケースの地震動評価 地震動評価のまとめ

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



応答スペクトル

参考文献

1. 諸井孝文, 広谷浄, 石川和也, 水谷浩之, 引間和人, 川里健, 生玉真也, 釜田正毅(2013): 標準的な強震動予測レシピに基づく東北地方太平洋沖巨大地震の強震動の再現, 日本地震工学会第10回年次大会梗概集
2. 三宅弘恵, 瀧瀬一起(2012): 2011年東北地方太平洋沖地震のポストディクション, 日本地球惑星科学連合2012年大会
3. 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)
4. 東京電力株式会社(2014): 特定原子力施設監視・評価検討会(第27回)資料2, 東京電力福島第一原子力発電所の外部事象に対する防護の検討について, 平成26年10月
5. 日本原子力発電株式会社(2015): 第64回核燃料施設等の新規規制基準適合性に係る審査会合及び第243回原子力発電所の新規制基準適合性に係る審査会合 資料1-2, 東海第二発電所 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動のうちプレート間地震について, 平成27年6月
6. 壇一男, 畑奈緒未, 武藤尊彦, 宮腰淳一, 神田順(2005): シナリオ地震の生起確率を考慮した基準地震動策定に関する研究(その3) 宮城県沖で発生するプレート境界大地震の断層破壊シナリオとそれに基づく強震動の計算, 日本建築学会大会学術講演梗概集(近畿), B-1, 構造 I, 2005
7. 気象庁(2012): 気象庁技術報告 第133号 平成23年(2011年)東北地方太平洋沖地震調査報告
8. 地震調査研究推進本部(2002): 宮城県沖地震を想定した強震動評価手法について(中間報告)
9. 佐藤智美, 川瀬博, 佐藤俊明(1994): ボアホール観測記録を用いた表層地盤同定手法による工学的基盤波の推定及びその統計的経時特性, 日本建築学会構造系論文集, 第461号
10. 佐藤良輔(1989): 日本の地震断層パラメータ・ハンドブック, 鹿島出版会
11. 内閣府(2012a): 南海トラフの巨大地震モデル検討会(第二次報告)強震断層モデル編-強震断層モデルと震度分布について-
12. 宇津徳治(2001): 地震学(第3版), 共立出版, 2001
13. 内閣府(2013): 首都直下のM7クラスの地震及び相模トラフ沿いのM8クラスの地震等の震源断層モデルと震度分布・津波高等に関する報告書
14. 壇一男, 石井やよい, 宮腰淳一, 高橋広人, 護雅史, 福和伸夫(2013): マグニチュード9クラスのプレート境界地震による強震動予測のための断層モデルの設定方法, 日本建築学会構造系論文集, 692, 1685-1694
15. 田島礼子, 松元康広, 司宏俊, 入倉孝次郎(2013): 内陸地殻内および沈み込みプレート境界で発生する巨大地震の震源パラメータに関するスケーリング則の比較研究, 地震 第2輯, 第66巻
16. 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
17. 佐藤智美(2003): 中小地震の応力降下量の断層タイプ・震源深さ依存性及び地域性に関する研究, 土木学会地震工学論文集

参考文献

- 18.佐藤智美(2004):宮城県沖のスラブ内地震とプレート境界地震の短周期レベルの推定,日本地震工学会論文集,第4巻,第1号
- 19.Satoh,T.(2006):High-stress drop interplate and intraplate earthquakes occurred off shore of Miyagi prefecture,Japan,Third International Symposium on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion,Grenoble,France,30 August-1 September,pp.689-698
- 20.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
- 21.入倉孝次郎(2012):海溝型巨大地震の強震動予測のための震源モデルの構築,第40回地盤震動シンポジウム
- 22.中央防災会議(2004):日本海溝・千島海溝周辺海溝型地震に関する専門調査会(第5回)
- 23.川辺秀憲,釜江克宏(2013):2011年東北地方太平洋沖地震の震源のモデル化,日本地震工学会論文集 第13巻,第2号(特集号)
- 24.Kurahashi, S. and K. Irikura (2013): Short-Period Source Model of the 2011 Mw 9.0 Off the Pacific Coast of Tohoku Earthquake, Bull. Seism. Soc. Am, Vol.103, May 2013
- 25.東日本大震災合同調査報告書編集委員会(2014):東日本大震災合同調査報告 共通編1 地震・地震動,公益社団法人日本地震工学会,2014
- 26.Asano, K. and T. Iwata(2012): Source model for strong ground motion generation in the frequency range 0.1-10Hz during the 2011 Tohoku earthquake, Earth Planets Space, Vol. 64(No. 12), pp. 1111-1123, 2012
- 27.佐藤智美(2012):経験的グリーン関数法に基づく2011年東北地方太平洋沖地震の震源モデループレート境界地震の短周期レベルに着目してー,日本建築学会構造系論文集,675,695-704
- 28.独立行政法人防災科学技術研究所地震J-SHIS: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/>>
- 29.片岡正次郎,佐藤智美,松本俊輔,日下部毅明(2006):短周期レベルをパラメータとした地震動強さの距離減衰式,土木学会論文集A,Vol.62,2006.10
- 30.佐藤智美(2010):逆断層と横ずれ断層の違いを考慮した日本の地殻内地震の短周期レベルのスケーリング則,日本建築学会構造系論文集,651,923-932
- 31.Pitarka,A.,P.Somerville,Y.Fukushima,T.Uetake,and K.Irikura(2000):Simulation of Near-Fault Strong-Ground Motion Using Hybrid Green's Functions,BSSA,90,3,pp.566-586,June 2000
- 32.入倉孝次郎,香川敬生,関口春子(1997):経験的グリーン関数法を用いた強震動予測方法の改良,日本地震学会講演予稿集, No.2, B25
- 33.Suzuki,W. and T. Iwata(2007):Source model of the 2005 Miyagi-Oki, Japan, earthquake estimated from broadband strong motions, Earth Planets Space, Vol.59, pp.1155-1171, 2007
- 34.Wu, C. and K. Koketsu(2006):Complicated repeating earthquakes on the convergent plate boundary: Rupture processes of the 1978 and 2005 Miyagiken oki earthquakes, Reconnaissance report of the Grant-in-Aid for Special Purposes on the 2005 Miyagi-ken Oki earthquake (M_J 7.2), 31-36, 2006.

参考文献

35. Kamae,K.(2006): Source modeling of the 2005 off-shore Miyagi prefecture, Japan, earthquake($M_{JMA}=7.2$) using the empirical Green's function method, Earth Planets Space,Vol. 58, pp.1561-1566, 2006
- 36.Kurahashi,S. and K. Irikura (2011) :Source model for generating strong ground motions during the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake, Earth Planets Space,Vol. 63, pp.571-576, 2011
- 37.川辺秀憲, 釜江克宏, 上林宏(2011):2011年東北地方太平洋沖地震($M_w9.0$)の震源のモデル化, 日本地球惑星科学連合2011年大会
- 38.佐藤智美(2011):経験的グリーン関数法に基づく2011年東北地方太平洋沖地震の震源モデルの推定と震源パラメータのスケーリング則の考察, 日本地震学会講演予稿集, 2011
- 39.内閣府(2012b):南海トラフの巨大地震による震度分布・津波高さについて(第一次報告), 南海トラフの巨大地震モデル検討会
40. Lay,T., H. Kanamori, C.J. Ammon, K. D. Koper,A. R. Hutko,L.Ye,H. Yue, and T. M. Rushing(2012):Depth-varying rupture properties of subduction zone megathrust faults, Journal of Geophysical Research, Vol. 117, B04311, 2012
41. Koper, K. D., A. R. Hutko, T. Lay, C. J. Ammon, and H.Kanamori (2011) : Frequency-dependent rupture process of the 2011 Mw 9.0 Tohoku earthquake: Comparison of short-period P wave backprojection images and broadband seismic rupture models, Earth Planets Space, 63
- 42.地震調査研究推進本部(2014):全国地震動予測地図 2014年版
- 43.神田克久, 武村雅之, 広谷浄, 石川和也(2012):震度分布に基づく2011年東北地方太平洋沖地震の短周期地震波発生域, 地震 第2輯, 第65巻
- 44.司宏俊, 翠川三郎, 堤英明, 野田朱美, 正月俊行(2011):地震基盤における震源近傍まで適用できる応答スペクトル距離減衰式の整備に関する研究, 日本地球惑星科学連合大会2011年大会発表
- 45.地震調査研究推進本部(2009):全国地震動予測地図
- 46.Uchida,N. and T.Matsuzawa(2011):Coupling coefficient, hierarchical structure, and earthquake cycle for the source area of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku earthquake inferred from small repeating earthquake data, Earth Planets Space,Vol. 63, pp.675-679, 2011
47. Sun,T., K.Wang, T. Iinuma, R. Hino, J. He, H.Fujimoto, M.Kido,Y. Osada, S.Miura, Y.Ohta4,and Y.Hu(2014):Prevalence of viscoelastic relaxation after the 2011Tohoku-oki earthquake, Nature,Vol. 514, 2014
- 48.松島信一, 川瀬博(2006):海溝性地震におけるスーパーアスペリティモデルの提案, 月刊地球号外, No.55, pp.98-102, 2006

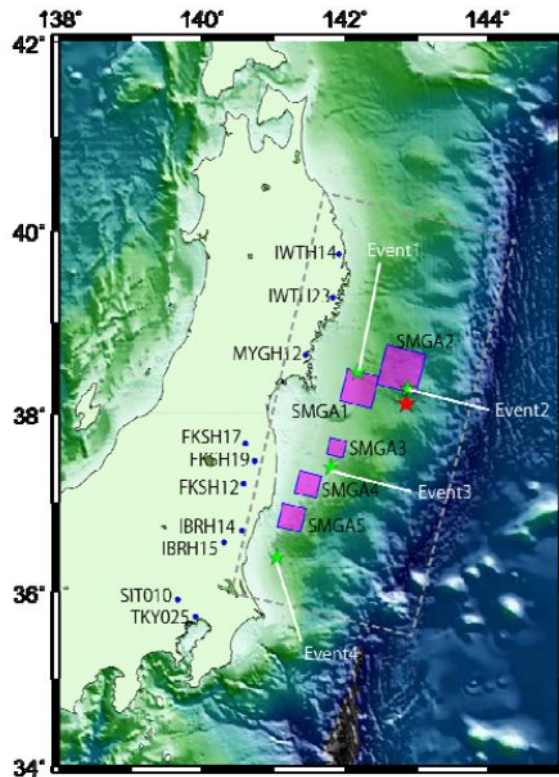
(参考資料)

1. 3.11地震の強震動による断層モデル
2. 断層モデルによる検討

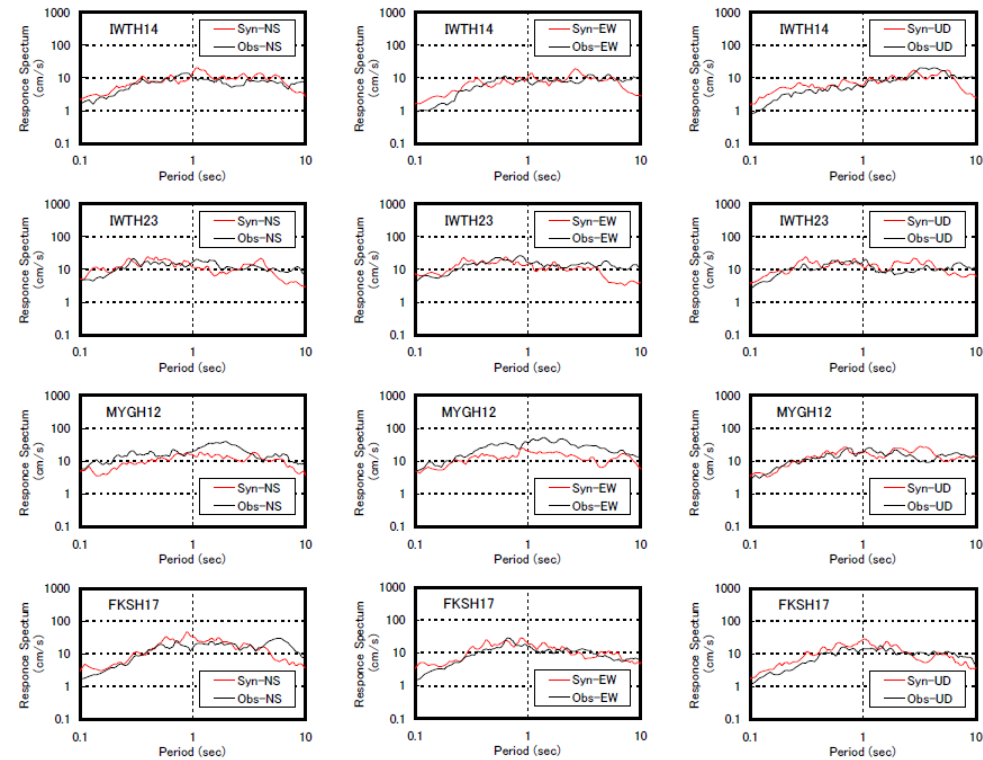
1. 3.11地震の強震動による断層モデル 川辺・釜江(2013)の断層モデル

■川辺・釜江(2013)の概要

- 太平洋沿岸部のKiK-net観測記録(0.1~10Hz)を用いて、経験的グリーン関数法によるに基づき、強震動生成域(SMGA)によるモデル化を行った。
- 結果として、宮城県沖、福島県沖、茨城県沖に全体で5ヶ所のSMGAを配置した震源モデルを提案した。これらのSMGAの位置は、地震本部の東北沖のプレート境界地震の想定震源位置とそれぞれほぼ対応している。また、遠地実体波、津波等の震源インバージョンにより求めたすべり分布とは大きく異なっている。
- 周期0.1~10秒程度の強震動を単純化した5つのSMGAからなる震源モデルによって再現でき、本研究で用いた震源のモデル化手法が海溝型巨大地震時の強震動予測にも有効である。



経験的グリーン関数法に基づくSMGAモデル

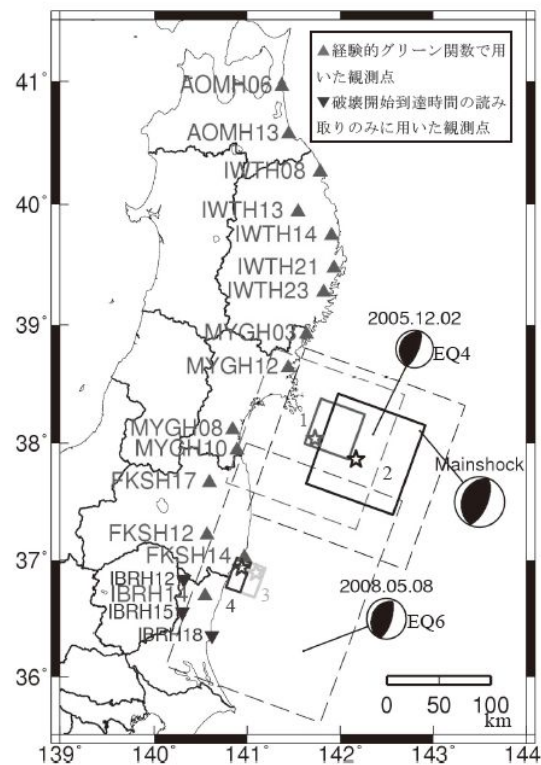


観測記録(Obs)と経験的グリーン関数法による合成波形(Syn)の
擬似速度応答スペクトル

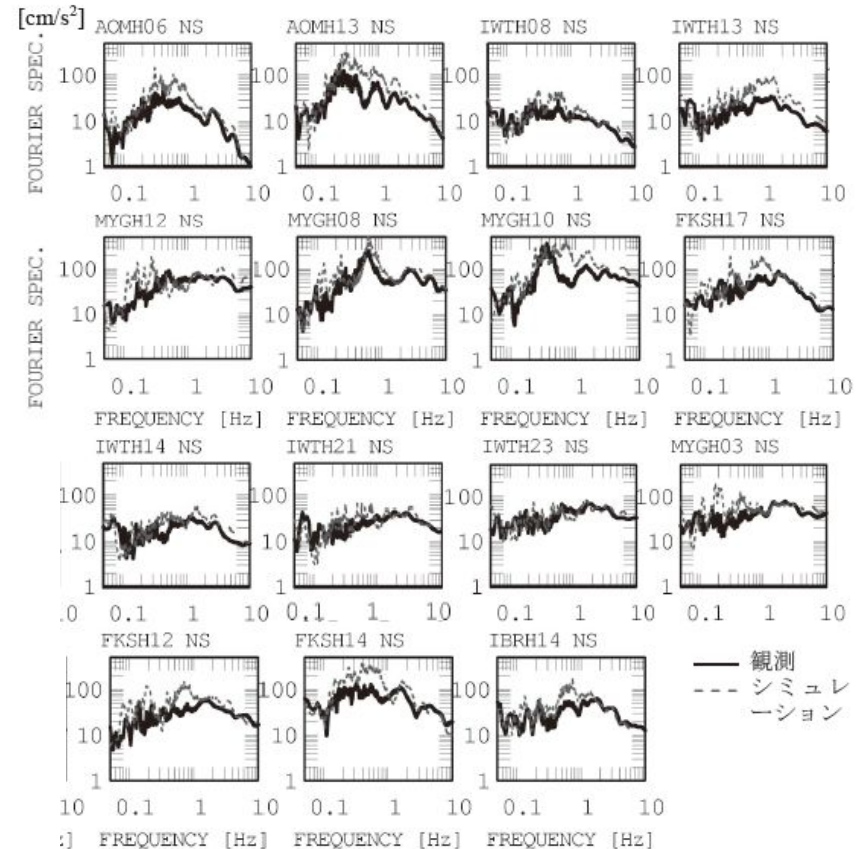
1. 3.11地震の強震動による断層モデル 佐藤(2012)の断層モデル

■佐藤(2012)の概要

- 太平洋沿岸部の15地点のKik-net観測点の記録(0.05~10Hz)に用いて、経験的グリーン関数法に基づき3.11地震に対する強震動生成域(SMGA)からなる震源モデルを推定した。
- SMGAは、宮城県沖に2つ、福島県沖と茨城県の県境の海岸沿いに2つ推定された。宮城県沖の1つ目が陸より、2つ目は1つ目の東側に一部重なりをもちつつ震源位置付近まで広がっている。この重なっている領域は、1978年宮城県沖地震のSMGAともオーバーラップしている。本震のSMGAは、海溝付近のすべり量の大きい領域とは異なる。
- NS成分の観測波とシミュレーション波の加速度フーリエスペクトルを比較すると、0.2~0.5Hz付近でシミュレーション波がやや過大評価である観測点が多いが、スペクトル形状は、ほぼ再現されている。



経験的グリーン関数法に基づく強震動生成域

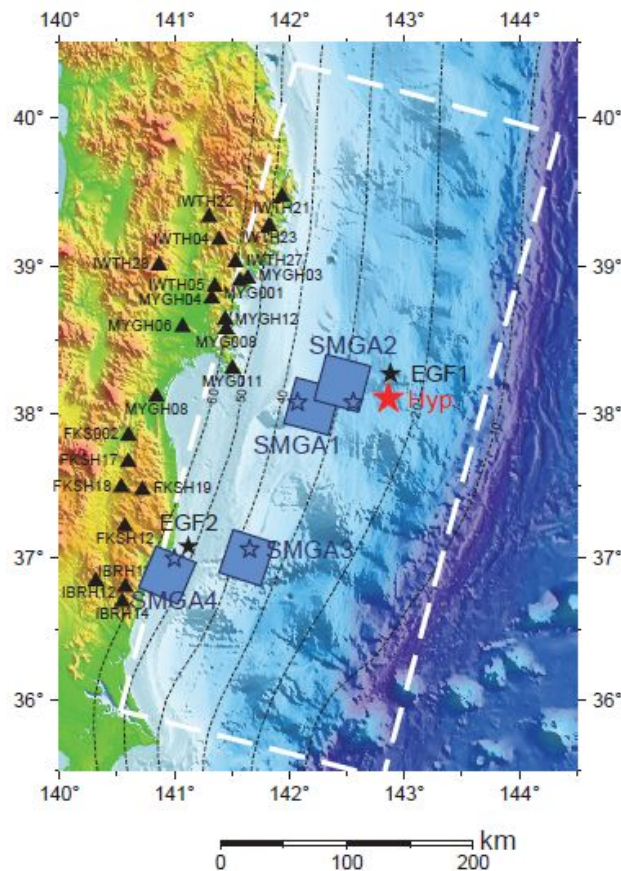


観測波形とシミュレーション波形の加速度フーリエスペクトル(NS成分)

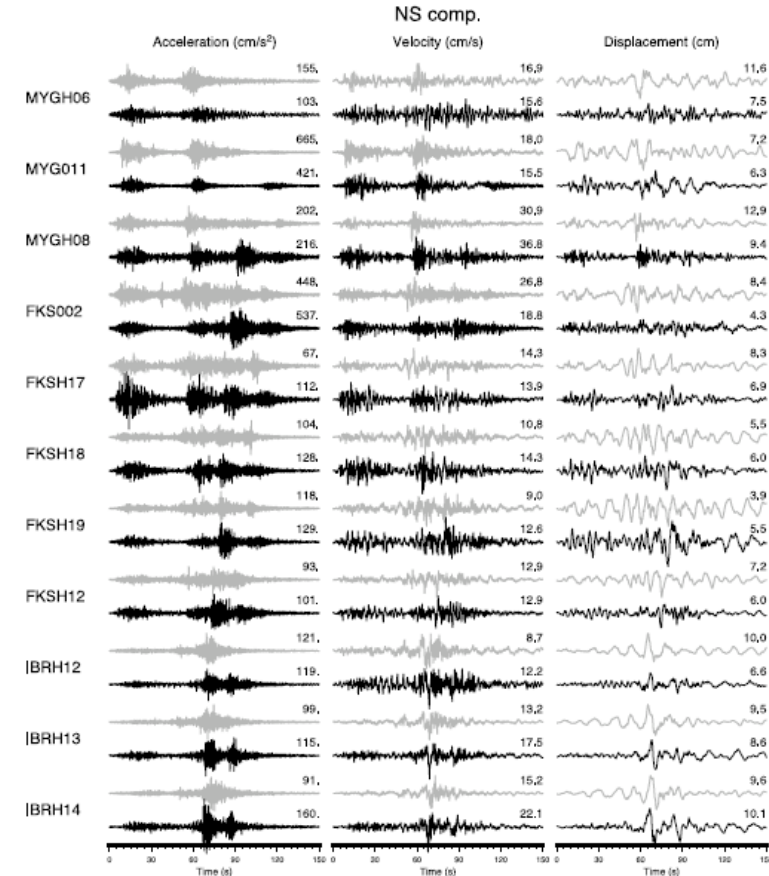
1. 3.11地震の強震動による断層モデル Asano and Iwata (2012)の断層モデル

■ Asano and Iwata (2012)の概要

- ・経験的グリーン関数法を用いた0.1~10Hzの広帯域強震動シミュレーション解析に基づいて、4つの強震動生成域(SMGA)で構成される3.11地震の震源モデルを評価した。
- ・2つのSMGAは震源位置の西の宮城県沖に位置し、残りの2つは福島県沖にあり、いずれも断層面の深い位置にある。強震動はこれらのSMGAからの影響が大きい。応力降下量は6.6~27.9MPaで過去にこの地域で発生したM7クラスの地震に近い。
- ・シミュレーションして合成した波形と観測記録は概ね対応している。
- ・3.11地震のSMGAは1930年以降に発生した宮城県沖や福島県沖の地震と空間的に一致する。



経験的グリーン関数法に基づくSMGAモデル

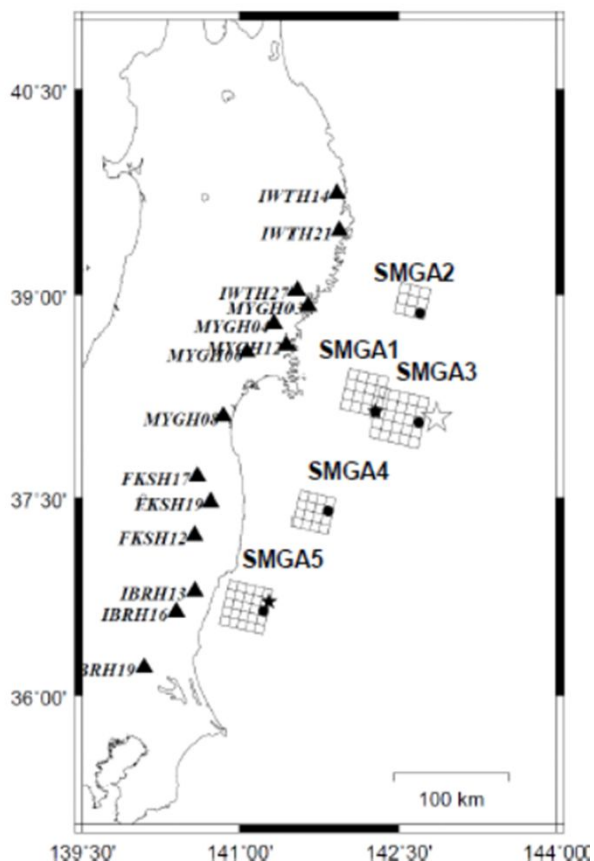


0.1から10Hzの観測波(上のグレー)とシミュレーションした波形(下の黒)

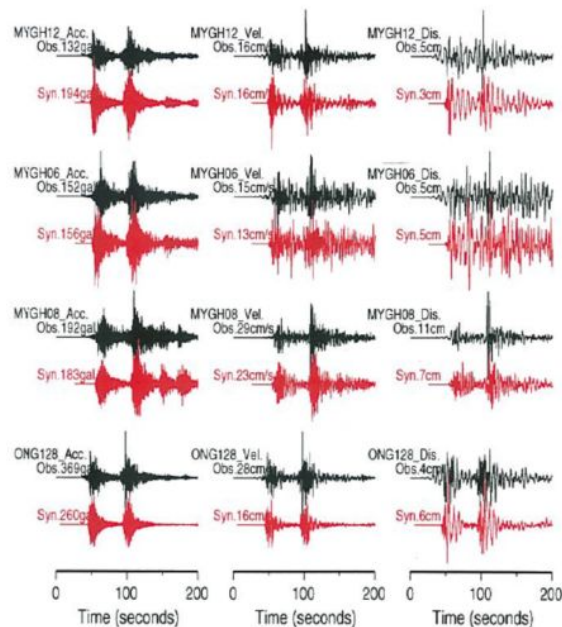
1. 3.11地震の強震動による断層モデル Kurahashi and Irikura (2013)の断層モデル

■ Kurahashi and Irikura (2013)の概要

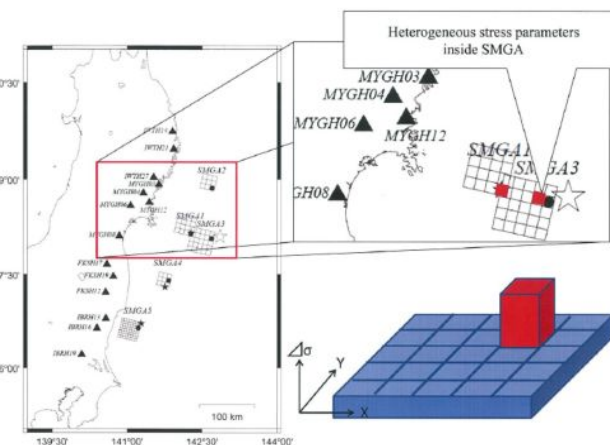
- 3.11地震の強震記録 (0.1~10Hz)に対するシミュレーションを通して、大加速度を有する記録の分析を行った。
- 震源モデルの推定手法は、2つのサブイベントを用いた経験的グリーン関数法である。求められた震源モデルは、5つの強震動生成域 (SMGA)が震央の西側に位置し、down-dip端に沿って存在するものである。
- この震源モデルを用いた、SMGA内の応力降下量の不均質性について考察しており、大加速度を伴う衝撃的なパルス波は、SMGA内の応力降下量の不均質性を持たせることにより再現できる可能性を指摘している。



経験的グリーン関数法に基づくSMGAモデル



観測記録 (Obs, 黒) と経験的グリーン関数法による合成波形 (Syn, 赤)

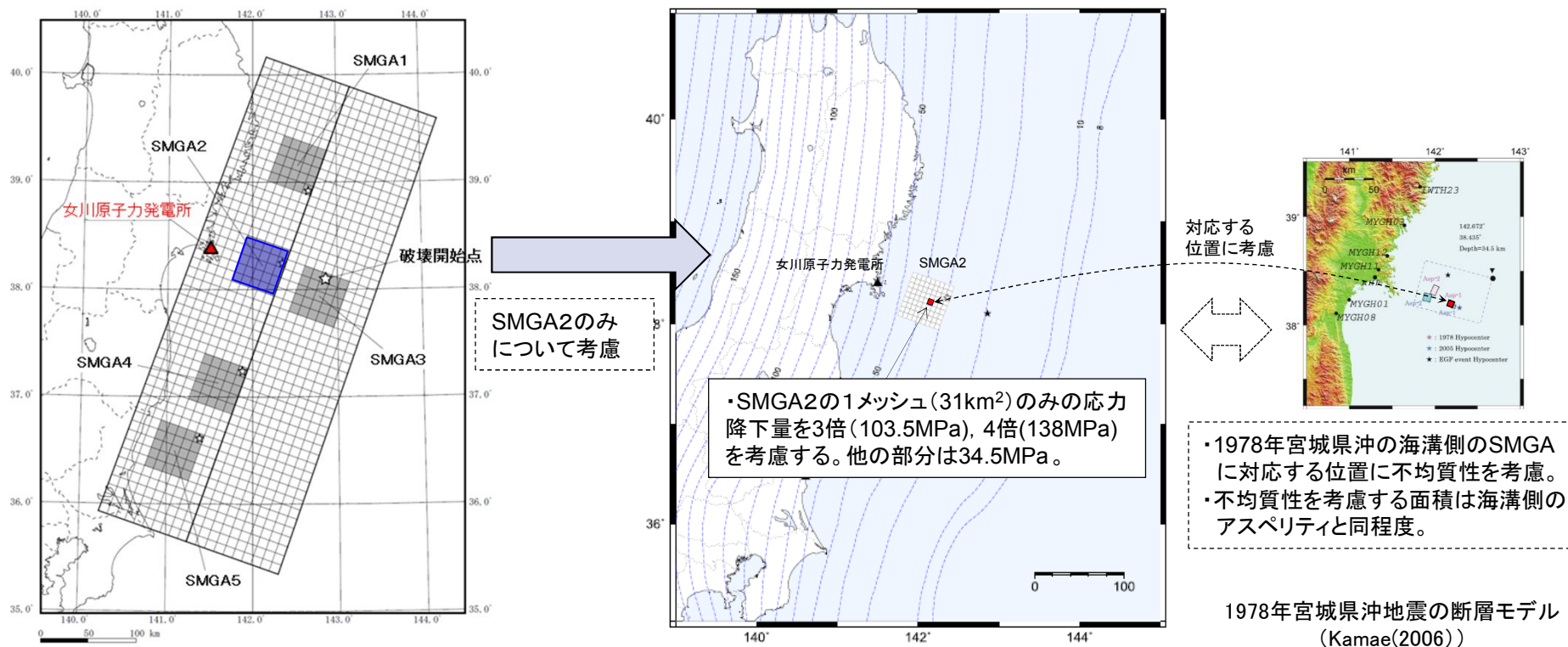


SMGAモデルとSMGA内の不均質性

2. 断層モデルによる検討 SMGA内の不均質性の検討

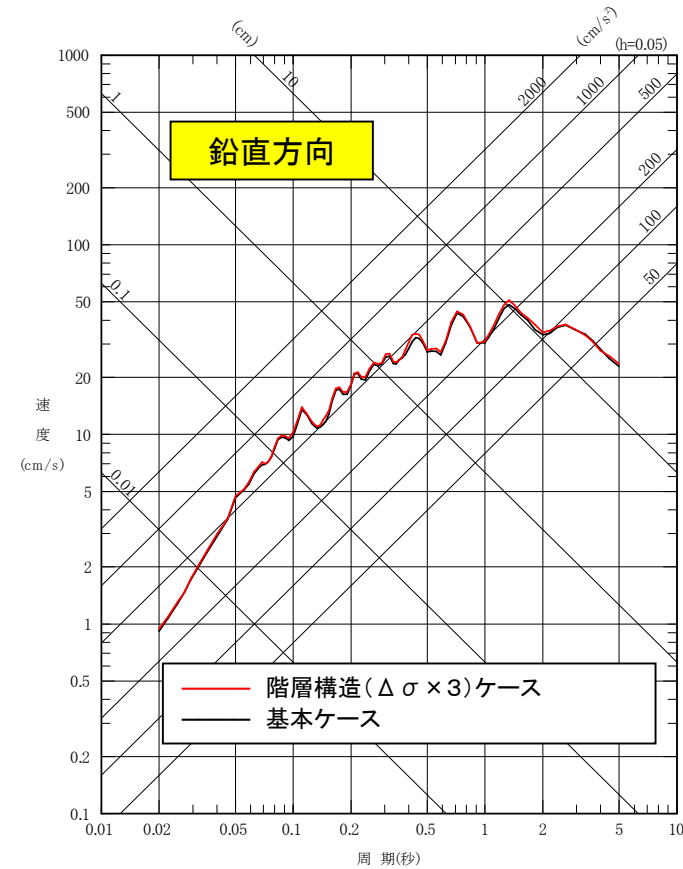
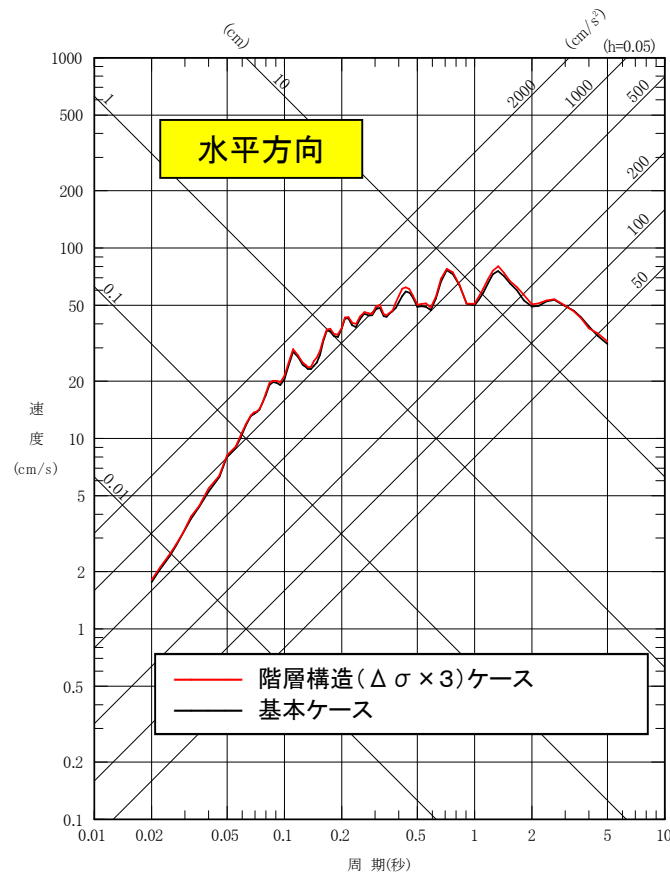
■ SMGA内の階層構造(不均質性)の影響について

- ・敷地への影響が最も大きい宮城県沖のSMGA2についてSMGA内の階層構造(不均質性)を考慮した場合の影響について参考に評価を行う。
- ・基本ケースでは応力降下量を34.5MPaとしているが、1978年宮城県沖地震のシミュレーションモデル(Kamae(2006)等)のSMGAのうち応力降下量大きい海溝側のSMGAに対応する位置に、応力降下量を3倍($34.5\text{MPa} \times 3 = 103.5\text{MPa}$), 4倍($34.5\text{MPa} \times 4 = 138\text{MPa}$)を考慮する。
- ・評価方法は統計的グリーン関数法(放射特性係数 $F=0.62$)、波形合成は入倉ほか(1997)を用いる。



2. 断層モデルによる検討 SMGA内の不均質性の検討

■ SMGA内の階層構造(不均質性)を考慮した評価結果(応力降下量 $34.5\text{MPa} \times 3 = 103.5\text{MPa}$)

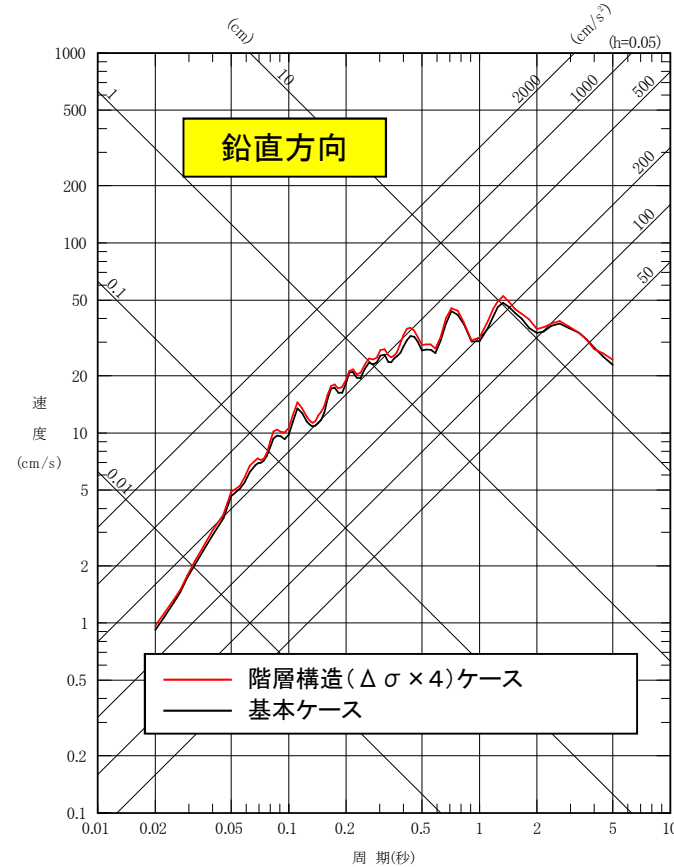
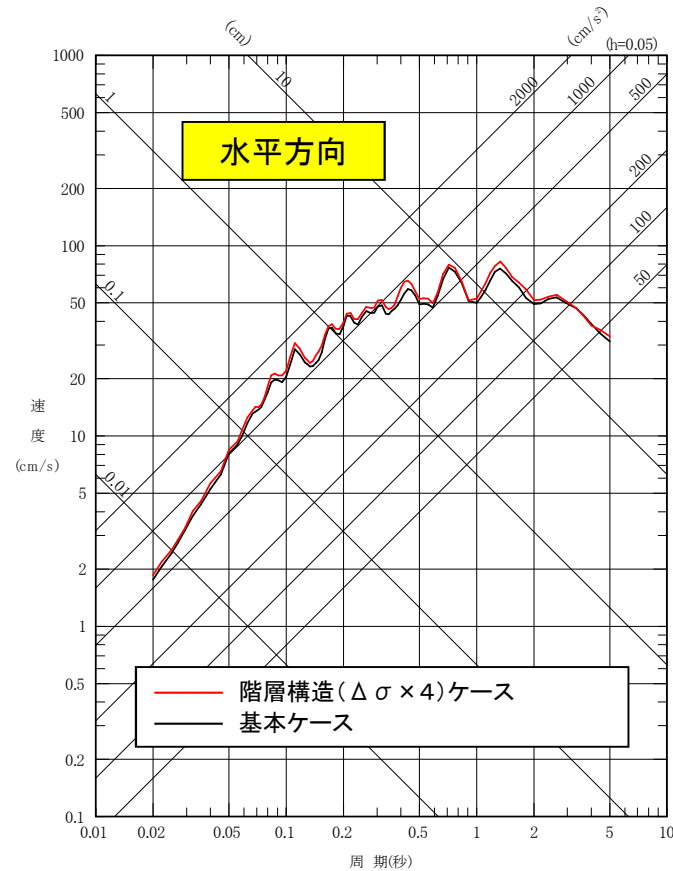


SMGA2内の階層構造(不均質性)を考慮した場合と基本ケースの比較※(平均応答スペクトル)

※SMGA2のみでの評価結果の比較

2. 断層モデルによる検討 SMGA内の不均質性の検討

■ SMGA内の階層構造(不均質性)を考慮した評価結果(応力降下量 $34.5\text{MPa} \times 4 = 138\text{MPa}$)



SMGA2内の階層構造(不均質性)を考慮した場合と基本ケースの比較※(平均応答スペクトル)

※SMGA2のみでの評価結果の比較

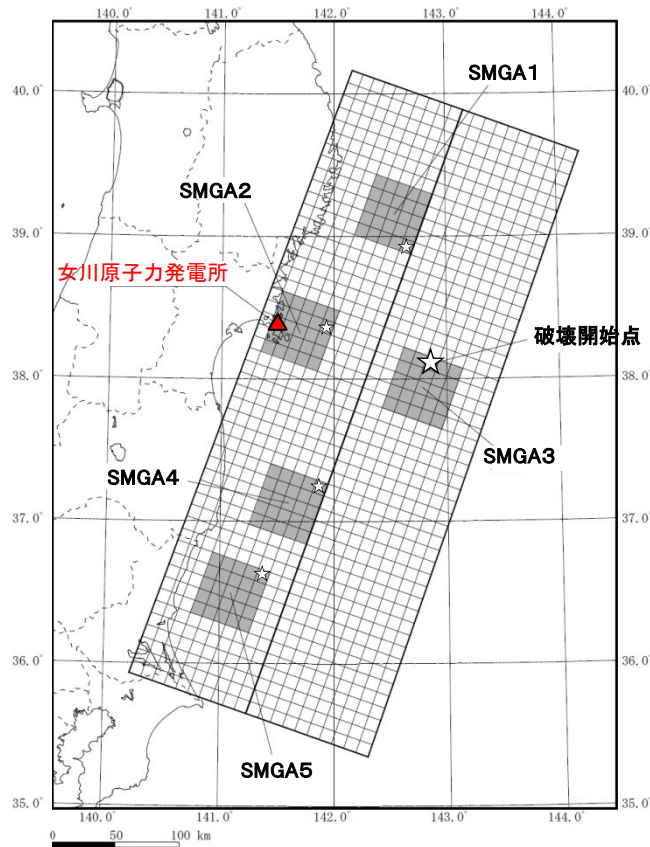
応答スペクトルでみた場合、不均質性を考慮した結果は基本ケースとあまり違いが認められなかった。
⇒今回の検討は統計的グリーン関数法で実施しているが、小さいサイズのSMGAの影響は特定の位相として現れてくる可能性も考えられるため、今後、経験的グリーン関数法による高度化検討と合わせて検討を進めて行く。

2. 断層モデルによる検討

3.11地震のSMGAの位置

■ SMGAの位置の検討

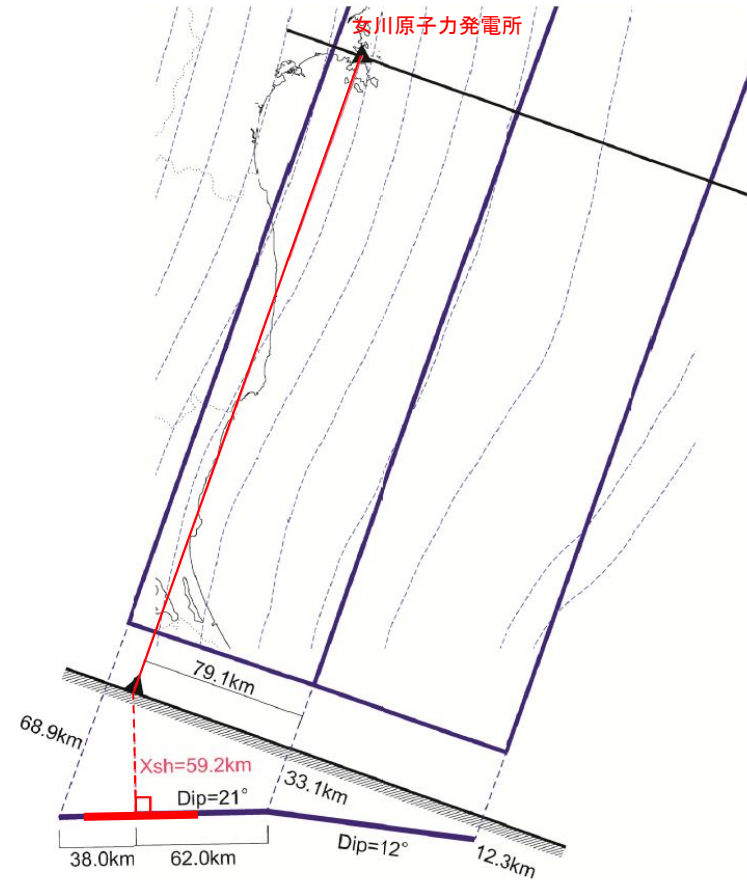
- 基本ケースの断層モデルのSMGAの位置は、3.11地震のSMGA及び過去の地震とも対応しており、SMGAの位置が大きく動くことは考え難いが、参考に、宮城県沖のSMGAを最も敷地に近づけ、統計的グリーン関数法(放射特性係数 $F=0.62$)により評価を実施する。波形合成は入倉ほか(1997)を用いる。



SMGAの位置の影響検討ケース

■ : 強震動生成域 (SMGA), ☆ : 破壊開始点

※ SMGA3の大きい星印は破壊開始点の位置, 小さい星印は各SMGAの破壊開始点の位置。



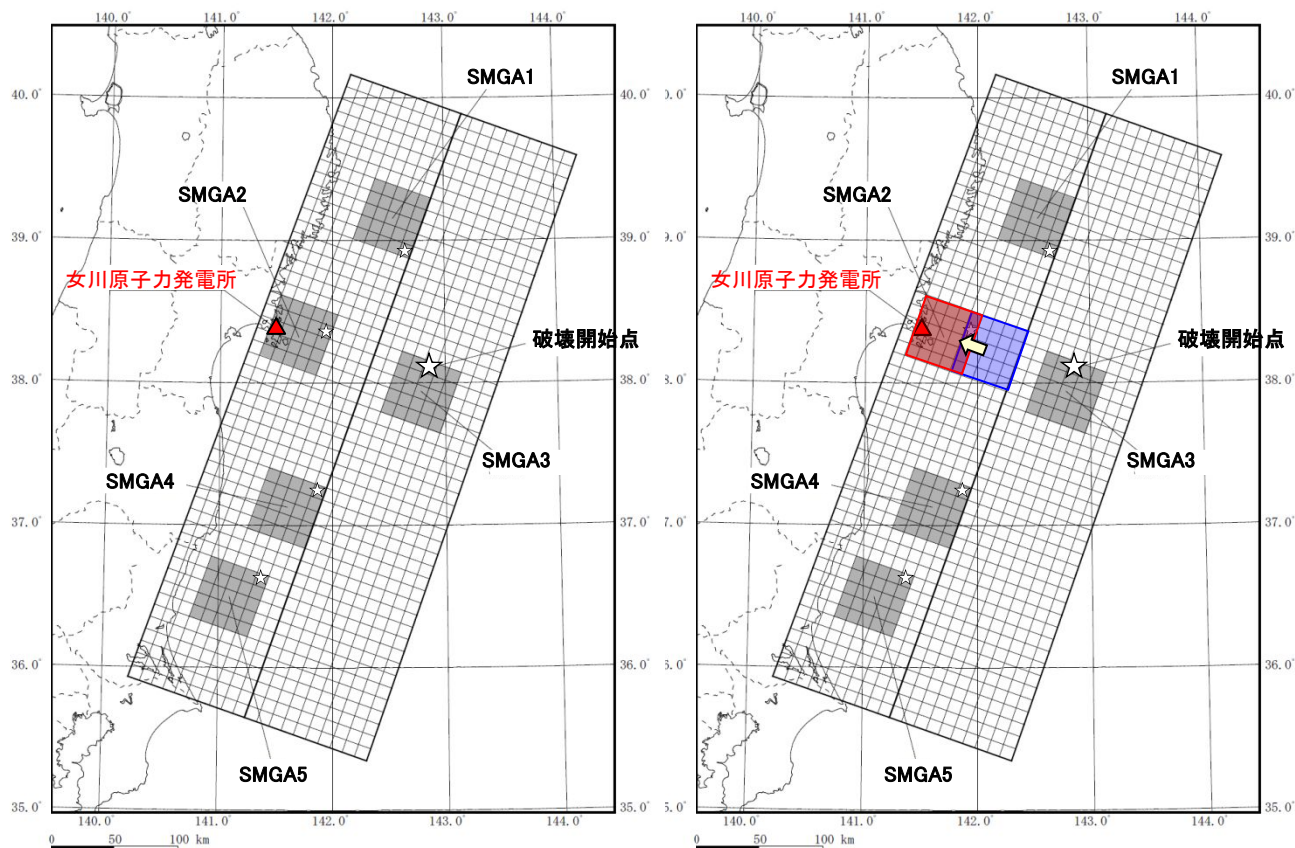
【SMGA2の位置】

断層面上で敷地からの距離が最短となる点がSMGAの中心となるように配置。

2. 断層モデルによる検討

3.11地震のSMGAの位置

- ・敷地前面の強震動生成域(SMGA2)を最も敷地に近づけた位置に設定すると、SMGA2の等価震源距離は、基本ケースと比較して約1割程度敷地に近づく。



SMGAの位置の検討ケース

■ : 強震動生成域(SMGA), ☆ : 破壊開始点
 ※SMGA3の大きい星印は破壊開始点の位置,
 小さい星印は各SMGAの破壊開始点の位置。

基本ケースの断層モデルとの比較

■ : 強震動生成域(SMGA)の位置の影響検討ケースのSMGA2
 ■ : 基本モデルのSMGA2

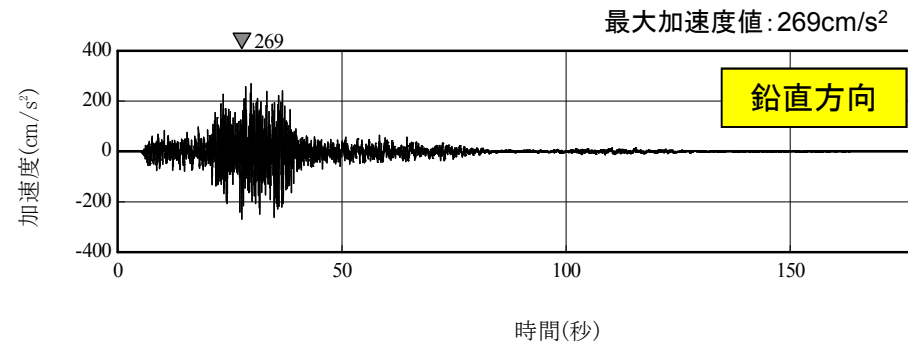
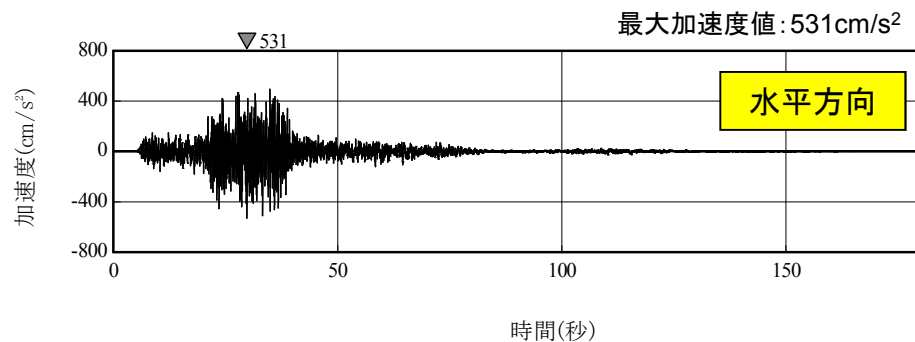
SMGA2の等価震源距離の比較

ケース	SMGA2の等価震源距離
基本ケース	71.2km
強震動生成域の位置の不確かさケース	62.5km

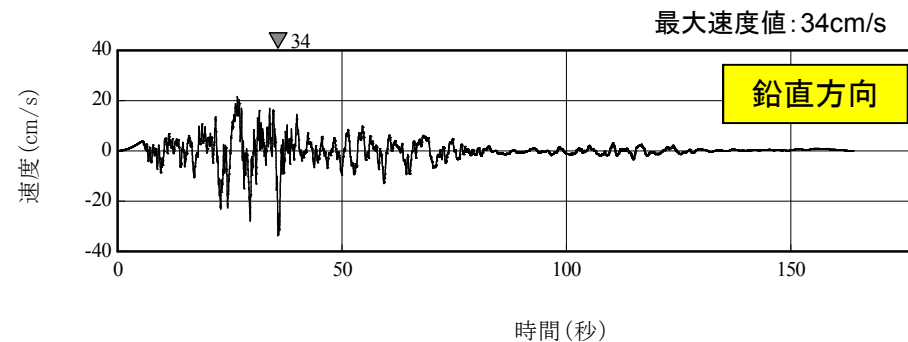
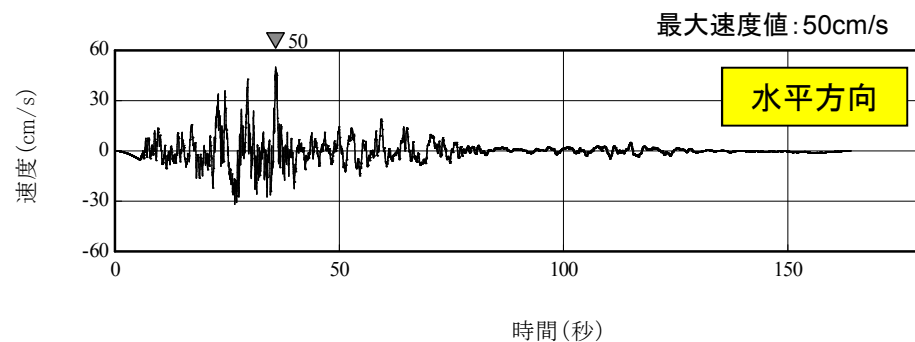
2. 断層モデルによる検討

3.11地震のSMGAの位置

■ SMGAの位置を敷地に近づけたケースの地震動評価



加速度時刻歴波形

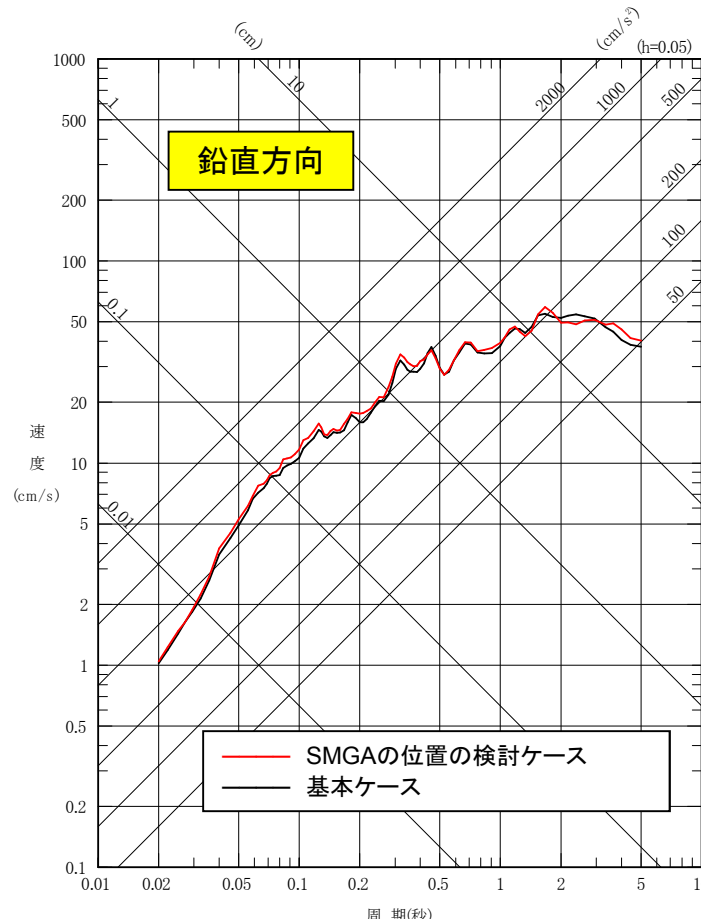
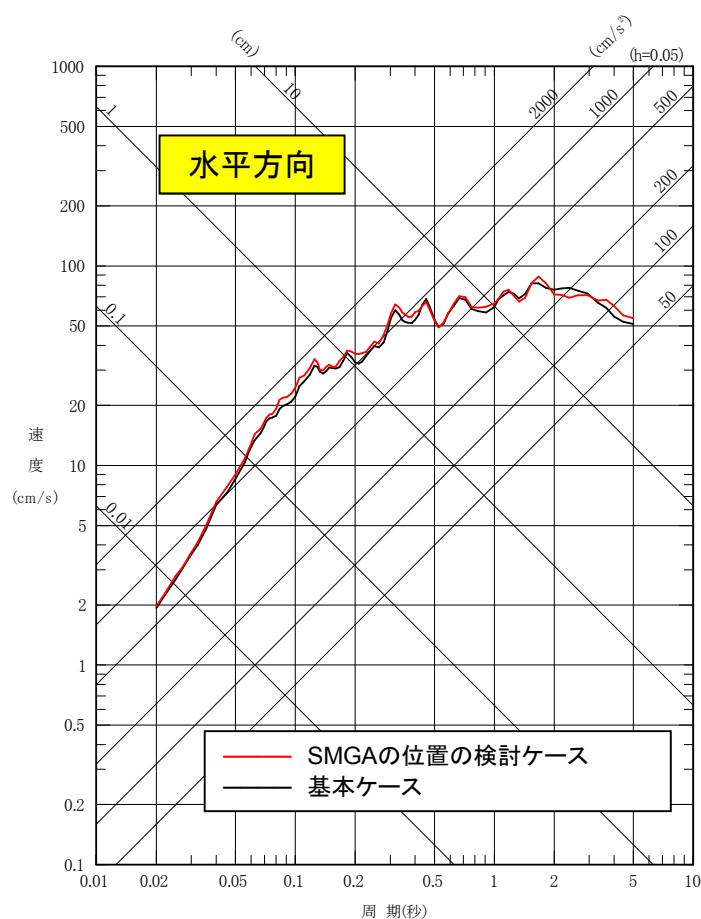


速度時刻歴波形

2. 断層モデルによる検討

3.11地震のSMGAの位置

■ SMGAの位置を敷地に近づけたケースの地震動評価 応答スペクトル



SMGAの位置を近づけたケースと基本ケースの比較(平均応答スペクトル)

全周期帯においては、基本ケースとの違いが小さく、SMGAの位置の違いが地震動レベルに与える影響は小さい。