

8. 參考資料

8.1 密度の定義

コメント

密度という言葉をはっきりと定義してひとつに表現すること。

密度の定義

コメント回答：

密度の定義自体は一般的用語の定義にしたがっている。

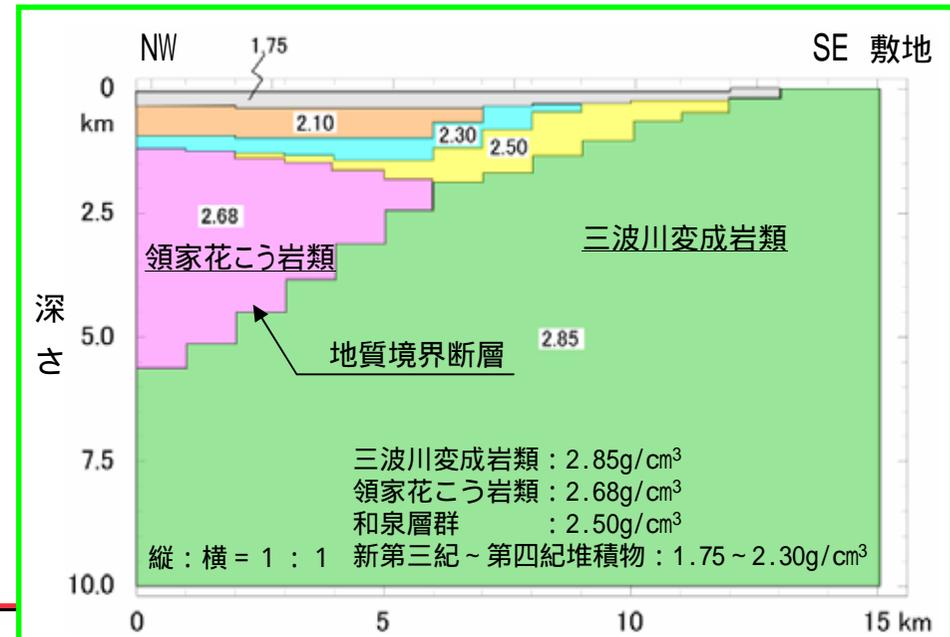
指摘は，三波川変成岩類に対して，地震動解析モデルと重力逆解析モデルとで異なる値を設定していることを指すものと解釈するが，両者の差異は，重力逆解析に用いた値は，広域の地殻構造を同定する観点から泥質片岩ほかも含む三波川変成岩類の平均的な値を採用したものであり，地震動解析モデルについては，敷地での地震動を推定する観点から敷地の塩基性片岩で得られた試験結果を採用したことに起因するものである。

試験結果から，敷地の三波川変成岩類は，重鉱物を多く含むため，一般的数値よりも大き目の数値を示す。

【地震動解析モデル(地盤構造モデル)】

層上面 (m)	Vp (m/s)	Vs (m/s)	密度 (g/cm ³)	Q値
0	5300	2600	3.0	50
10	5500	2700	3.0	50
200	5700	2800	3.0	190
2000	6100	3500	3.0	230
16000	6700	3870	2.8	400
40000	6600	3820	2.8	400
42000	6700	3870	2.9	400
46000	8000	4620	3.2	1200

【重力逆解析モデル】



8.2 地盤構造モデル(密度)

コメント

地盤構造モデルにおいて、深さ方向に密度の大きさが逆転している
ので修正すること。

本検討では、断層長さ42kmの場合の試算を掲載しているが、断層長さ
54kmの場合でも、密度を変化させた影響は同様であると推定される。

地盤構造モデルの設定方法

➤ 比較的浅部の構造

主に地質調査結果を参照して設定

層上面 (m)	Vp (m/s)	Vs (m/s)	密度 (g/cm ³)	Q値
0	5300 ¹	2600 ¹	3.0 ⁵	50 ⁶
10	5500 ³	2700 ²	3.0 ⁵	50 ⁶
200	5700 ³	2800 ²	3.0 ⁵	190 ⁷
2000	6100 ⁴	3500 ⁴	3.0 ⁵	230 ⁷

1: 試掘坑における測定値
 2: PS検層における測定値より設定
 3: $v = 0.34(\text{測定値})$ および $Vp/Vs = (2(1-v)/(1-2v))$ より算出
 4: $Vp = 6\text{km/s}$ として, $Vs = Vp/1.73$
 5: CH級岩盤の物理試験結果より
 6: PS検層による測定値より設定
 7: $Q = Vs/15$

➤ 比較的深部の構造

Takehi(2004)を参照して設定

層上面 (m)	Vp (m/s)	Vs (m/s)	密度 (g/cm ³)	Q値
16000	6700	3870	2.8	400
40000	6600	3820	2.8	400
42000	6700	3870	2.9	400
46000	8000	4620	3.2	1200

Takehi(2004)は下記に基づいてモデルを構築
 ・下部地殻
 上面深さ: Vp : 浅野ほか(1986)
 Q値: 纈纈・古村(2002)
 ・スラブ
 上面深さ: 三好・石橋(2004), 大倉・瀬野(2002)
 Vp, Vs, Q 値: Ohkura(2000), 纈纈・古村(2002)
 海洋性地殻の2層区分: 澁谷(2001), Takahashi et al.(2002)



浅部および深部のデータを
組み合わせて設定



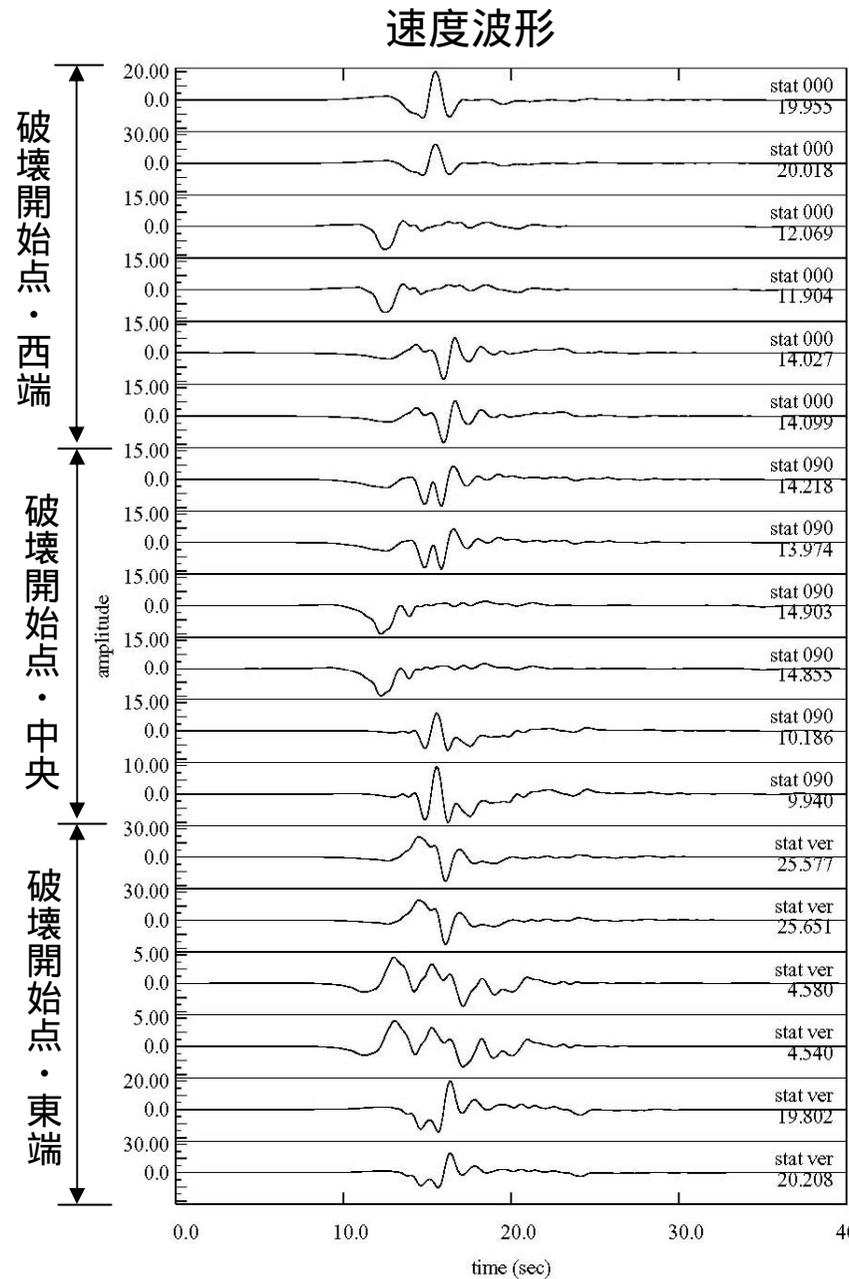
密度を変えた場合の影響

密度の逆転を解消したモデル (CASE2) を設定し、敷地前面海域の断層群 (長さ42km, 傾斜30度) のケースについて理論計算を行った。

	層上面 (m)	浅部地盤				深部地盤				CASE1 (設定モデル)				CASE2 (検討モデル)			
		Vp (m/s)	Vs (m/s)	密度 (g/cm ³)	Q値	Vp (m/s)	Vs (m/s)	密度 (g/cm ³)	Q値	Vp (m/s)	Vs (m/s)	密度 (g/cm ³)	Q値	Vp (m/s)	Vs (m/s)	密度 (g/cm ³)	Q値
上部地殻	0	5300	2600	3.0	50	-	-	-	-	5300	2600	3.0	50	5300	2600	3.0	50
	10	5500	2700	3.0	50	-	-	-	-	5500	2700	3.0	50	5500	2700	3.0	50
	200	5700	2800	3.0	190	-	-	-	-	5700	2800	3.0	190	5700	2800	3.0	190
	2000	6100	3500	3.0	230	-	-	-	-	6100	3500	3.0	230	6100	3500	3.0	230
下部地殻	16000	-	-	-	-	6700	3870	2.8	400	6700	3870	2.8	400	6700	3870	3.0	400
海洋性地殻	40000	-	-	-	-	6600	3820	2.8	400	6600	3820	2.8	400	6600	3820	3.0	400
	42000	-	-	-	-	6700	3870	2.9	400	6700	3870	2.9	400	6700	3870	3.0	400
海洋性マントル	46000	-	-	-	-	8000	4620	3.2	1200	8000	4620	3.2	1200	8000	4620	3.2	1200

密度を変えた場合の影響

その結果，密度を変えても最大値の変動は±2%程度であり，地震動にはほとんど影響がないことを確認した。



密度	成分	PEAK増減
2.8	NS	+0.3%
3.0		
2.8	EW	1.4%
3.0		
2.8	UD	+0.5%
3.0		
2.8	NS	1.7%
3.0		
2.8	EW	0.3%
3.0		
2.8	UD	2.4%
3.0		
2.8	NS	+0.3%
3.0		
2.8	EW	0.9%
3.0		
2.8	UD	+2.1%
3.0		

(g/cm³)

密度を変えた場合の影響(まとめ)

コメント回答:

設定した地盤構造モデルは、おのあの信頼性の高い浅部地盤の調査結果と深部地盤の既往知見とを合わせ設定している。

指摘に鑑み、数値的に密度の逆転を解消したモデル(CASE2)を設定して敷地前面海域の断層群(長さ42km, 傾斜30度)のケースについて理論計算を行い、密度の影響を検討したが、最大速度評価で±2%程度のばらつきの範囲に収まり、密度を変える影響は大きなものではないことを確認した。

地盤構造モデルを用いて推定した地震動はハイブリッド合成法の長周期側地震動として採用している。ハイブリッド合成法は、経験的グリーン関数法による地震動推定結果ならびにその中から選定した基準地震動Ss-2との比較に用いており、基準地震動には採用していない。したがって、地盤構造モデルの密度を変えたとしても、基準地震動Ss-2の評価には影響はないと考えている。

なお、設定した地盤モデル(CASE1)を用いて2001年芸予地震のK-NET, KiK-net観測記録のシミュレーションを行ったところ、観測点の波形を精度よく表現できていることを確認している。

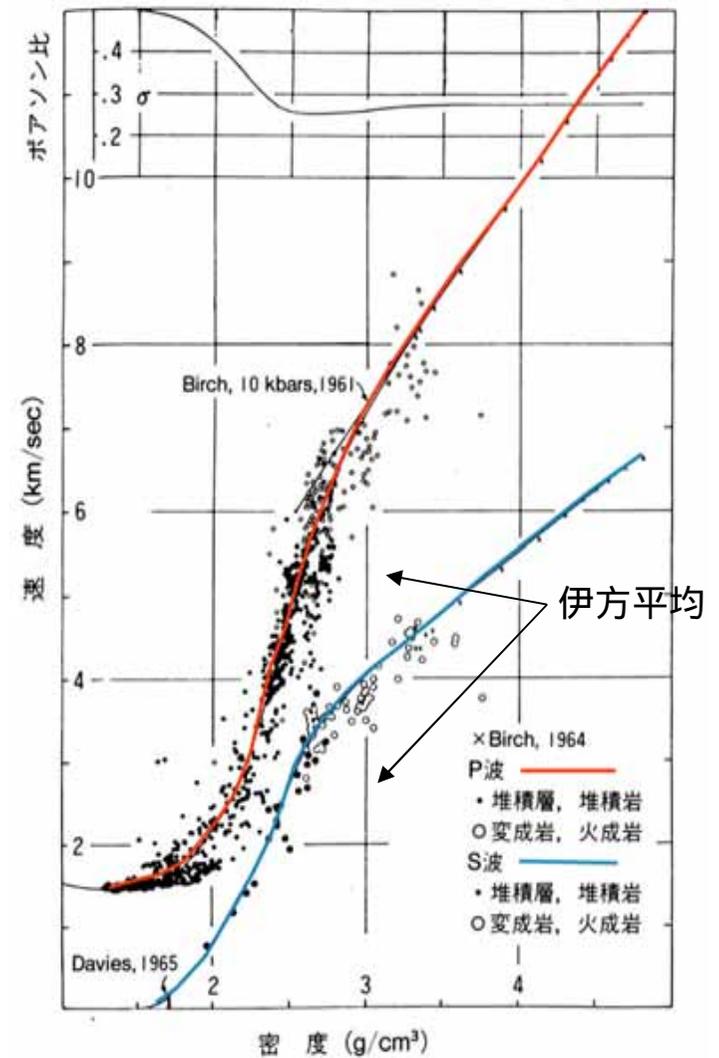
注:基本モデルの長さを42kmとしていたときには、基準地震動Ss-2には経験的グリーン関数法による結果を採用していたが、54kmを基本とした現在においては、長周期側の基準地震動Ss-2には理論的手法による結果を採用している。密度を変更してもその影響は小さいことは42kmベースの検討で確認しており、この結果は54kmベースでも同様であると考えられる。



敷地における岩石試験結果

- 3号安全審査時に実施した岩石試験の結果においても，伊方発電所敷地のC_H級岩盤の物性値は，速度構造から推定される一般的な岩石と比べて比較的重い岩盤である

			3号炉安全審査時(S60)		
			密度 (g/cm ³)	P波 速度 (km/s)	S波 速度 (km/s)
片理面の傾斜角	0°	湿潤	3.02	5.8	2.7
		乾燥	3.00	5.4	2.6
	30°	湿潤	3.02	5.3	2.6
		乾燥	3.00	5.0	2.6
	60°	湿潤	3.02	5.3	2.6
		乾燥	2.99	4.7	2.5
	90°	湿潤	2.99	4.9	2.5
		乾燥	2.97	3.8	2.3
	平均	湿潤	3.01	5.3	2.6



8.3 地盤構造モデル(Q値)

コメント

・表層(の減衰定数)で1%くらいだから、 $V_s=2.6\text{km/sec}$ だと大体一桁以上減衰が違うのではないかと思う。そうすると短周期で効いてきて、もう少し応答が出るかもしれない。減衰を大きめに評価しており、安全側ではない。厳しい側に減衰を取った方がいいと思う。念のため、Q値を少し振った検討結果を見せていただきたい。

本検討では、断層長さ42kmの場合の試算を掲載しているが、断層長さ54kmの場合でも、Q値を変化させた影響は同様であると推定される。

地盤構造モデルの設定方法

➤ 比較的浅部の構造

主に地質調査結果を参照して設定

解放基盤表面
EL.+10m
(基準地震動
設定レベル)

地震基盤
地下2km

層上面 (m)	Vp (m/s)	Vs (m/s)	密度 (g/cm ³)	Q値
0	5300 ¹	2600 ¹	3.0 ⁵	50 ⁶
10	5500 ³	2700 ²	3.0 ⁵	50 ⁶
200	5700 ³	2800 ²	3.0 ⁵	190 ⁷
2000	6100 ⁴	3500 ⁴	3.0 ⁵	230 ⁷

1: 試掘坑における測定値
 2: PS検層における測定値より設定
 3: $v_s = 0.34 \times v_p$ (測定値) および $v_p/v_s = (2(1-\nu)/(1-2\nu))$ より算出
 4: $v_p = 6 \text{ km/s}$ として, $v_s = v_p / 1.73$
 5: CH級岩盤の物理試験結果より
 6: PS検層による測定値等より総合的に判断して設定
 7: $Q = v_s / 15$

➤ 比較的深部の構造

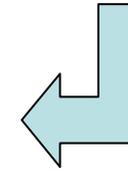
Takehi(2004)を参照して設定

層上面 (m)	Vp (m/s)	Vs (m/s)	密度 (g/cm ³)	Q値
16000	6700	3870	2.8	400
40000	6600	3820	2.8	400
42000	6700	3870	2.9	400
46000	8000	4620	3.2	1200

Takehi(2004)は下記に基づいてモデルを構築
 ・下部地殻
 上面深さ: v_p : 浅野ほか(1986)
 Q値: 纈纈・古村(2002)
 ・スラブ
 上面深さ: 三好・石橋(2004), 大倉・瀬野(2002)
 v_p, v_s, Q 値: Ohkura(2000), 纈纈・古村(2002)
 海洋性地殻の2層区分: 濫谷(2001), Takahashi et al.(2002)



浅部および深部のデータを
組み合わせて設定

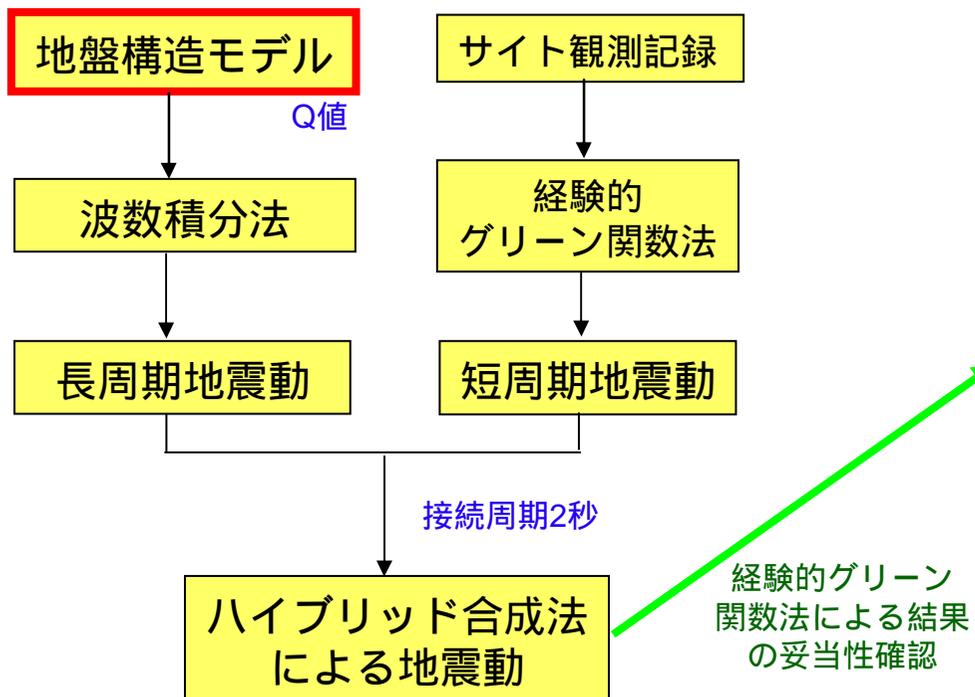


基準地震動Ssに与えるQ値の影響

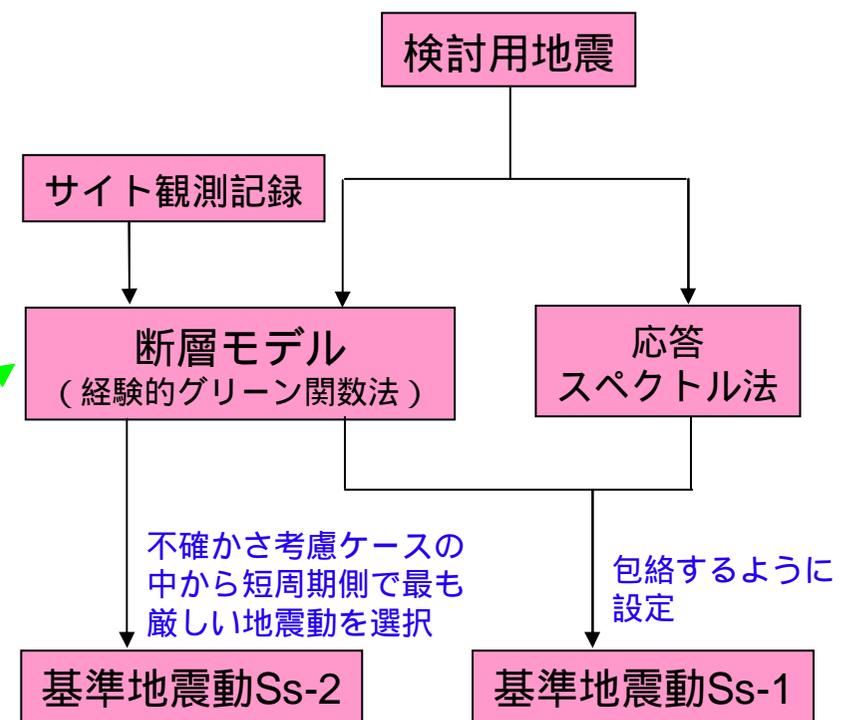
コメント回答:

地盤構造モデルは、ハイブリッド合成法における長周期理論地震動の計算に用いている。基準地震動Ss-2としては、経験的グリーン関数法による地震動を採用しており、ハイブリッド合成法の結果は採用していない。したがって、Q値を変化させても基準地震動に直接的な影響はない。

敷地地盤のQ値を用いた解析



基準地震動Ss策定の流れ



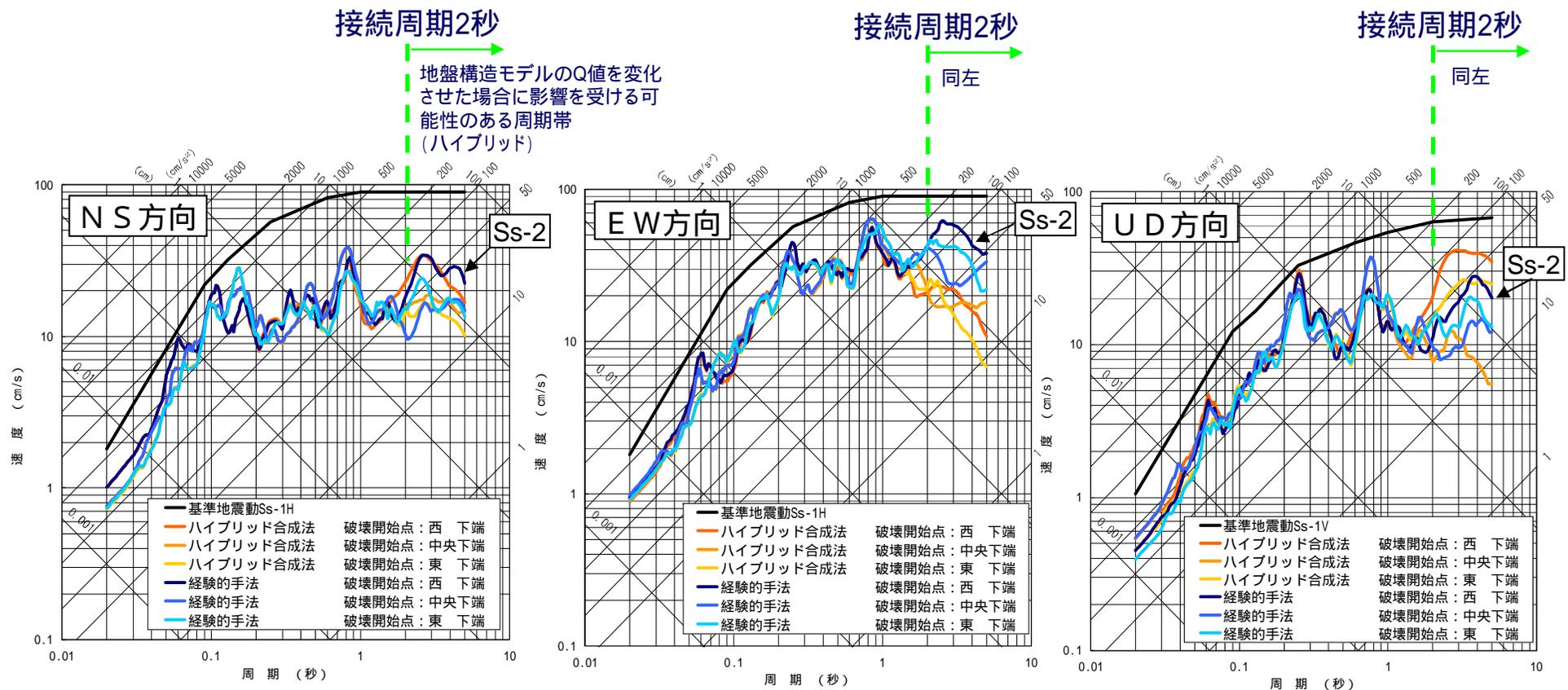
経験的グリーン関数法は、地盤Q値による影響が観測記録に既に含まれているため、地震動評価結果には影響しない

注: 基本モデルの長さを42kmとしていたときの基準地震動Ssの策定の流れを示している。

基準地震動Ssに与えるQ値の影響

地盤構造モデル(Q値)を用いて算出した地震動はハイブリッド合成法の長周期側

基準地震動Ss - 2は経験的グリーン関数法による結果を採用



敷地前面海域の断層群(長さ42km, 傾斜角30度)の地震動評価



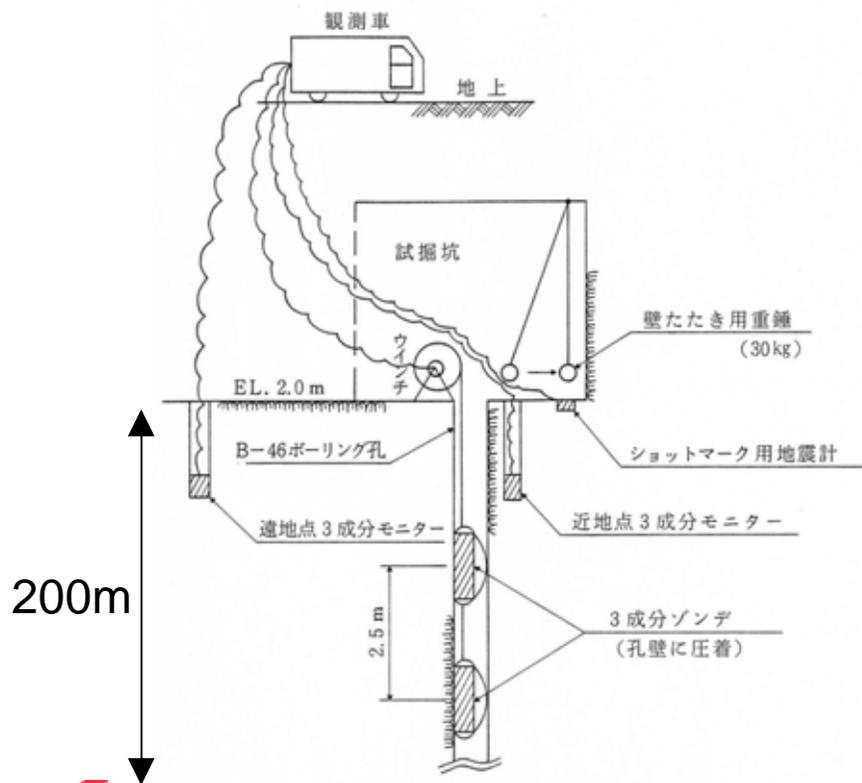
断層長さ42kmを基本ケースとした場合のSs-2についての説明である。54kmを基本とした場合には、接続周期は0.8秒となった。

Q値の設定

コメント回答(つづき):

浅層に設定しているQ値は, 3号炉建設時に試掘坑内で実施したPS検層, 一般的な岩盤における減衰定数, 敷地地盤のせん断波速度を総合的に勘案してQ値50と設定した。

3号炉試掘坑内でPS検層を実施



PS検層におけるQ値算定結果(1984年)

GL-60m~GL-200m区間において, 種々の解析手法により算出したところ, やや小さめの値が求めた。

21 ~ 35

一般的な岩盤の減衰定数

3%程度

敷地地盤のせん断波速度

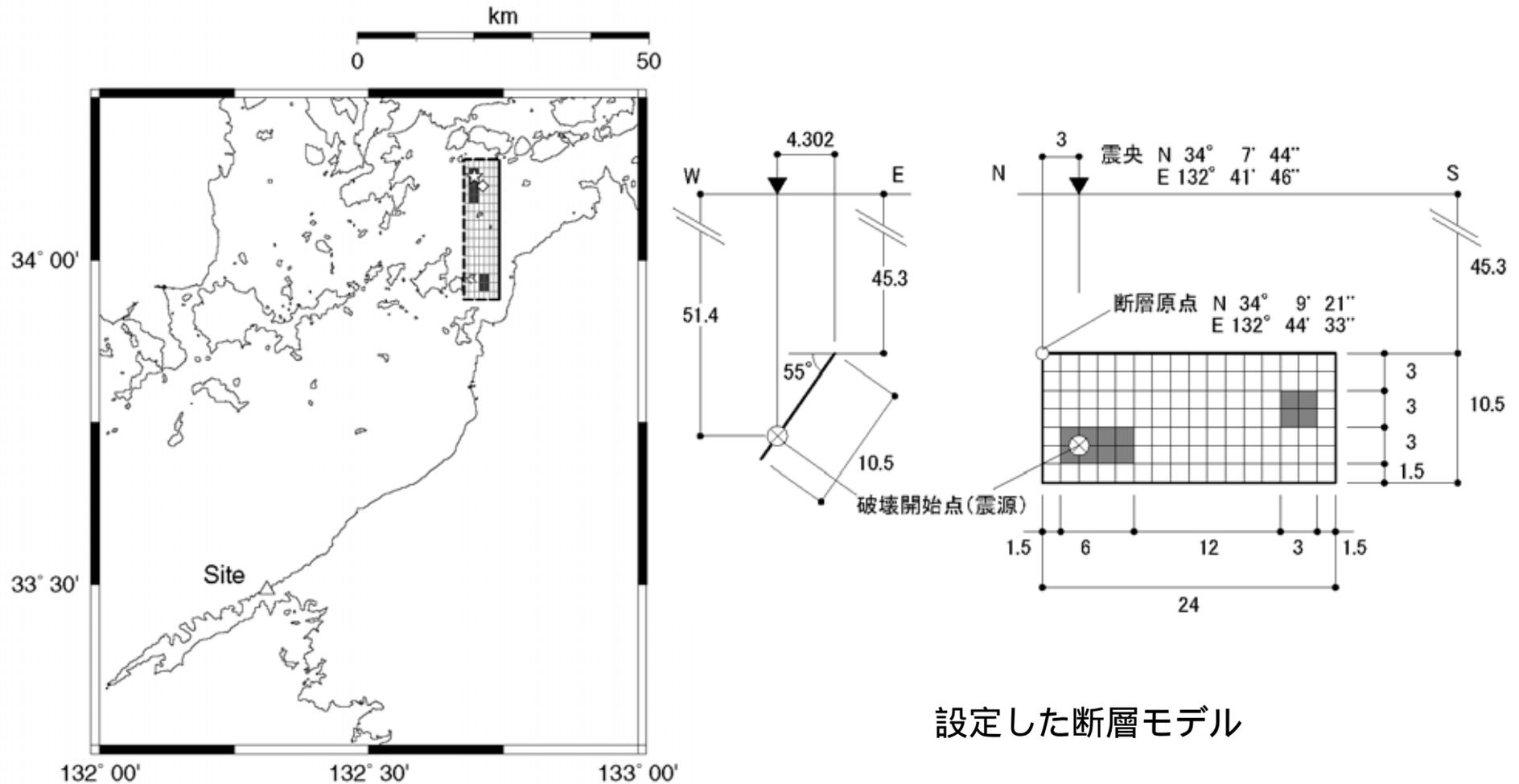
2.6km/s

これらから総合的に判断してQ値50と設定した

2001年芸予地震におけるシミュレーション解析

コメント回答（つづき）：

このQ値（地盤構造モデル）を用いて2001年芸予地震のシミュレーション解析を行い，観測記録とほぼ整合することを確認しており，適切な値が設定されていると考えている。



設定した断層モデル

2001年芸予地震におけるシミュレーション解析

断層パラメータ	記号	設定値	根拠
断層位置	-	東経: 132° 44' 33" 北緯: 34° 9' 21"	
走向		N180E	
傾斜角		55°	
断層長さ	L	24 km	
断層幅	W	10.5 km	
断層面積	S	242 km ²	
断層上端深さ	H	45.3km	
破壊伝播形式	-	同心円状	
応力降下量		9.78MPa	円形クラック
地震モーメント	M ₀	1.51 × 10 ¹⁹ N・m	F-net
モーメントマグニチュード	M _W	6.7	Kanamori(1977)
気象庁マグニチュード	M _J	6.7	M _J = M _W
剛性率	μ	5.28 × 10 ¹⁰ N/m ²	
平均すべり量	D	118 cm	D=M ₀ /(μ S)
S波速度		4.0 km/s	
破壊伝播速度	V _R	2.88 km/s	Geller(1976)
短周期レベル	A'	5.76 × 10 ¹⁹ N・m/s ²	佐藤(2003)

Yagi & Kikuchi(2001)によるインバージョン結果を参考に断層モデルを構築

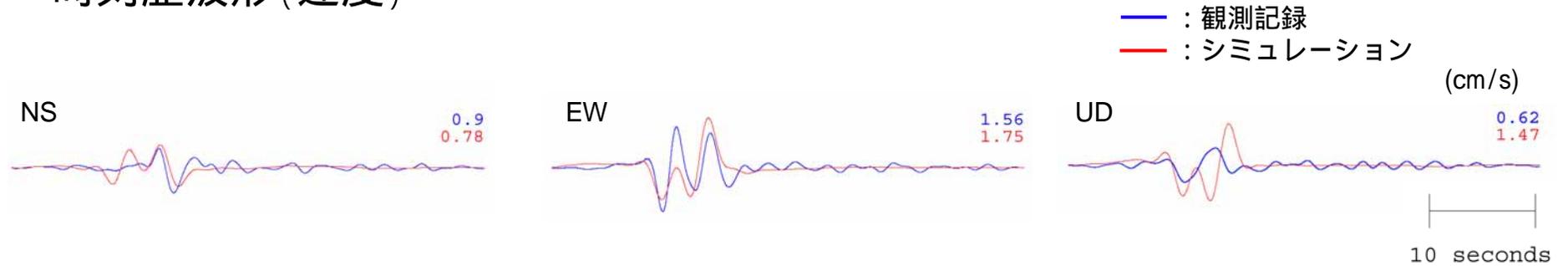
	断層パラメータ	記号	設定値	根拠
全アスペリティ	地震モーメント	M _{0a}	3.03 × 10 ¹⁸ N・m	M _{0a} = μ D _a S _a
	面積	S _a	24.2 km ²	S _a = S × 10%
	平均すべり量	D _a	237 cm	D _a = 2.0 × D
	応力降下量	a	97.8 MPa	a = /0.1
第1アスペリティ	地震モーメント	M _{0a1}	2.46 × 10 ¹⁸ N・m	S ^{1.5} 比で配分
	面積	S _{a1}	17.6 km ²	S _{a1} = S _a × 16/22
	平均すべり量	D _{a1}	265 cm	D _{a1} = M _{0a1} / (μ S _{a1})
	実効応力	a ₁	97.8 MPa	a ₁ = a
第2アスペリティ	地震モーメント	M _{0a2}	5.65 × 10 ¹⁷ N・m	S ^{1.5} 比で配分
	面積	S _{a2}	6.6 km ²	S _{a2} = S _a × 6/22
	平均すべり量	D _{a2}	162 cm	D _{a2} = M _{0a2} / (μ S _{a2})
	実効応力	a ₂	97.8 MPa	a ₂ = a
背景領域	地震モーメント	M _{0b}	1.21 × 10 ¹⁹ N・m	M _{0b} = M ₀ - M _{0a}
	面積	S _b	217.8 km ²	S _b = S - S _a
	平均すべり量	D _b	105 cm	D _b = M _{0b} / (μ S _b)
	実効応力	b	11.0 MPa	b = (D _b /S _b ^{1/2}) / (S _{a1} ^{1/2} /D _{a1}) × a ₁

震源すべり速度時間関数は、中村・宮武(2000)を仮定

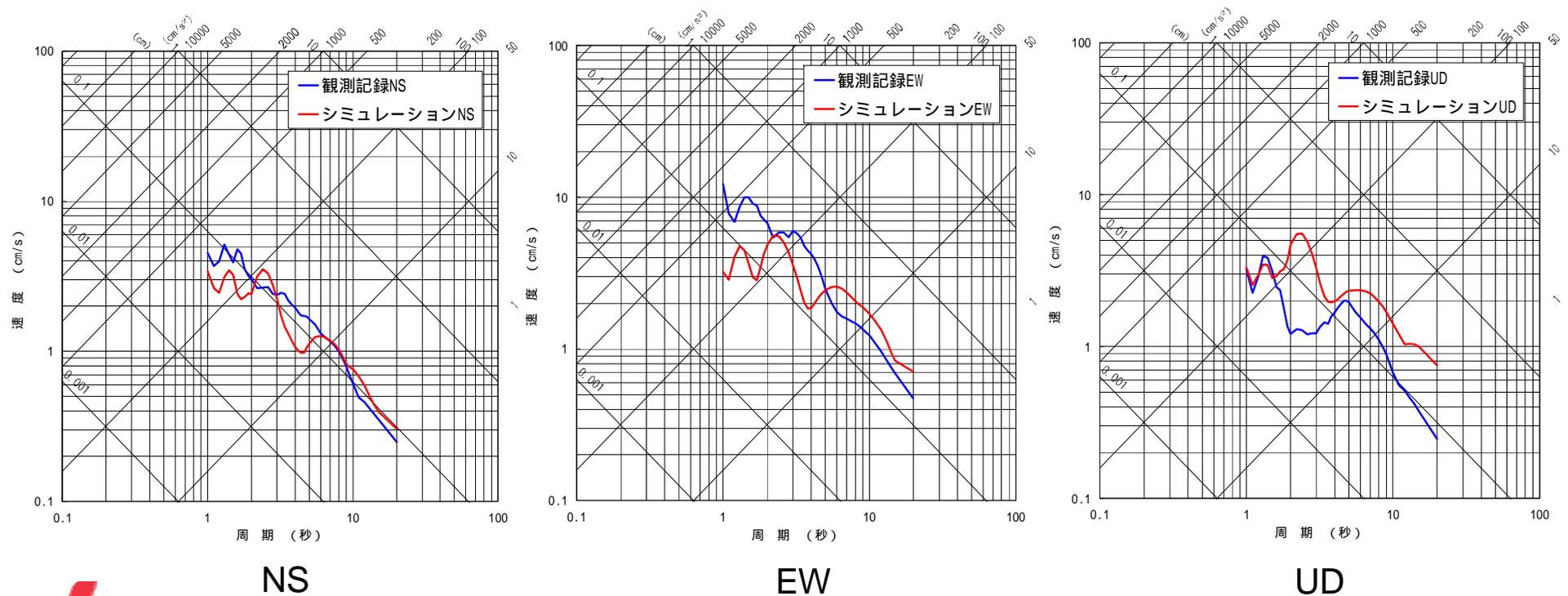


2001年芸予地震におけるシミュレーション解析

時刻歴波形(速度)



応答スペクトル



Q値を変化させた影響

コメント回答（つづき）：

以上のとおり、敷地地盤に設定したQ値を用いたシミュレーションでは、観測記録と概ね整合した結果が得られており、適切な値が設定されていると考えている。

仮に現在よりも大きいQ値を設定した場合でも、Q値はハイブリッド合成法の2秒以上に影響するものであり、2秒以上の固有周期を持つ主要施設はないことから、耐震安全性に影響を与えるものではないと判断される。

しかしながら、指摘に鑑み、Q値を大きくしたケース(50 → 190)についても長周期理論地震動の解析を行う。

基本モデル

層上面 (m)	Vp (m/s)	Vs (m/s)	密度 (g/cm ³)	Q値
0	5300	2600	3.0	50
10	5500	2700	3.0	50
200	5700	2800	3.0	190
2000	6100	3500	3.0	230
16000	6700	3870	2.8	400
40000	6600	3820	2.8	400
42000	6700	3870	2.9	400
46000	8000	4620	3.2	1200



Q値を変化させた検討

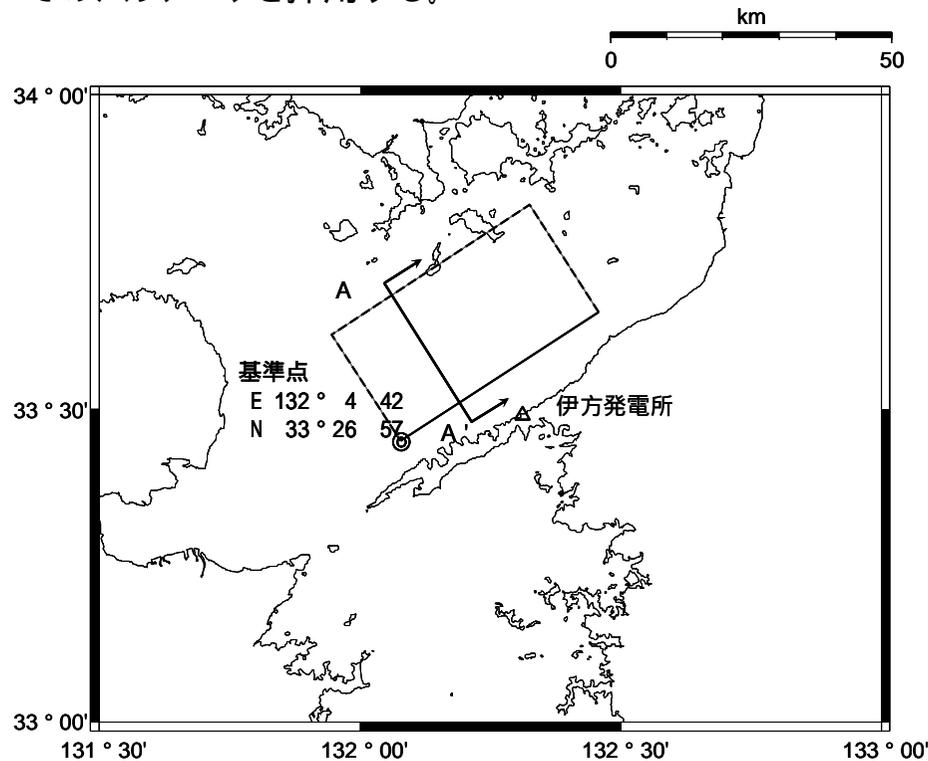
層上面 (m)	Vp (m/s)	Vs (m/s)	密度 (g/cm ³)	Q値
0	5300	2600	3.0	190
10	5500	2700	3.0	190
200	5700	2800	3.0	190
2000	6100	3500	3.0	230
16000	6700	3870	2.8	400
40000	6600	3820	2.8	400
42000	6700	3870	2.9	400
46000	8000	4620	3.2	1200

Q値を変化させた影響

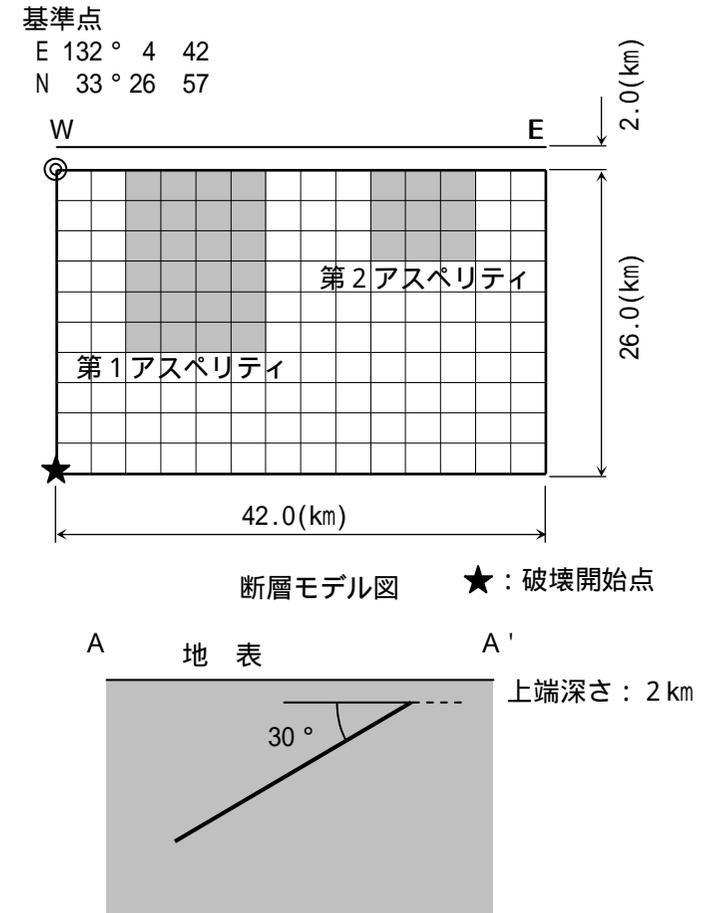
今回のコメント回答

Q値を大きくしたケース(50 190)について,ハイブリット合成法に用いた敷地前面海域の断層群による地震の長周期理論地震動を再解析し,地震動評価への影響を確認する。

長周期理論地震動の解析においては,基準地震動Ss-2のケース(破壊開始点:断層西下端)の断層モデルおよびそのパラメータを採用する。



断層位置図



(A - A'断面図)



基本モデルの長さを42kmとした場合の検討である。

Q値を変化させた影響

断層パラメータ	記号	設定値	根拠
断層位置	-	東経: 132 ° 4 42 北緯: 33 ° 26 57	
走向		N57E	
傾斜角		30 °	
断層長さ	L	42.0 km	
断層幅	W	26.0 km	
断層面積	S	1092.0 km ²	
断層上端深さ	H	2.0km	
破壊伝播形式	-	同心円状	
応力降下量		3.3MPa	楕円クラック
地震モーメント	M ₀	6.63 × 10 ¹⁹ N・m	入倉・三宅(2001)
モーメントマグニチュード	M _W	7.1	Kanamori(1977)
気象庁マグニチュード	M _J	7.6	武村(1998)
剛性率	μ	4.0 × 10 ¹⁰ N/m ²	
平均すべり量	D	152 cm	D=M ₀ /(μ S)
S波速度		3.5 km/s	
破壊伝播速度	V _R	2.5 km/s	Geller(1976)
短周期レベル	A'	2.13 × 10 ¹⁹ N・m/s ²	4 (S/) ^{1/2} . 2

断層パラメータ	記号	設定値	根拠	
全アスペリティ	地震モーメント	M _{0a}	2.92 × 10 ¹⁹ N・m	M _{0a} =μ D _a S _a
	面積	S _a	240.2 km ²	S _a =S × 22%
	平均すべり量	D _a	304 cm	D _a =2.0 × D
	応力降下量	a	14.8 MPa	a = /0.22
第1アスペリティ	地震モーメント	M _{0a1}	2.37 × 10 ¹⁹ N・m	S ^{1.5} 比で配分
	面積	S _{a1}	174.7 km ²	S _{a1} =S × 16%
	平均すべり量	D _{a1}	340 cm	D _{a1} =M _{0a1} /(μ S _{a1})
	実効応力	a1	14.8 MPa	a1= a
第2アスペリティ	地震モーメント	M _{0a2}	5.45 × 10 ¹⁸ N・m	S ^{1.5} 比で配分
	面積	S _{a2}	65.5 km ²	S _{a2} =S × 6%
	平均すべり量	D _{a2}	208 cm	D _{a2} =M _{0a2} /(μ S _{a2})
	実効応力	a2	14.8 MPa	a2= a
背景領域	地震モーメント	M _{0b}	3.71 × 10 ¹⁹ N・m	M _{0b} =M ₀ -M _{0a}
	面積	S _b	851.8 km ²	S _b =S-S _a
	平均すべり量	D _b	109 cm	D _b =M _{0b} /(μ S _b)
	実効応力	b	3.0 MPa	b=0.2 × a



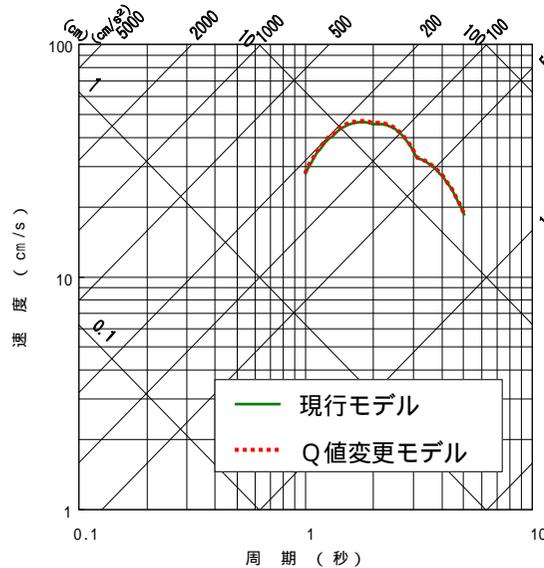
Q値を変化させた影響

Q値を大きくした地盤構造モデルを用いて、長周期理論地震動の解析を行った結果、速度の時刻歴波形および応答スペクトルとも現行の地盤モデルと比較しても変化が見られないことを確認した。
したがって、Q値を変更した長周期理論地震動をハイブリット合成法に用いても現行の地盤構造モデルのハイブリット合成法と変わらないことから基準地震動に影響はない。

時刻歴波形(速度)および応答スペクトル

NS成分

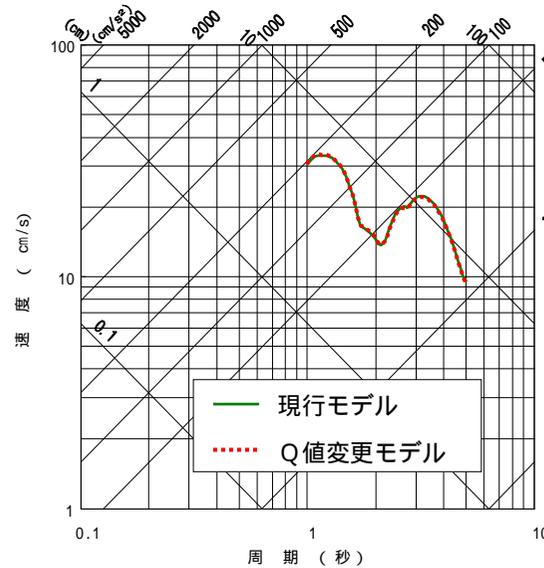
19.96
20.17



NS

EW成分

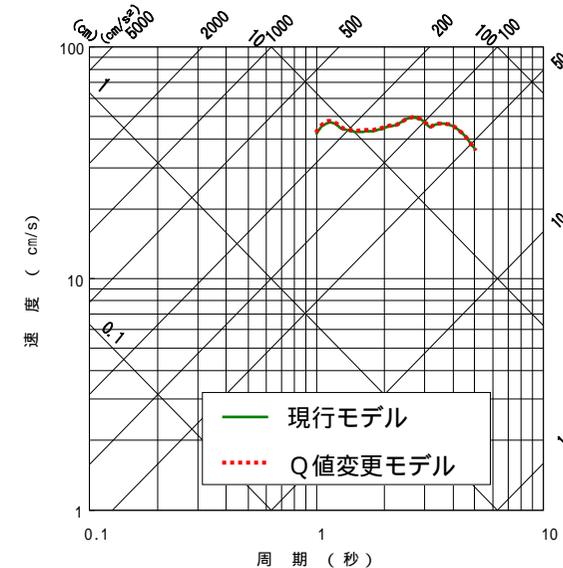
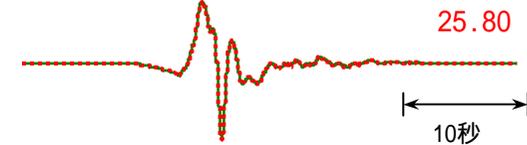
14.22
14.25



EW

UD成分

25.58
25.80



UD

— : 現行モデル
..... : Q値変更モデル (cm/s)

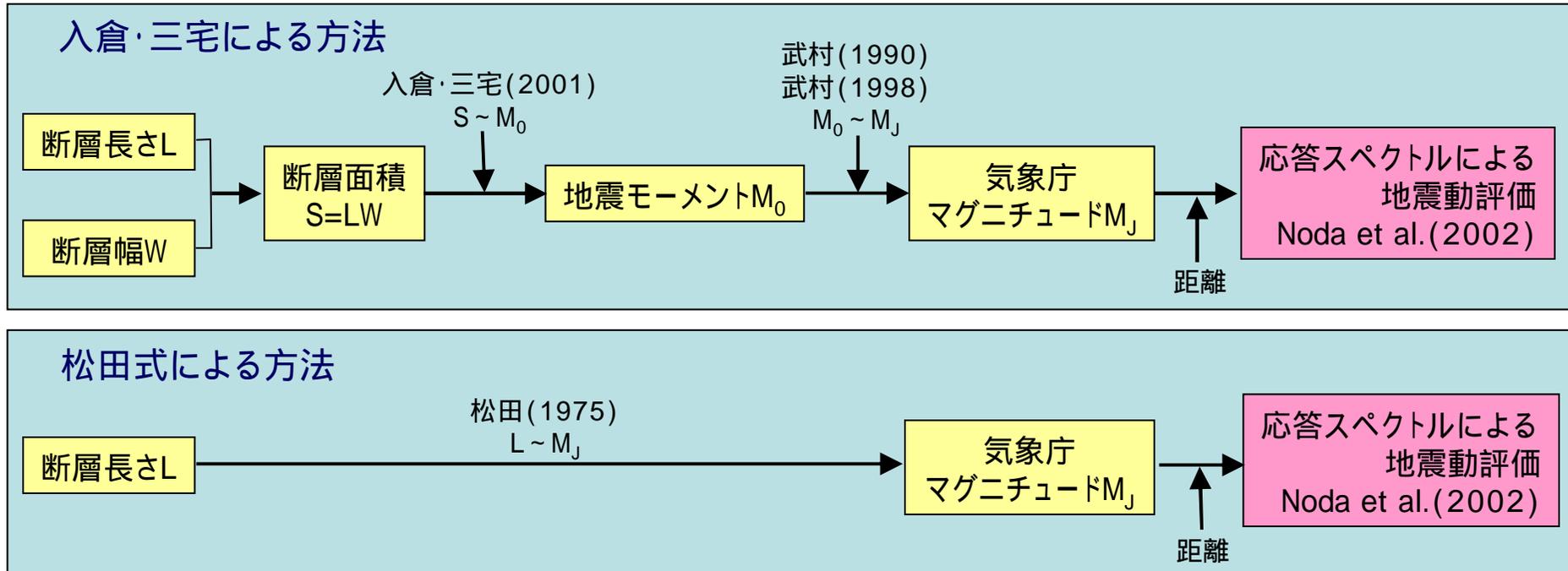


8.4 中央構造線断層帯における松田式の適用性について

コメント内容
松田(1975)を使わない理由を説明すること。 (最終的な評価では応答スペクトル手法は松田式を採用した)

応答スペクトルに基づいた地震動評価

応答スペクトルに基づいた地震動評価において，地震規模を設定する主な方法として，次の2つの手法があげられる。



入倉・三宅(2001)	
for $M_0 < 7.5 \times 10^{25}$ dyne·cm	$S(\text{km}^2) = 2.23 \times 10^{-15} \times M_0^{2/3}$ (dyne·cm)
for $M_0 \geq 7.5 \times 10^{25}$ dyne·cm	$S(\text{km}^2) = 4.24 \times 10^{-11} \times M_0^{1/2}$ (dyne·cm)
武村(1990)	$\log M_0(\text{dyne} \cdot \text{cm}) = 1.17M_J + 17.72$
武村(1998)	$\log M_0(\text{dyne} \cdot \text{cm}) = 1.2M_J + 17.7$
松田(1975)	$\log L(\text{km}) = 0.6M_J - 2.9$



地震本部の地震動予測手法「レシピ」

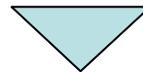
地震調査研究推進本部が示す「レシピ」においては、特性化震源モデルの設定方法について、次に示す2通りの設定手法が示されている。

過去の地震記録などにに基づき震源断層を推定する場合や詳細な調査結果に基づき震源断層を推定する場合

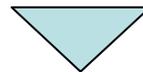
断層面積に基づく手法[入倉・三宅(2001)]

地表の活断層の情報をもとに簡便化した方法で震源断層を推定する場合

断層長さに基づく手法[松田(1975)]



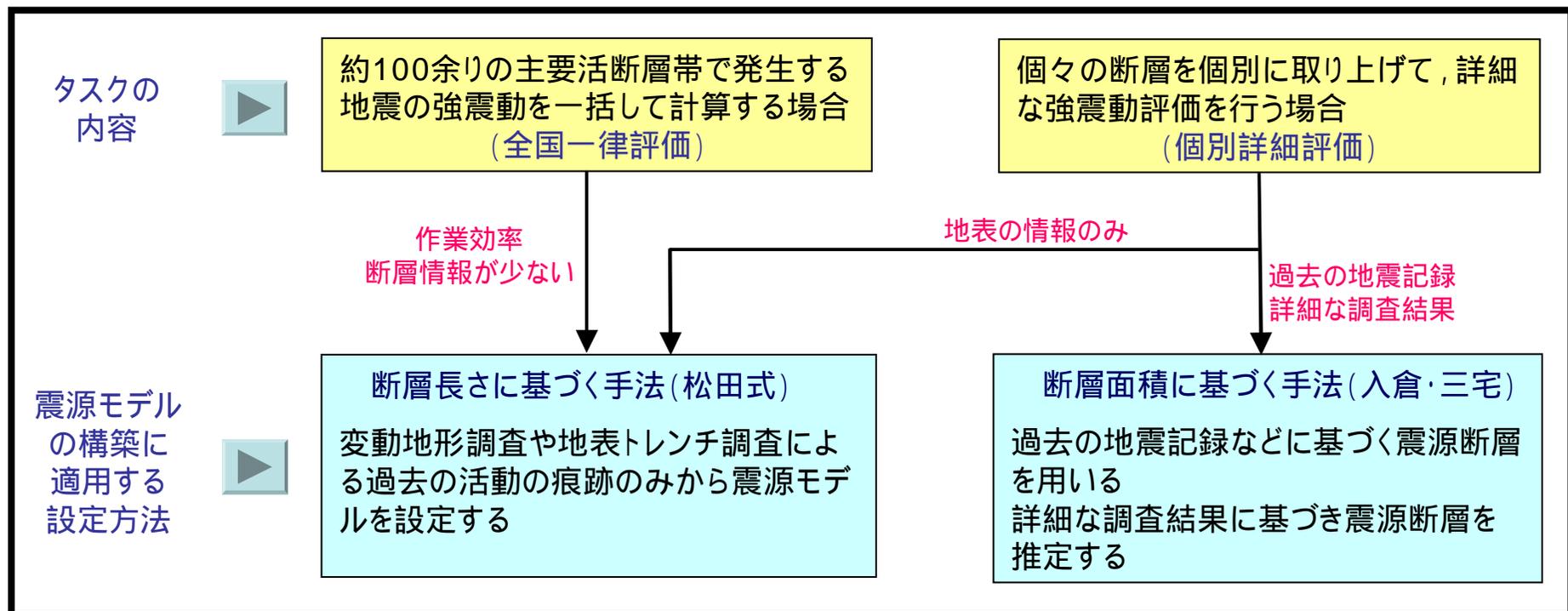
地震本部レシピにおける断層長さに基づく手法は、『約100余りの主要活断層帯で発生する地震の強震動を一括して計算するような場合、「レシピ」に基づきながらも、一部の断層パラメータの設定をやや簡便化した方法が作業上有効と考えられる』ため、2008年4月にレシピに追加掲載された手法である。



したがって、対象とする活断層についての詳細な情報が得られるのであれば、それに基づいて震源モデルの設定を行えば良いのであり、そのような断層にまで全国一律に標準化・簡便化された手続きを事務的に適用する必要はないと考える。また、地震本部がそのようなことを推奨しているものでもないと解釈される。

地震本部の地震動予測手法「レシピ」

地震本部が示す「レシピ」における震源モデル設定の考え方は、以下のように整理することができる。



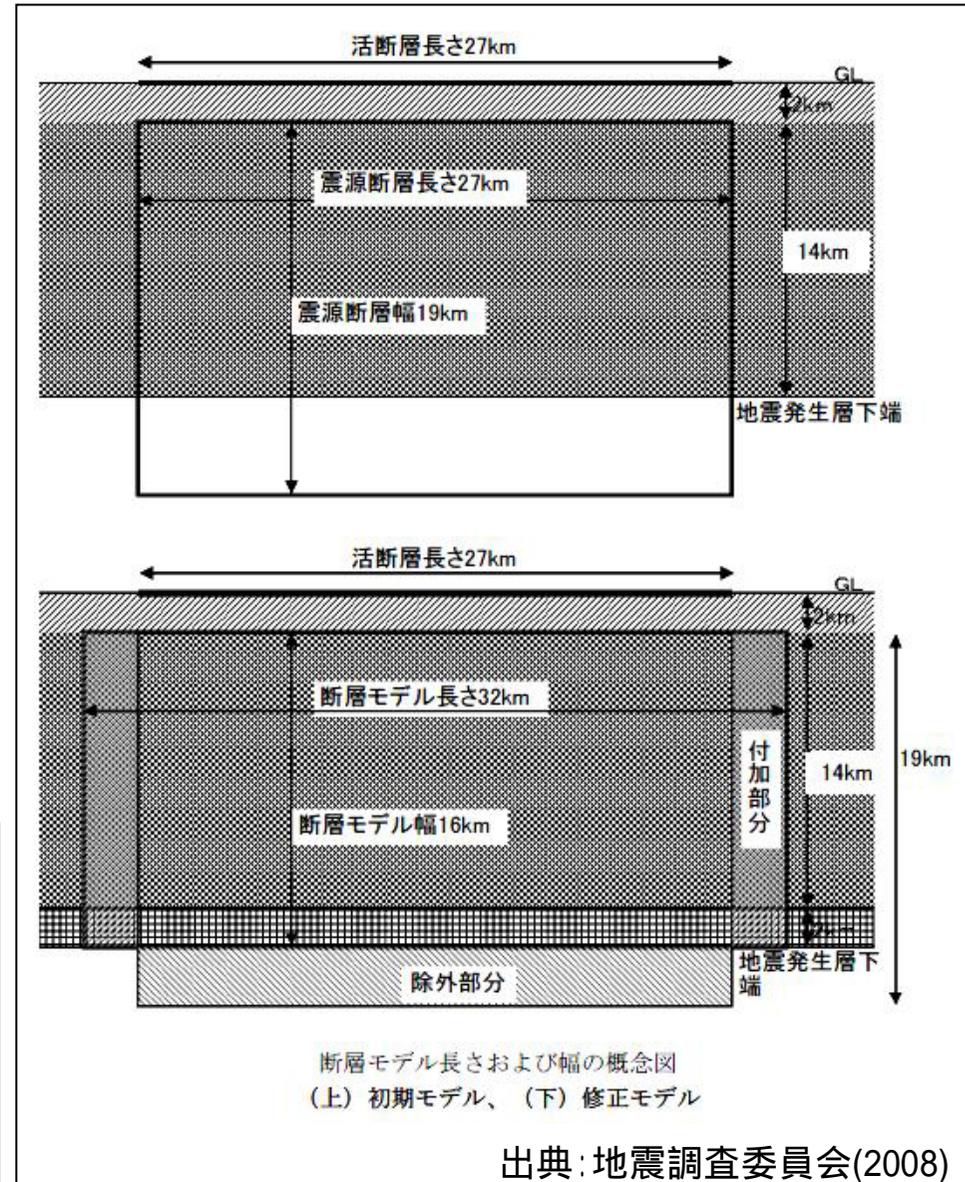
地震本部の地震動予測手法「レシピ」

「レシピ」の断層長さに基づく手法では、『地表の活断層長さL(km)から推定される地震規模から、地震規模に見合うように震源断層の断層モデルの面積を経験的関係により推定する。』というフローが示されている。

この経験的関係とは入倉・三宅(2001)による断層面積と地震モーメントの関係式を指すものであり、地震本部レシピでは深さ方向には+2km, 断層長さは+5kmまでの補正を許容している。

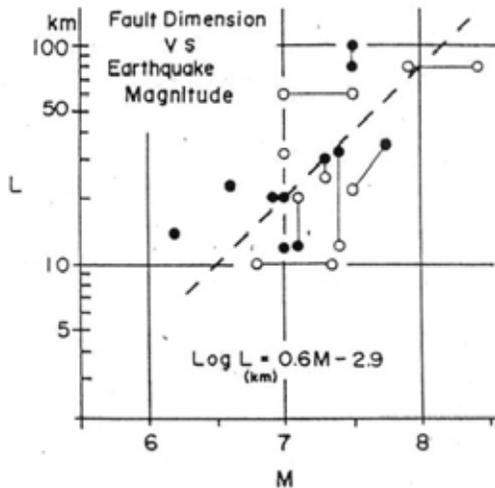
震源断層の長さを変更して、地震規模に見合う震源断層の断層モデル面積を確保しようとしていることは、地震規模の算定においては、松田式よりも入倉・三宅(2001)に重きを置いていると解釈することもできる。

(震源断層の長さを伸ばすと松田式により推定される地震規模は大きくなると思われるため)



松田(1975)と入倉・三宅(2001)の比較

松田(1975)



【データセット】

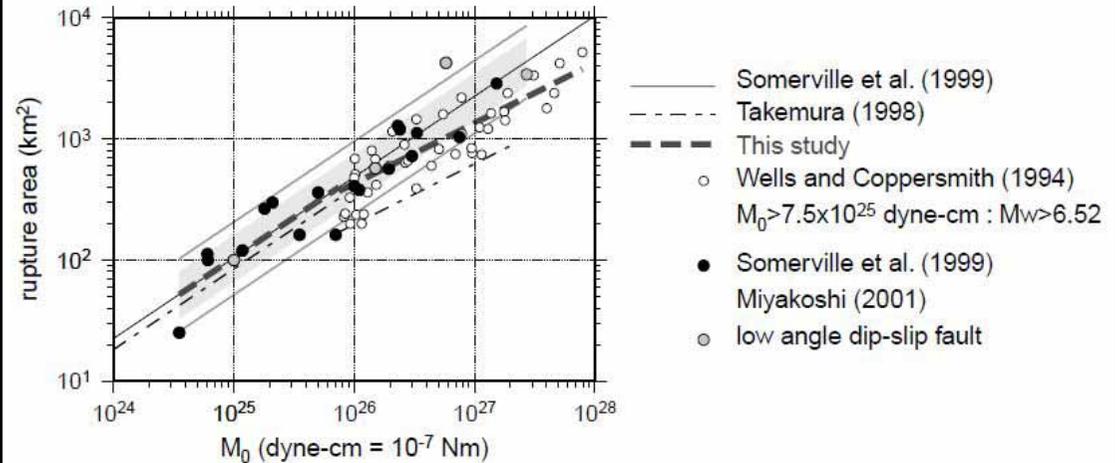
日本で発生した14個の内陸地震

- ・1891～1970年
- ・ M_j 6.2～8.4
- ・データセットの断層長さには地表の値と震源断層の値が混在する
- ・マグニチュードは気象庁マグニチュードに相当すると考えられている

【回帰】

松田式のMの係数と常数は、上図からM8の地震では $L=80\text{km}$ 、M7では $L=20\text{km}$ として決めたもの

入倉・三宅(2001)



【データセット】

国内外の約60～70地震(以下の文献のコンパイル結果を引用)

Somerville et al. (1999)

- ・1971～1995年 M_w 5.7～7.2 15地震
- ・強震動記録を用いた震源インバージョン結果

Miyakoshi (2001私信)

- ・1995～2000年 M_w 5.8～7.6 7地震
- ・強震動記録を用いた震源インバージョン結果

Wells and Coppersmith (1994)

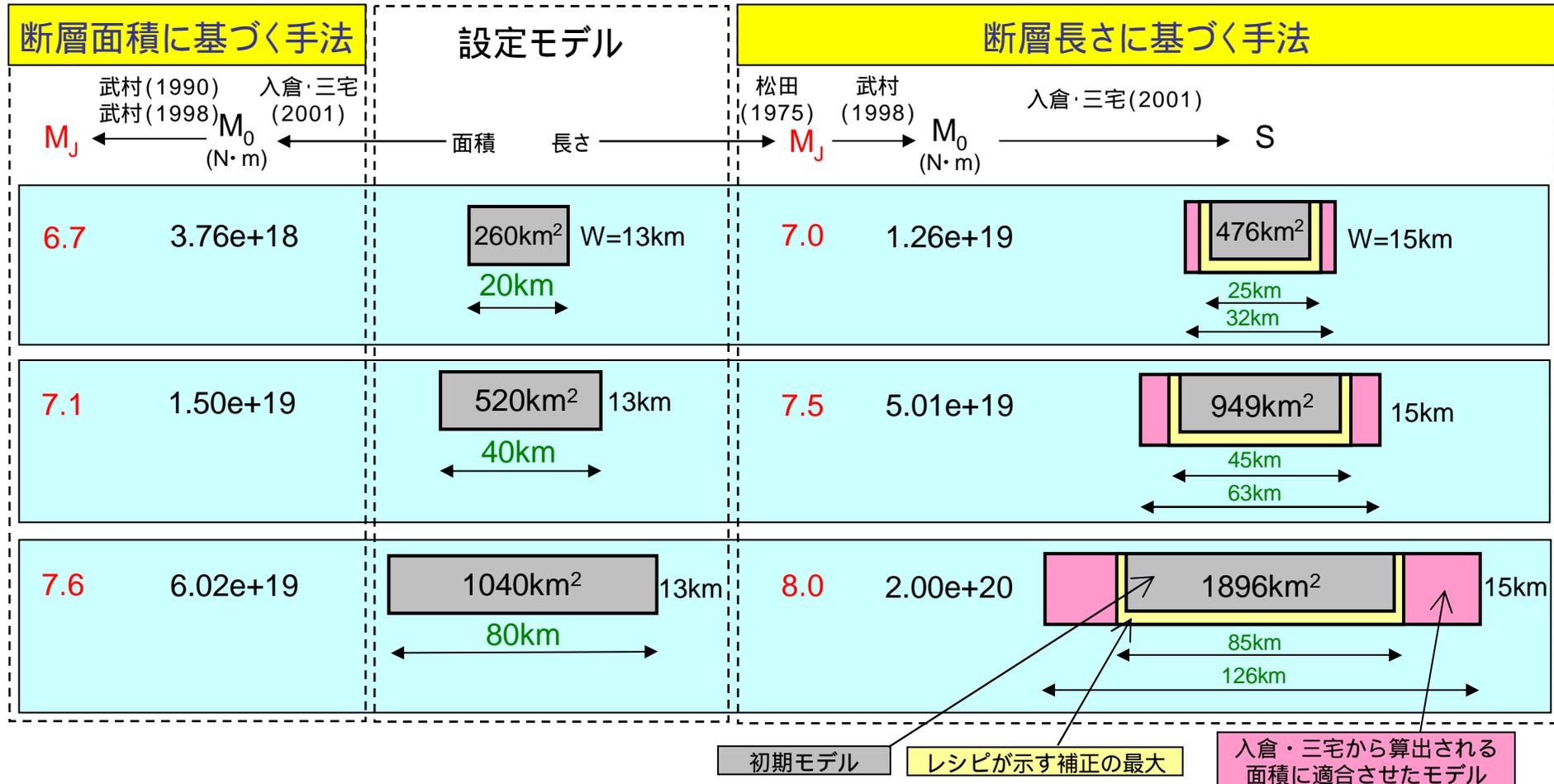
- ・1906～1992年 M_w 6.6～7.9 約40～50地震
- ・余震分布, 活断層情報, 測地学的データから推定
- ・入倉・三宅(2001)は, Wells and Coppersmith (1994)とSomerville et al. (1999)とが整合的であることを確認した上で検討を行っている

【回帰】

$M_0 = 7.5e+18 \text{ N} \cdot \text{m}$ 以上ではS $M_0^{1/2}$ が成り立つと仮定して回帰

地震本部レシピに基づく試算(断層モデルの面積の補正)

敷地周辺の中央構造線断層帯を想定した試算を行う。断層傾斜角は90度, 地震発生層の厚さ(断層幅)は13kmとする。断層長さは仮に20, 40, 80kmと設定する。

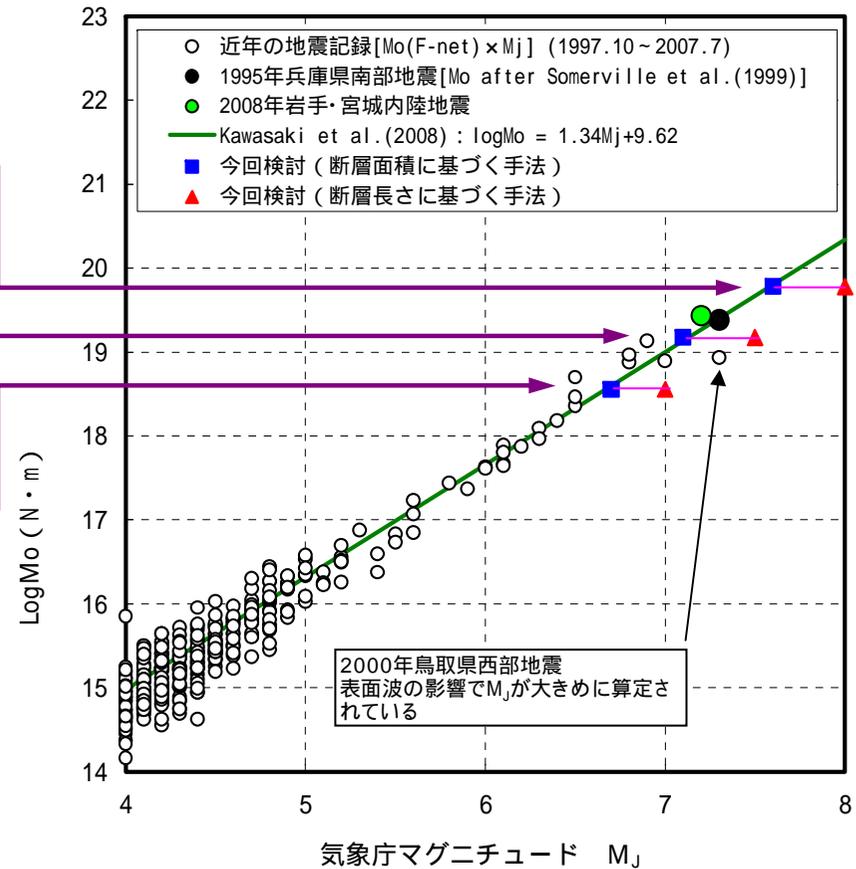


敷地周辺の中央構造線断層帯の場合は, 松田式により算出される地震規模に断層モデルの面積を合致させるためには, 断層長さをレシピの最大許容値を超えて大幅に(長さの比で1.5倍程度)補正しなければならない。

近年の地震データとの比較

2つの手法で設定した地震規模を近年の地震データと比較する。比較対象に用いるデータの地震モーメントはF-net, マグニチュードは気象庁の値を採用する。

設定モデル	M_0 (N·m)	M_J	M_J
断層面積S 1040km ² L=80km 13km	$6.02e+19$ 入倉・三宅 (2001)	7.6 武村 (1990) 武村 (1998)	8.0 松田 (1975)
520km ² L=40km 13km	$1.50e+19$	7.1	7.5
260km ² L=20km 13km	$3.76e+18$	6.7	7.0

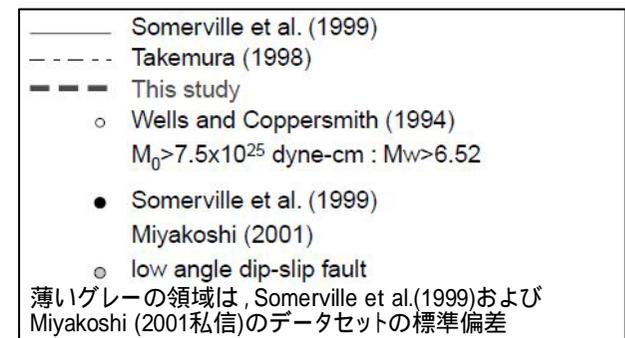
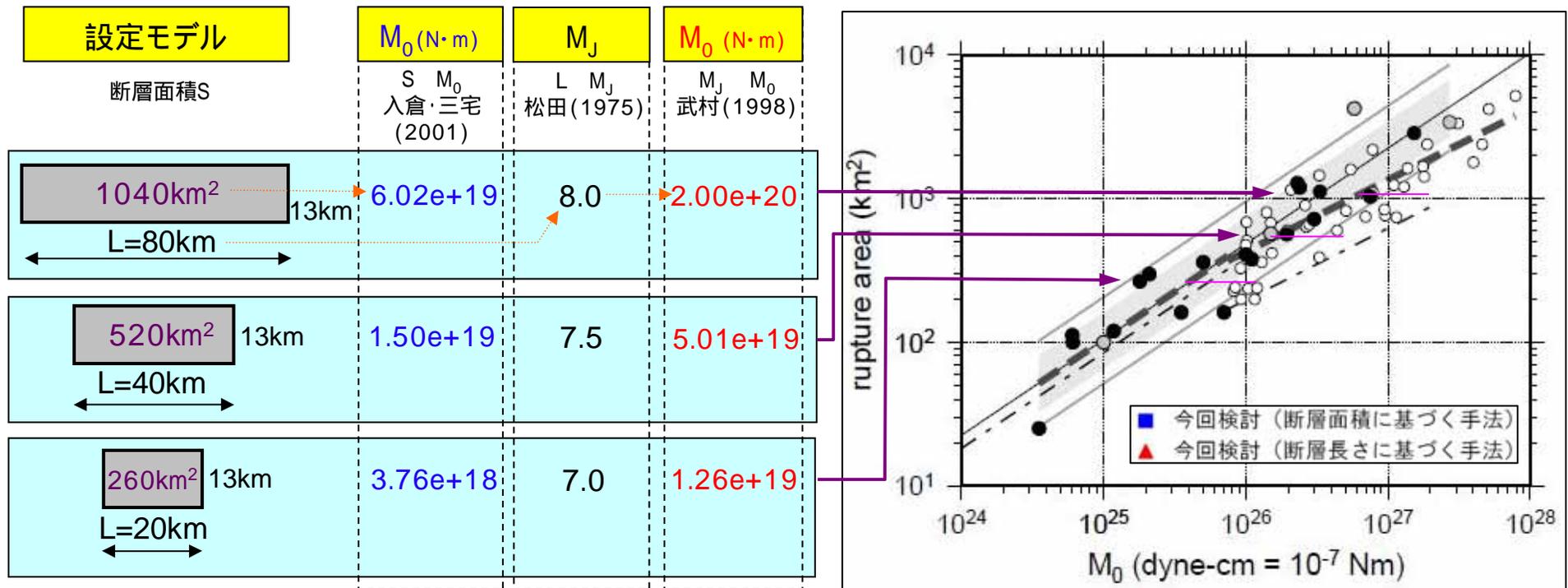


【比較結果】

断層面積から地震規模を求めた方が、近年の地震データと整合している。断層長さからの評価はやや過大な評価となっている。

入倉・三宅(2001)のデータベースとの比較 $S \sim M_0$

2つの手法で設定した地震規模を入倉・三宅(2001)が断層面積と地震モーメントの関係を検討した際に用いたデータベースと比較する。



【比較結果】

断層長さからの評価は, 入倉・三宅(2001)のデータベースと比較しても大きめの値が算出されている。

まとめ

応答スペクトルに基づいて中央構造線断層帯の地震動評価を行うにあたっては、

個別地震による詳細な地震動評価を行うものであり、敷地周辺の地質調査等により、地表の活断層情報のみならず地下構造に関する情報が得られていること

から、地震本部レシピが示す手法の中では、断層面積に基づいて地震規模を評価する手法が適切であると考えられる。断層長さに基づく手法は、全国を一律に評価するようなケースの作業性等を勘案して提案された簡便な方法であり、そのように標準化・簡便化された手続きを事務的に適用する必要はないと考えられる。

仮に、断層長さに基づいて中央構造線断層帯の地震規模を想定した場合には(地震本部レシピのフローを適用した場合には)、

初期モデルの断層長さを1.5倍程度長くした断層モデルを想定しなければ地震規模を満足できないという不合理が生じること

算出される地震規模は、入倉・三宅(2001)に基づく値よりもかなり大きな値となること

から、過大な評価となっており、合理的な地震規模想定が行えないと考えられる。一方、断層面積に基づいた場合には、

近年の地震記録との整合がよい

ことが確認された。

したがって、中央構造線断層帯の地震規模評価に松田式を適用することは適切ではなく、断層面積に基づいた評価が適切と考える。

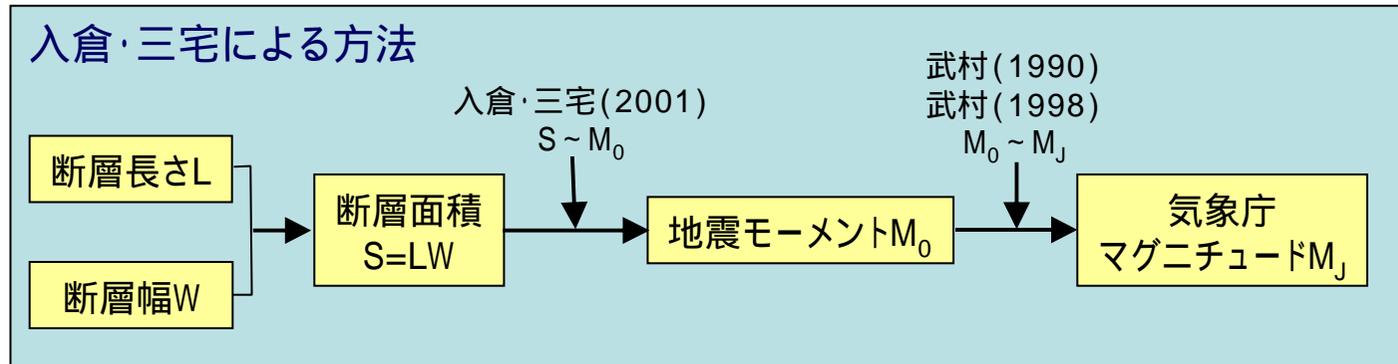


8.5 $M_o \sim M_j$ 関係式の適用性に関する考え方について

コメント内容
武村(1990)を用いずに, 武村(1998)を使う理由を説明すること。

気象庁マグニチュードの算出方法について

内陸地殻内地震における気象庁マグニチュードの算定



M_0 M への算定については、

佐藤(1989)
Takemura et al.(1990)
武村(1990,1998)
福島・田中(1991)

など、複数の回帰式が存在するが、当社では、これらの式を近年の地震データと比較した上で、内陸地殻内地震への適用やその地震規模を考慮して、敷地前面海域の断層群による地震動評価においては、武村(1998)を用いている。

Takemura et al.(1990)
武村(1990)
武村(1998)

$\log M_0$ (dyne·cm) = 1.17M + 17.72
 $\log M_0$ (dyne·cm) = 1.17M + 17.72
 $\log M_0$ (dyne·cm) = 1.2M + 17.7

Takemura et al. (1990) の評価式について

Takemura et al. (1990) は、伊豆半島周辺で発生した内陸地殻内地震を対象に気象庁マグニチュードと地震モーメントの関係を下記のように導いた。

$$\log M_0 (\text{dyne} \cdot \text{cm}) = 1.17M_J + 17.72$$



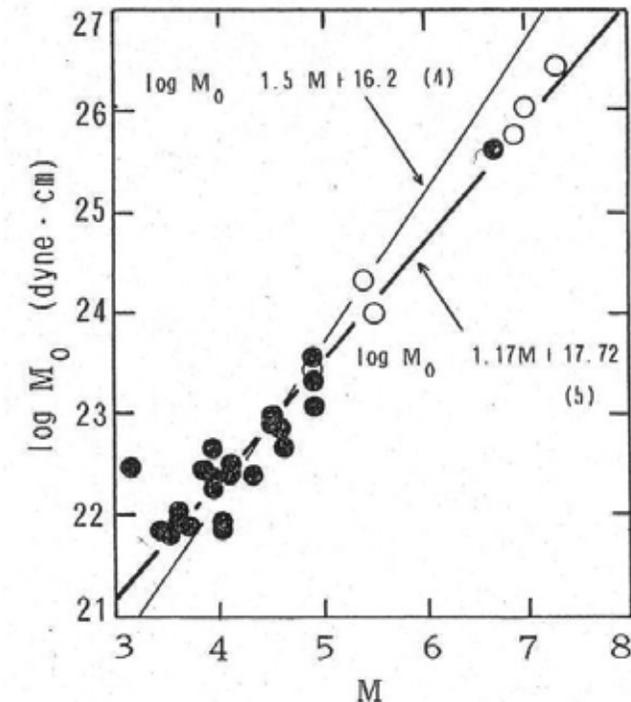
上記の式を導いたデータセットは、

伊豆半島周辺の地震

- ・論文内で整理した1980～1983年 (M3.4～6.7)
: 23地震 ()
- ・比較的規模の大きい1930～1978年 (M4.9～7.3)
: 6地震 ()

の計29地震である。

さらに佐藤 (1989) で分類された内陸地殻内地震のうち日本海東縁部を除く地震に対して上記の式は良く説明できるとしている。



伊豆半島周辺で発生した気象庁マグニチュードと地震モーメントの関係 (Takemura et al. (1990) より引用)

武村(1990)の評価式について

武村(1990)は,

内陸の浅発地震と海溝沿いに発生する地震とでは, マグニチュードと地震モーメントの関係が系統的に異なること

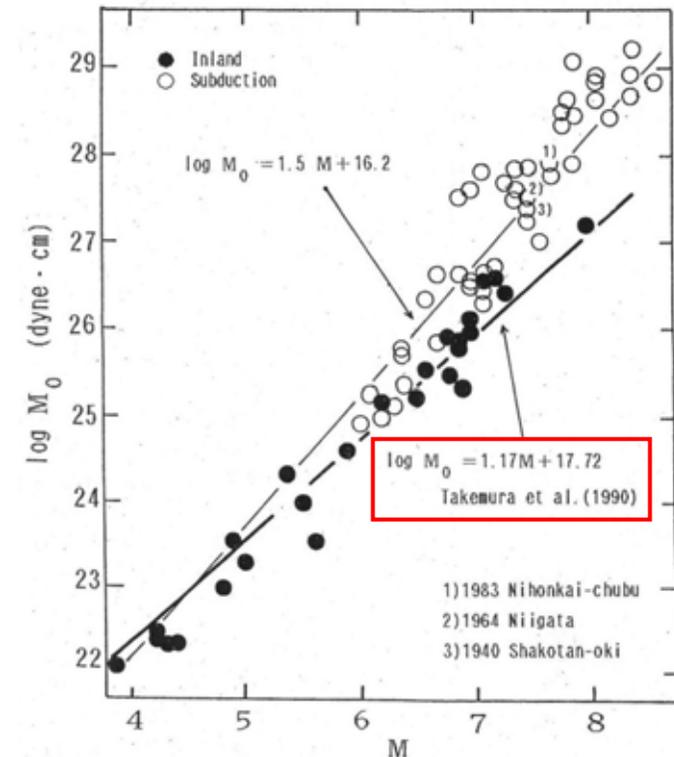
について議論している。



そこでは,
伊豆半島周辺で発生した地殻内地震によって得られたTakemura et al.(1990)の関係式

$$\log M_0 (\text{dyne} \cdot \text{cm}) = 1.17M_j + 17.72$$

を用いて佐藤 (1989)で分類された内陸地殻内地震のうち日本海東縁部を除く地震(右図 印)に対してよい相関があるとしている。



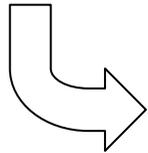
武村(1990)に加筆

武村(1998)の評価式について

武村(1998)は、

震源モデルの作成に必要な断層パラメータやマグニチュードの間の関係を導き、データとの比較を行い、その妥当性の検討
スケーリング則と地震断層との関連ならびに地震被害へ及ぼす影響

等について議論している。



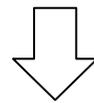
その中で
【気象庁マグニチュード M_J 】と【地震モーメント M_0 】との関係について
武村(1990)による結果を参照し、簡単のため係数を丸め、

$$\log M_0 (\text{dyne} \cdot \text{cm}) = 1.2M_J + 17.7 \quad (M \text{の範囲は} M > 4)$$

とした式を用いてスケーリング則の評価・検討を行っている。

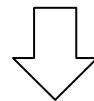
武村式に関するまとめ

Takemura et al.(1990)は伊豆半島周辺の29地震を対象とした回帰分析により気象庁マグニチュードと地震モーメントの関係を導いたもの



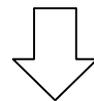
$$\text{Takemura et al. (1990)} \\ \log M_0 (\text{dyne} \cdot \text{cm}) = 1.17M_J + 17.72$$

武村(1990)はTakemura et al.(1990)の回帰式が、佐藤(1989)で分類された内陸地殻内地震に対してよい相関があることを示したもの



$$\text{武村(1990)} \\ \log M_0 (\text{dyne} \cdot \text{cm}) = 1.17M_J + 17.72$$

武村(1998)は武村(1990)をスケールリング則を議論するうえで簡単のため係数を丸めたもの



$$\text{武村(1998)} \\ \log M_0 (\text{dyne} \cdot \text{cm}) = 1.2M_J + 17.7$$

武村式は、内陸地殻内地震を対象としたものであるが、1990と1998とでは係数が微妙に異なる。そこで近年の稠密な地震観測網から得られたデータと比較して、これらの式の適用性について検討する。

近年発生した内陸地殻内地震との比較

地震観測網の整備に伴い地震カタログの蓄積が進んできたことから、これらのデータを用いて M_0 ~ M_J 関係の回帰を行った上で、武村式の適用性について検討を行う

データセットについて

マグニチュード: 気象庁地震・火山月報(カタログ編)

地震モーメント: 防災科学技術研究所広帯域地震観測網(F-net)

期間: 1997年10月 ~ 2007年7月31日

地震規模: 気象庁マグニチュードで4.0以上

震源深さ: 20km以浅の地震

対象地域: 内陸の浅発地震を対象とするため、陸域で発生した地震のみを対象。
ただし、海域で発生した地震のうち内陸地殻内地震と判断された地震の発生地域も対象とする(対象地域は次ページに記載)
地域区分は気象庁観測データの小地域区分に従う。

その他条件

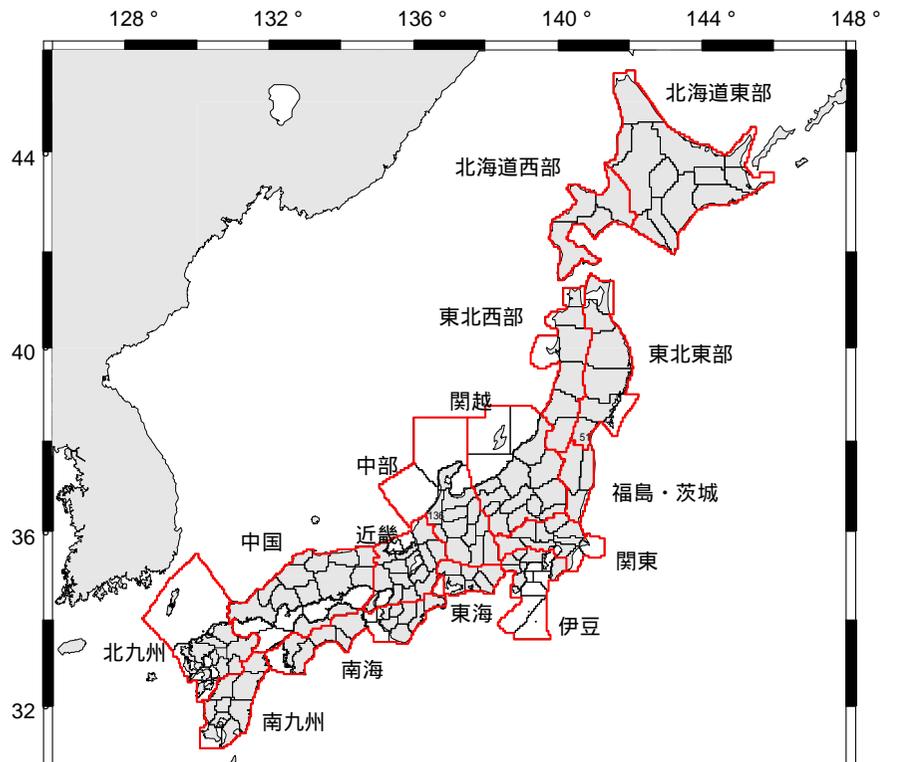
前震・余震の除去

群発地震や数多くの余震による特定地域の地震に偏ることを極力除くため、建設省土木研究所(1983)の手法に準拠して、 $M6.0$ 以上を本震と考え、本震発生前後90日以内に次式により求まる面積 $S(\text{km}^2)$ の円内で発生した $M6.0$ 未満の地震を除去

$$\text{Log } S = M_J - 3.2$$

対象地域と対象地震

対象地域



追加した海域

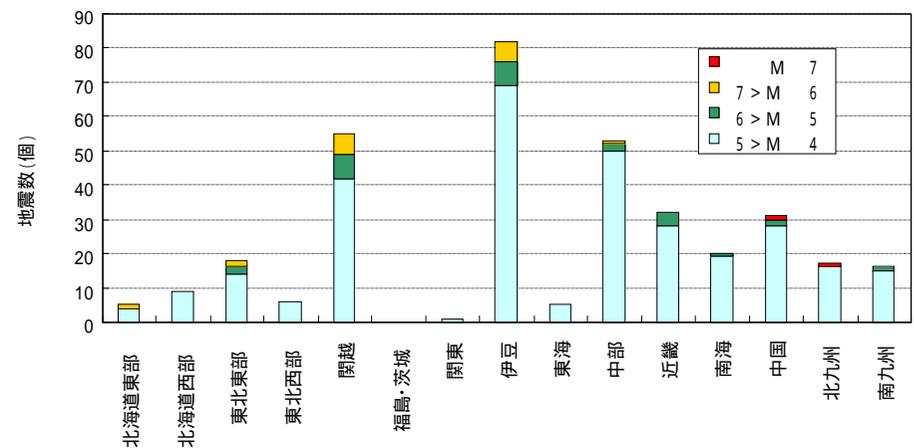
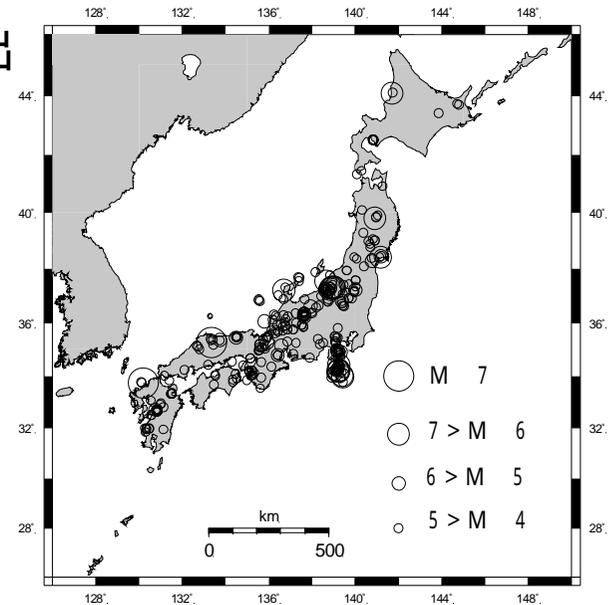
- ・2000年三宅島近郊および新島・神津島近海の地震の海域
- ・2005年福岡県西方沖地震の海域
- ・2007年能登半島地震の海域
- ・2007年新潟県中越沖地震の海域
- ・伊豆半島周辺の海域の海域

抽出結果

350地震を抽出

抽出地震の規模と個数

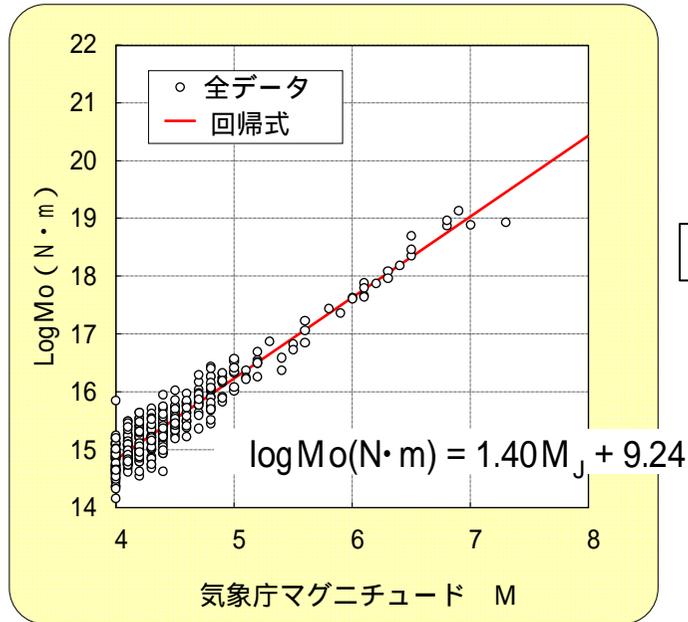
地震規模	個数
$M_J \geq 7$	2
$7 > M_J \geq 6$	16
$6 > M_J \geq 5$	26
$5 > M_J \geq 4$	306
計	350



発生地域別の地震数

回帰式の作成

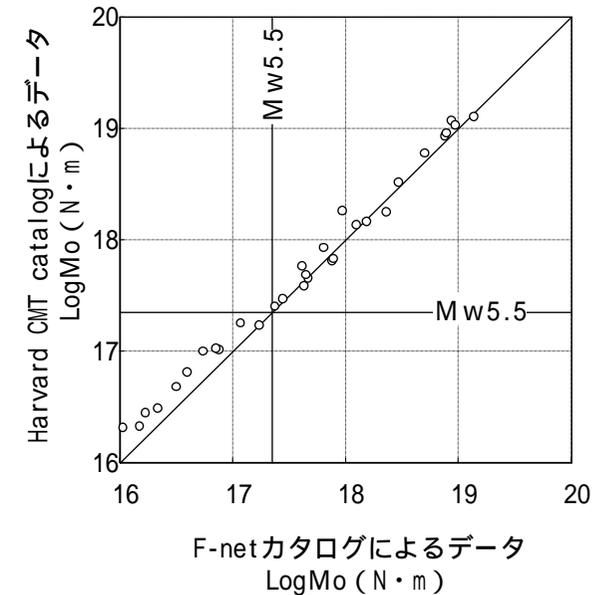
まず, 350地震のすべてを対象として回帰



地震モーメントの 系統的な差の検討

Kubo et al.(2002)は, F-netとHarvard CMT解の地震モーメントが $Mo=2.0 \times 10^{17}(N \cdot m)$ [Mw 5.5]を境に差があることを指摘している。

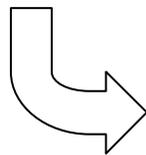
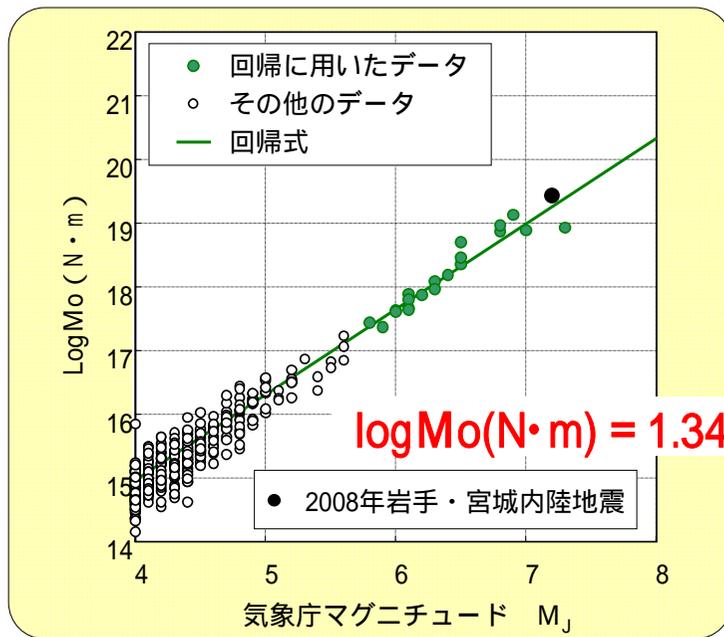
地震モーメントが両機関で評価されている内陸内地震は31地震であるが, これらについても同様な傾向が確認できる。



そこで, 地震モーメントに系統的な差がない範囲で回帰を行うこととし, 先に求めた回帰式に $Mo=2.0 \times 10^{17}(N \cdot m)$ を代入すると気象庁マグニチュードが5.8と求まることから, 気象庁マグニチュード5.8以上の地震を対象に再回帰を実施する。

再帰結果

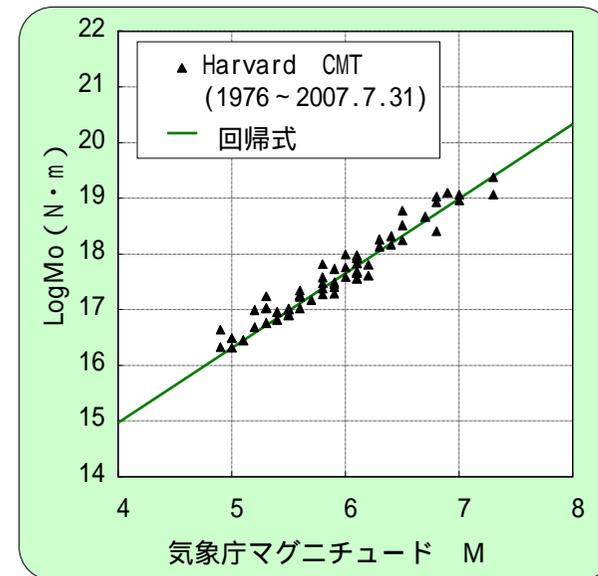
再帰の結果は、350個すべての地震と比較しても良好な相関を示している。
さらに、データセットには含まれない2008年岩手・宮城内陸地震とも整合性が良いことを確認した。



Harvard CMTカタログは、1976年以降のデータを有している。
そこで今回のデータセットと同様な手法で地震を抽出したところ、60地震が抽出され、これらと対比したところ、良好な相関性があることを確認した。

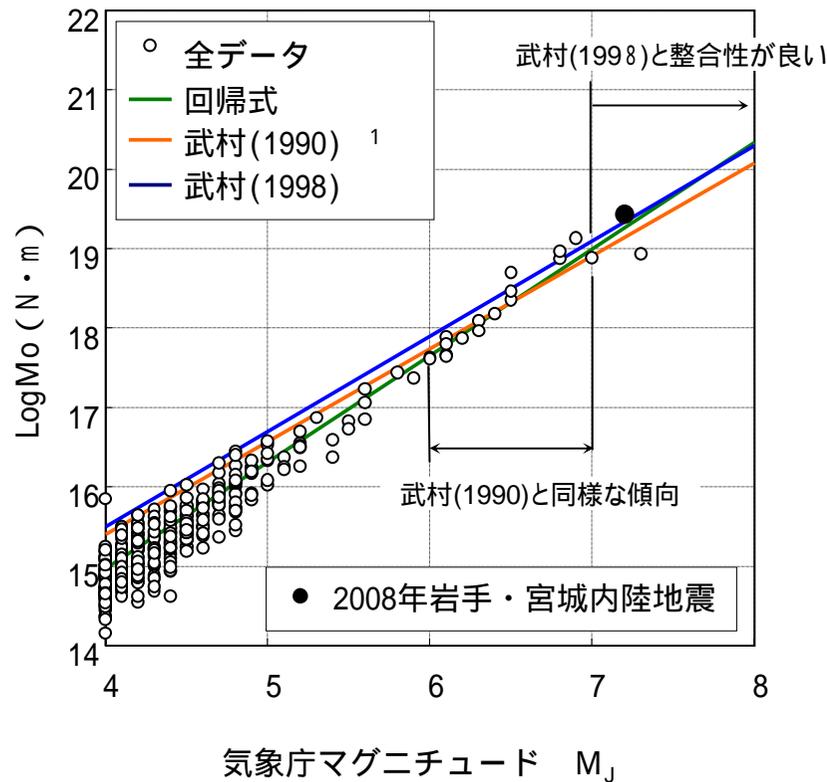
再帰に用いたM5.8以上の地震

発生日時	気象庁 マグニチュード	地震名または震央地名
1998/ 5/ 3 11:09	5.9	伊豆半島東方沖
1998/ 9/ 3 16:58	6.2	岩手県北部
2000/ 7/ 1 16:01	6.5	新島近海
2000/ 7/ 9 3:57	6.1	新島近海
2000/ 7/15 10:30	6.3	新島近海
2000/ 7/30 9:18	6.0	三宅島近海
2000/ 7/30 21:25	6.5	三宅島近海
2000/ 8/18 10:52	6.1	新島近海
2000/10/ 6 13:30	7.3	2000年鳥取県西部地震
2003/ 7/26 7:13	6.4	宮城県北部
2004/10/23 17:56	6.8	2004年新潟県中越地震
2004/10/23 18:03	6.3	新潟県中部
2004/10/23 18:11	6.0	新潟県中部
2004/10/23 18:34	6.5	新潟県中部
2004/10/27 10:40	6.1	新潟県中部
2004/12/14 14:56	6.1	留萌地方
2005/ 3/20 10:53	7.0	九州地方北西沖(2005年福岡県西方沖地震)
2006/ 4/21 2:50	5.8	伊豆半島東方沖
2007/ 3/25 9:41	6.9	2007年能登半島地震
2007/ 7/16 10:13	6.8	2007年新潟県中越沖地震



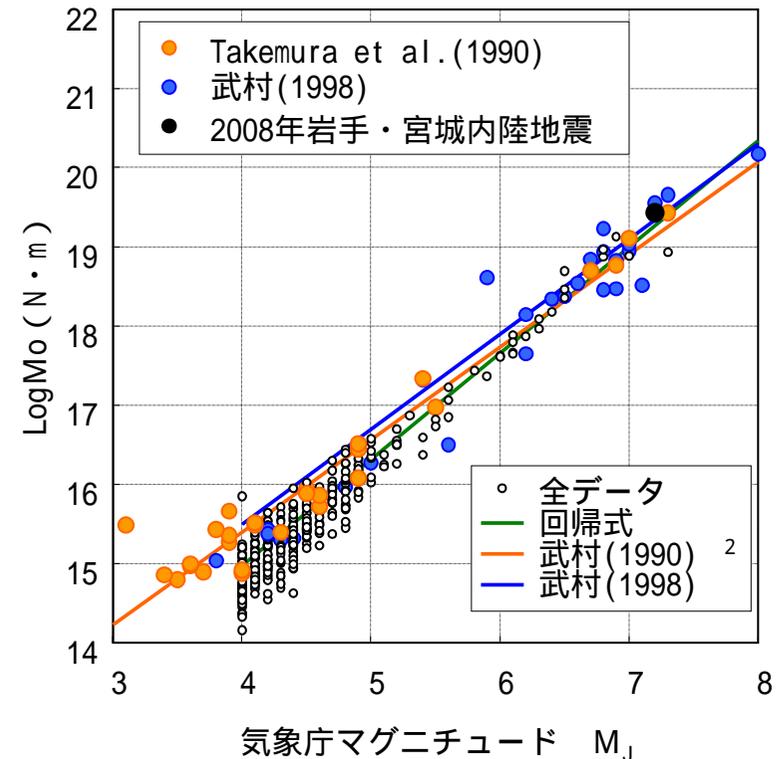
武村(1990, 1998)との比較

今回求めた回帰式と武村(1990,1998)を比較したところ、
M6.0～7.0では武村(1990)と同様な傾向を示す
M7.0以上においては武村(1998)と整合性が良い



1 Takemura et al.(1990)は武村(1990)と同じ式のため武村(1990)で代表して記載

Takemura et al.(1990)と武村(1998)で用いられたデータを追記した。その結果においてもM7.0以上の範囲は今回の回帰式や武村(1998)と整合性が良いことを確認した

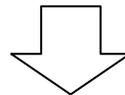


2 Takemura et al.(1990)は武村(1990)と同じ式のため武村(1990)で代表して記載。Takemura et al.(1990)はM3.0以上のデータを用いているためM3.0から表示



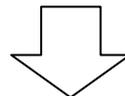
まとめ

近年の稠密な地震観測網により蓄積されたデータを用いて、気象庁マグニチュード M_J と地震モーメント M_o の回帰式を導き、武村(1990)および武村(1998)と比較した。



その結果、近年のデータは

- ・ $M_{6.0} \sim 7.0$ では武村(1990)と同様な傾向を示す
- ・ $M_{7.0}$ 以上においては武村(1998)と整合性が良い



そこで地震動評価において武村式を用いる場合には、

- ・ $M_{6.0} \sim 7.0$ では武村(1990) $\log M_o \text{ (dyne}\cdot\text{cm)} = 1.17M_J + 17.72$
- ・ $M_{7.0}$ 以上では武村(1998) $\log M_o \text{ (dyne}\cdot\text{cm)} = 1.2M_J + 17.7$

を用いて評価することが適切と考える。

本結果(回帰式)はAGU Fall Meeting 2008にて発表している
Title: A relation between M_{jma} and seismic moment (determined from dense broad band seismograph network) for shallow crustal events in Japan

8.6 要素地震の特性と異方性の関係

コメント

NS方向とEW方向の要素地震の特性の差は、放射特性のみならず、異方性を有する岩石などのサイト特性があるのではないか。

異方性

コメント回答：

異方性媒質中では、実体波や表面波の伝播速度の方位依存性や、S波スプリッティングなどの現象が起きることが知られている。これらを指摘する文献としては、

松波孝治・中村正夫・郷隆之(2006)：紀伊半島北西部における地震波速度の異方性と地質構造，日本地震学会2006年秋季大会，C052

石瀬素子・瀨藤一起・三宅弘恵(2008)：西南日本弧の3次元P波異方性速度構造の高精度化，日本地球惑星科学連合2008年大会，S147-P003

鳥海光弘・笠原順三(2005)：プレート境界の構造と境界変成岩科学，地学雑誌，114(3)，367-384

金嶋聰(1991)：地球内部の異方性とS波のスプリッティング，地震2，44，71-83

などがある。松波ほか(2006)では、東西方向と南北方向とで伝播速度が数%程度異なると指摘しているが、この程度の差は強震動シミュレーションにおいては有意な影響を与えるものではないと考えられている。

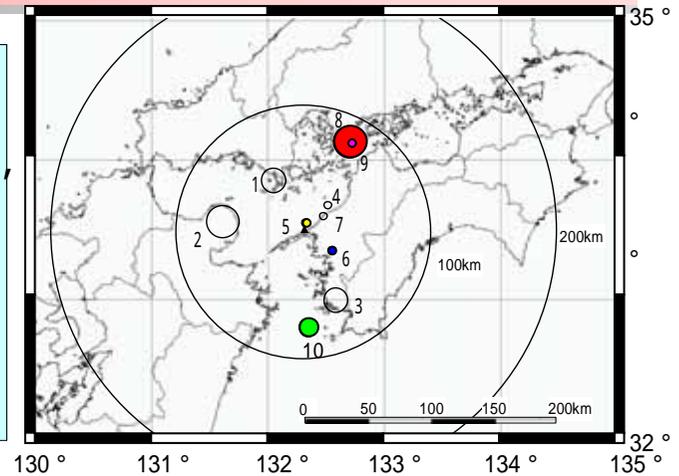
このように、異方性に起因する振動特性について指摘する文献はあるが、それを強震動予測に組み入れる取り組みは現状では行われていないようである。

今後の研究動向に注視し、新しい知見が得られれば適切に対応するように努めたい。

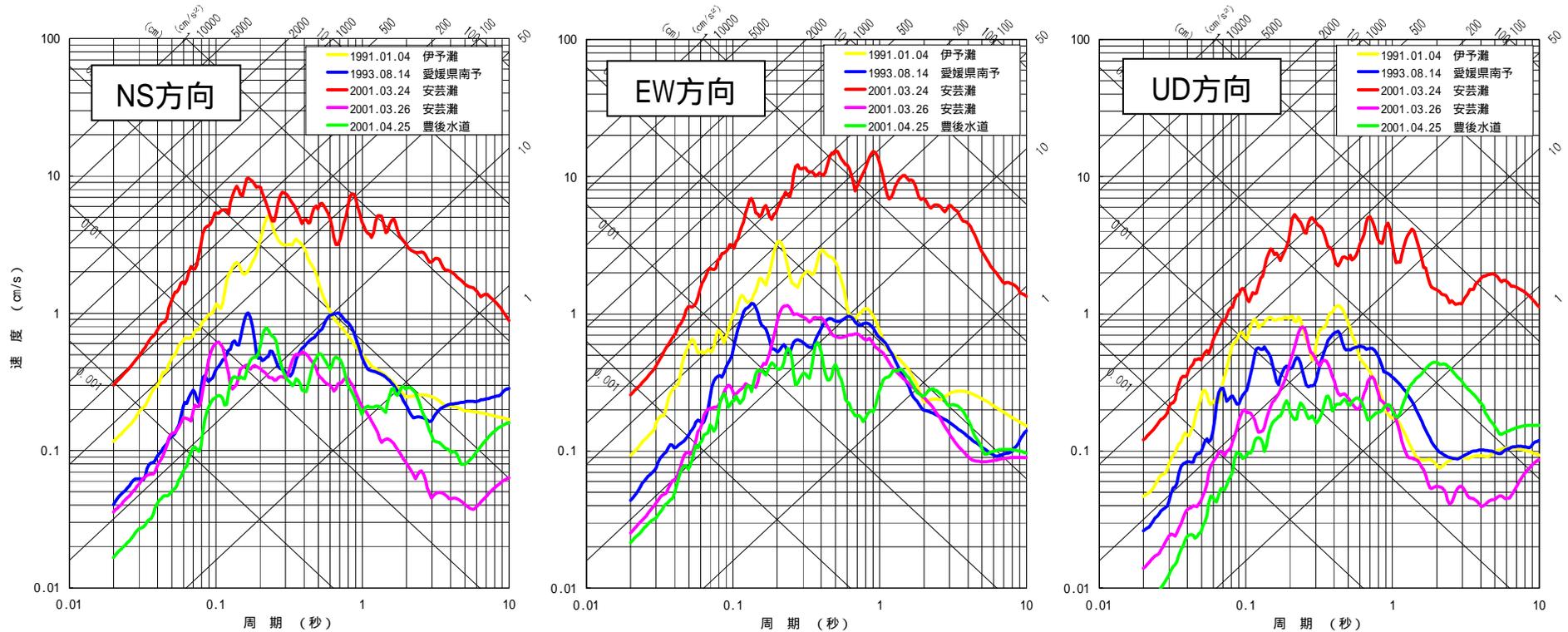
異方性

コメント回答（つづき）：

また，敷地における主な観測記録の応答スペクトルをみると特定の周期帯に卓越がみられたり，全ての地震でEW成分が卓越する（異方性を類推させる）ような顕著な傾向はない。仮に要素地震のEW成分の卓越が異方性に起因するとしても，適切に合成を行っていることから，異方性の影響は既に評価結果に織り込まれていると考える。



【主な観測記録の応答スペクトル】



8.7 異なる要素地震を用いた地震動評価

コメント内容

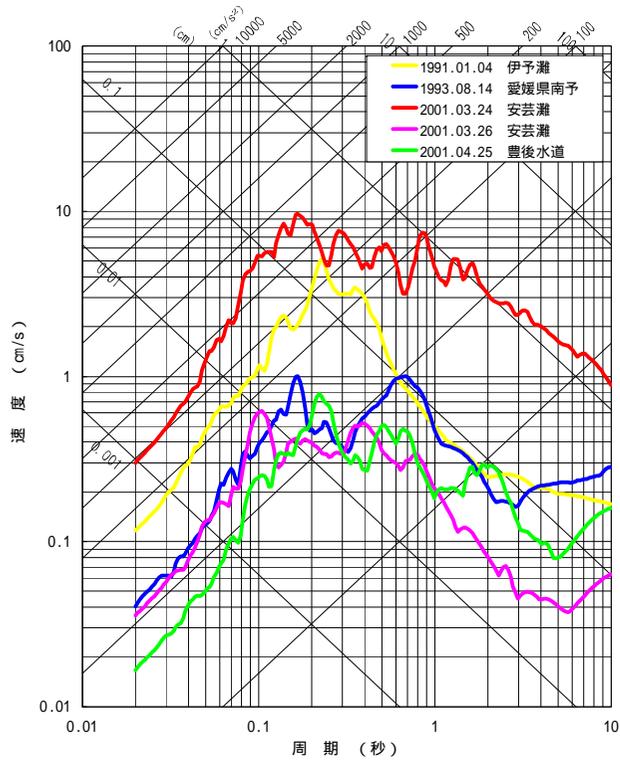
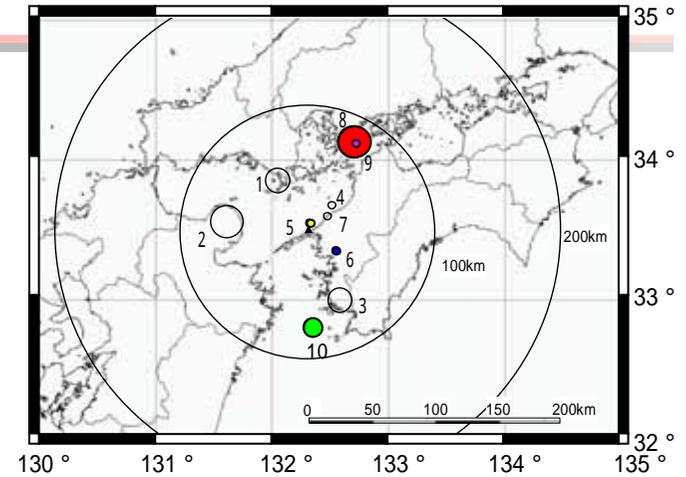
要素地震として1991年1月4日伊予灘の地震を用いた場合の地震動評価について説明すること。

基本モデルの長さが42kmの場合の検討であるが、54kmとした場合も、要素地震を変えた影響は同様と考えられる。

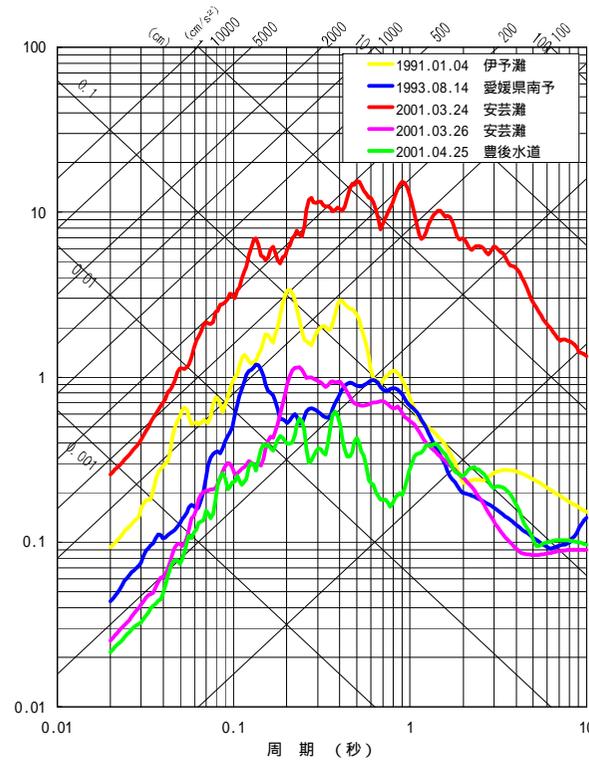
異なる要素地震を用いた地震動評価

経験的グリーン関数法には2001年3月26日の地震 (No.9) を要素地震として採用している。

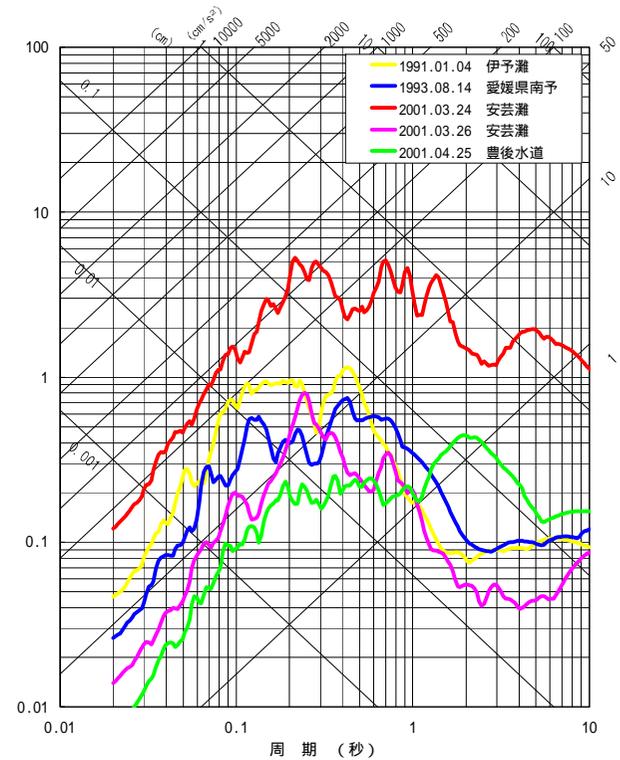
念のために、敷地に最も震央が近く、かつ短周期地震動が大きい1991年1月4日の地震 (No.5) を要素地震として経験的グリーン関数法による地震動評価を行う。



NS方向



EW方向



UD方向



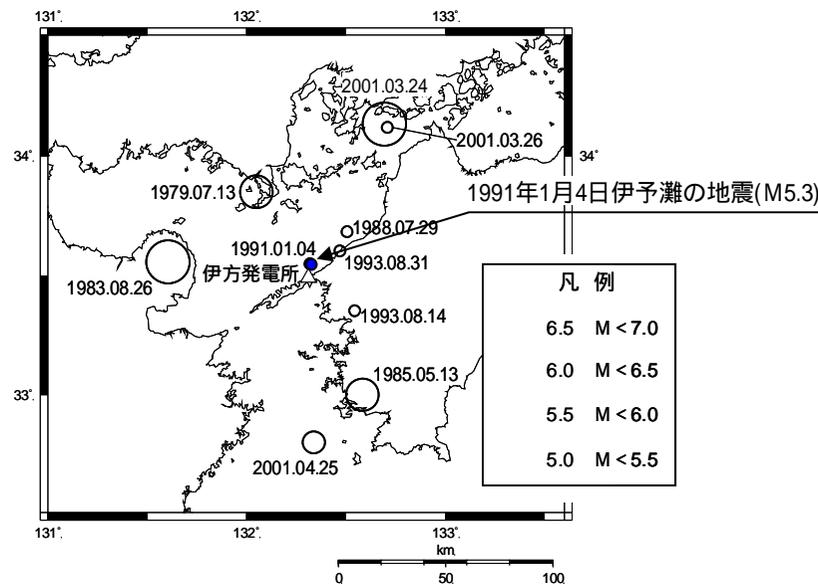
観測記録の評価

フーリエスペクトルでは、周期約1.5秒から長周期側でノイズの混在が見られる。

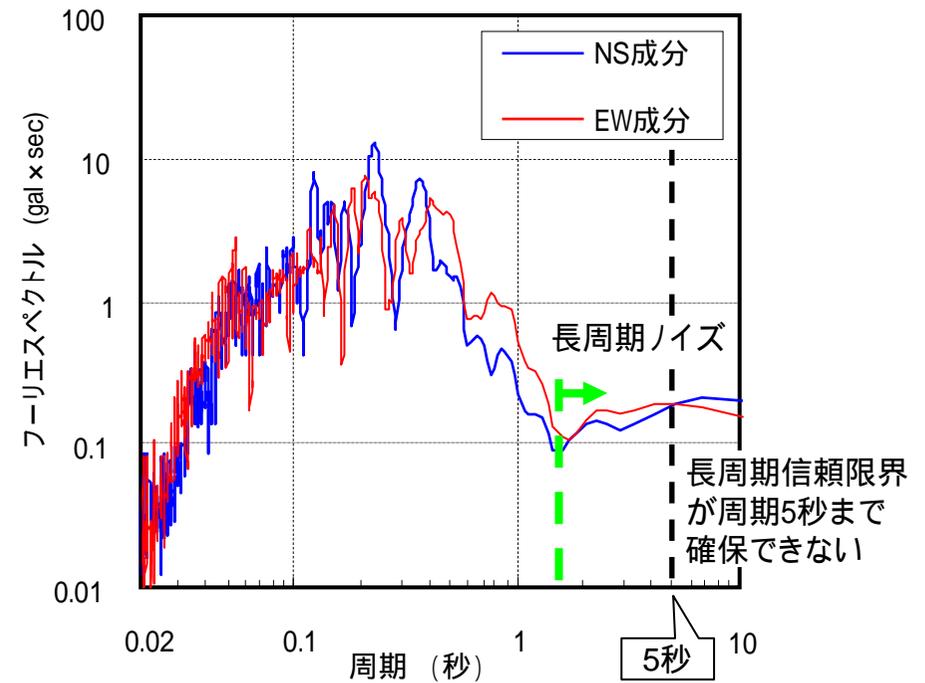
この地震を要素地震として採用しなかった理由は、長周期信頼限界が周期5秒以下であることと、F-netが構築される以前の地震であるため地震モーメントが公的機関により推定されていないためである。

1991年1月4日伊予灘の地震の諸元

発生日時	北緯	東経	深さ(km)	マグニチュード
1991年1月4日03:26	33° 32.9	132° 19.1	57.5	5.3



主な観測記録の震央分布

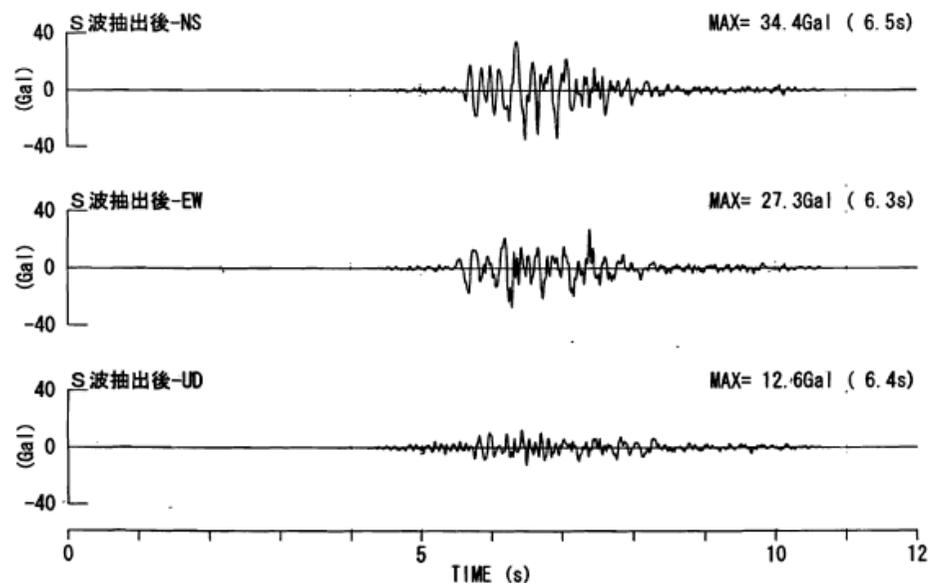


1991年1月4日伊予灘の地震におけるフーリエスペクトル

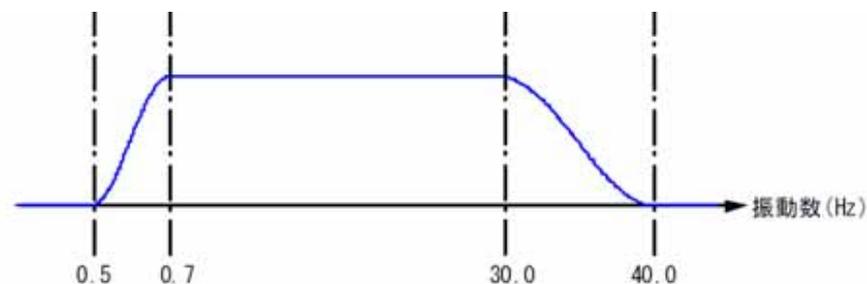
観測記録のフィルター処理

地震動評価はS波を対象として合成を行う。したがって、観測記録に時間軸フィルターを適用し、S波部分を抽出したものを要素地震として用いる。さらに、長周期ノイズの影響を除去することを目的に、バンドパスフィルターを適用する。

なお、応力降下量の評価においては、地震モーメント M_0 が公的機関で推定されていないため気象庁マグニチュード(M5.3)がモーメントマグニチュード M_w と等しいと仮定した上で、 M_w からKanamori (1977)の関係式で M_0 を算出し、評価を行った。



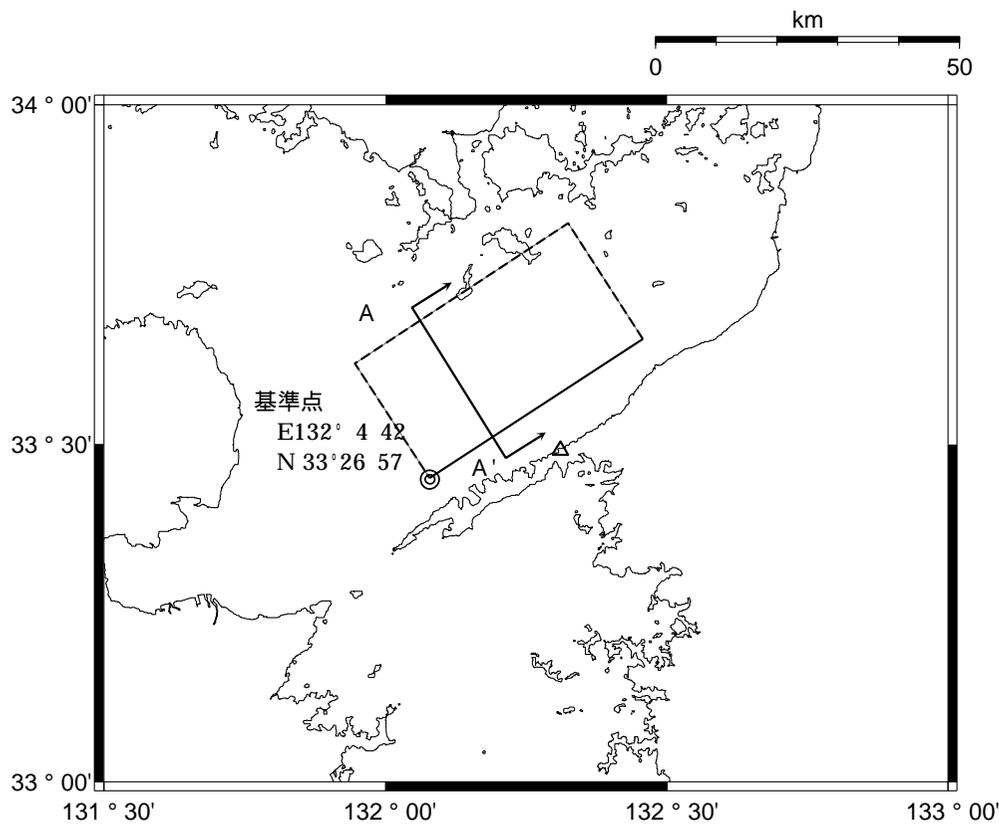
1991年の地震の時刻歴波形 (S波抽出)



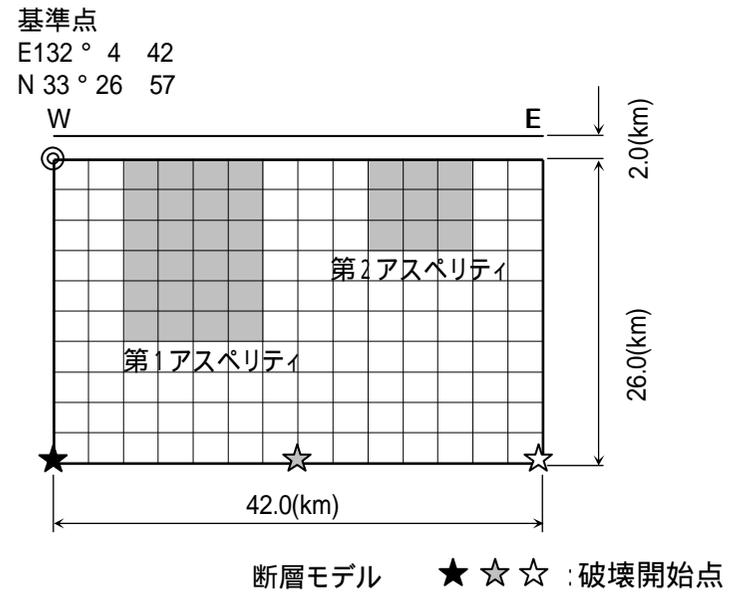
適用するバンドパスフィルター

評価に用いる断層モデル

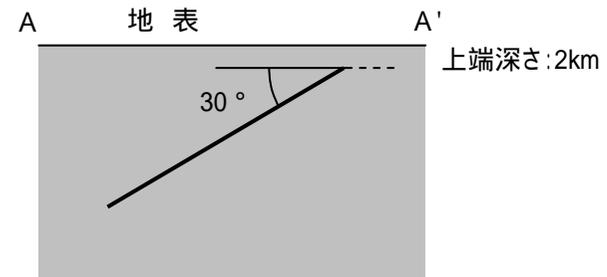
基準地震動Ss-2として採用したケース(想定敷地前面海域の断層群による地震)と同じ断層モデルおよびそのパラメータを用いて地震動評価を行う。



断層位置図



断層モデル ★☆☆ : 破壊開始点



(A - A'断面図)



基本モデルの長さを42kmとした場合の検討である。

断層パラメータ

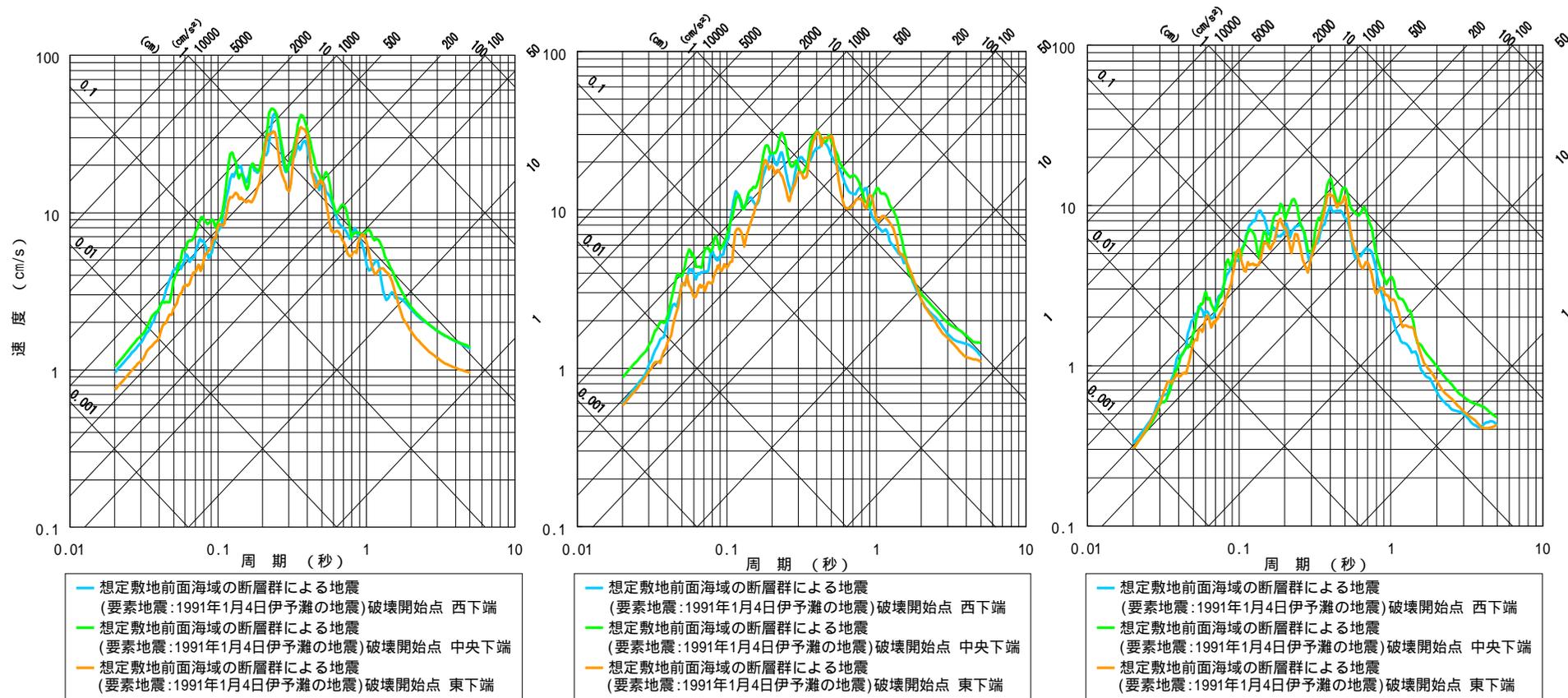
断層パラメータ	記号	設定値	根拠
断層位置	-	東経: 132 ° 4 42 北緯: 33 ° 26 57	
走向		N57E	
傾斜角		30 °	
断層長さ	L	42.0 km	
断層幅	W	26.0 km	
断層面積	S	1092.0 km ²	
断層上端深さ	H	2.0km	
破壊伝播形式	-	同心円状	
応力降下量		3.3MPa	楕円クラック
地震モーメント	M ₀	6.63 × 10 ¹⁹ N・m	入倉・三宅(2001)
モーメントマグニチュード	M _W	7.1	Kanamori(1977)
気象庁マグニチュード	M _J	7.6	武村(1998)
剛性率	μ	4.0 × 10 ¹⁰ N/m ²	
平均すべり量	D	152 cm	D=M ₀ /(μ S)
S波速度		3.5 km/s	
破壊伝播速度	V _R	2.5 km/s	Geller(1976)
短周期レベル	A'	2.13 × 10 ¹⁹ N・m/s ²	4 (S/) ^{1/2} . 2

断層パラメータ	記号	設定値	根拠	
全アスペリティ	地震モーメント	M _{0a}	2.92 × 10 ¹⁹ N・m	M _{0a} =μ D _a S _a
	面積	S _a	240.2 km ²	S _a =S × 22%
	平均すべり量	D _a	304 cm	D _a =2.0 × D
	応力降下量	a	14.8 MPa	a = /0.22
第1アスペリティ	地震モーメント	M _{0a1}	2.37 × 10 ¹⁹ N・m	S ^{1.5} 比で配分
	面積	S _{a1}	174.7 km ²	S _{a1} =S × 16%
	平均すべり量	D _{a1}	340 cm	D _{a1} =M _{0a1} /(μ S _{a1})
	実効応力	a1	14.8 MPa	a1= a
第2アスペリティ	地震モーメント	M _{0a2}	5.45 × 10 ¹⁸ N・m	S ^{1.5} 比で配分
	面積	S _{a2}	65.5 km ²	S _{a2} =S × 6%
	平均すべり量	D _{a2}	208 cm	D _{a2} =M _{0a2} /(μ S _{a2})
	実効応力	a2	14.8 MPa	a2= a
背景領域	地震モーメント	M _{0b}	3.71 × 10 ¹⁹ N・m	M _{0b} =M ₀ -M _{0a}
	面積	S _b	851.8 km ²	S _b =S-S _a
	平均すべり量	D _b	109 cm	D _b =M _{0b} /(μ S _b)
	実効応力	b	3.0 MPa	b=0.2 × a



地震動評価結果

要素地震を1991年の地震とした場合の地震動評価結果を、破壊開始点3ケースについて示す。



NS

EW

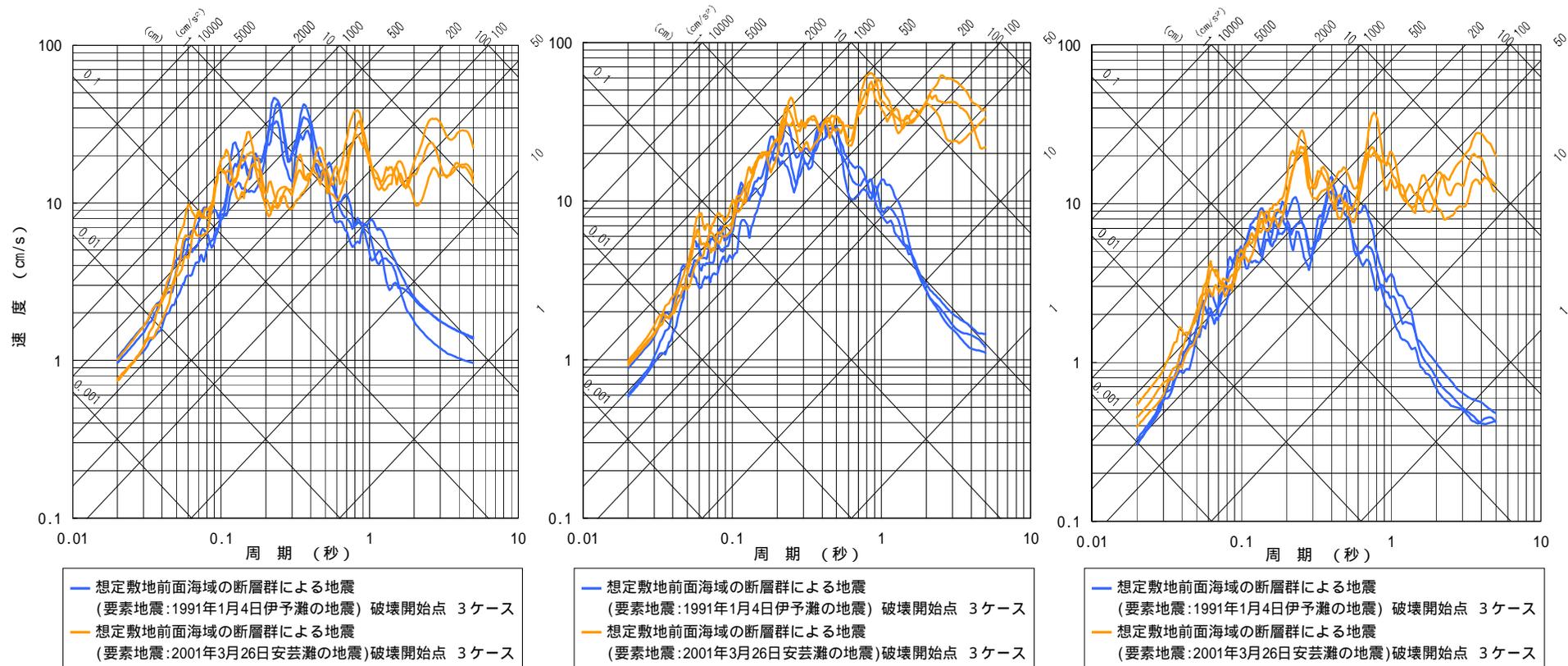
UD



地震動評価結果 [要素地震による影響比較]

要素地震を変えた影響を以下に示す。(断層モデルはどちらも同じ)
短周期側ではほとんど変わらない結果となったが、長周期側では1991年のケースは急激に落ち込む結果となった。

：1991年伊予灘の地震， ：2001年安芸灘の地震



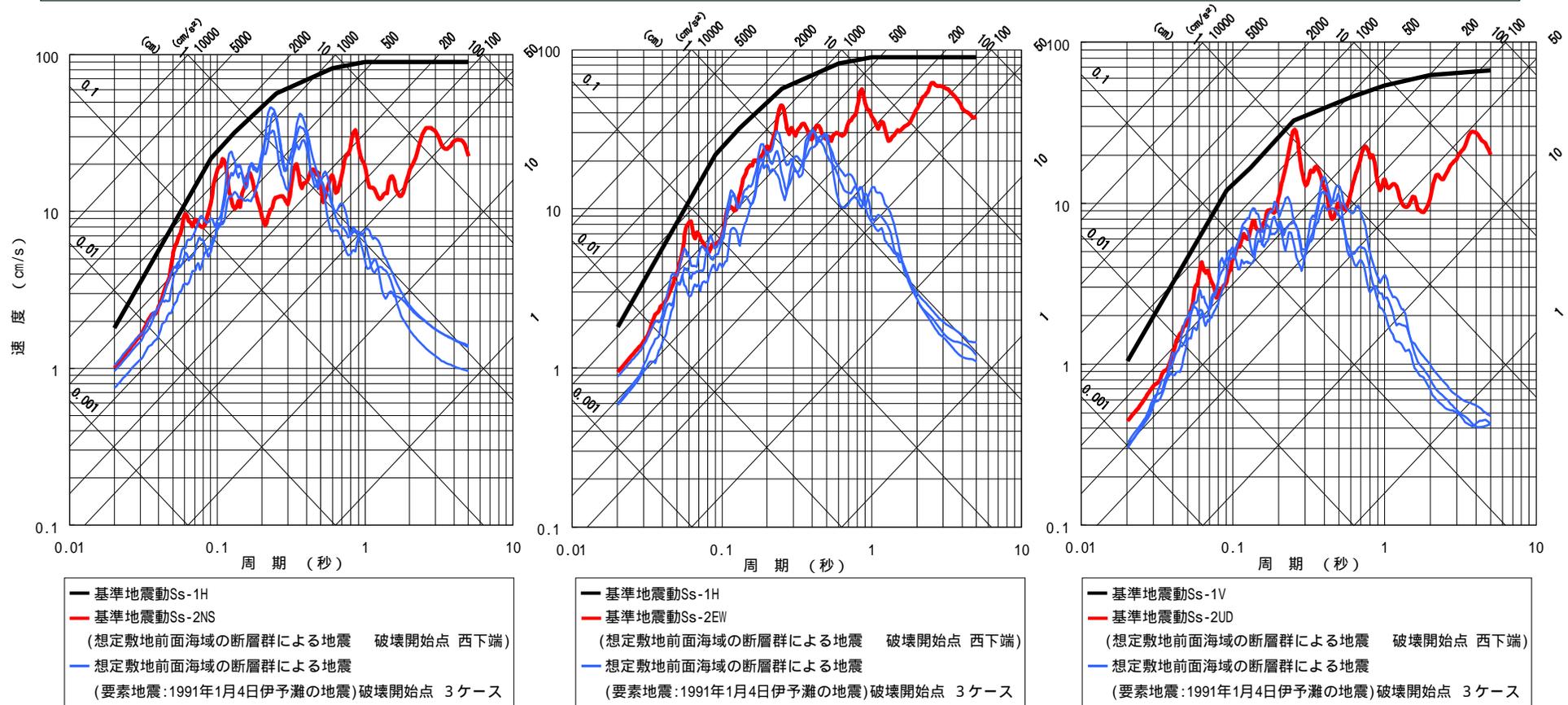
NS

EW

UD

地震動評価結果 [基準地震動との比較]

1991年の地震による評価結果は、全ての周期帯で基準地震動Ss-1に包絡されることを確認した。さらに、短周期側ではSs-2とほぼ同程度かそれより少し小さいレベルである。しかし、周期0.7秒程度より長周期側では基準地震動Ss-2よりも非常に小さい評価結果となった。ハイブリッド合成の接続周期は2秒としているが、1991年の地震による地震動評価結果は周期0.7秒程度からの落ち込みが著しいため、ハイブリッド合成法の短周期側地震動には適さないと考える。



NS

EW

UD



基本モデルの長さを42kmとした場合の検討である。Ss-2も42kmベースのものである。

8.8 楕円クラック

コメント

・敷地前面海域の断層群(中央構造線断層帯)による地震動評価において、楕円クラックモデルを適用する場合の考え方を示すこと。

内陸地震の発生様式

小地震
破壊領域の大きさが地震発生層内部にとどまる地震

大地震
破壊領域の幅が地震発生層の厚さに達し
地表面に露出してくる地震

巨大地震
破壊領域の下端が地震発生層の基部に
拘束されて水平方向のみに破壊領域が
広がる地震

- ・内陸地震における破壊領域の形状は様々
- ・長大断層の個々のセグメントはこの巨大地震に該当

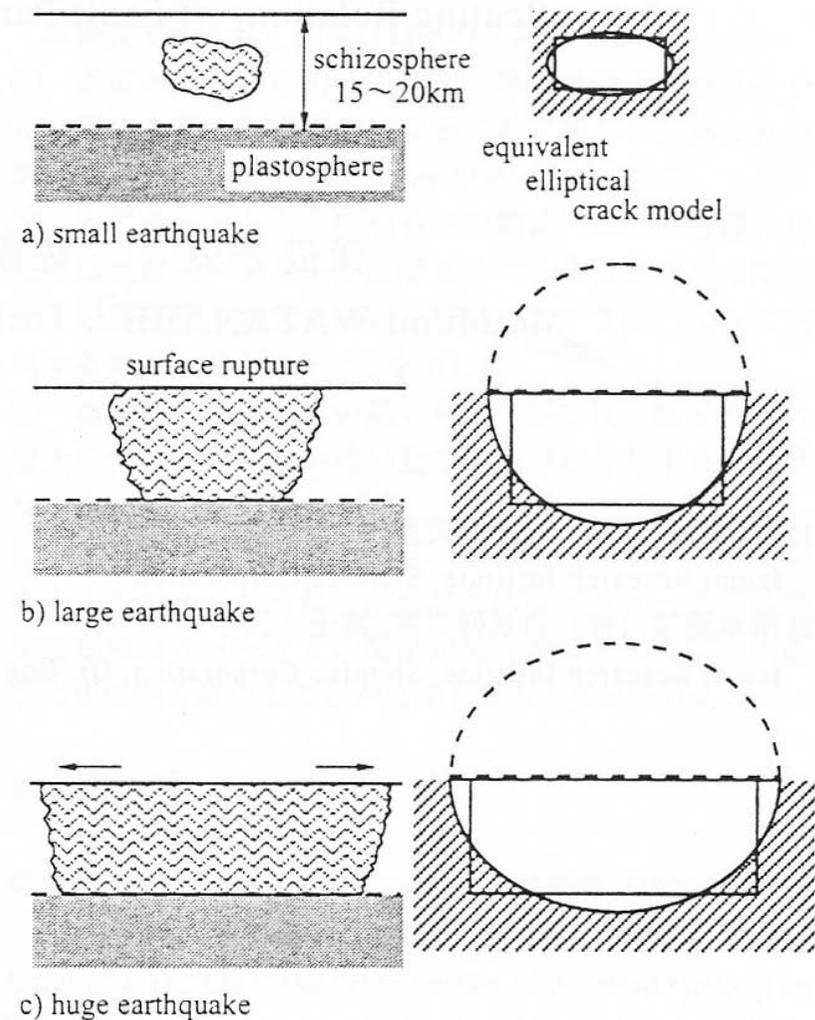


Fig. 1 Rupture area model and related equivalent elliptical crack model for inland earthquakes. [渡辺ほか(1998)より引用]

応力降下量の算定式

矩形クラック, 円形クラック

表 3.1 境界条件の異なる断層モデルの応力降下量の算定式 (佐藤, 1989)

(A)	$\Delta\sigma = 16/3\pi \cdot \mu D / W$	(無限長の潜在縦ずれ断層: Starr, 1928)
(B)	$\Delta\sigma = 8/3\pi \cdot \mu D / W$	(無限長の地表垂直縦ずれ断層, 上記 A の半分)
(C)	$\Delta\sigma = 4/\pi \cdot \mu D / W$	(無限長の潜在横ずれ断層: Knopoff, 1958)
(D)	$\Delta\sigma = 2/\pi \cdot \mu D / W$	(無限長の地表垂直横ずれ断層, 上記 C の半分)
(E)	$\Delta\sigma = 1.48 \cdot \mu D / W$	(無限長の潜在断層, 上記 A と C の平均)
(F)	$\Delta\sigma = 0.74 \cdot \mu D / W$	(無限長の地表垂直断層, 上記 B と D の平均)
(G)	$\Delta\sigma = 7\pi/16 \cdot \mu D / R$	(円形断層: Eshelby, 1957)

注) $\Delta\sigma$ は応力降下量、 μ はせん断剛性率、 D は平均すべり量、 W は断層幅、 R は断層半径である。

[壇(2008)より引用]

応力降下量の算定式

楕円クラック

TABLE 1 RELATION BETWEEN SEISMIC MOMENT, FAULT LENGTH, FAULT WIDTH, AND STRESS DROP FOR EQUIVALENT ELLIPTICAL CRACK MODEL

Buried fault (small earthquakes)	Surface rupture fault (large/huge earthquakes)
$M_0 = L^3 \Delta\sigma \left[\sqrt{\pi k} \frac{3}{4} \frac{1}{1-\nu} \left\{ E_{b1} + \nu \frac{k^2}{k^2-1} (K_{b1} - E_{b1}) \right\} \right]^{-1}$ <p style="text-align: center;">$k < 1$</p>	$M_0 = L^3 \Delta\sigma \left[\sqrt{\pi k} \frac{3}{4} \frac{1}{1-\nu} \left\{ E_{s1} + \nu \frac{k^2}{k^2-4} (K_{s1} - E_{s1}) \right\} \right]^{-1}$ <p style="text-align: center;">$k < 2$</p>
$M_0 = L^3 \Delta\sigma \left[\frac{3}{16} \pi^{3/2} \frac{2-\nu}{1-\nu} \right]^{-1}$ <p style="text-align: center;">$k = 1$</p>	$M_0 = L^3 \Delta\sigma \left[\frac{3}{8} \pi^{3/2} \frac{2-\nu}{1-\nu} \right]^{-1}$ <p style="text-align: center;">$k = 2$</p>
$M_0 = L^3 \Delta\sigma \left[\sqrt{\pi k^2} \frac{3}{4} \left\{ E_{b2} + \frac{\nu}{1-\nu} \frac{1}{k^2-1} (K_{b2} - E_{b2}) \right\} \right]^{-1}$ <p style="text-align: center;">$k > 1$</p>	$M_0 = L^3 \Delta\sigma \left[\frac{\sqrt{\pi} k^2}{2} \frac{3}{4} \left\{ E_{s2} + \frac{\nu}{1-\nu} \frac{4}{k^2-4} (K_{s2} - E_{s2}) \right\} \right]^{-1}$ <p style="text-align: center;">$k > 2$</p>
$K_{b1} = K(\sqrt{1-k^2})$ $E_{b1} = E(\sqrt{1-k^2})$ $K_{b2} = K(\sqrt{1-1/k^2})$ $E_{b2} = E(\sqrt{1-1/k^2})$	$K_{s1} = K(\sqrt{1-k^2/4})$ $E_{s1} = E(\sqrt{1-k^2/4})$ $K_{s2} = K(\sqrt{1-4/k^2})$ $E_{s2} = E(\sqrt{1-4/k^2})$

M_0 : seismic moment
 L : fault length
 W : fault width
 $k = L/W$: aspect ratio
 $\Delta\sigma$: stress drop (static)
 ν : poisson's ratio

$$K(x) = \int_0^{\pi/2} \frac{d\theta}{\sqrt{1-x^2 \sin^2 \theta}} \quad : \text{complete elliptic integral of the first kind}$$

$$E(x) = \int_0^{\pi/2} \sqrt{1-x^2 \sin^2 \theta} d\theta \quad : \text{complete elliptic integral of the second kind}$$

・地震モーメントが、断層長さ、断層幅、応力降下量の3つの基本的なパラメータで表現される。

・断層のアスペクト比（長さと幅の比率）を考慮できる

[渡辺ほか(1998)より引用]



応力降下量の算定式

Fujii and Matsu'ura(2000)

震源断層全体の静的応力降下量 について, 長大な断層に対する地震モーメント M_0 と断層形状(断層幅 W と断層長 L)との関係式として次式を提案している。

$$M_0 = \{WL^2 / (aL + b)\}$$

M_0 : 地震モーメント(N·m)

σ : 静的応力降下量 (MPa)

W : 断層幅(km)

L : 断層長(km)

a, b : 構造依存のパラメータ(数値計算により与えられる)

内陸の長大な横ずれ断層に対する関係式としては, $W=15\text{km}$, $a=1.4 \times 10^{-2}$, $b=1.0$ を仮定した上で, 収集した観測データに基づく回帰計算により, $\sigma=3.1(\text{MPa})$ を導出している。

[地震調査委員会(2008)より引用]

このように,

応力降下量は, 破壊領域の形状や境界条件によって異なる

応力降下量の算定の考え方

「従来、応力降下量は、断層長さが大きな地震には無限長クラックの式、それ以外には円形クラックの式というように個々の地震に対して別々の式を適用して算定されていた例が多い」（渡辺ほか 1998）

また、地震動予測手法（地震調査委員会 2008）では、

- ・微視的震源特性の推定には円形破壊面（円形クラック）を仮定している。
- ・しかし、「長大な断層に関しては円形破壊面を仮定して算出する方法には問題がある」「震源断層全体の面積が大きくなるほど、既往の調査・研究成果に比較して過大評価となる傾向となる」としており、
- ・「長大な断層のアスペリティに関するスケーリング則については未解決の研究課題となっている」とした上で、
- ・Fujii and Matsuura(2000)の研究成果を引用し、「長大断層の静的応力降下量に関する新たな知見が得られるまでは、暫定値としては3.1MPaを与えることとする」としている。

応力降下量の算定方法の特徴

応力降下量を算定する手法を示し、その特徴をまとめる。[壇ほか(2004)等より引用]

Somerville et al.(1999) + 円形クラック

- ・ Somerville et al.(1999)は小地震を対象としており、断層面積と地震モーメントの相似則の変化をとらえきれていない
- ・ 平均応力降下量は2.3MPaと求まり、アスペリティにおける実効応力の値は妥当なものだと推察される

入倉・三宅(2001) + 楕円クラック

入倉・三宅(2001) + 無限長クラック

- ・ 入倉・三宅(2001)は断層面積と地震モーメントの相似則の変化はとらえられているが、地震モーメントが大きくなると応力降下量が大きめになる

Fujii and Matsu ura(2000)

- ・ 断層面積と地震モーメントの相似則として地震発生層の下に粘弾性的な基盤を考慮している
- ・ 平均応力降下量は、幅15kmのとき3.1MPa
- ・ 短周期レベルは実際の地震の短周期レベルとほぼ整合

応力降下量の算定方法 まとめ

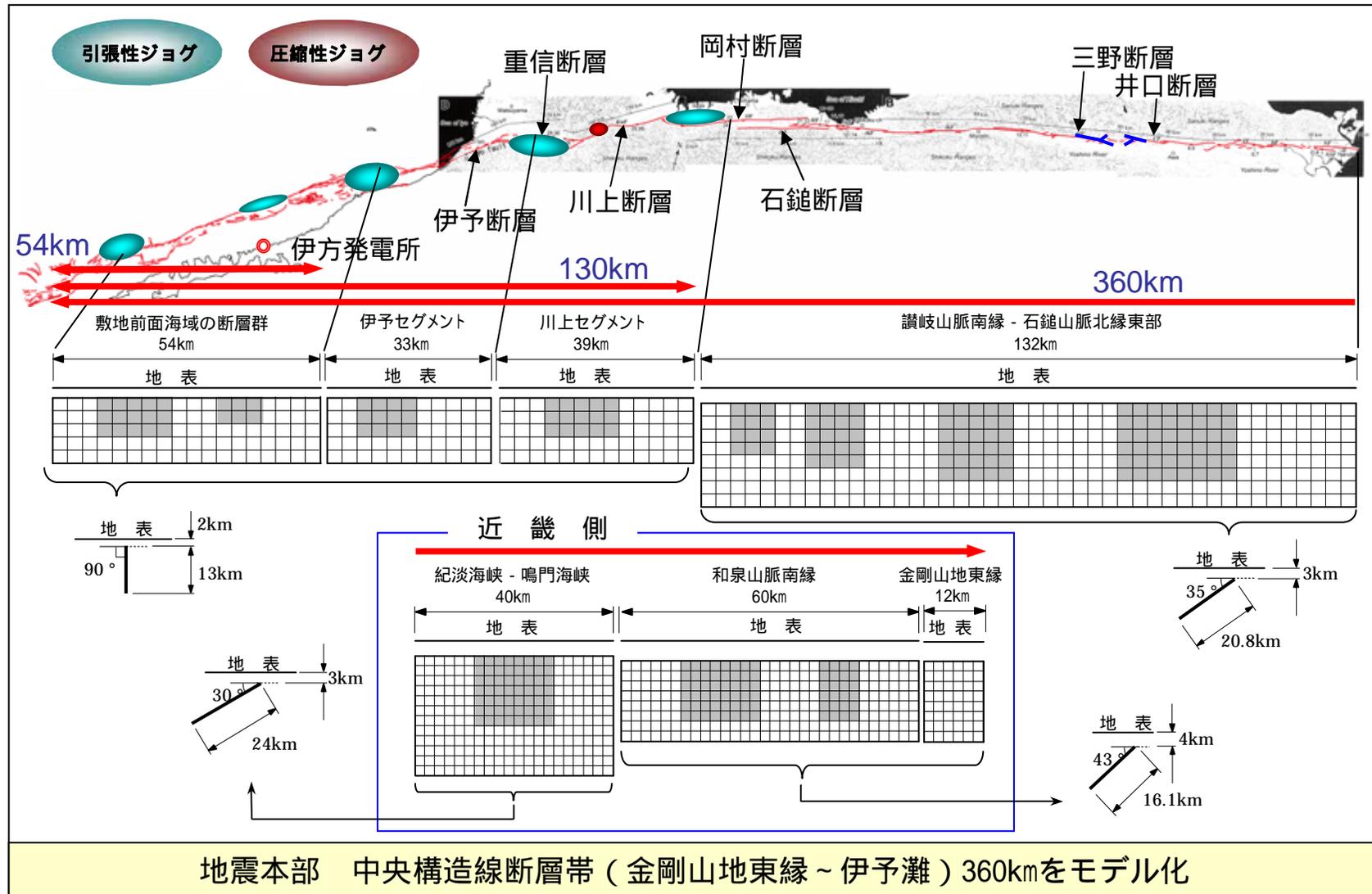
以上の知見を整理すると、

- ・応力降下量の大きさは、破壊領域の形状や境界条件によって異なる
- ・一般的には、小地震では円形クラック式が用いられている
- ・長大断層における応力降下量の評価法は確立されていないが、無限長クラックの式ないしFujii and Matsuura(2000)の適用が提案されている
- ・楕円クラック式は断層のアスペクト比を考慮している

ここで、中央構造線断層帯の評価においては、種々の形状の断層が存在するため()、これらの評価を系統的に行う必要がある。すなわち断層面の形状に応じた適切な評価が必要となる。

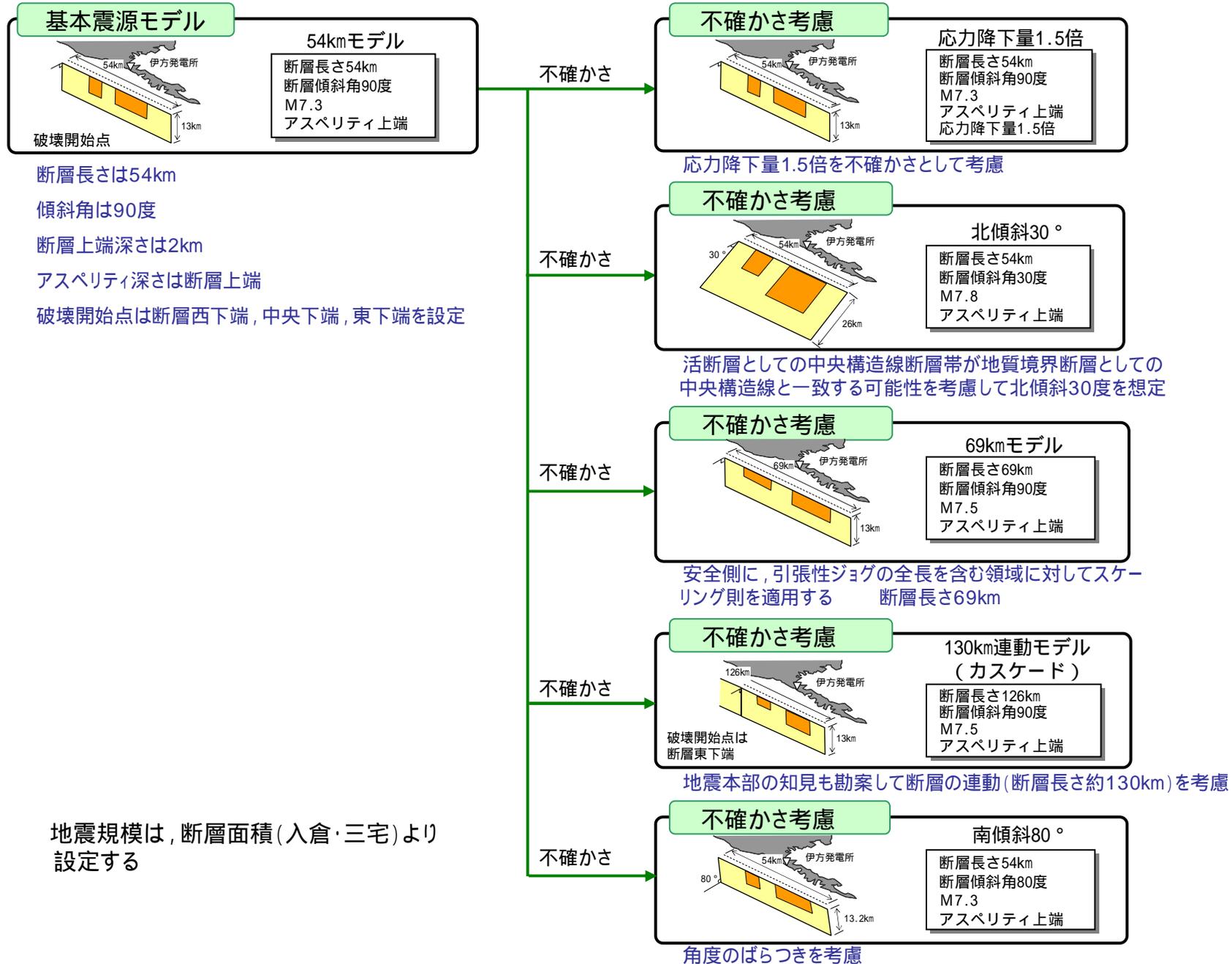
長さ33kmの伊予セグメントから132kmの讃岐山脈南縁 - 石鎚山脈北縁東部区間まで種々のセグメントが存在する(次ページ・次々ページ参照)

中央構造線断層帯のモデル



金剛山地東縁, 和泉山脈南縁は, 地震本部(2005)強震動評価のモデルに準拠
 紀淡海峡 - 鳴門海峡, 讃岐山脈南縁 - 石鎚山脈北縁東部の巨視的パラメータは, 地震本部(2006)確率論的地震動予測地図のモデルに準拠
 破壊開始点は和泉山脈南縁と紀淡海峡 - 鳴門海峡のセグメント境界下端

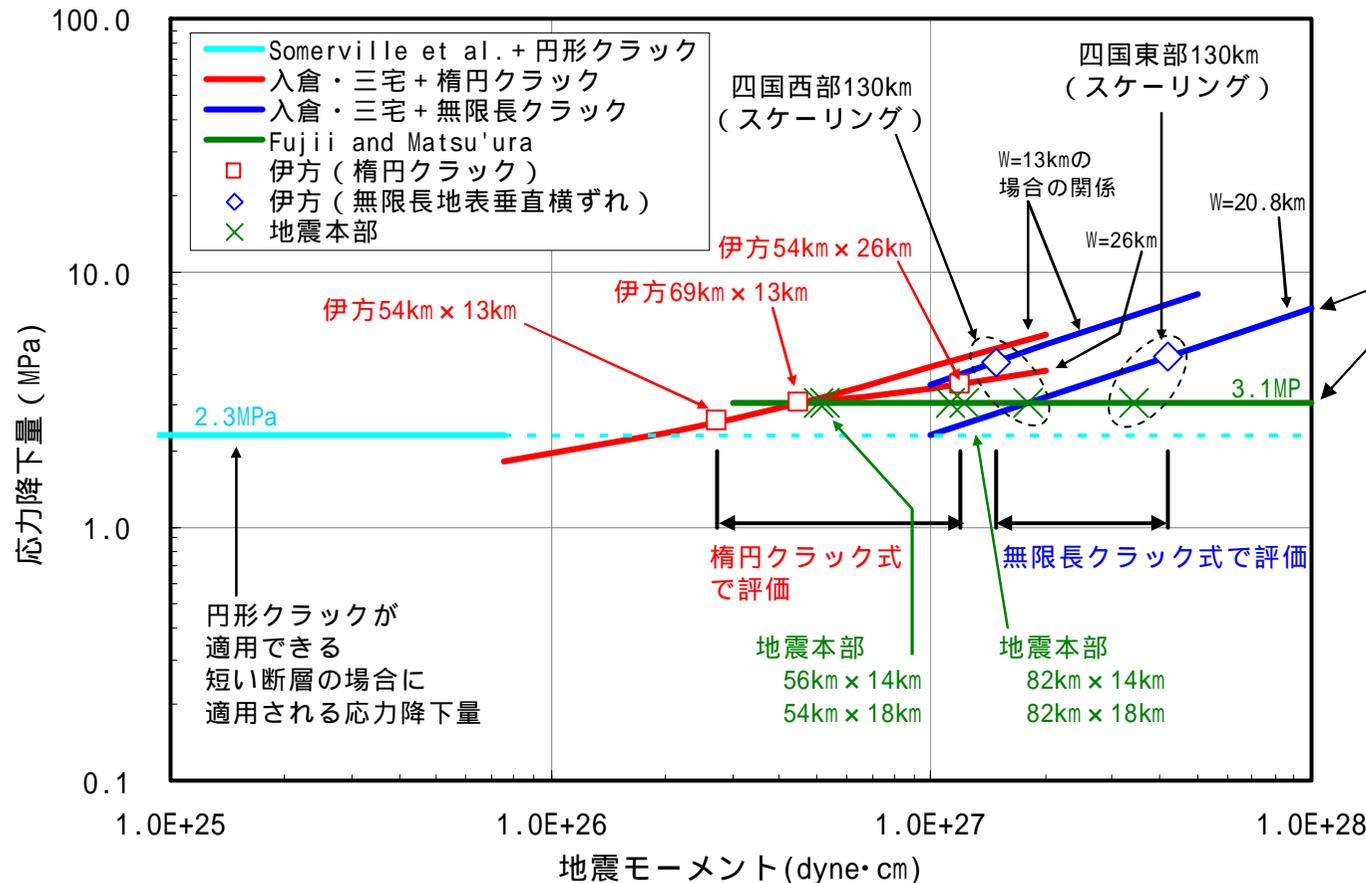
基本震源モデルと不確かさ考慮 断層モデルを用いた手法



中央構造線断層帯における応力降下量の評価

地震本部モデルおよび四国電力モデルの応力降下量を比較

中央構造線断層帯の評価においては、長さ100kmを超えるような長いセグメントについては無限長クラックの式を適用し、それ以外のセグメントは長さが33~69kmと長大断層と短い断層との中間的なものであるため、断層面の形状に応じた評価が可能な楕円クラック式を適用した。



長大断層への適用が考えられる応力降下量

楕円クラック式は、短い断層に想定される値(-)と長大断層に想定される値(- , -)との間を断層形状に応じて連続的に評価できている。

四国電力が敷地前面海域セグメントに設定している数値は、

54km・90度	2.6MPa
54km・1.5倍	2.6MPa x 1.5
54km・30度	3.6MPa
69km・90度	3.1MPa

であり、平均的にみると地震本部の設定値3.1MPaと整合的と考える。

短い断層

長大断層

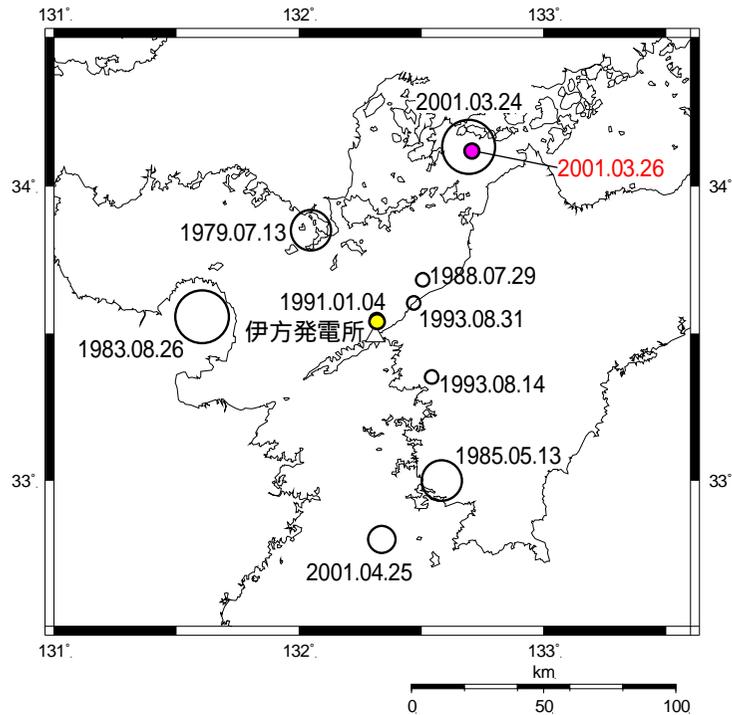
8.9 統計的グリーン関数と実地震との比較

(統計的グリーン関数の作成に設定したパラメータの検証)

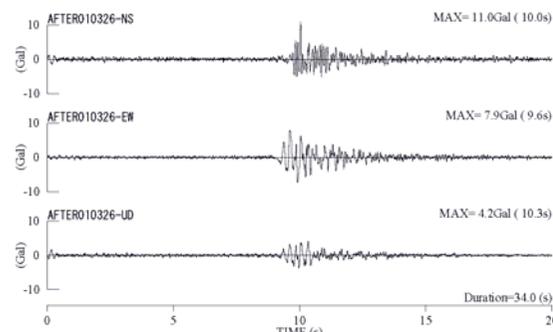
実地震との比較

2001年の地震および1991年の地震を対象として統計的グリーン関数を作成し、敷地観測記録との比較を行った。時刻歴波形の継続時間を除けば、観測記録との整合はよいと考える。

発生日時	深さ (km)	マグニチュード
2001年3月26日	46	5.2
1991年1月 4日	58	5.3



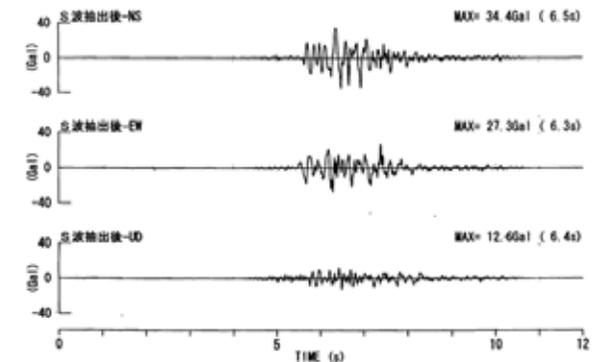
2001年の地震



2001年の地震の諸元

F: S波の放射特性係数=0.445
 : 震源における地盤密度=3.265g/cm³
 : 震源におけるS波速度=3.5km/s
 M₀: 地震モーメント=3.61e+16Nm (F-netより)
 r: 震源距離=40km
 : 円形断層の半径=0.885km
 : 応力降下量=22.7MPa
 fmax: 高周波遮断振動数=6Hz
 m: 高周波遮断後の勾配=4
 Q(f): Q値=150f^{0.75} 中村・植竹 (2002)
 s: 観測点における地盤密度=3.0g/cm³
 s: 観測点におけるS波速度=2.6km/s

1991年の地震



1991年の地震の諸元

F: S波の放射特性係数=0.445
 : 震源における地盤密度=3.265g/cm³
 : 震源におけるS波速度=3.5km/s
 M₀: 地震モーメント=8.50e+16Nm
 (Mw=MjとしてKanamori(1977)より算出)
 r: 震源距離=58km
 : 円形断層の半径=0.790km
 : 応力降下量=75.8MPa
 fmax: 高周波遮断振動数=6Hz
 m: 高周波遮断後の勾配=4
 Q(f): Q値=150f^{0.75} 中村・植竹 (2002)
 s: 観測点における地盤密度=3.0g/cm³
 s: 観測点におけるS波速度=2.6km/s

実地震との比較

2001年の地震

観測記録を想定断層面内まで距離補正

- ・震源距離87km 40kmに, $1/X$ の幾何減衰で補正
- ・敷地近傍で発生したスラブ内地震から同定したQ値を使用

観測記録を媒質補正

スラブ内($v_p=4.0\text{km/s}$)

内陸地殻内($v_p=3.5\text{km/s}$)

震源距離40kmの位置で統計的グリーン関数を作成して, 補正した観測記録と比較する

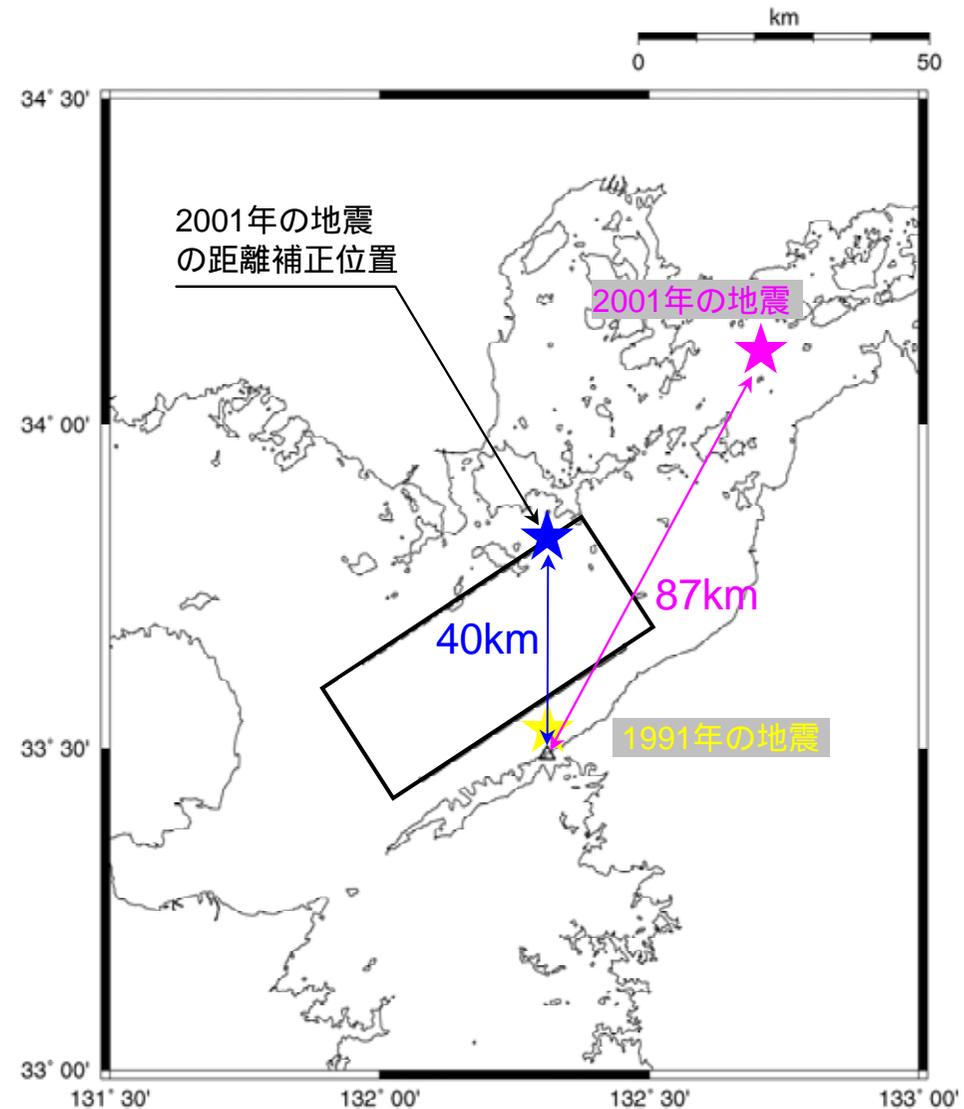
1991年の地震

観測記録を媒質補正

スラブ内($v_p=4.0\text{km/s}$)

内陸地殻内($v_p=3.5\text{km/s}$)

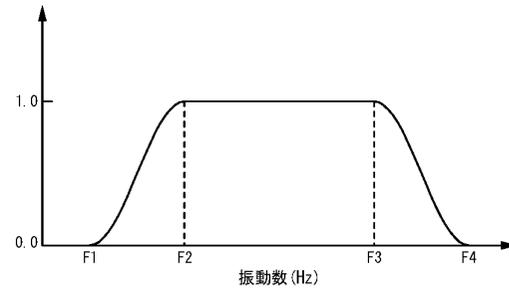
発生位置(震源距離58km)で統計的グリーン関数を作成し, 観測記録と比較する



実地震との比較

統計的グリーン関数と観測記録との比較(フーリエスペクトル)

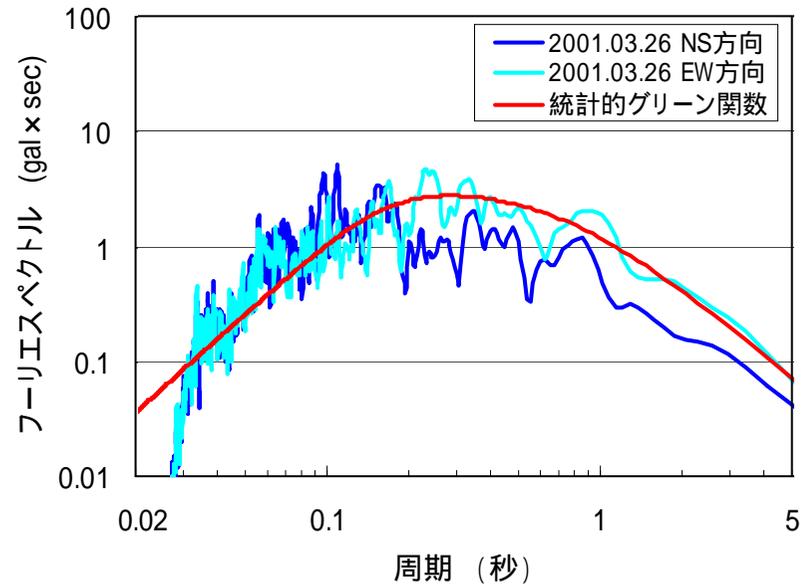
観測記録を媒質補正したフーリエスペクトルと(2001年の地震については距離補正も実施), 統計的グリーン関数のフーリエスペクトルを比較する。観測記録には下記に示すフィルタ処理を施した。



観測記録に適用したフィルタ

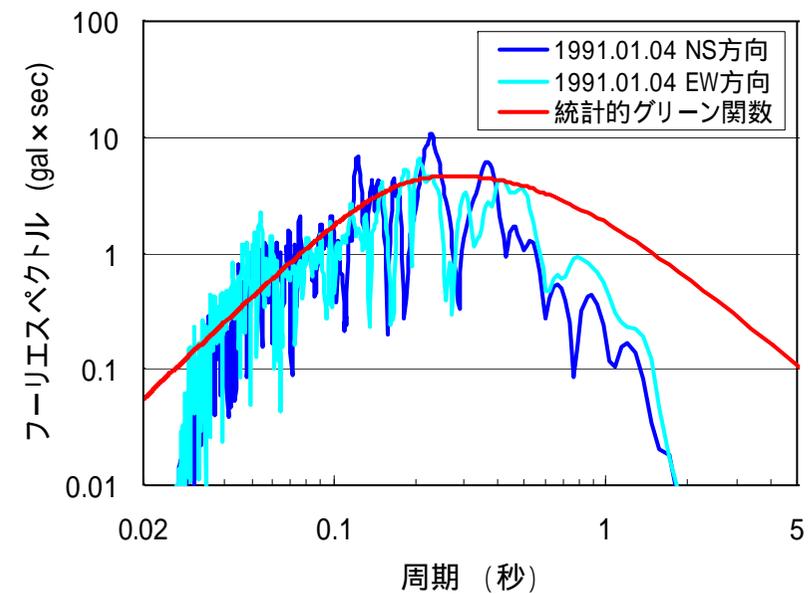
	F1	F2	F3	F4
2001年の地震	0.2Hz (5.0s)	0.25Hz (4.0s)	30Hz (0.033s)	40Hz (0.025s)
1991年の地震	0.5Hz (2.0s)	0.7Hz (1.429s)	30Hz (0.033s)	40Hz (0.025s)

2001年の地震



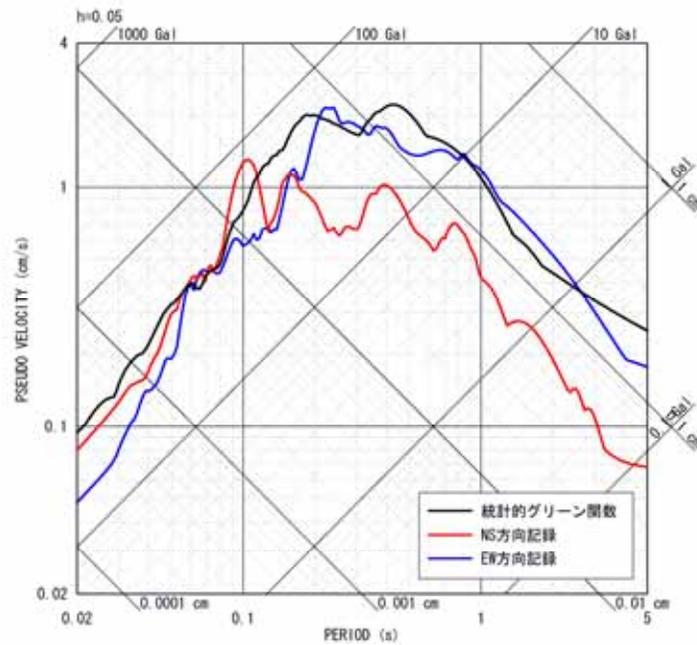
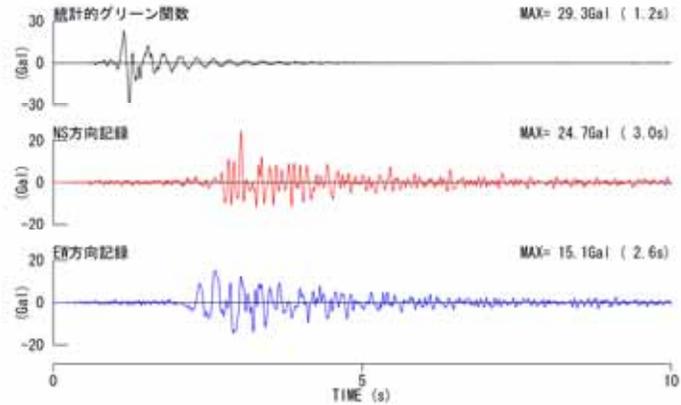
NS成分の周期0.2秒以上を除けば, 観測記録と統計的グリーン関数は整合的。

1991年の地震



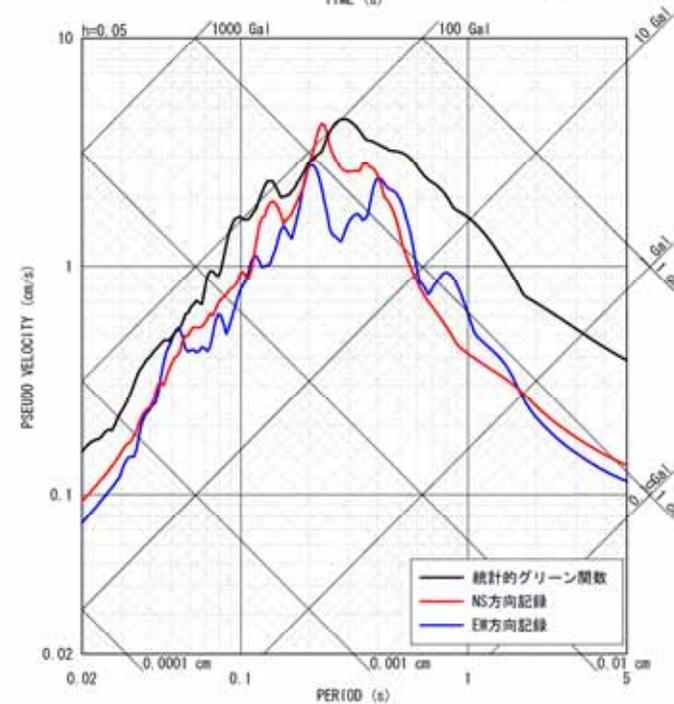
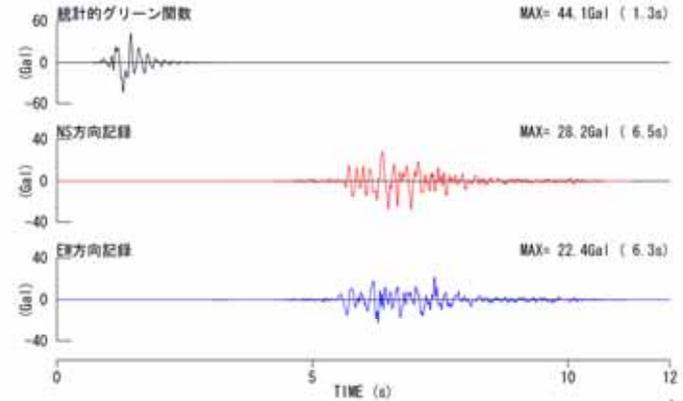
観測記録と統計的グリーン関数は, 周期0.5秒以上を除けば整合的。

2001年の地震



NS成分の周期0.2秒以上を除けば, 観測記録と統計的グリーン関数は整合的。

1991年の地震



観測記録と統計的グリーン関数は, 周期0.5秒以上を除けば整合的。