

### 3. 海溝型地震の震源及び地震動の地域性の調査

#### 3.1 地域ごとの震源特性の調査

##### 3.1.1 プレート間地震及び海洋プレート内地震の震源特性

###### (1) プレート間地震の震源特性の調査・分析

本検討では、国内外で発生したプレート間地震を対象に、地震モーメントと短周期レベルの関係に関する震源特性の地域性を調査・分析し、比較検討を行った。

ここでは、地震規模 $M_w$ が7以上の地震を調査対象とし、日本の太平洋プレートとフィリピン海プレート、国外のAlaska (& Aleutians)、Cascadia、Central America、New Zealand (& Kermadec, Tonga)、South America (Colombia, Peru, Central Chile, So. Chile)を検討対象地域とした(図3.1.1.1-1の赤線)。

調査した国内のプレート間地震の断層パラメータを表 3.1.1.1-1 に、国外のプレート間地震の断層パラメータを表 3.1.1.1-2 に示す。

図 3.1.1.1-2 に、表 3.1.1.1-1 及びに表 3.1.1.1-2 に示した国内外のプレート間地震の地震モーメント  $M_0$  と短周期レベル  $A$  との関係を、国内の地震については白丸印で、国外の地震については黒丸印で示す。図中、黒線は(3.1.1.1-1)式で表される、地震調査研究推進本部(2016)による強震動予測のためのレシピで採用されている壇・他(2001)の式で、黒実線は平均値で、黒点線はその2倍と1/2、灰色部分は外挿である。

$$A[\text{N}\cdot\text{m}/\text{s}^2]=2.46\times 10^{10}\times(M_0[\text{N}\cdot\text{m}]\times 10^7)^{1/3} \quad (3.1.1.1-1)$$

図中、緑線は、短周期レベルが地震モーメントの1/3乗に比例すると仮定した場合の、国内の地震データに基づく地震モーメント  $M_0$  と短周期レベル  $A$  の回帰式で、青線は、国外の地震データの回帰式である。図より、日本のプレート間地震の平均は既往の経験式(壇・他, 2001)より大きく、国外のプレート間地震の平均は既往の経験式(壇・他, 2001)よりやや小さめであることが分かる。

図 3.1.1.1-3 に、日本の太平洋プレートのプレート間地震の地震モーメント  $M_0$  と短周期レベル  $A$  との関係を示す。図中、同じ地震において、複数の研究による短周期レベルの値がある場合は、幾何平均を代表値として用い、最大値と最小値を縦線(ピンク色)で示した。図に

は、東北地方のプレート間地震を対象として提案された佐藤(2010)による地震モーメント  $M_0$  と短周期レベル  $A$  との経験式((3.1.1.1-2)式)も合わせて示す。

$$A[\text{N}\cdot\text{m}/\text{s}^2]=4.02\times 10^{10}\times(M_0[\text{N}\cdot\text{m}]\times 10^7)^{1/3} \quad (3.1.1.1-2)$$

図 3.1.1.1-4 に、日本のフィリピン海プレートのプレート間地震の地震モーメント  $M_0$  と短周期レベル  $A$  との関係を示す。

国外の検討対象地域のうち、プレート間地震の短周期レベルのデータが得られたのは、Central America と Central Chile の 2 地域であった。図 3.1.1.1-5 に Central America のプレート間地震の地震モーメント  $M_0$  と短周期レベル  $A$  との関係を、図 3.1.1.1-6 に Central Chile のプレート間地震の地震モーメント  $M_0$  と短周期レベル  $A$  との関係を示す。

図 3.1.1.1-7 と表 3.1.1.1-3 に検討対象地域ごとの地震モーメント  $M_0$  と短周期レベル  $A$  の回帰式をまとめて比較し、検討対象地域ごとの回帰式と壇・他(2001)による経験式の係数の比率を表 3.1.1.1-4 に比較する。

分析の結果、日本のプレート間地震の場合、太平洋プレートの地震の短周期レベルは、フィリピン海プレートの地震に比べて大きく、太平洋プレートを対象とした既往の経験式(佐藤, 2010)と整合している。一方、国外のプレート間地震の場合、Central America の地震の短周期レベルは、Central Chile の地震よりやや小さめであることが分かる。

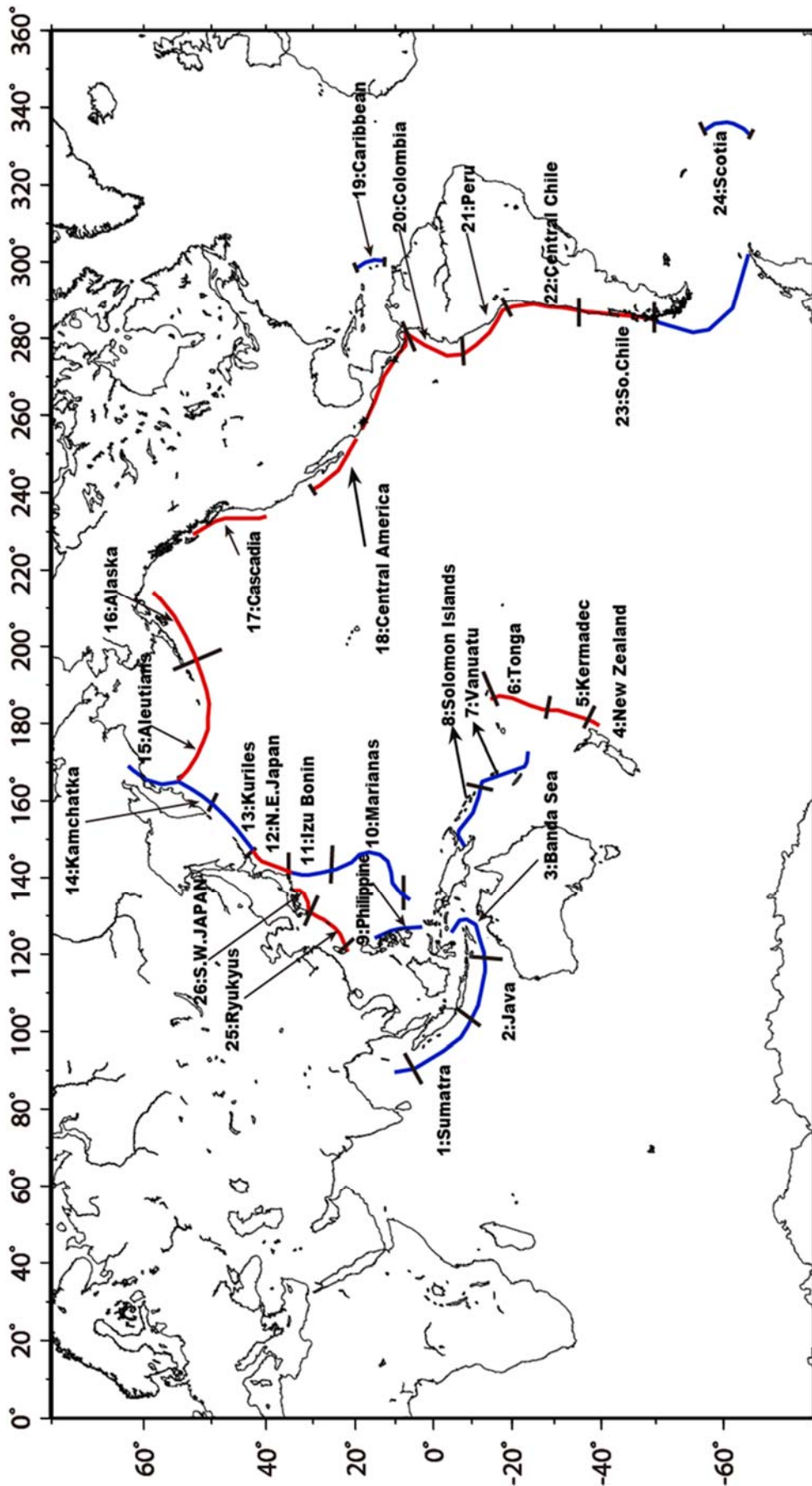


図3.1.1.1-1 プレート間地震の検討対象地域(赤線：本検討、赤線及び青線：地域区分)

表 3.1.1.1-1 国内のプレート間地震の断層パラメータの調査結果

(赤字：作図で使用した値)

地域番号	地域名	地震番号	地震名	発生日 年月日	震源位置			モーメント マグニチュード $M_w$ ( $M_0$ から 求めた)	地震 モーメント (論文) $M_0$ (Nm)	断層 長さ $L$ (km)	断層 幅 $W$ (km)	断層 面積 $S$ ( $\text{km}^2$ )	平均 応力 降下量 $d\sigma$ (MPa)	短周期レベル (St. Spectral Inversion) $A$ ( $\text{N}\cdot\text{m/s}^2$ )	短周期レベル (SMGA: Strong Motion Generation Area) $A$ ( $\text{N}\cdot\text{m/s}^2$ )	短周期 レベル 幾何平均 $A$ ( $\text{N}\cdot\text{m/s}^2$ )	コーナー 振動数 $f_c$ (Hz)	アスペリ ティの 応力降 下量 $\Delta\sigma_a$ (MPa)	アスペリ ティの 面積 $S_a$ ( $\text{km}^2$ )	アスペリ ティの 面積比 $S_a/S$	参考文献	備考
					緯度 [N]	経度 [E]	深さ [km]															
太平洋 (N.E.JAPAN)	10	塩屋崎沖 (福島県沖)	1938/5/23	36.6	141.3	0	7.5	2.50E+20	*	*	3540	*	*	9.9E+19 (背景領域含 む)	*	*	37	687 (312, 167, 208)	*	池田・他 (2008)	・植竹・他(2008)の 深部インバージョン 結果を特異化してい る ・平均すべり量が 全体平均すべり量 の1.25倍となる領 域をアスペリティと している ・アスペリティの面 積は「全体(アスペ リティ1, 2, 3)」で表 示する ・EGFで観測地点 の計算震度が5か4 になるように $\Delta\sigma_a$ (=3.1MPa)を推定 ・背景領域を含む 各領域のパラメー タと変異地震のパ ラメータとの比から Aを算定している ・背景領域の $\Delta\sigma_b$ 値(=3.1MPa)が再 現できない	
太平洋 (N.E.JAPAN)	11	塩屋崎沖 (福島県沖)	1938/11/5 17:43	36.9	141.9	43	7.6	3.70E+20	*	*	5100	*	*	8.1E+19 (背景領域含 む)	*	*	22	1380 (900, 480)	*	池田・他 (2008)	・植竹・他(2008)の 深部インバージョン 結果を特異化してい る ・平均すべり量が 全体平均すべり量 の1.25倍となる領 域をアスペリティと している ・アスペリティの面 積は「全体(アスペ リティ1, 2)」で表 示する ・EGFで観測地点 の計算震度が5か4 になるように $\Delta\sigma_a$ (=2.2MPa)を推定 ・背景領域を含む 各領域のパラメー タと変異地震のパ ラメータとの比から Aを算定している ・背景領域の $\Delta\sigma_b$ 値(=3.6MPa)が再 現できない	
太平洋 (N.E.JAPAN)	17	福島県沖	1982/7/23	36.2	142.0	30	7.0	3.92E+19	*	*	*	41.9	6.15E+19	*	*	*	*	*	*	加藤・他 (1998)	・Aは加速度観測ス ペクトルから推定	
太平洋 (N.E.JAPAN)	19	北海道南西 沖	1993/11/12 一日にち確 認	*	*	*	*	3.40E+20	200	70	14000	*	*	*	*	*	*	2300	*	Skarlatoudis et al. (2016)	M=7.62	
太平洋 (N.E.JAPAN)	同上	同上	1993/07/12	*	*	*	7.6	3.40E+20	200	70	14000	0.5	*	2.14E+19	*	*	5.1	*	*	植・他(2001), Mendoza et al(1993), Seno(2014)	L. W. $\Delta\sigma_a$ $\Delta\sigma_b$ asp→Seno(2014)	
太平洋 (N.E.JAPAN)	20	三陸はるか 沖	1994/12/28	*	*	*	*	4.40E+20	*	*	2800	*	*	*	*	*	*	2800	*	Skarlatoudis et al. (2016)	M=7.70	
太平洋 (N.E.JAPAN)	同上	同上	1994/12/28	40.5	143.5	26.0	7.7	4.89E+20	71	71	5070	*	*	*	*	*	*	*	*	Allen and Hayes (2017)	Mw=7.72, M0は GMTのチャートを用 いた	
太平洋 (N.E.JAPAN)	同上	同上	1994/12/28	*	*	*	7.7	4.00E+20	110	35	3850	4.5	*	9.83E+19	*	*	43.5	*	*	佐藤(2010), Seno(2014)	L. W. $\Delta\sigma_a$ $\Delta\sigma_b$ asp→Seno(2014)	
太平洋 (N.E.JAPAN)	同上	同上	1994/12/28	*	*	*	*	3.99E+20	*	140	15400	*	*	*	*	*	*	2600	*	Skarlatoudis et al. (2016)	M=7.67	
太平洋 (N.E.JAPAN)	同上	同上	1994/12/28	40.4	143.7	0.0	*	*	110	140	15400	*	*	*	*	*	*	*	*	武村・他 (2008)	・断層規模は永井 他(2001)	



表 3.1.1.1-1 国内のプレート間地震の断層パラメータの調査結果 (つづき)

(赤字：作図で使用した値)

地域 番号	地域名	地震 番号	地震名	発生日 年月日	震源位置			モーメント マグニ チュード [km]	地震 モーメント (論文) [Nm]	断層 長さ (km)	断層 幅 (km)	断層 面積 (km <sup>2</sup> )	平均 応力 低下量 [MPa]	短周期レベル (SE Spectral Inversion) [N・m/s <sup>2</sup> ]	短周期レベル (SMGA, Strong Motion Generation Area) [N・m/s <sup>2</sup> ]	短周期 レベル 観測平均 [N・m/s <sup>2</sup> ]	コーナー 振動数 [Hz]	アスペリ ティの 応力降 下量 [MPa]	アスペリ ティの 面積 [km <sup>2</sup> ]	アスペリ ティの 面積比	参考文献	備考	
					緯 度 [N]	経 度 [E]	深 さ [km]																
12	太平洋 (N.E.JAPAN)	23	十勝沖	2003/9/26 04:50	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	8.5E+19	*	*	*	*	田島・他 (2013)	・菅江・川辺 (2004) のEGFフォワードモ デリング SMGA断 面積1392km <sup>2</sup> SMGAモーメント 3.51E+20Nm		
	太平洋 (N.E.JAPAN)	同上	同上	2003/9/26 04:50	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	1.15E+20	8.61E+19	*	*	*	田島・他 (2013)	・岡編・他 (2006)の EGFフォワードモ デリング SMGA断 面積1538km <sup>2</sup> SMGA モーメント 3.85E+20Nm		
	太平洋 (N.E.JAPAN)	同上	同上	2003/9/26 04:50	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	6.5E+19 (最小)	*	*	*	*	田島・他 (2013)	・Morkawa et al. (2006)のEGFフォ ワードモデリング SMGA断面積 800km <sup>2</sup> SMGAモー メント2.06E+20Nm		
	太平洋 (N.E.JAPAN)	同上	同上	2003/9/26 04:50	*	*	45	*	2.20E+21	70	120	8400	*	1.33E+20 (最大)	*	*	20.4	*	*	佐藤(2010), Seno(2014)	L.W. 2.0. 2.0 ass-Seno(2014)		
	太平洋 (N.E.JAPAN)	同上	同上	2003/9/26 04:50	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	8.63E+19	*	*	*	*	田島・他 (2013)	・菅江・川辺 (2004) 岡編・他 (2006), Morkawa et al. (2006)のEGF SMGA断面積 1196km <sup>2</sup> SMGA モーメント 3.06E+20Nm		
	太平洋 (N.E.JAPAN)	同上	同上	2003/9/26 04:50	42.33 (基準点)	145.22 (基準点)	0 (基準点)	8.2	2.20E+21	130	100	13000	25	*	*	*	*	*	*	中村・他 (2018)	・断層形状と位置 は1952年十勝沖地 震の震源 (1975)モ デルを参考 ・地震モーメントは Koketsu et al.(2004)のメン バージョン結果を 使用 ・走向220度、傾斜 20度 ・V=2.7km/s (中央 防災会議)		
	太平洋 (N.E.JAPAN)	同上	同上	2003/9/26 04:50	*	*	*	*	2.90E+21	*	94	22400	*	*	*	*	*	*	*	4800	0.14	田島・他 (2013)	・Honda et al. (2004) 遠地データ 使用 平均すべり 2.4m アスペリテイ すべり4.6m Wは定 谷式の面積を平方 根して算定
	太平洋 (N.E.JAPAN)	同上	同上	2003/9/26 04:50	*	*	*	*	2.20E+21	*	150	12000	*	*	*	*	*	*	*	1700	0.13	田島・他 (2013)	・Koketsu et al. (2004) 遠地データ 使用 平均すべり 3.1m アスペリテイ すべり5.5m Wは定 谷式の面積を平方 根して算定
	太平洋 (N.E.JAPAN)	同上	同上	2003/9/26 04:50	*	*	*	*	1.70E+21	*	110	22100	*	*	*	*	*	*	*	4900	0.26	田島・他 (2013)	・Yagi (2004) 遠地 データと遠地デー タ使用 平均すべり 1.5m アスペリテイ すべり3.3m Wは定 谷式の面積を平方 根して算定
	太平洋 (N.E.JAPAN)	同上	同上	2003/9/26 04:50	*	*	*	*	1.00E+21	*	149	8800	*	*	*	*	*	*	*	3200	0.35	田島・他 (2013)	・Yamanaka and Kikuchi (2003) 遠 地データと遠地デー タ使用 平均すべり 1.1m アスペリ ティすべり3.8m W は定谷式の面積を 平方根して算定
	太平洋 (N.E.JAPAN)	同上	同上	2003/9/26 04:50	*	*	*	*	1.81E+21	*	149	15121	*	*	*	*	*	*	*	3200	0.35	田島・他 (2013)	・Honda et al. (2004), Koketsu et al., Yagi (2004), Yamanaka and Kikuchi (2003) の平均 遠地デー タと遠地データ使 用 平均すべり2.2m アスペリテイすべり 4.3m

表 3.1.1.1-1 国内のプレート間地震の断層パラメータの調査結果 (つづき)

(赤字：作図で使用した値)

地域番号	地域名	地震番号	地震名	発生日 年月日	震源位置			モーメント マグニチュード $M_w$ (MOGから 求めた)	地震 モーメント (論文) $M_0$ (Nm)	断層 長さ $L$ (km)	断層 幅 $W$ (km)	断層 面積 $S$ (km <sup>2</sup> )	平均 応力 降下量 $\Delta\sigma$ (MPa)	短期レベル (St Spectral Inversion) $A$ (N <sup>2</sup> m/s <sup>2</sup> )	短期レベル (SMGA: Strong Motion Generation Area) $A$ (N <sup>2</sup> m/s <sup>2</sup> )	短期 レベル 幾何平均 $A$ (N <sup>2</sup> m/s <sup>2</sup> )	コーナ ー 振動数 $f_c$ (Hz)	アスペリ ティの 応力降 下量 $\Delta\sigma_c$ (MPa)	アスペリ ティの 面積 $S_c$ (km <sup>2</sup> )	アスペリ ティの 面積比 $S_c/S$	参考文献	備考	
					緯度 [N]	経度 [E]	深さ [km]																
太平洋 (N.E.JAPAN)	27	宮城県沖	2011/3/9	*	*	23	7.2	7.97E+19	*	*	*	*	5.97E+19	*	*	*	*	*	*	佐藤(2012)	表1, スベクトルイン バーション。		
太平洋 (N.E.JAPAN)	同上	同上	2011/3/9	38.4	142.8	32.0	*	*	40	36	1740	*	*	*	*	*	*	*	*	Allen and Hayes (2017)	$M_w=7.32$ ・ $M_{00}$ は、佐藤(2012) で作図した		
太平洋 (N.E.JAPAN)	28	東北地方太平洋沖	2011/3/11	38.1	142.9	24	9.0	4.22E+22	*	*	*	*	*	1.71E+20	*	*	20.4, 21.6, 15.7, 10.5, 23.1	40km x 40km, 50km x 50km, 21km x 21km, 28km x 28km, 30km x 30km	*	川辺・藤江 (2013)	・ $M_w=9.0$ ・EGFを用いたフォー ワードモデリング、 周期0.1~10秒を対 象とする ・アスペリティ幅に はSMGA1+ SMGA2の値を記入 ・SMGAのMOGの粗 細は0.02E21Nm で、SMGA2の粗 (4.2E22Nm)の約 3% ・ $v_r=2.5$ km/s ・走向195度、傾斜 13度 ・短期レベル(論 文表示なし)は SMGA/パラメータか ら算定 ・MOG、震・他 (2013)で作図した		
太平洋 (N.E.JAPAN)	同上	同上	2011/3/11	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	1.74E+20	*	*	*	*	*	田島・他 (2013)	・Kurahashi and Irikura (2013)の EGF/フォワードモデ リング SMGA総面積 積5629m <sup>2</sup> SMGA モーメント 1.76E+21Nm		
太平洋 (N.E.JAPAN)	同上	同上	2011/3/11	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	1.67E+20 (震央)	*	*	*	*	*	田島・他 (2013)	・Asano and Iwata (2012)のEGF/フォ ワードモデリング SMGA総面積 3042m <sup>2</sup> SMGA モーメント 1.41E+21Nm		
太平洋 (N.E.JAPAN)	同上	同上	2011/3/11	38.036, 37.863, 36.892, 36.937	142.180, 141.093, 140.941	48.0, 36.6, 50.9, 54.8	*	*	*	*	*	*	*	3.51E+20 (震央) (2.03E+20, 2.84E+20, 9.90E+19, 4.95E+19)	*	*	39.77, 25.85, 29.10, 20.57	11475, 2025, 8100, 900, 450	*	佐藤(2012)	・4つのSMGAモデル、 ・SMGAのパラメー タは表2。 ・経験的グリーン関 数法による推定。		
太平洋 (N.E.JAPAN)	同上	同上	2011/3/11	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	3.51E+20	*	*	*	*	*	田島・他 (2013)	・佐藤(2012)の EGF/フォワードモデ リング SMGA総面積 積11475m <sup>2</sup> SMGAモーメント 9.62E+21Nm		
太平洋 (N.E.JAPAN)	同上	同上	2011/3/11	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	1.74E+20	*	*	*	*	*	田島・他 (2013)	・川辺・藤江 (2013) のEGF/フォワードモ デリング SMGA総 面積6300m <sup>2</sup> SMGAモーメント 2.08E+21Nm		
太平洋 (N.E.JAPAN)	同上	同上	2011/3/11	*	*	*	*	4.81E+22	*	187	85082	*	*	2.05E+20	*	*	*	*	19167	0.23	田島・他 (2013)	・Hayes (2011), Kobetsu et al. (2011), Shao et al. (2011), Yagi and Fuahata (2011), Yokota et al. (2011)の平均値、平均 すべり11.0m、ア スペリティすべり 28.8m 最大すべり 41.8m ・Kurahashi and Irikura (2013), Asano and Iwata (2012), 佐藤 (2012), 川辺・藤江 (2013)の平均値 SMGA総面積 6730m <sup>2</sup> SMGA モーメント 2.65E+21Nm	
太平洋 (N.E.JAPAN)	同上	同上	2011/3/11	39.0 (基準 点)	143.8 (基準 点)	5 (基準 点)	*	4.00E+22	400	200	400 x 200	25	*	*	*	*	*	*	*	*	中村・他 (2015)	・走向200度、傾斜 15度 ・ $v_r=2.5$ km/s	
太平洋 (N.E.JAPAN)	同上	同上	2011/3/11	*	*	*	*	4.90E+22	*	260	143000	*	*	*	*	*	*	*	*	32000	0.22	田島・他 (2013)	・Hayes (2011) 運 地データ使用、平均 すべり6.2m、アスペ リティすべり11.2m 最大すべり33.5m
太平洋 (N.E.JAPAN)	同上	同上	2011/3/11	*	*	*	*	3.80E+22	*	150	72000	*	*	*	*	*	*	*	*	16200	0.23	田島・他 (2013)	・Kobetsu et al. (2011) 運地データ と運地データと津波 データ使用、平均す べり10.0m、アスペ リティすべり22.5m、最 大すべり33.5m

表 3.1.1.1-1 国内のプレート間地震の断層パラメータの調査結果 (つづき)

(赤字：作図で使用した値)

地域 番号	地域名	地震 番号	地震名	発生日 年月日	震源位置			モーメント マグニ チュード M <sub>w</sub> (M0から 求めた)	地震 モーメント (論文) M <sub>0</sub> (N・m)	断層 長さ L (km)	断層 幅 H (km)	断層 面積 S (km <sup>2</sup> )	平均 応力 降下量 Δσ (MPa)	短周期レベル (Sl. Spectral Inversion) A (N・m/s <sup>2</sup> )	短周期レベル (SMGA: Strong Motion Generation Area) A (N・m/s <sup>2</sup> )	短周期 レベル 幾何平均 A (N・m/s <sup>2</sup> )	コーナー 振動数 f <sub>c</sub> (Hz)	アスペリ ティの 応力降 下量 Δσ <sub>a</sub> (MPa)	アスペリ ティの 面積 S <sub>a</sub> (km <sup>2</sup> )	アスペリ ティの 面積比 S <sub>a</sub> /S	参考文献	備考	
					緯度 [N]	経度 [E]	深さ [km]																
12	太平洋 (N.E.JAPAN)	同上	同上	2011/3/11	*	*	*	*	5.75E+22	*	180	67500	*	*	*	*	*	*	16500	0.24	田島・他 (2013)	*Shao et al. (2011) 遠地データ使用 平均すべり16.8m ア スベリすべり 41.3m 最大すべり 59.8m	
	太平洋 (N.E.JAPAN)	同上	同上	2011/3/11	*	*	*	*	5.70E+22	*	180	79200	*	*	*	*	*	*	16800	0.21	田島・他 (2013)	*Yagi and Fukahata (2011) 遠地データ使用 平均 すべり15.2m ア スベリすべり 35.1m 最大すべり 51.2m	
	太平洋 (N.E.JAPAN)	同上	同上	2011/3/11	*	*	*	*	4.20E+22	*	180	81000	*	*	*	*	*	*	18000	0.22	田島・他 (2013)	*Yokota et al. (2011) 強震データ と遠地データと測 地データと津波 データ使用 平均す べり10.0m アスペリ ティすべり24.6m 最 大すべり35.3m	
	太平洋 (N.E.JAPAN)	同上	同上	2011/3/11	*	*	*	*	4.81E+22	*	187	85082	*	*	*	*	*	*	19167	0.23	田島・他 (2013)	*Hayes (2011). Koketsu et al. (2011). Yokota et al. (2011). Shao et al. (2011). Yagi and Fukahata (2011). Yokota et al. (2011)の平均。強 震データと測地デ ータと津波データ使 用 平均すべり 11.0m アスペリティ すべり26.8m 最大 すべり41.9m	
	太平洋 (N.E.JAPAN)	同上	同上	2011/3/11	38.3	142.4	24.4	*	*	369	176	45300	*	*	*	*	*	*	*	*	*	Allen and Hayes (2017)	Mw=9.04
	太平洋 (N.E.JAPAN)	同上	同上	2011/3/11	*	*	*	*	*	*	*	200 x 500	*	*	*	*	*	*	*	*	*	小山・都筑 (2014)	*Mw9.0
	太平洋 (N.E.JAPAN)	同上	同上	2011/3/11	*	*	*	*	4.20E+22	*	180	81000	*	*	*	*	*	*	*	18900	*	Skarlatouli et al. (2016)	M=9.02
	太平洋 (N.E.JAPAN)	同上	同上	2011/3/11	38.3	142.4	24.4	*	4.00E+22	380	200	76000	*	*	*	*	*	*	*	*	*	Lay et al. (2011)	Mw=9.0; Davg=15.9m; Dmax=63m; 傾斜角 =10°
	太平洋 (N.E.JAPAN)	同上	同上	2011/3/11	38.3	142.3	30以浅	*	3.90E+22	300	150	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	Ammon et al. (2011)	plate boundary. Mw=9.0. MOIはW- phase inversionの 結果. moment rate functionの結果 M0=3.6E+22. L & Wはslip次の範囲よ り. 余震域では L=500km & W=200km
	太平洋 (N.E.JAPAN)	同上	同上	2011/3/11	*	*	*	*	3.80E+22	500	200	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	Fuji et al. (2011)津波	interplate earthquake. Mw=9.0. 剛性率= 5.0E+10 N/m <sup>2</sup> を仮 定
太平洋 (N.E.JAPAN)	同上	同上	2011/3/11	*	*	*	9.0	4.22E+22	500	200	100000	*	*	*	*	*	*	*	*	*	堀・他(2013)		

表 3.1.1.1-1 国内のプレート間地震の断層パラメータの調査結果 (つづき)

(赤字：作図で使用した値)

地域 番号	地域名	地震 番号	地震名	発生日 年月日	震源位置			モーメント マグニ チュード M <sub>w</sub> (M <sub>0</sub> から 求めた)	地震 モーメント (論文) M <sub>0</sub> (Nm)	断層 長さ L (km)	断層 幅 W (km)	断層 面積 S (km <sup>2</sup> )	平均 応力 降下量 Δσ (MPa)	短周期レベル (SE Spectral Inversion) A (N・m/s <sup>2</sup> )	短周期レベル (SMGA: Strong Motion Generation Area) A (N・m/s <sup>2</sup> )	短周期 レベル 幾何平均 A (N・m/s <sup>2</sup> )	コーナ ー 振動数 f <sub>c</sub> (Hz)	アスペリ ティの 応力降 下量 Δσ <sub>a</sub> (MPa)	アスペリ ティの 面積 S <sub>a</sub> (km <sup>2</sup> )	アスペリ ティの 面積比 S <sub>a</sub> /S	参考文献	備考
					緯 度 [N]	経 度 [E]	深 さ [km]															
26	フィリピン海 (S.W.JAPAN)	5	関東地震	1923/9/1	*	*	*	7.9	1.00E+21	130	70	9100	*	*	6.40E+19 (SMGA+背景) 6.00E+19(SMGA のみ)	*	*	(14.5, 21.8)	1350 (600, 750)	0.148	佐藤(2016c)	-2つのSMGAと背 景領域のモデル。 -SMGAのパラメー タはTable1。 -統計的グリーン関 数法による震度の 推定。
	フィリピン海 (S.W.JAPAN)	同上	同上	1923/9/1	*	*	*	*	7.60E+20	*	*	2340	*	*	*	*	*	*	2210	*	Skarlatoudis et al. (2016)	M=7.85
	フィリピン海 (S.W.JAPAN)	同上	同上	1923/9/1	34.92	139.89	*	*	*	93	53	4929	*	*	*	*	*	*	*	*	Kuroki et al. (2004)	M=7.9; fault parameters by Matsuura and Iwasaki (1983);
	フィリピン海 (S.W.JAPAN)	同上	同上	1923/9/1	*	*	*	*	8.50E+20	*	*	6900	*	*	*	*	*	*	*	*	Kanamori and Anderson (1975)	M=8.2
	フィリピン海 (S.W.JAPAN)	同上	同上	1923/9/1	35.4	139.2	14.6	*	1.10E+21	130	70	9100	*	*	*	*	*	*	*	*	Kobayashi and Koketsu (2005)	interplate event, M=8.0. M0は測地 学、遠地震、強 震動のインバーシ ョン 結果より
	フィリピン海 (S.W.JAPAN)	9	日向灘	1968/4/1	*	*	*	7.5	2.50E+20	*	*	1377	*	*	*	*	*	*	1053	*	Skarlatoudis et al. (2016)	M=7.53

表 3.1.1.1-2 国外のプレート間地震の断層パラメータの調査結果

(赤字：作図で使用した値)

地域番号	地域名	地震番号	地震名	発生日 年月日	震源位置			モーメントマグニチュード $M_w$ ( $M_0$ から求めた)	地震モーメント (論文) $M_0$ (Nm)	断層長さ $L$ (km)	断層幅 $W$ (km)	断層面積 $S$ (km <sup>2</sup> )	短周期レベル (SI: Spectral Inversion) $A$ (N·m/s <sup>2</sup> )	短周期レベル (SMGA: Strong Motion Generation Area) $A$ (N·m/s <sup>2</sup> )	短周期レベル 幾何平均 $A$ (N·m/s <sup>2</sup> )	コーナー振動数 $f_c$ (Hz)	アスペリティの応力降下量 $D_p$ (MPa)	アスペリティの面積 $S_p$ (km <sup>2</sup> )	アスペリティの面積比 $S_p/S$	参考文献	備考	
					緯度 [N]	経度 [E]	深さ [km]															
18	Central America	117	-	1979/3/14	17.78	-101.37	28.7	7.4	1.50E+20	95	95	9025	8.14E+18	*	*	*	1.3	*	*	堀・他(2001). Seno(2014). 震源位置globalCMT参照	L. W. $\Delta\sigma$ , $\Delta\sigma_{asp}$ → Seno(2014). *震源位置globalCMT参照	
	Central America	同上	Mar.14.1979, Petatlan	1979/3/14	17.46	-101.46	15	*	1.50E+20	*	*	5027	*	*	*	*	*	*	*	Mendoza, C. (1995)	$M_w=7.6$ , $M_w=[\log(1.5e+27)-16.1]/1.5=7.4$ 解断層域: 120×120km, 全すべり領域半径40km, $\pi \times 40 \times 40=5027\text{km}^2$ $\Delta\sigma_p = 7/16 \times 1.5 \times 10^7/40000^2/10^1=1.0$ MPa $V_r=3.3\text{km/s}$	
	Central America	同上	-	1979/3/14	17.31	-101.35	*	*	1.75E+20	70	64	4480	*	*	*	*	*	*	*	Singh et al. (1981)	$M_w=7.6$	
	Central America	同上	-	1979/3/14	17.46	101.46	15	*	5.50E+20	120	120	14400	*	*	*	*	*	*	*	Mikumo et al. (1998)	$M_w=7.62$ , Depth 2km-30km, $D_{max}=1.2\text{m}$	
	Central America	同上	-	1979/3/14	17.46	101.46	15	*	1.37E+20	120	120	14400	*	*	*	*	0.558 (1asp) 0.504 (2asps)	3.8E+03	*	*	Ramirez-Gaytan et al.(2014)	$M_w=7.39$ , $D=0.288\text{m}$ , 傾斜角=14°
	Central America	同上	-	1979/3/14	17.46	-101.45	*	*	*	95	48	4513	*	*	*	*	*	*	*	*	Santoyo et al. (2005)	$M_w=7.4$ , $L=2W$ , 剛性率3.5e11dyncm <sup>2</sup> , ポアソン比0.25.
	Central America	118	Playa Azul	1981/10/25	18.28	-102	31.8	7.4	1.35E+20	53	53	2809	5.19E+19	*	*	*	*	33.7	*	*	堀・他(2001). Seno(2014). 震源位置globalCMT参照	L. W. $\Delta\sigma$ , $\Delta\sigma_{asp}$ → Seno(2014). MDはCMTのデータを用いた。 *震源位置globalCMT参照
	Central America	同上	Oct.25.1981, Playa Azul Sep.21.1985, Zihuatanejo	1981/10/25	*	*	*	*	7.14E+19	*	*	707	*	*	*	*	*	*	*	*	Mendoza, C. (1993)	$V_r=0.7$ , $\beta=2.6\text{km/s}$ , $\beta=3.7\text{km/s}$ すべり領域: 半径15km (Playa Azul), 半径30km (Zihuatanejo) $M_w=7.3$ , $M_w=[\log(7.14e+26)-16.1]/1.5=7.17$ (Playa Azul) $M_w=7.6$ , $M_w=[\log(1.35e+27)-16.1]/1.5=7.25$ (Zihuatanejo), $\Delta\sigma=1.8$
Central America	同上	Playa Azul	1981/10/25	17.75	102.25	1.4E+01	*	8.50E+20	60	70	4200	*	*	*	*	*	*	*	*	Mikumo et al. (1998)	$M_w=7.43$ , Depth 6km-23km, $D_{max}=3.5\text{m}$	
Central America	同上	Playa Azul	1981/10/25	17.74	102.24	1.5E+01	*	8.49E+19	60	70	4200	*	*	*	*	3.049 (1asp)	4.0E+02	*	*	Ramirez-Gaytan et al.(2014)	$M_w=7.25$ , $D=0.748\text{m}$ , 傾斜角=14°	
Central America	同上	Playa Azul	1981/10/25	17.75	-102.25	*	*	*	48	24	1152	*	*	*	*	*	*	*	*	Santoyo et al. (2005)	$M_w=7.2$ , $L=2W$ , 剛性率3.5e11dyncm <sup>2</sup> , ポアソン比0.25.	

表 3.1.1.1-2 国外のプレート間地震の断層パラメータの調査結果 (つづき)

(赤字：作図で使用した値)

地域番号	地域名	地震番号	地震名	発生日 年月日	震源位置			モーメントマグニチュード $M_w$ ( $M_0$ から求めた)	地震モーメント $M_0$ (Nm)	断層長さ $L$ (km)	断層幅 $W$ (km)	断層面積 $S$ (km <sup>2</sup> )	短周期レベル (SE Spectral Inversion) $A$ (N·m/s <sup>2</sup> )	短周期レベル (SMGA: Strong Motion Generation Area) $A$ (N·m/s <sup>2</sup> )	短周期レベル 幾何平均 $A$ (N·m/s <sup>2</sup> )	コーナー振動数 $f_c$ (Hz)	アスペリティの応力降下量 $D_p$ (MPa)	アスペリティの面積 $S_p$ (km <sup>2</sup> )	アスペリティの面積比 $S_p/S$	参考文献	備考	
					緯度 [N]	経度 [E]	深さ [km]															
18	Central America	120	Michoacan	1985/9/19	17.91	-101.99	21.3	8.1	2.00E+21	135	90	12150	*	4.16E+19 (最大)	*	3.0	*	*	*	増・他(2001), Seno(2014)	・震源位置globalCMT参照	
	Central America	同上	メキシコ・Michoacan地震	1985/9/19	*	*	*	*	1.10E+21	*	*	*	2.41E+19 (最小)	*	3.17E+19	0.024	*	*	*	友澤・他(2018)	・スペクトルインバージョン解析による震源スペクトルの推定。 ・地震モーメントは、Global CMT解。 ・震源スペクトルにω二乗スペクトルを当てはめては詳細。応力降下量ΔσはBrune(1970)による。 ・メキシコ地域の結果、Q(ν)=80 <sup>ν</sup> 程度。β=3.7, Δσ=1.85	
	Central America	同上	メキシコ・Michoacan地震	1985/9/19	*	*	*	*	1.10E+21	*	*	*	2.41E+19	*	*	0.024	*	*	*	友澤・他(2018)	・スペクトルインバージョン解析による震源スペクトルの推定。 ・地震モーメントは、Global CMT解。 ・震源スペクトルにω二乗スペクトルを当てはめては詳細。応力降下量ΔσはBrune(1970)による。 ・メキシコ地域の結果、Q(ν)=80 <sup>ν</sup> 程度。β=3.7, Δσ=1.85	
	Central America	同上	Michoacan	1985/9/19	18.1	102.7	17.0	*	3.90E+21	180	140	25200	*	*	*	*	*	80km×55km 45km×60km 30km×60km	*	Mikumo et al (1998)	Mw=8.05, Depth 6km-40km, Dmax=4km MOIはGMTのデータを用いた	
	Central America	同上	Michoacan	1985/9/19	18.2	102.6	17.0	*	1.15E+21	180	139	25020	*	*	*	*	1.577 (Tasp) 1.442 (Zasp)	3127.5	*	Ramirez-Gaytan et al(2014)	Mw=8.01; D=1.39m; 傾斜角=14°	
	Central America	同上	Michoacan	1985/9/19	17.8	-102.5	*	*	1.10E+21	180	90	16200	*	*	*	*	*	*	*	Santoyo et al (2005)	Mw=8.1; L=2W; 異性率3.5e11dyne/cm <sup>2</sup> ホアソン比0.25 MOIはGMTのデータを用いた	
	Central America	同上	Michoacan	1985/9/19	*	*	*	*	*	180	140	25200	*	*	*	*	*	*	*	*	Mikumo et al (1999)	Mw=8.1; thrust; 傾斜角=14°
	Central America	同上	Michoacan	1985/9/19	*	*	*	*	1.15E+21	180	139	25020	*	*	*	*	*	*	5004.0	*	Skarlatoudis et al (2016)	M=7.97
	Central America	同上	Michoacan	1985/9/19	*	*	*	*	*	170	80	13600	*	*	*	*	*	*	*	*	Houston and Kanamori (1990)	subduction-zone earthquake, Mw=8.0
	Central America	121	Zhuatanejo	1985/9/21	17.62	-101.82	20.0	*	9.00E+20	90	90	8100	*	*	*	*	*	*	*	Mikumo et al (1998)	Mw7.66; Depth 12km-26km; Dmax=2m	
	Central America	同上	Zhuatanejo	1985/9/21	17.60	-101.82	20.0	*	1.53E+20	90	90	3500	*	*	*	*	*	3.284 (Tasp)	1250	*	Ramirez-Gaytan et al(2014)	Mw=7.42; D=1.029m; 傾斜角=14°; Le (effective length), We (effective width), S (dimension of rupture area)
	Central America	同上	Zhuatanejo	1985/9/21	17.62	-101.82	*	*	*	80	40	3200	*	*	*	*	*	*	*	*	Santoyo et al (2005)	Mw=7.5; L=2W; 異性率3.5e11dyne/cm <sup>2</sup> ホアソン比0.25;

表 3.1.1.1-2 国外のプレート間地震の断層パラメータの調査結果 (つづき)

(赤字：作図で使用した値)

地域番号	地域名	地震番号	地震名	発生日 年月日	震源位置			モーメントマグニチュード	地震モーメント (論文) $M_0$ (Nm)	断層長さ $L$ (km)	断層幅 $W$ (km)	断層面積 $S$ (km <sup>2</sup> )	短周期レベル (SI: Spectral Inversion) $A$ (N·m/s <sup>2</sup> )	短周期レベル (SMGA: Strong Motion Generation Area) $A$ (N·m/s <sup>2</sup> )	短周期レベル 幾何平均 $A$ (N·m/s <sup>2</sup> )	コーナー 変動数 $f_c$ (Hz)	アスペリ ティの 応力降下 量 $D_0$ (MPa)	アスペリ ティの面積 $S_0$ (km <sup>2</sup> )	アスペリ ティの面積 比 $S_0/S$	参考文献	備考
					緯度 [N]	経度 [E]	深さ [km]														
18	Central America	185	Zhuatanejo	1985/9/21	17.57	-101.42	20.8	7.4	1.35E+20	53	53	2809	3.96E+19 (最大)	*	*	*	33.7	*	*	福+他(2001), Mendoza et al (1992))	・震源位置globalCMT 参照
	Central America	同上	メキシコ・ Michoacan 地震の 最大余震	1985/9/21	*	*	*	*	2.49E+20	*	*	*	1.98E+19 (最小)	*	2.80E+19	0.045	*	*	*	友澤+他(2018)	・発生日は、論文不記 載より、globalCMT解 で採得 ・スペクトルインバー ジョン解析による震源 スベクトルの推定。 ・地震モーメントは、 Global CMT解 ・震源スベクトルにω 二乗スベクトルを当て はめてfcを評価。応 力降下量Δσは Brune(1970)による。 β=3.7, Δσ=2.89
	Central America	同上	Zhuatanejo	1985/9/21	*	*	*	7.4	1.35E+20	53	60	3150	*	*	*	*	*	1350	*	Skarlatoudis et al (2016)	M=7.35
22	Central Chile	195	Sep.16.20 15, Illapel	2015/9/16	-31.637	-71.741	25	*	3.30E+21	200	140	28000	*	*	*	*	*	*	*	Okuwaki,R., Yagi,Y., Aránguiz, R., González Icaz, J., and González Icaz, G. (2016)	Mw=8.3 解析領域:長さ200km ×幅140km (electronic supplementary material)
	Central Chile	同上	チリ・ Illapel 地震	2015/9/16	*	*	*	*	3.23E+21	*	*	*	7.18E+19	*	*	0.024	*	*	*	友澤+他(2018)	・スペクトルインバー ジョン解析による震源 スベクトルの推定。 ・地震モーメントは、 Global CMT解。 ・震源スベクトルにω 二乗スベクトルを当て はめてfcを評価。応 力降下量Δσは Brune(1970)による。 ・チリ地域の地震、 Q(f)=200 <sup>0.8</sup> 程度。β =3.7, Δσ=6.04

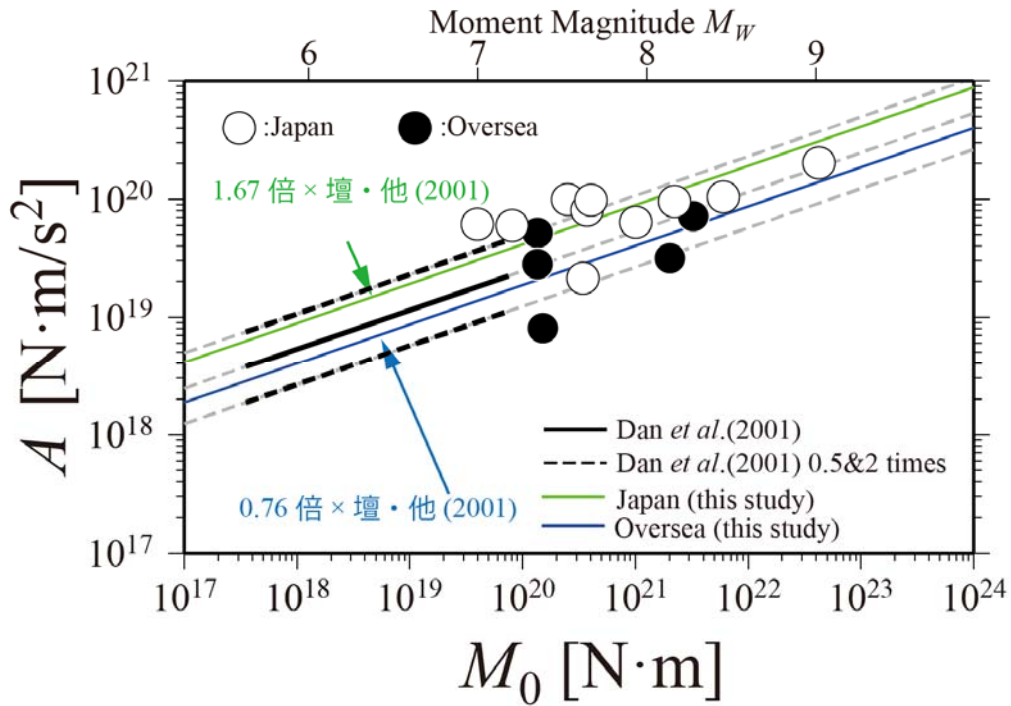


図 3.1.1.1-2 国内外のプレート間地震の地震モーメント  $M_0$  と短周期レベル  $A$  との関係

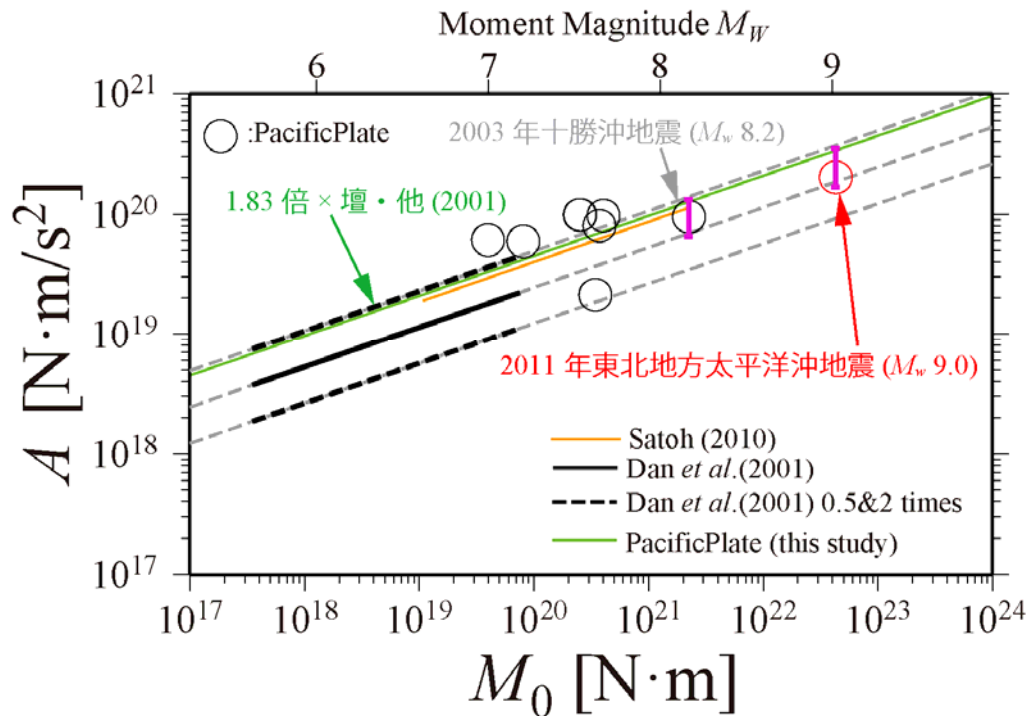


図 3.1.1.1-3 日本の太平洋プレートのプレート間地震の  
地震モーメント  $M_0$  と短周期レベル  $A$  との関係



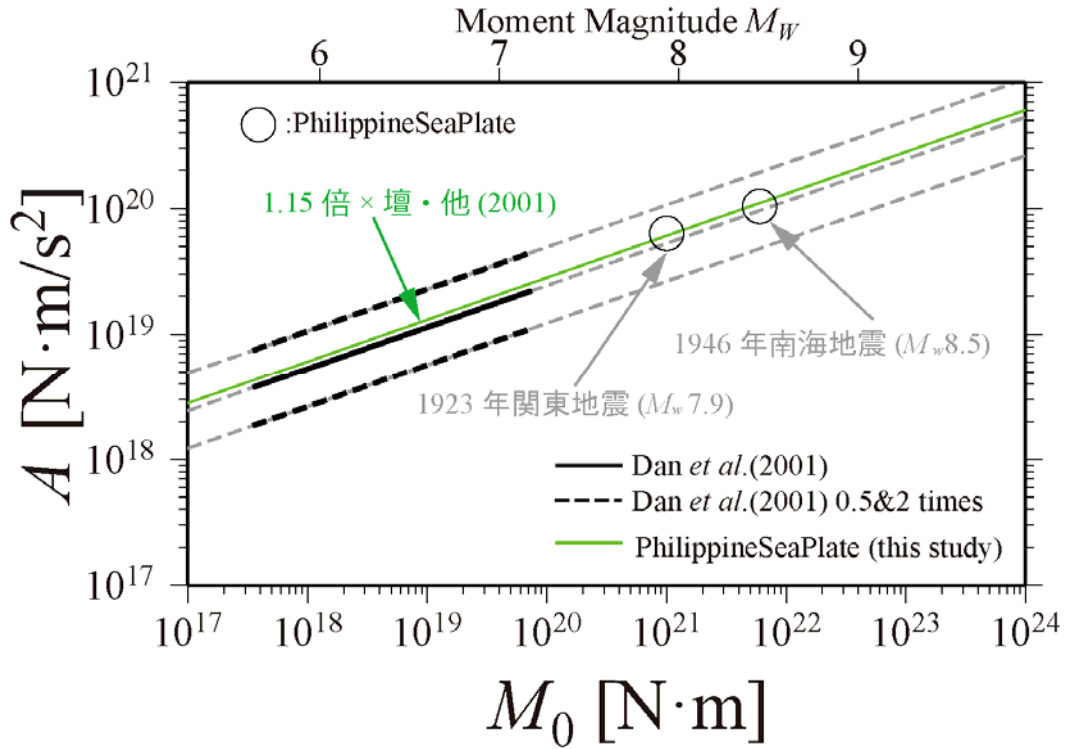


図 3.1.1.1-4 日本のフィリピン海プレートのプレート間地震の地震モーメント  $M_0$  と短周期レベル  $A$  との関係

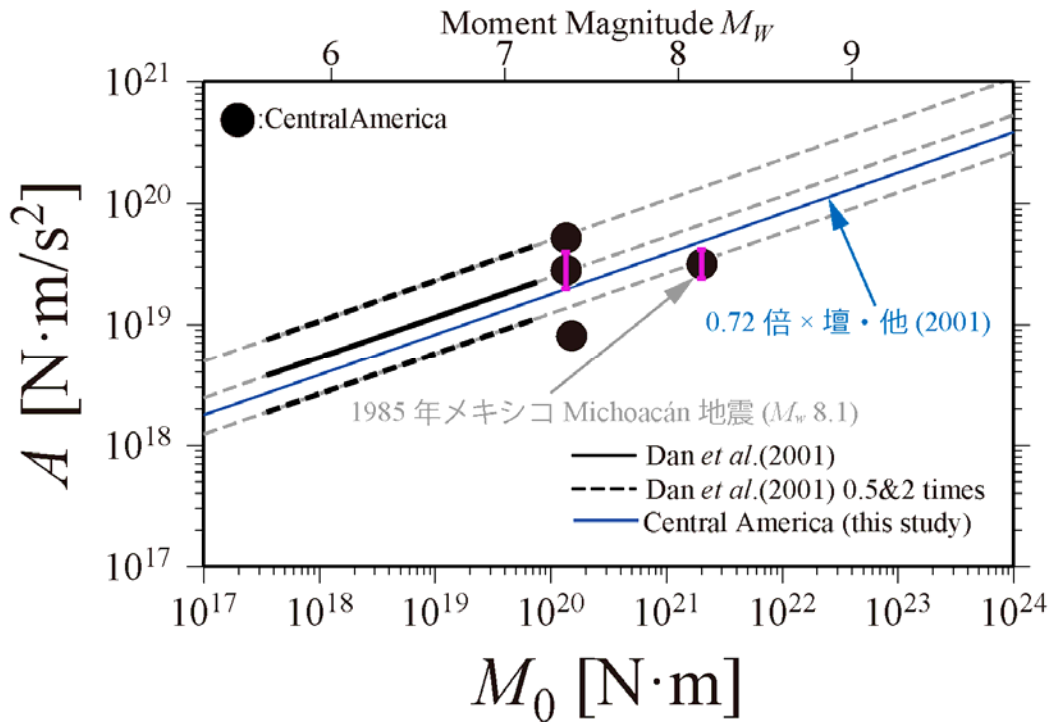


図 3.1.1.1-5 Central America のプレート間地震の地震モーメント  $M_0$  と短周期レベル  $A$  との関係

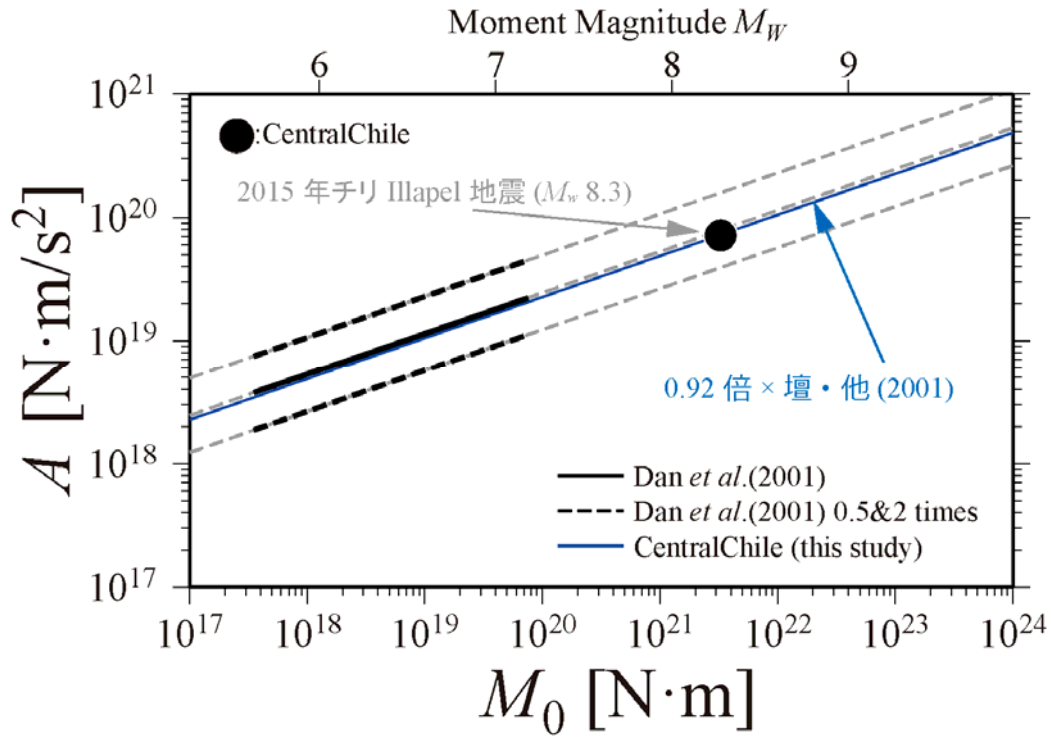


図 3.1.1.1-6 Central Chile のプレート間地震の地震モーメント  $M_0$  と短周期レベル  $A$  との関係

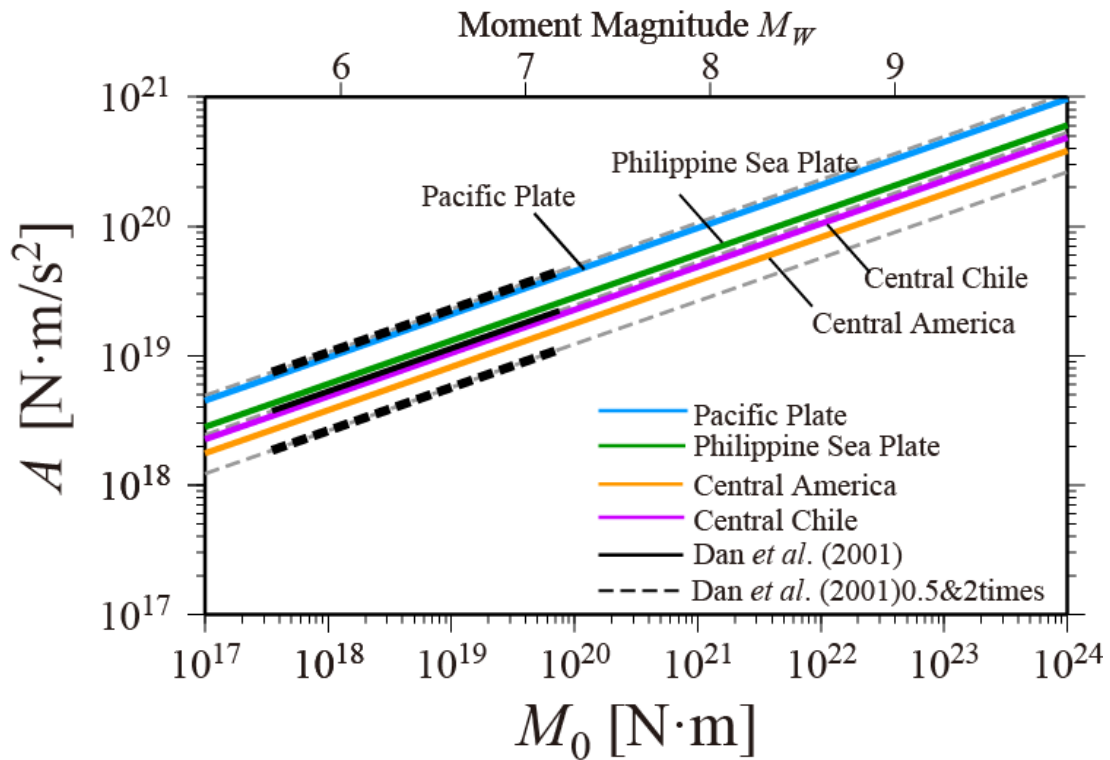


図 3.1.1.1-7 地域ごとのプレート間地震の  
地震モーメント  $M_0$  と短周期レベル  $A$  との関係の比較

表 3.1.1.1-3 地域ごとのプレート間地震の地震モーメント  $M_0$  と短周期レベル  $A$  との回帰式

地域	データ数	回帰式	標準偏差 $\sigma$
日本	10	$A[\text{N}\cdot\text{m/s}^2] = 4.10 \times 10^{10} \times (M_0[\text{N}\cdot\text{m}] \times 10^7)^{1/3}$	0.25
海外	5	$A[\text{N}\cdot\text{m/s}^2] = 1.86 \times 10^{10} \times (M_0[\text{N}\cdot\text{m}] \times 10^7)^{1/3}$	0.32
日本の太平洋プレート	8	$A[\text{N}\cdot\text{m/s}^2] = 4.51 \times 10^{10} \times (M_0[\text{N}\cdot\text{m}] \times 10^7)^{1/3}$	0.26
日本のフィリピン海プレート	2	$A[\text{N}\cdot\text{m/s}^2] = 2.82 \times 10^{10} \times (M_0[\text{N}\cdot\text{m}] \times 10^7)^{1/3}$	0.03
Central America	4	$A[\text{N}\cdot\text{m/s}^2] = 1.77 \times 10^{10} \times (M_0[\text{N}\cdot\text{m}] \times 10^7)^{1/3}$	0.36
Central Chile	1	$A[\text{N}\cdot\text{m/s}^2] = 2.25 \times 10^{10} \times (M_0[\text{N}\cdot\text{m}] \times 10^7)^{1/3}$	-

表 3.1.1.1-4 地域ごとのプレート間地震の回帰式と壇・他(2001)による

経験式との比率の比較

Inside Japan	プレート間地震	Pacific Plate	Philippine Sea Plate	Total
	回帰係数	4.51	2.82	4.10
	経験式との比較	1.83	1.15	1.67
	標準偏差	0.26	0.03	0.25
Outside Japan	プレート間地震	Central America	Central Chile	Total
	平均	1.77	2.25	1.86
	比率	0.72	0.92	0.76
	標準偏差	0.36	-	0.32

## (2) 海洋プレート内地震の震源特性の調査・分析

本検討では、国内外で発生した海洋プレート内地震を対象に、地震モーメントと短周期レベルの関係に関する震源特性の地域性を調査・分析し、比較検討を行った。

ここでは、地震規模 $M_w$ が5.5以上の地震を調査対象とし、日本の太平洋プレートとフィリピン海プレート、国外のAlaska (& Aleutians)、Cascadia、Central America、New Zealand (& Kermadec, Tonga)、South America (Colombia, Peru, Central Chile, So. Chile)を検討対象地域とした (図3.1.1.2-1の赤線)。

調査した国内の海洋プレート内地震の断層パラメータを表 3.1.1.2-1 に、国外の海洋プレート内地震の断層パラメータを表 3.1.1.2-2 に示す。

図 3.1.1.2-2 に、表 3.1.1.2-1 及びに表 3.1.1.2-2 に示した国内外の海洋プレート内地震の地震モーメント  $M_0$  と短周期レベル  $A$  との関係を、国内の地震については白丸印で、国外の地震については黒丸印で示す。図中、赤線は(3.1.1.2-1)式で表される笹谷・他(2006)による海洋プレート内地震の地震モーメント  $M_0$  と短周期レベル  $A$  との経験的關係式で点線部分は外挿である。黒線は、(3.1.1.1-1)式で表される壇・他(2001)による内陸地震の地震モーメント  $M_0$  と短周期レベル  $A$  との経験的關係式である。太線は平均値で、細線はその2倍と1/2、点線部分は外挿である。

$$A[\text{N}\cdot\text{m}/\text{s}^2]=9.84\times 10^{10}\times(M_0[\text{N}\cdot\text{m}]\times 10^7)^{1/3} \quad (3.1.1.2-1)$$

$$A[\text{N}\cdot\text{m}/\text{s}^2]=2.46\times 10^{10}\times(M_0[\text{N}\cdot\text{m}]\times 10^7)^{1/3} \quad (3.1.1.1-1)\text{再掲}$$

図中、緑線は、短周期レベルが地震モーメントの1/3乗に比例すると仮定した場合の、国内の地震データに基づく地震モーメント  $M_0$  と短周期レベル  $A$  の回帰式で、青線は、国外の地震データの回帰式である。図より、日本の海洋プレート内地震では規模依存性が見られ、既往の経験則(笹谷・他, 2006)よりやや小さめであるが、国外の海洋プレート内地震は規模によらず、既往の経験則(笹谷・他, 2006)とほぼ整合している。

図 3.1.1.2-3 に、日本の太平洋プレートの海洋プレート内地震の地震モーメント  $M_0$  と短周期レベル  $A$  との関係を示す。図中、同じ地震において、複数の研究による短周期レベルの値がある場合は、幾何平均を代表値として用い、最大値と最小値を縦線(ピンク色)で示した。図には、参考として、2021年2月13日に発生した福島県沖地震( $M_w$  7.1)の地震モーメント  $M_0$  (F-net : 4.95e+19 Nm) と短周期レベル  $A$  (染井・他(2021) : 1.2e+19 Nm/s<sup>2</sup>)のデータ(△印)

も示しているが、2011年4月7日の宮城県沖地震( $M_W$  7.1)の短周期レベルと同程度である。

図 3.1.1.2-4 に、日本のフィリピン海プレートの海洋プレート内地震の地震モーメント  $M_0$  と短周期レベル  $A$  との関係を示す。日本の太平洋プレートとフィリピン海プレートで発生する海洋プレート内地震については、地震規模  $M_W$  が 6 以上の場合についても検討した。

国外の検討対象地域のうち、プレート間地震の短周期レベルのデータが得られたのは、Cascadia、Central America、及び Central Chile の 3 地域であった。図 3.1.1.2-5 に Cascadia の海洋プレート内地震の地震モーメント  $M_0$  と短周期レベル  $A$  との関係を、図 3.1.1.2-6 に Central America の海洋プレート内地震の地震モーメント  $M_0$  と短周期レベル  $A$  との関係を、図 3.1.1.2-7 に Central Chile の海洋プレート内地震の地震モーメント  $M_0$  と短周期レベル  $A$  との関係を示す。今回の検討対象地域ではないが、国外の全体の地震データの分析には含まれている、Romania の海洋プレート内地震の地震モーメント  $M_0$  と短周期レベル  $A$  との関係も参考として図 3.1.1.2-8 に示す。

図 3.1.1.2-9 と表 3.1.1.2-3 に検討対象地域ごとの地震モーメント  $M_0$  と短周期レベル  $A$  の回帰式をまとめて比較し、回帰式と笹谷・他(2006)による経験式の係数の比率を表 3.1.1.2-4 にまとめる。

分析の結果、日本の海洋プレート内地震は、太平洋プレートとフィリピン海プレートともに規模依存性が見られ、全体の平均はほぼ同程度で、既往の経験則よりやや小さいが、地震規模が  $M_W$  6 以上の場合に注目すると、太平洋プレートの地震 ( $M_W$  6 以上) の短周期レベルは、概ね既往の経験則と整合しているが、フィリピン海プレートの地震 ( $M_W$  6 以上) は既往の経験則の 1/2 倍~1 倍の間である。一方、国外の海洋プレート内地震の場合、Cascadia、Central America、Central Chile の短周期レベルは、ほぼ同程度で地域別の差は小さい。

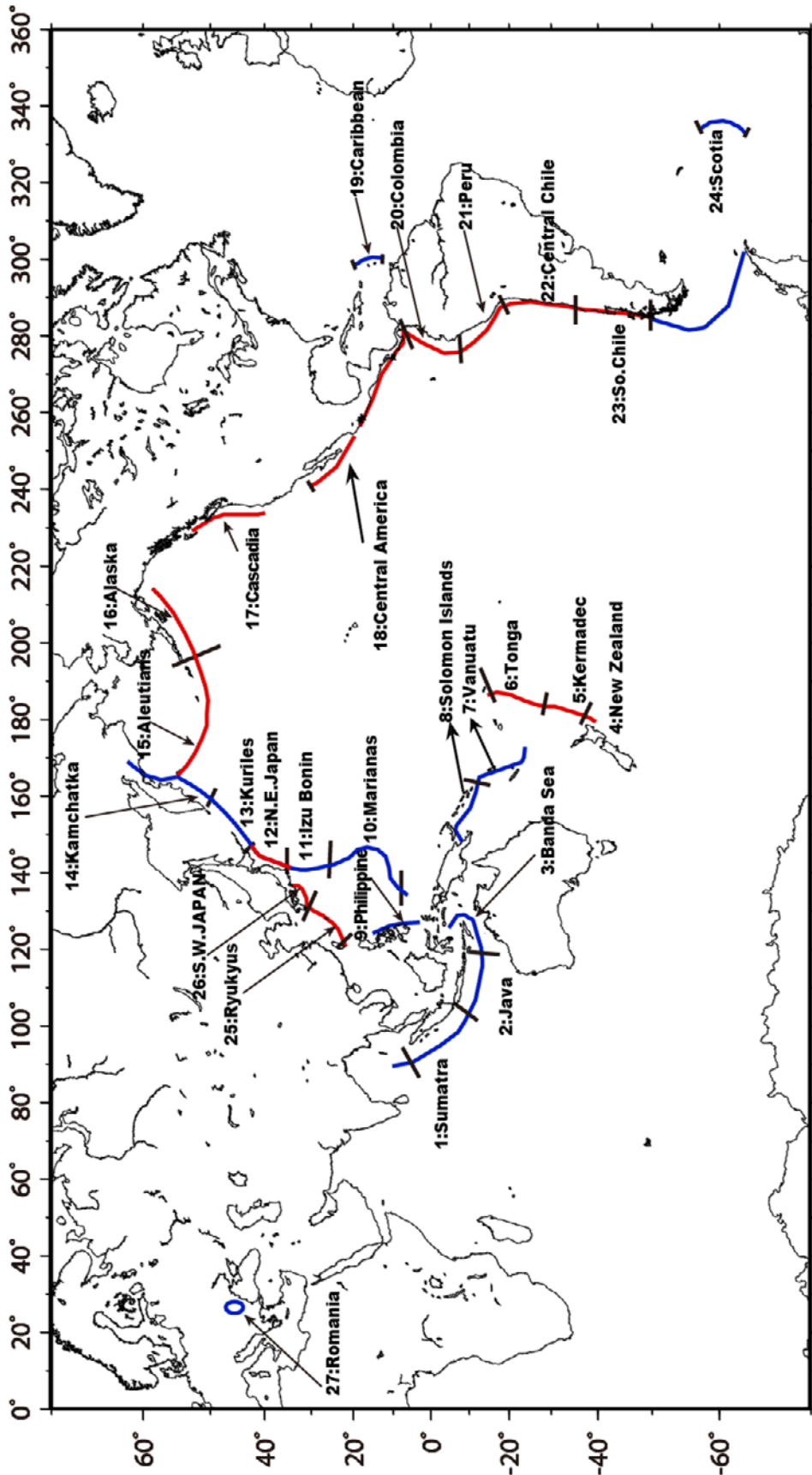


図3.1.1.2-1 海洋プレート内地震の検討対象地域(赤線：本検討、赤線及び青線：地域区分)

表 3.1.1.2-1 国内の海洋プレート内地震の断層パラメータの調査結果

(赤字：作図で使用した値)

地域番号	地域名	地震番号	地震名	発生日 年月日	震源位置			モーメント マグニチュード Me (Mdから求めた)	地震 モーメント (論文) M <sub>0</sub> (Nm)	断層 面積 S (km <sup>2</sup> )	平均 応力 降下量 Δσ (MPa)	短周期 レベル (SE Spectral Inversion) A (N·m/s <sup>2</sup> )	短周期 レベル (SMGA Strong Motion Generation Area) A (N·m/s <sup>2</sup> )	短周期 レベル 幾何平均 A (N·m/s <sup>2</sup> )	コーナー 係数 f <sub>c</sub> (Hz)	アスペリ ティの 応力降下 量 Δσ <sub>p</sub> (MPa)	アスペリ ティの 面積 S <sub>p</sub> (km <sup>2</sup> )	アスペ リティの 面積比 S <sub>p</sub> /S	参考文献	備考
					緯度 [N]	経度 [E]	深さ [km]													
12	太平洋 (NE.JAPAN)	1	宮城横沖	1977/6/8	38.5	141.7	70.0	5.8	5.90E+17	*	200	1.20E+19	*	*	*	*	*	*	池田・他 (2003b)	●MdはHarvard ●Aは観測スペクトル によるM <sub>0</sub> ●other型 ●logMd=1.5MW+9.1より 求めた
	太平洋 (NE.JAPAN)	2	宮城横沖	1978/2/20	38.8	142.2	50.0	6.5	7.00E+18	*	39.1	4.20E+19	*	*	*	*	*	*	池田・他 (2003b)	●MdはHarvard ●Aは観測スペクトル によるM <sub>0</sub> ●down dp compression型 ●Mdは logMd=1.5MW+9.1より 求めた
	太平洋 (NE.JAPAN)	3	浦河沖	1981/1/23	42.4	142.2	130.0	6.8	1.80E+19	*	81.7	9.40E+19	*	*	*	*	*	*	池田・他 (2002a)	●logM <sub>0</sub> は AによるM <sub>0</sub> ●down dp extension 型 ●Mdは logMd=1.5MW+9.1より 求めた
	太平洋 (NE.JAPAN)	4	青森県 東方沖	1981/12/2	40.9	142.6	60.0	6.3	3.30E+18	*	3.4	8.50E+18	*	*	*	*	*	*	池田・他 (2003b)	●MdはHarvard ●Aは観測スペクトル によるM <sub>0</sub> ●other型 ●Mdは logMd=1.5MW+9.1より 求めた
	太平洋 (NE.JAPAN)	7	国体島付近	1985/3/27	44.0	146.7	157.0	6.0	1.40E+18	*	60.9	3.30E+19	*	*	*	*	*	*	池田・他 (2002a)	●MdはHarvard ●Aは観測スペクトル によるM <sub>0</sub> ●other型 ●Mdは logMd=1.5MW+9.1より 求めた
	太平洋 (NE.JAPAN)	10	根室半島南 東沖	1986/6/8	43.1	146.4	59.0	6.0	1.10E+18	*	18.8	1.40E+19	*	*	*	*	*	*	池田・他 (2002a)	●MdはHarvard ●Aは観測スペクトル によるM <sub>0</sub> ●other型 ●Mdは logMd=1.5MW+9.1より 求めた
	太平洋 (NE.JAPAN)	11	岩手県沿岸 北部	1987/1/9	39.8	141.8	72.0	6.6	8.80E+18	*	21.0	3.00E+19	*	*	*	*	*	*	池田・他 (2003b)	●MdはHarvard ●Aは観測スペクトル によるM <sub>0</sub> ●down dp compression型 ●logMd=1.5MW+9.1より 求めた
	太平洋 (NE.JAPAN)	12	十勝地方南 部	1987/1/14	42.5	142.9	119.0	6.8	1.70E+19	*	66.2	8.10E+19	*	*	*	*	*	*	池田・他 (2002)	●MdはHarvard ●Aは観測スペクトル によるM <sub>0</sub> ●down dp extension 型 ●logMd=1.5MW+9.1より 求めた
	太平洋 (NE.JAPAN)	13	十勝沖	1988/5/7	42.5	143.9	93.0	5.9	8.40E+17	*	40.3	2.10E+19	*	*	*	*	*	*	池田・他 (2002a)	●MdはHarvard ●Aは観測スペクトル によるM <sub>0</sub> ●down dp extension 型
	太平洋 (NE.JAPAN)	14	釧路沖	1988/10/10	42.6	144.5	71.0	5.7	5.30E+17	*	48.4	2.10E+19	*	*	*	*	*	*	池田・他 (2002)	●MdはHarvard ●Aは観測スペクトル によるM <sub>0</sub> ●down dp extension 型 ●logMd=1.5MW+9.1より 求めた
	太平洋 (NE.JAPAN)	16	十勝沖	1990/4/11	42.5	144.2	69.0	5.5	2.40E+17	*	21.2	9.20E+18	*	*	*	*	*	*	池田・他 (2002a)	●MdはHarvard ●Aは観測スペクトル によるM <sub>0</sub> ●down dp extension 型 ●logMd=1.5MW+9.1より 求めた

表 3.1.1.2-1 国内の海洋プレート内地震の断層パラメータの調査結果 (つづき)

(赤字：作図で使用した値)

地域番号	地域名	地震番号	地震名	発生日 年月日	震源位置			モーメント マグニチュード $M_w$ ( $M_0$ から 求めた)	地震 モーメント (論文)	断層 面積 $S$ ( $km^2$ )	平均 応力 降下量 $\Delta\sigma$ (MPa)	短期 レベル (SI Spectral Inversion) $A$ ( $N\cdot m/s^2$ )	短期 レベル (SMGA, Strong Motion Generation Area) $A$ ( $N\cdot m/s^2$ )	短期 レベル 幾何平均 $A$ ( $N\cdot m/s^2$ )	コーナ ー 運動数 $f_c$ (Hz)	アスペリ ティの 応力降下 量 $\Delta\sigma_s$ (MPa)	アスペリ ティの 面積 $S_p$ ( $km^2$ )	アスペ リティの 面積比 $S_p/S$	参考文献	備考
					緯度 (N)	経度 (E)	深さ (km)													
	太平洋 (NE.JAPAN)	19	十勝地方中 部	1991/6/13	42.8	143.4	1200	5.7	5.20E+17	*	4.7	4.30E+18	*	*	*	*	*	*	池田・他 (2002a)	●MOはMahadavian and Sasatani (1994) ●Aは観測スペクトル による $M_w$ ●down dip extension 型 ●logMO=1.5MW+9.1よ り求めた
	太平洋 (NE.JAPAN)	21	網走沖	1991/8/26	42.2	144.8	560	5.7	4.00E+17	*	2.3	2.40E+18	*	*	*	*	*	*	池田・他 (2002a)	●MOはHarvard ●Aは観測スペクトル による $M_w$ ●other型 ●logMO=1.5MW+9.1よ り求めた
	太平洋 (NE.JAPAN)	24	十勝沖	1992/5/7	41.2	144.9	730	6.0	1.10E+18	*	4.1	5.10E+18	*	*	*	*	*	*	池田・他 (2002a)	●MOはHarvard ●Aは観測スペクトル による $M_w$ ●other型 ●logMO=1.5MW+9.1よ り求めた
	太平洋 (NE.JAPAN)	25	網走沖	1993/1/15	42.9	144.4	1010	7.6	2.70E+20	*	69.6	2.00E+20 (最大)	*	*	*	*	*	*	池田・他 (2002a)	●MOはMahadavian and Sasatani (1994) ●Aは観測スペクトル による $M_w$ ●down dip extension 型 ●logMO=1.5MW+9.1よ り求めた
	太平洋 (NE.JAPAN)	同上	同上	同上	*	*	*	*	3.30E+20	*	*	2.51E+20	*	*	*	*	*	*	新井・他 (2015)	・MOはTakeo et al.(1993), AはMorikawa and Sasatani(2004)のB モデルより
12	太平洋 (NE.JAPAN)	同上	同上	同上	43.0	144.3	950	*	3.3E+20 (7) 2.7E+20 (9)	*	*	*	2.52E+20 (MS) (最大)	*	モデルA SMGA1: 109 SMGA2: 381 SMGA3: 163 モデルB SMGA1: 92 SMGA2: 144 SMGA3: 190 SMGA3: 109 total: 305	モデルA SMGA1: 51.8 SMGA2: 72.0 SMGA3: 34.6 total: 158.6 モデルB SMGA1: 92 SMGA2: 144 SMGA3: 69 total: 305	*	MS Morikawa and Sasatani (2004)のAモ デル H Harvard CMT T. 笹谷・他(2006) $\beta=4.6$ A=4.2E+20MS;修正が あり+0.6E+20になった。 A=4.2E+20MS+0.6E+20 E+20	笹谷・他 (2006)	
	太平洋 (NE.JAPAN)	同上	同上	同上	42.9	144.4	1000	*	2.7E+20	40×20	*	*	*	*	*	*	*	*	加藤・他 (1999)	●MOはハーバード大学 のCMT解 ●平均すべり量5.5m (面積とすべり量は断 層パラメータ・ハンドブ ックを引用)
	太平洋 (NE.JAPAN)	同上	同上	同上	42.9	144.4	1030	*	2.30E+20	*	4.9	*	*	*	*	*	*	*	菊地(2003)	$\beta=4.6$
	太平洋 (NE.JAPAN)	同上	同上	同上	42.9	144.4	100.6	*	-	-	-	*	*	*	*	*	*	*	野津(2003)	-
	太平洋 (NE.JAPAN)	同上	同上	同上	-	-	1070	*	3.30E+20	*	42.0	*	*	*	*	*	*	*	Takeo et al (1993)	-
	太平洋 (NE.JAPAN)	同上	同上	同上				*	2.70E+20	2400.0		*	*	*	*	51.8 72.0 34.6 total:158.7	0.066	森川・他 (2002)	$M_0$ はHarvard CMT	
	太平洋 (NE.JAPAN)	28	十勝沖	1993/3/25	41.7	143.7	600	6.0	1.10E+18	*	0.5	1.20E+18	*	*	*	*	*	*	池田・他 (2002a)	●MOはHarvard ●Aは観測スペクトル による $M_w$ ●other型 ●logMO=1.5MW+9.1よ り求めた
	太平洋 (NE.JAPAN)	28	宮城県北部	1993/11/27	38.6	141.3	1120	5.7	5.20E+17	*	49.2	1.90E+19	*	*	*	*	*	*	池田・他 (2003b)	●MOはHarvard ●Aは観測スペクトル による $M_w$ ●other型 ●logMO=1.5MW+9.1よ り求めた
	太平洋 (NE.JAPAN)	34	樺太半島南 東沖	1994/8/31	43.5	146.1	840	6.1	3.10E+18	*	52.6	3.40E+19	*	*	*	*	*	*	池田・他 (2002a)	●MOはHarvard ●Aは観測スペクトル による $M_w$ ●other型 ●logMO=1.5MW+9.1よ り求めた



表 3.1.1.2-1 国内の海洋プレート内地震の断層パラメータの調査結果 (つづき)

(赤字：作図で使用した値)

地域番号	地域名	地震番号	地震名	発生日 年月日	震源位置			モーメント マグニチュード Me (MDから求めた)	地震 モーメント (論文)	断層 面積 S (km <sup>2</sup> )	平均 応力 降下量 Δσ (MPa)	短期期 レベル (SI Spectral Inversion) A (N-m/s <sup>2</sup> )	短期期 レベル (SMGA: Strong Motion Generation Area) A (N-m/s <sup>2</sup> )	短期期 レベル 幾何平均 A (N-m/s <sup>2</sup> )	コーナー 振動数 f <sub>c</sub> (Hz)	アスペリ ティの 応力降下 量 Δσ <sub>p</sub> (MPa)	アスペリ ティの 面積 S <sub>p</sub> (km <sup>2</sup> )	アスペリ ティの 面積比 S <sub>p</sub> /S	参考文献	備考
					緯度 [N]	経度 [E]	深さ [km]													
12	太平洋 (N.E.JAPAN)	35	北海道東方 沖地震	1994/10/4	*	*	*	*	2.60E+21	*	*	0.96E+20 (最小)	*	1.01E+21	*	*	*	*	新井・他 (2015)	M0はKikuchi and Kanamori(1995), A1は Morikawa and Sasatan(2004)による 応力降下量を補正した 値より決めている。
	太平洋 (N.E.JAPAN)	同上	同上	同上	43.5	147.4	56.0	8.2	2.6E+21 (OK) 3.0E+21 (D)	*	*	*	1.02E+21 (MS) (最大)		*	SMGA1: 400 SMGA2: 256 SMGA3: 382 SMGA4: 300 SMGA5: 137 (MS)	SMGA1: 400 SMGA2: 256 SMGA3: 144 SMGA4: 144 SMGA5: 256 total:1200 (MS)	*	菅谷・他 (2006)	KKI Kikuchi & Kanamori (1995) Harvard CMT MS Morikawa & Sasatan (2004) [2] Ikeda et al. (2004) [3] f <sub>c</sub> =6 logMO=1.5MW+9.1より 求めた A=1.7E+21(MS)修正が あり+0.6になった。 A=1.7E+21(MS)+0.6=1.0 2+21
	太平洋 (N.E.JAPAN)	同上	同上	同上	*	*	*	8.3	3.00E+21	72000	*	*	*	*	82 82 382 300 137	SMGA1: 400 SMGA2: 256 SMGA3: 144 SMGA4: 144 SMGA5: 256 total:1200	0.167	森川・他 (2002)	M0はHarvard CMT M01 logMO=1.5MW+9.1 より求めた	
	太平洋 (N.E.JAPAN)	同上	同上	同上	*	*	64.0	*	3.50E+21	*	6.0	*	*	*	28.7	2840.0	*	Iwata and Asano (2011)	Shao et al.(2006)	
	太平洋 (N.E.JAPAN)	36	根室半島南 東沖	1995/1/21	43.2	146.7	60.0	6.2	2.80E+18	*	19.4	2.00E+19	*	*	*	*	*	*	池田・他 (2002a)	●M0はHarvard ●A1は観測スペクトル によるM <sub>0</sub> ●other型 ●M0は logMO=1.5MW+9.1より 求めた
	太平洋 (N.E.JAPAN)	38	国後島付近	1995/12/1	44.2	145.8	147.0	5.9	1.00E+18	*	17.5	1.30E+19	*	*	*	*	*	*	池田・他 (2002a)	●M0はHarvard ●A1は観測スペクトル によるM <sub>0</sub> ●other型 ●M0は logMO=1.5MW+9.1より 求めた
	太平洋 (N.E.JAPAN)	41	福島県沖	1997/5/12	37.1	141.3	54.0	5.9	9.00E+17	*	6.4	6.40E+18	*	*	*	*	*	*	池田・他 (2003b)	●M0はHarvard ●A1は観測スペクトル によるM <sub>0</sub> ●other型 ●M0は logMO=1.5MW+9.1より 求めた
	太平洋 (N.E.JAPAN)	45	根室地方北 部	1997/11/15	43.7	145.1	153.0	6.1	1.50E+18	*	25.6	1.80E+19	*	*	*	*	*	*	池田・他 (2002a)	●M0はHarvard ●A1は観測スペクトル によるM <sub>0</sub> ●down dp extension 型 ●M0は logMO=1.5MW+9.1より 求めた
	太平洋 (N.E.JAPAN)	52	釧路地方中 南部	1999/5/13	42.9	143.9	104.0	*	2.40E+18	*	27.2	2.3E+19 (最小)	*	2.54E+19	*	*	*	*	池田・他 (2002a)	●M0はHarvard ●A1は観測スペクトル によるM <sub>0</sub> ●down dp extension 型
太平洋 (N.E.JAPAN)	同上	同上	同上	42.94 (D)	143.91 (D)	109.0	6.2	2.4E+18(D) 1.72E+18(F)	*	27.2(D)	2.8E+19(TS) (最大) 2.3E+19(O)	*	asp1:73 asp1:73 (TS)		asp1:3.2 asp1:4.9 (TS)	*	菅谷・他 (2006)	H-Harvard CMT [2]池田(2002) F-F-net M01 logMO=1.5MW+9.1 より求めた		
太平洋 (N.E.JAPAN)	53	北海道東方 沖地震	2000/1/28	43.0	146.7	59.0	6.7	2.00E+19 1.21E+19(F)	*	*	3.2E+19 (TS)	*	*	62.4(TS) 261(A)	56.3(TS) 24.6(A)	*	菅谷・他 (2006)	H-Harvard A1-Asano et al. (2003) TS-菅谷・他(2006) Salbaにある値を用い た。 M01 logMO=1.5MW+9.1 より求めた 精度程度はF-net劣る		

表 3.1.1.2-1 国内の海洋プレート内地震の断層パラメータの調査結果 (つづき)

(赤字 : 作図で使用した値)

地域番号	地域名	地震番号	地震名	発生日 年月日	震源位置			モード メント マグニ チュード M <sub>0</sub> (M <sub>0</sub> から 求めた)	地震 モーメント (論文)	断層 面積	平均 応力 降下量 σ̄ (MPa)	短周期 レベル (Sl. Spectral Inversion) A (N・m/s <sup>2</sup> )	短周期 レベル (SMGA Strong Motion Generation Area) A (N・m/s <sup>2</sup> )	短周期 レベル 幾何平均 A (N・m/s <sup>2</sup> )	コーナ ー 振動数 f <sub>c</sub> (Hz)	アスペリ チの 応力降下 量 σ̄ <sub>sp</sub> (MPa)	アスペリチの 面積 S <sub>p</sub> (km <sup>2</sup> )	アスペリチの 面積比 S <sub>p</sub> /S	参考文献	備考	
					緯度 (N)	経度 (E)	深さ (km)														
12	太平洋 (NE.JAPAN)	55	岩手県内陸 南部	2001/12/2	39.4	141.3	122.0	*	5.50E+18	*	48.4	4.5E+19 (最大)	*	4.20E+19	*	*	*	*	池田・他 (2003b)	●M <sub>0</sub> はHarvard ●Aは観測スペクトル によるM <sub>0</sub> ●down dip extension 型	
	太平洋 (NE.JAPAN)	同上	同上	同上	*	*	119.0	*	5.34E+18	*	*	4.21E+19	*		*	*	*	*	佐藤(2013)	表1(a)スラブ内地震一 逆断層、スペクトルイン バージョン	
	太平洋 (NE.JAPAN)	同上	同上	同上	*	*	122.0	6.4	5.6E+18(H)	*	*	3.9E+19 (MF) (最小)	*		*	asp1.87 asp2.116 asp3.116 (MF)	asp1.5.8 asp2.8.8 asp3.5.8 (MF)	*	*	菅谷・他 (2006)	MF:森川・藤田(2002) H:Harvard CMT M <sub>0</sub> -A 等の図ではこ ろをプロットした。 M <sub>0</sub> はlogM <sub>0</sub> =1.5MW+9.1 より求めた
	太平洋 (NE.JAPAN)	58	宮城県沖	2003/3/28	*	*	71.0	7.0	3.87E+19	*	91.0	1.01E+20	*	7.30E+19	*	*	*	*	池田・他 (2003a)	●地震モーメントは Harvard大学の値 ●短周期レベルは観測 結果から推定した逆断 層スペクトルで求めた M <sub>0</sub> はlogM <sub>0</sub> =1.5MW+9.1 より求めた	
	太平洋 (NE.JAPAN)	同上	同上	同上	38.8	141.7	72.0	*	3.49E+19	*	*	2.15E+19 (最小)	*		*	105	61.0 9.0 16.0 36.0	*	*	浅野・他 (2004)	A=A <sub>0</sub> σ̄ <sup>2</sup> σ̄ <sub>sp</sub> (S <sub>p</sub> / σ̄) <sup>1/2</sup> ●M <sub>0</sub> 7.0 ●地震モーメントはF- minの値 ●走向は190、傾斜は 90(震源以遠)と99(震 源以近) ●E/GF(0.3-10Hz)で3 つのSMGAのパラメータ を求めて1.6(後のアスペリ チ面積はSMGAの値) ●SMGAのM <sub>0</sub> は 1.32E+19(1.16E+18と 2.75E+18と2.7E+18) ●V <sub>r</sub> は2.75km/sでS波 速度の約70%
	太平洋 (NE.JAPAN)	同上	同上	同上	38.8	141.7	72.0	7.0	3.49E+19	*	*	*	1.1E+20 (S) 1.4E+20 (TS)		*	*	*	*	菅谷・他 (2006)	●SMGAのM <sub>0</sub> は 1.32E+19(1.16E+18と 2.75E+18と2.7E+18) ●V <sub>r</sub> は2.75km/sでS波 速度の約70%	
	太平洋 (NE.JAPAN)	同上	同上	同上	*	*	74.0	*	3.49E+19	*	*	1.2E+20 (最大)	*	*	*	*	*	*	佐藤(2013)	表1(a)スラブ内地震一 逆断層、スペクトルイン バージョン	
	太平洋 (NE.JAPAN)	同上	同上	同上	*	*	72.0	*	3.49E+19	*	*	1.09E+20	*	*	*	*	*	*	佐藤 (2004a)	表1、スペクトルイン バージョン	
	太平洋 (NE.JAPAN)	同上	同上	同上	*	*	*	*	3.49E+19	*	*	1.20E+20	*	*	*	*	*	*	佐藤(2013)	-	
	太平洋 (NE.JAPAN)	同上	同上	同上	*	*	*	*	3.49E+19	128	58.4	1.09E+20	*	*	*	123	61.0	*	菅 谷・他 (2004)	●走向10傾斜62 ●短周期レベルは佐藤 (2004b) ●アスペリチ面積は 浅野・他(2004)【ただし SMGA図面積】	
	太平洋 (NE.JAPAN)	同上	同上	同上	*	*	72.0	*	3.49E+19	*	103.5	1.09E+20	*	*	*	*	*	*	佐藤 (2004b)	表1、スペクトルイン バージョン	
	太平洋 (NE.JAPAN)	同上	同上	同上	38.8	141.7	72.0	*	*	784	*	*	*	*	*	*	*	*	神田・武村 (2005)	●スラブ内地震を仮定 した場合の震度イン バージョン結果 ●β 190、δ 69	
太平洋 (NE.JAPAN)	同上	同上	同上	*	*	*	*	3.80E+19	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	引間・他 (2003)	-	
太平洋 (NE.JAPAN)	同上	同上	同上	38.9	141.8	52.0	*	3.98E+19	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	国土地理院 (2003)	logM <sub>0</sub> =1.5M <sub>0</sub> +9.1	
太平洋 (NE.JAPAN)	同上	同上	同上	38.8	141.7	75.0	*	3.80E+19	*	28.0	*	*	*	*	*	*	*	*	山中・菊池 (2003)	-	
太平洋 (NE.JAPAN)	同上	同上	同上	38.8	141.7	72.0	*	7.60E+19	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	青井・他 (2003)	2枚断層	
太平洋 (NE.JAPAN)	同上	同上	同上	*	*	68.0	*	5.82E+19	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	Okada and Hasegawa (2003)	logM <sub>0</sub> =1.5M <sub>0</sub> +9.1	
太平洋 (NE.JAPAN)	同上	同上	同上	38.8	141.7	70.0	*	3.00E+19	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	八木(2003)	-	
太平洋 (NE.JAPAN)	同上	同上	同上	*	*	72.0	*	6.20E+19	*	0.9	*	*	*	*	49.9	108.0	*	*	Iwata and Asano (2011)	Aoi et al(2005)	

表 3.1.1.2-1 国内の海洋プレート内地震の断層パラメータの調査結果 (つづき)

(赤字: 作図で使用した値)

地域番号	地域名	地震番号	地震名	発生日 年月日	震源位置			モーメント マグニチュード $M_w$ ( $M_0$ から 求めた)	地震 モーメント ( $M_0$ )	断層 面積	平均 化力 降下量	短周期 レベル (St. Spectral Inversion)	短周期 レベル (SMGA- Strong Motion Generation Area)	短周期 レベル 幾何平均	コーナー の 振動数	アスペリ ティの 応力降下 量	アスペリ ティの 面積	アスペリ ティの 面積比	参考文献	備考
					緯度 (N)	経度 (E)	深さ (km)													
12	太平洋 (NE.JAPAN)	64	東北地方	2005/2/26	40.7	142.6	56.0	5.6	3.74E+17	*	*	9.89E+18	*	*	*	*	*	佐藤(2013)	表1.c)スラブ内地震一 逆断層。スペクトルイン バージョン。 $M_0$ は $\log M_0=1.5M_w+9.1$ より求めた。 精度精度はF-net参照	
	太平洋 (NE.JAPAN)	65	岩手県沿岸 北部	2008/7/24	39.7	141.7	108.0	6.8	1.80E+19	*	69.2	8.5E+19 (最小)	*	6.44E+19	*	*	*	池田 (2010b)	●地震モーメントは GlobalCMFカタログの 値 ●短周期レベルは観測 記録から推定した震源 スペクトルで求めた $M_0$ は $\log M_0=1.5M_w+9.1$ より求めた。 精度精度はF-net参照	
	太平洋 (NE.JAPAN)	同上	同上	同上	*	*	104.0	*	1.72E+19	*	*	8.96E+19 (最大)	*	*	*	*	*	佐藤(2013)	表1.c)スラブ内地震一 逆断層。スペクトルイン バージョン。	
	太平洋 (NE.JAPAN)	同上	同上	同上	39.7	141.7	115.0	*	2.82E+19	*	2.5	*	3.51E+19	*	23.9	96.0	*	Iwata and Asano (2011)	$A=4\pi\beta^3\Delta\sigma_v(S_v/\sigma)^2$ $\beta=3.9$ $M_c, A, M_c-S_v$ 等の図 ではこちらをプロットし た。	
	太平洋 (NE.JAPAN)	同上	同上	同上	39.7	141.7	115.0	*	2.82E+19	*	2.4	*	*	*	24	*	*	Suzuki et al.(2009)	-	
	太平洋 (NE.JAPAN)	67	宮城県沖	2011/4/7	*	*	68.0	7.1	4.74E+19	*	*	1.49E+20	*	1.27E+20	*	*	*	佐藤(2012)	表1. スペクトルイン バージョン。 $M_0$ は $\log M_0=1.5M_w+9.1$ より求めた	
	太平洋 (NE.JAPAN)	同上	同上	同上	*	*	*	*	4.70E+19	*	*	1.16E+20	*	*	*	*	*	新井・他 (2010)	* $M_0$ はF-net, Aは宮 田・能江(2011)による。	
	太平洋 (NE.JAPAN)	同上	同上	同上	*	*	68.0	*	4.74E+19	*	*	2.17E+20 (最大)	*	*	*	*	*	佐藤(2013)	表1.c)スラブ内地震一 逆断層。スペクトルイン バージョン。	
	太平洋 (NE.JAPAN)	同上	同上	同上	*	*	66.0	7.1	4.74E+19	*	*	1.10E+20	*	*	asp1: 70.6 asp2: 70.6	asp1: 10.2+10.2 =104.04 asp2: 10.2+10.2 =104.04	*	原田・能江 (2011)	震源位置 山中(2011)参照 $M_0$ はF-net参照 $M_0$ は $\log M_0=1.5M_w+9.1$ より求めた	
	太平洋 (NE.JAPAN)	同上	同上	同上	*	*	*	*	*	*	*	8.01E+19 (最小)	*	*	SMGA1: 23.7 SMGA2: 70.8 SMGA3: 70.8	SMGA1: 35.6 SMGA2: 80.1 SMGA3: 33.6	*	桑井・宮藤 (2012) 建築学会	$\beta=3.82$	
	太平洋 (NE.JAPAN)	同上	同上	同上	38.1	141.8	59.2	*	3.20E+19 3.20E+19	104.04 104.04	71 71	*	*	*	71 71	104.04 104.04	1 1	Harada et al.(2012)	$M_{max}=7.1$ ; SMGA model	
	太平洋 (NE.JAPAN)	同上	同上	同上	38.2	141.9	65.9	*	4.74E+19	*	*	*	*	*	*	*	*	*	辻・野口 (2012)	$\beta=4.46$
太平洋 (NE.JAPAN)	同上	同上	同上	38.3	141.6	49.0	*	5.54E+19	*	17.0	*	*	*	*	*	*	*	山中(2011)	-	
太平洋 (NE.JAPAN)	同上	同上	同上	38.2	141.8	56.1	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	Ohta et al. (2012)	$\log M_0=1.5M_w+9.1$	
太平洋 (NE.JAPAN)	同上	同上	同上	*	*	66.0	*	5.24E+19	*	*	*	*	*	*	*	*	*	桑井・宮藤 (2012) 地震学会	-	
太平洋 (NE.JAPAN)	69	東北地方	2011/7/31	36.9	141.2	56.0	6.3	4.15E+18	*	*	3.67E+19	*	*	*	*	*	佐藤(2013)	表1.c)スラブ内地震一 逆断層。スペクトルイン バージョン。 $M_0$ は $\log M_0=1.5M_w+9.1$ より求めた。 精度精度はF-net参照		
太平洋 (NE.JAPAN)	70	東北地方	2011/8/19	37.6	141.8	56.0	6.3	3.19E+18	*	*	3.05E+19	*	*	*	*	*	佐藤(2013)	表1.c)スラブ内地震一 逆断層。スペクトルイン バージョン。 $M_0$ は $\log M_0=1.5M_w+9.1$ より求めた。 精度精度はF-net参照		

表 3.1.1.2-1 国内の海洋プレート内地震の断層パラメータの調査結果 (つづき)

(赤字：作図で使用した値)

地域番号	地域名	地震番号	地震名	発生日 年月日	震源位置			モーメントマグニチュード $M_w$ ( $M_0$ から求めた)	地震モーメント ( $M_0$ ) (Nm)	断層面積 ( $S$ ) ( $km^2$ )	平均応力降下量 ( $\Delta\sigma$ ) (MPa)	短周期レベル (SI Spectral Inversion) $A$ ( $N\cdot m/s^2$ )	短周期レベル (SMGA: Strong Motion Generation Area) $A$ ( $N\cdot m/s^2$ )	短周期レベル 幾何平均 $A$ ( $N\cdot m/s^2$ )	コーナー係数 $f_c$ (%)	アスペリティの応力降下量 $\Delta\sigma_p$ (MPa)	アスペリティの面積 $S_p$ ( $km^2$ )	アスペリティの面積比 $S_p/S$	参考文献	備考
					緯度 [N]	経度 [E]	深さ [km]													
	フィリピン海 (S.W.JAPAN)	1	1855年安政江戸地震	1855/11/11	35.7	140.1	65.0	7.1	5.62E+19	972.00	*	6.79E+19	*	*	SMGA1: 54.2 SMGA2: 54.2	SMGA1: 40.5 SMGA2: 40.5 total: 81	0.083	佐藤(2016)	-Table2の050723の場合をリスト化。 -統計的グリーン関数法による震度の推定。 - $M_0$ は $\log M_0=1.5M_w+9.1$ より求めた。	
	フィリピン海 (S.W.JAPAN)	2	-	1968/8/6	33.3	132.4	40.0	6.8	2.10E+19	*	11.5	2.70E+19	*	*	*	*	*	*	池田・他 (2004)	●地震モーメントは Shiono and Mukuno(1975) の値 ●短周期レベルは観測記録から推定した震源スペクトルで求めた。 $M_0$ は $\log M_0=1.5M_w+9.1$ より求めた。
	フィリピン海 (S.W.JAPAN)	3	-	1978/7/4	32.7	131.4	120.0	5.8	6.20E+17	*	85.5	3.20E+19	*	*	*	*	*	*	池田・他 (2004)	●地震モーメントは Harvard大学の値 ●短周期レベルは観測記録から推定した震源スペクトルで求めた。 $M_0$ は $\log M_0=1.5M_w+9.1$ より求めた。
	フィリピン海 (S.W.JAPAN)	4	-	1979/7/13	33.9	132.1	70.0	6.1	1.80E+18	*	16.9	1.50E+19	*	*	*	*	*	*	池田・他 (2004)	●地震モーメントは Harvard大学の値 ●短周期レベルは観測記録から推定した震源スペクトルで求めた。 $M_0$ は $\log M_0=1.5M_w+9.1$ より求めた。
	フィリピン海 (S.W.JAPAN)	5	-	1983/8/26	33.6	131.6	116.0	6.5	6.50E+18	*	37.5	4.00E+19	*	*	*	*	*	*	池田・他 (2004)	●地震モーメントは Harvard大学の値 ●短周期レベルは観測記録から推定した震源スペクトルで求めた。 $M_0$ は $\log M_0=1.5M_w+9.1$ より求めた。
	フィリピン海 (S.W.JAPAN)	6	-	1985/1/6	34.2	135.6	70.0	5.7	4.50E+17	*	13.3	6.30E+18	*	*	*	*	*	*	池田・他 (2004)	●地震モーメントは Harvard大学の値 ●短周期レベルは観測記録から推定した震源スペクトルで求めた。
	フィリピン海 (S.W.JAPAN)	7	-	1985/1/27	32.6	131.3	118.0	5.6	3.60E+17	*	22.9	2.40E+19	*	*	*	*	*	*	池田・他 (2004)	●地震モーメントは Harvard大学の値 ●短周期レベルは観測記録から推定した震源スペクトルで求めた。 $M_0$ は $\log M_0=1.5M_w+9.1$ より求めた。
	フィリピン海 (S.W.JAPAN)	8	千葉県東方沖地震	1987/12/17	35.4	140.5	47.3	6.7	1.41E+19	400	4.3	*	2.82E+19	*	*	(33.0, 33.0)	52.0 (26.0, 16.0)	0.130	佐藤 (2015a)	-統計的グリーン関数法による震源モデルの推定。 -震源位置、L、Wは、Okada and Kasahara(1990)による。 -2つのSMGAと背置傾斜のモデル。パラメータは表3。 $M_0$ は $\log M_0=1.5M_w+9.1$ より求めた。
	フィリピン海 (S.W.JAPAN)	9	愛知県東部	1997/3/16	34.9	137.5	39.0	5.6	3.30E+17	*	27.0	1.20E+19	*	*	*	*	*	*	池田・他 (2004)	●地震モーメントは Harvard大学の値 ●短周期レベルは観測記録から推定した震源スペクトルで求めた。 $M_0$ は $\log M_0=1.5M_w+9.1$ より求めた。
	フィリピン海 (S.W.JAPAN)	同上	同上	1997/3/16	*	*	39.0	*	3.3E+17(0)	*	*	1.2E+18(2)	*	*	*	32(A1)	2.7(A1)	*	菅谷・他 (2006)	HHarvard CMT A1:Asano et al.(2003) I2:Beede et al.(2004)

表 3.1.1.2-1 国内の海洋プレート内地震の断層パラメータの調査結果 (つづき)

(赤字：作図で使用了値)

地域番号	地域名	地震番号	地震名	発生日 年月日	震源位置			モーメント マグニチュード $M_w$ ( $M_0$ から求めた)	地震モーメント (論文) $M_0$ (Nm)	断層面積 $S$ ( $km^2$ )	平均 応力 降下量 $\Delta\sigma$ (MPa)	短周期 レベル (SI Spectral Inversion) $A$ ( $N\cdot m/s^2$ )	短周期 レベル (SMGA: Strong Motion Generation Area) $A$ ( $N\cdot m/s^2$ )	短周期 レベル 換算平均 $A$ ( $N\cdot m/s^2$ )	コーナー 振動数 $f_c$ (Hz)	アスペリ ティの 応力降下 量 $\Delta\sigma_s$ (MPa)	アスペリ ティの 面積 $S_s$ ( $km^2$ )	アスペ リティの 面積比 $S_s/S$	参考文献	備考
					緯度 (N)	経度 (E)	深さ (km)													
	フィリピン海 (S.W.JAPAN)	12	和歌山県北 部	1999/8/21	34.0	135.5	66.0	5.6	3.10E+17	*	3.3	2.90E+18	*	*	*	*	*	*	池田・他 (2004)	●地震モーメントは Harvard大学の値 ●短周期レベルは観測 記録から推定した広域 スペクトルで求めた $M_0$ は $\log M_0=1.5M_w+9.1$ より求めた
	フィリピン海 (S.W.JAPAN)	同上	同上	同上	*	*	66.0	*	3.1E+17(H)	*	*	2.9E+18(I2)	*	*	*	314(A1)	1.4(A1)	*	菅谷・他 (2006)	HHarvard CMT A1 Asano et al(2003) I2 Ikeda et al(2004)
	フィリピン海 (S.W.JAPAN)	21	五子地震	2001/3/24	*	*	*	6.8	2.10E+19	*	*	5.85E+19	*		*	*	*	*	新井・他 (2015)	* $M_0$ はKakehi(2004), A は経験式による。 $M_0$ は $\log M_0=1.5M_w+9.1$ より求めた
	フィリピン海 (S.W.JAPAN)	同上	同上	2001/3/24	34.1	132.7	51.0	*	2.00E+19	*	39.3	6.00E+19	*		*	*	*	*	池田・他 (2004)	●地震モーメントは Harvard大学の値 ●短周期レベルは観測 記録から推定した広域 スペクトルで求めた
	フィリピン海 (S.W.JAPAN)	同上	同上	2001/3/24	34.1	132.7	51.0	*	1.50E+19	*	38.5	5.4E+19 (最小)	*	5.85E+19	*	*	*	*	池田・他 (2007b)	●地震モーメントは Harvard大学の値 ●短周期レベルは観測 記録から推定した広域 スペクトルで求めた
	フィリピン海 (S.W.JAPAN)	同上	同上	2001/3/24	34.12 (YK)	132.708 7 (YK)	50 (YK) 46.46 (TS)	*	1.4E+19 (YK) 2.1E+19 (KH)	*	*	6.0E+19 (I2)	6.2E+19 (M) (最大)		*	asp147 asp241 (A1)	asp133.1 asp224.8 (A1)	*	菅谷・他 (2006)	A1 Asano et al. (2003) M 森川・他(2002) YK Yag and Kikuchi (2001) $M_0$ - $A$ , $M_0$ - $S_a$ 等の図で はごちらをプロットした。 TS 菅谷・他(2006) KH Kakehi (2004) I2 池田・他(2004) 菅谷・他で $2.6 \cdot 10^4 \cdot 20^2$ が池田・他より $6.0E+19$ とした。
	フィリピン海 (S.W.JAPAN)	同上	同上	2001/3/24	*	*	46.0	*	1.88E+19	*	3.6	*	*	*	*	81.0	24.3	*	Iwata and Asano (2011)	Kakehi(2004)
	フィリピン海 (S.W.JAPAN)	同上	同上	2001/3/24	*	*	46.0	*	3.36E+19	*	5.2	*	*	*	*	135.0	24.2	*	Iwata and Asano (2011)	関口・岩田(2002)
	フィリピン海 (S.W.JAPAN)	同上	同上	2001/3/24	34.1	132.7	46.5	*	1.51E+19	*	*	*	*	*	*	*	*	*	Asano et al (2004)	2つのアスペリティ
	フィリピン海 (S.W.JAPAN)	同上	同上	2001/3/24	*	*	*	*	*	423.2	*	*	*	*	*	*	74.0	0.175	森川・他 (2002)	

表 3.1.1.2-1 国内の海洋プレート内地震の断層パラメータの調査結果 (つづき)

(赤字：作図で使用した値)

地域番号	地域名	地震番号	地震名	発生日 年月日	震源位置			モーメント マグニチュード 地震モーメント (論文)	断層 面積	平均 応力 降下量	短周期 レベル (SI Spectral Inversion)	短周期 レベル (SMGA: Strong Motion Generation Area)	短周期 レベル 幾何平均	コーナー 振動数	アスペリ ティの 応力降下 率	アスペリ ティの 面積	アスペリ ティの 面積比	参考文献	備考		
					緯度 [N]	経度 [E]	深さ [km]													$M_w$ ( $M_0$ から 求めた)	$S$ ( $km^2$ )
26	フィリピン海 (S.W.JAPAN)	29	日向灘	2001/4/25	32.8	132.4	42.0	5.7	4.00E+17	*	10.5	6.80E+18	*	*	*	*	*	池田・他 (2004)	●地震モーメントは Hawaii大学の値 ●短周期レベルは観測 記録から推定した震源 スベクトルで求めた $M_0$ は $\log M_0=1.5M_w+9.1$ より求めた		
	フィリピン海 (S.W.JAPAN)	同上	同上	同上	32.796 (2)	132.342 (2)	39.3 (2)	*	4.00E+17	*	*	6.8E+18(2)	*	*	*	19 (A1)	2.2x3.4 =7.5(A1)	*	菅谷・他 (2006)	HHarvard CMT A1:Asano et al.(2003) B2:Brade et al.(2004)	
	フィリピン海 (S.W.JAPAN)	36	大分県西部 の地震	2006/6/12	33.1	131.4	145.0	6.3	4.20E+18	*	24.9	2.70E+19	*	*	*	*	*	池田 (2010)	●地震モーメントは GlobalCMTカタログの 値 ●短周期レベルは観測 記録から推定した震源 スベクトルで求めた $M_0$ は $\log M_0=1.5M_w+9.1$ より求めた 緯度経度はF-net参照		
	フィリピン海 (S.W.JAPAN)	43	駿河湾沖 (本震)	2009/8/11 05:07	*	*	*	6.2	2.25E+18	*	*	*	3.61E+19 (2.09E+19, 2.95E+19)	*	*	*	18 (6, 12)	*	佐藤 (2010b)	*経緯的グリーン関数 法による震源モデルの 推定。 * $M_0$ は、F-netによる (表1)。 *震源位置、L、Wは、 SMGAのために設定し た。2枚の新断面。 *2つのSMGAのモジ ル。 *SMGAのパラメータは 表4。 $M_0$ は $\log M_0=1.5M_w+9.1$ より求めた	
	フィリピン海 (S.W.JAPAN)	同上	同上	同上	*	*	21.6	*	2.25E+18	*	80.6	3.71E+19 (赤字)	*	2.99E+19	*	*	*	0.65	*	佐藤 (2010b)	*深さ、MOF-netは、表 1。 * $\Delta\sigma$ 、 $A$ 、 $f_c$ は、スペク トルインバージョンによ る、表2。
	フィリピン海 (S.W.JAPAN)	同上	同上	同上	*	*	23.0	6.2	2.30E+18	*	37.7	2.00E+19 (最小)	*	0.48	*	*	*	*	池田 (2010a)	●地震モーメントはF- net ●短周期レベルは観測 記録から推定した震源 スベクトルで求めた $M_0$ は $\log M_0=1.5M_w+9.1$ より求めた	
	フィリピン海 (S.W.JAPAN)	同上	同上	同上	-	-	23.0	*	*	*	*	*	*	*	*	SMGA1: 3.6x3.6 =13 SMGA2: 4.8x4.8 =23	*	渡野・岩田 (2010)	注)2枚の断層面		
	フィリピン海 (S.W.JAPAN)	同上	同上	同上	34.8	138.5	23.0	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	野津(2010)	2枚の断層面 3つのアスペリティ	
	フィリピン海 (S.W.JAPAN)	同上	同上	同上	-	-	-	*	4.80E+18	*	*	*	*	*	*	*	*	*	上野・他 (2009)	2枚の断層面	
	フィリピン海 (S.W.JAPAN)	同上	同上	同上	34.7	138.5	17.1	*	*	*	*	*	*	*	*	asp1:15 asp2:15	asp1:5.0x5.0=25 asp2:5.0x5.0=25 total:50.0	*	川辺・他 (2010)	-	
フィリピン海 (S.W.JAPAN)	同上	同上	同上	-	-	23.0	*	*	*	*	*	*	*	*	asp1: 16.7 asp2: 17.6	asp1:16.2 asp2:45.0	*	倉橋・他 (2009)	2枚の断層面		

表 3.1.1.2-2 国外の海洋プレート内地震の断層パラメータの調査結果

(赤字：作図で使用した値)

地域 番号	地域名	地震 番号	地震名	発生日 年月日	震源位置			モーメント マグニ チュード $M_w$ ( $M_0$ から求 めた)	地震 モーメント (論文) $M_0$ (Nm)	断層 面積 $S$ ( $km^2$ )	平均 応力 降下量 $\Delta\sigma$ (MPa)	短周期 レベル (St. Spectral Inversion) $A$ ( $N\cdot m/s^2$ )	短周期 レベル (SMGA: Strong Motion Generation Area) $A$ ( $N\cdot m/s^2$ )	短周期 レベル 幾何平均 $A$ ( $N\cdot m/s^2$ )	コーナ ー振動数 $f_c$ (Hz)	アスペリ ティの 応力降下 量 $\Delta\sigma_s$ (MPa)	アスペリ ティの面積 $S_s$ ( $km^2$ )	アスペリ ティの面積 比 $S_s/S$	参考 文献	備考
					緯 度 [N]	経 度 [E]	深 さ [km]													
17	Cascadia	27	Olympia	1949/4/13	47.2	-122.6	60.0	6.8	1.91E+19	*	5.9	*	5.60E+19	*	*	65	36.0	*	Iwata and Asano (2011)	$\beta=4.5$ としてAを求 めた。 $M_0$ は $\log M_0=1.5M_w+9.1$ より求めた 震源位置はSeno and Yoshida (2004) 参照
	Cascadia	169	Tacoma	1965/4/29	47.4	-122.3	60.0	6.6	9.43E+18	*	5.9	*	4.28E+19	*	*	52.1	28.0	*	Iwata and Asano (2011)	$M_0$ は $\log M_0=1.5M_w+9.1$ より求めた 震源位置はLin and Lee (2008)参照
	Cascadia	92	Nisqually	2001/2/28	47.1	-122.5	56.0	6.7	1.66E+19	*	3.7	*	4.11E+19	*	*	40.40	43.0	*	Iwata and Asano (2011)	$M_0$ は $\log M_0=1.5M_w+9.1$ より求めた 震源位置 globalCMT参照 Ishinose et al. (2004)引用
Central America	104	-	-	1994/2/23	17.8	-97.3	75.0	5.8	6.28E+17	*	32.4	1.91E+19	*	*	8.55E-01	*	*	*	Garcia et al. (2004)	$A = (2\pi f_c)^2 M_0$ よ りAを求めた。 $M_0$ は $\log M_0=1.5M_w+9.1$ より求めた
Central America	106	-	-	1994/5/23	18.0	-100.6	50.0	6.2	2.77E+18	*	32.4	2.97E+19	*	*	0.52	*	*	*	Garcia et al. (2004)	$A = (2\pi f_c)^2 M_0$ よ りAを求めた。 $M_0$ は $\log M_0=1.5M_w+9.1$ より求めた
Central America	172	Mexico	-	1994/5/23	18.0	-100.6	50.0	6.2	2.77E+18	*	32.4	2.97E+19	*	*	0.52	*	*	*	Garcia et al. (2004)	$A = (2\pi f_c)^2 M_0$ よ りAを求めた。 $M_0$ は $\log M_0=1.5M_w+9.1$ より求めた
Central America	107	-	-	1994/12/10	18.0	-101.5	50.0	6.4	5.20E+18	*	49.4	4.85E+19	*	*	0.49	*	*	*	Garcia et al. (2004)	$A = (2\pi f_c)^2 M_0$ よ りAを求めた。 $M_0$ は $\log M_0=1.5M_w+9.1$ より求めた
Central America	110	-	-	1997/1/11	18.3	-102.6	40.0	7.1	6.06E+19	*	26.6	7.24E+19 (最大)	*		0.17	*	*	*	Garcia et al. (2004)	$M_0-A$ の図ではこ ちらをプロットした。 $A = (2\pi f_c)^2 M_0$ よ りAを求めた。 $M_0$ は $\log M_0=1.5M_w+9.1$ より求めた
Central America	同上	-	-	1997/1/11	*	*	35.0	*	4.54E+19	*	2.7	2.59E+19 (最小)		4.33E+19	*	10.1	320.0	*	Iwata and Asano (2011)	$M_0-S_s$ の図ではこ ちらをプロットした。 $\beta=4.5$ として、 $A =$ $4\pi\beta^2\Delta\sigma_s(S_s/\pi)^2$ よりAを求め た。



表 3.1.1.2-2 国外の海洋プレート内地震の断層パラメータの調査結果 (つづき)

(赤字：作図で使用した値)

地域 番号	地域名	地震 番号	地震名	発生日 年月日	震源位置			モーメント マグニ チュード $M_w$ (M0から求 めた)	地震 モーメント (論文) $M_0$ (Nm)	断層 面積 $S$ (km <sup>2</sup> )	平均 応力 降下量 $\Delta\sigma$ (MPa)	短周期 レベル (SI Spectral Inversion) $A$ (N·m/s <sup>2</sup> )	短周期 レベル (SMGA: Strong Motion Generation Area) $A$ (N·m/s <sup>2</sup> )	短周期 レベル 幾何平均 $A$ (N·m/s <sup>2</sup> )	コーナー 振動数 $f_c$ (Hz)	アスペリ ティの 応力降下 量 $\Delta\sigma_s$ (MPa)	アスペリ ティの面積 $S_p$ (km <sup>2</sup> )	アスペリ ティの面積 比 $S_p/S$	参考 文献	備考
					緯度 [N]	経度 [E]	深さ [km]													
18	Central America	113	-	1997/5/22	18.4	-101.8	54.0	6.5	6.53E+18	*	22.1	3.07E+19	*		0.35	*	*	*	Garcia et al. (2004)	$M_0$ は $\log M_0 = 1.5 M_w + 9.1$ より求めた
	Central America	114	-	1998/4/20	18.4	-101.2	64.0	5.9	1.01E+18	*	20.6	1.57E+19	*	*	0.63	*	*	*	Garcia et al. (2004)	$M_0$ は $\log M_0 = 1.5 M_w + 9.1$ より求めた
	Central America	115	-	1999/6/15	18.1	-97.5	61.0	6.9	3.10E+19	*	73.3	1.15E+20	*	*	0.31	*	*	*	Garcia et al. (2004)	$M_0$ は $\log M_0 = 1.5 M_w + 9.1$ より求めた
	Central America	116	-	1999/6/21	18.2	-101.7	53.0	6.3	3.11E+18	*	30.3	2.95E+19	*	*	0.49	*	*	*	Garcia et al. (2004)	$M_0$ は $\log M_0 = 1.5 M_w + 9.1$ より求めた
	Central America	117	-	1999/9/30	18.0	-97.0	47.0	7.4	1.72E+20	*	66.0	1.89E+20 (最大)	*		0.17	*	*	*	Garcia et al. (2004)	$M_0$ は $\log M_0 = 1.5 M_w + 9.1$ より求めた
	Central America	同上	-	1999/9/30	*	*	40.0	*	1.79E+20	*	1.9	4.11E+19 (最小)	*	8.83E+19	*	9.8	731.0	*	Iwata and Asano (2011)	作図では、 globalGMTの $M_0 = 1.72E+20$ を用い た。
	Central America	119	-	1999/12/29	18.0	-101.5	50.0	5.9	8.29E+17	*		1.07E+19	*	*	0.57	*	*	*	Garcia et al. (2004)	$M_0$ は $\log M_0 = 1.5 M_w + 9.1$ より求めた
	Central America	120	Copalillo earthquake	2000/7/21	18.1	-99.0	50.0	5.9	8.49E+17	*	37.7	2.21E+19	*	*	0.81	*	*	*	Singh et al (2014)	$A = (2\pi f_c)^2 M_0$ より $A$ を求めた。 $M_0$ は $\log M_0 = 1.5 M_w + 9.1$ より求めた
	Central America	218	El Salvador	2001/1/13	13.0	-89.1	54.0	7.7	4.57E+20	*	5.2	*	9.83E+19	*	*	25.3	753.0	*	Iwata and Asano (2011)	$\beta = 4.5$ として、 $A = 4\pi\beta^2\Delta\sigma_s(S/\pi)^2$ より $A$ を求めた。 $M_0$ は $\log M_0 = 1.5 M_w + 9.1$ より 求めた。 *震源位置 globalCMT参照
Central America	127	-	2002/1/30	18.2	-96.0	116.0	5.9	9.43E+17	*	198.1	6.94E+19	*	*	1.37E+00	*	*	*	Garcia et al. (2004)	$M_0$ は $\log M_0 = 1.5 M_w + 9.1$ より求めた	



表 3.1.1.2-2 国外の海洋プレート内地震の断層パラメータの調査結果 (つづき)

(赤字：作図で使用した値)

地域 番号	地域名	地震 番号	地震名	発生日 年月日	震源位置			モーメント マグニ チュード $M_w$ ( $M_0$ から求 めた)	地震 モーメント (論文) $M_0$ (Nm)	断層 面積 $S$ ( $\text{km}^2$ )	平均 応力 降下量 $\Delta\sigma$ (MPa)	短周期 レベル (SMGA: Strong Motion Generation Area) $A$ ( $\text{N}\cdot\text{m}/\text{s}^2$ )	短周期 レベル 幾何平均 $A$ ( $\text{N}\cdot\text{m}/\text{s}^2$ )	短周期 レベル 幾何平均 $A$ ( $\text{N}\cdot\text{m}/\text{s}^2$ )	コーナ ー振 動数 $f_c$ (Hz)	アスペ リテ ィの 応力降 下量 $\Delta\sigma_s$ (MPa)	アスペ リテ ィの面 積 $S_s$ ( $\text{km}^2$ )	アスペ リテ ィの面 積比 $S_s/S$	参考 文献	備考
					緯 度 [N]	経 度 [E]	深 さ [km]													
18	Central America	140	-	2009/5/22	18.1	-98.4	46.0	5.7	4.60E+17	*	44.7	2.04E+19	*	*	1.06	*	*	*	Singh et al. (2014)	$A = (2\pi f_c)^2 M_0$ より $A$ を求めた。 $M_0$ は $\log M_0 = 1.5 M_w + 9.1$ より求めた
	Central America	148	-	2011/12/11	17.8	-99.9	57.0	6.5	6.71E+18	*	600	6.00E+19	*	*	0.48	*	*	*	Singh et al. (2014)	$A = (2\pi f_c)^2 M_0$ より $A$ を求めた。 $M_0$ は $\log M_0 = 1.5 M_w + 9.1$ より求めた
	Central America	149	-	2012/11/15	18.4	-100.4	60.9	6.1	1.83E+18	*	41.4	3.04E+19	*	*	0.65	*	*	*	Singh et al. (2014)	$A = (2\pi f_c)^2 M_0$ より $A$ を求めた。 $M_0$ は $\log M_0 = 1.5 M_w + 9.1$ より求めた
	Central America	150	-	2013/6/16	18.1	-99.2	55.0	5.9	9.10E+17	*	39.1	2.32E+19	*	*	0.80	*	*	*	Singh et al. (2014)	$A = (2\pi f_c)^2 M_0$ より $A$ を求めた。 $M_0$ は $\log M_0 = 1.5 M_w + 9.1$ より求めた
22	Central Chile	164	Tarapaca earthquake	2005/6/13	-20.0	-69.2	108.0	7.7	3.92E+20	*	14.9	*	1.71E+20	*	*	59.7	400.0	*	Iwata and Asano (2011)	$\beta=4.5$ として、 $A = 4\pi \beta^2 \Delta\sigma (S/\pi)^{1/2}$ より $A$ を求めた。 $M_0$ は $\log M_0 = 1.5 M_w + 9.1$ より求めた 震源位置 globalCMT参照
27	Romania	209	Vrancea	1977/3/4	45.8	26.8	94.0	7.40E+00	1.58E+20	*	*	*	1.40E+20	*	*	120	65.6	*	Oth et al. 2007	$A = 4\pi \beta^2 \Delta\sigma (S/\pi)^{1/2}$ より、 $M_0$ は $\log M_0 = 1.5 M_w + 9.1$ より求めた
	Romania	215	Vrancea	1986/8/30	45.5	26.5	132.0	7.10E+00	5.62E+19	*	*	*	5.48E+19	*	0.30	30	161.8	*	Oth et al. 2007	$A = (2\pi f_c)^2 M_0$ より $A$ を求めた。 $M_0$ は $\log M_0 = 1.5 M_w + 9.1$ より求めた 震源位置 globalCMT参照
	Romania	216	Vrancea	2004/10/27	45.8	26.7	99.0	5.8	6.31E+17	*	*	*	2.17E+19	*	1.6-1.7	90-120	2.1	*	Oth et al. 2007	$A = 4\pi \beta^2 \Delta\sigma (S/\pi)^{1/2}$ より、 $M_0$ は $\log M_0 = 1.5 M_w + 9.1$ より求めた

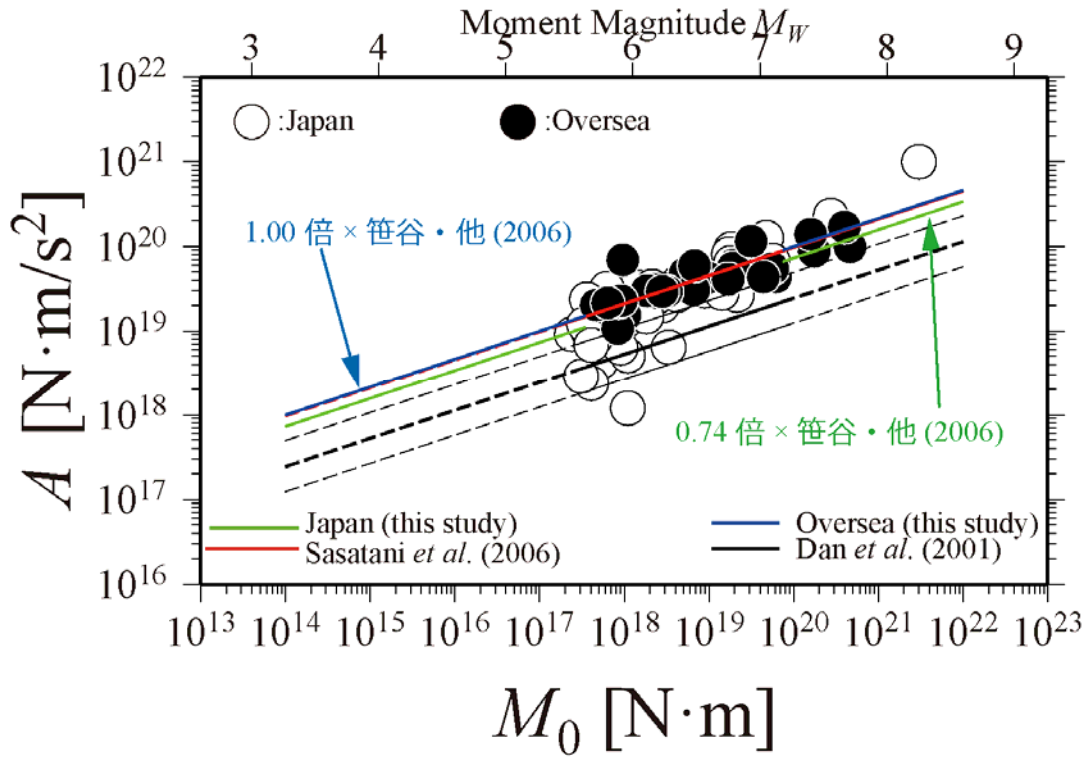


図 3.1.1.2-2 国内外の海洋プレート内地震の地震モーメント  $M_0$  と短周期レベル  $A$  との関係

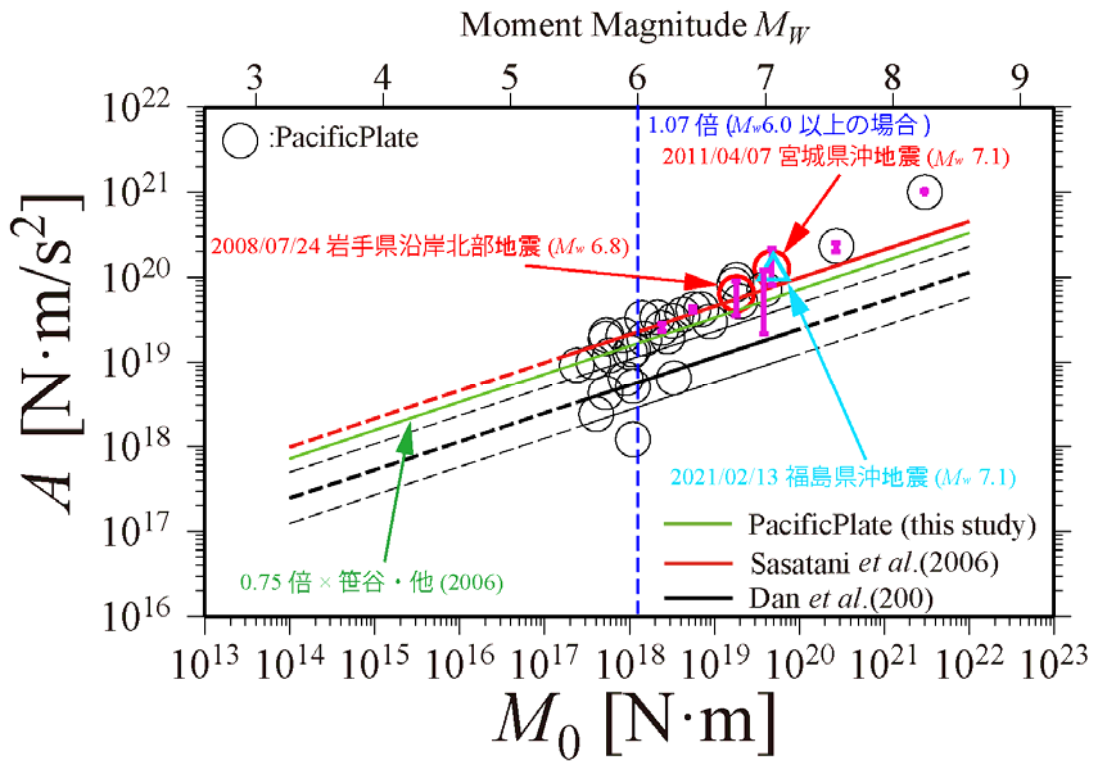


図 3.1.1.2-3 日本の太平洋プレートの海洋プレート内地震の地震モーメント  $M_0$  と短周期レベル  $A$  との関係

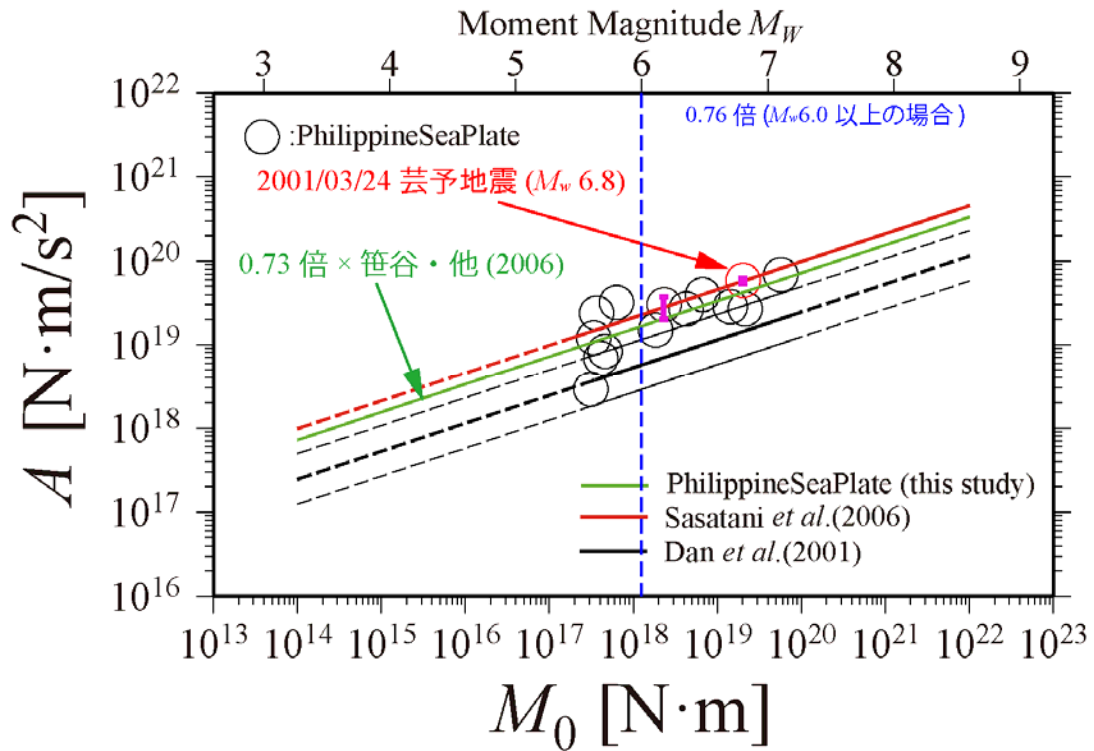


図 3.1.1.2-4 日本のフィリピン海プレートの海洋プレート内地震の地震モーメント  $M_0$  と短周期レベル  $A$  との関係

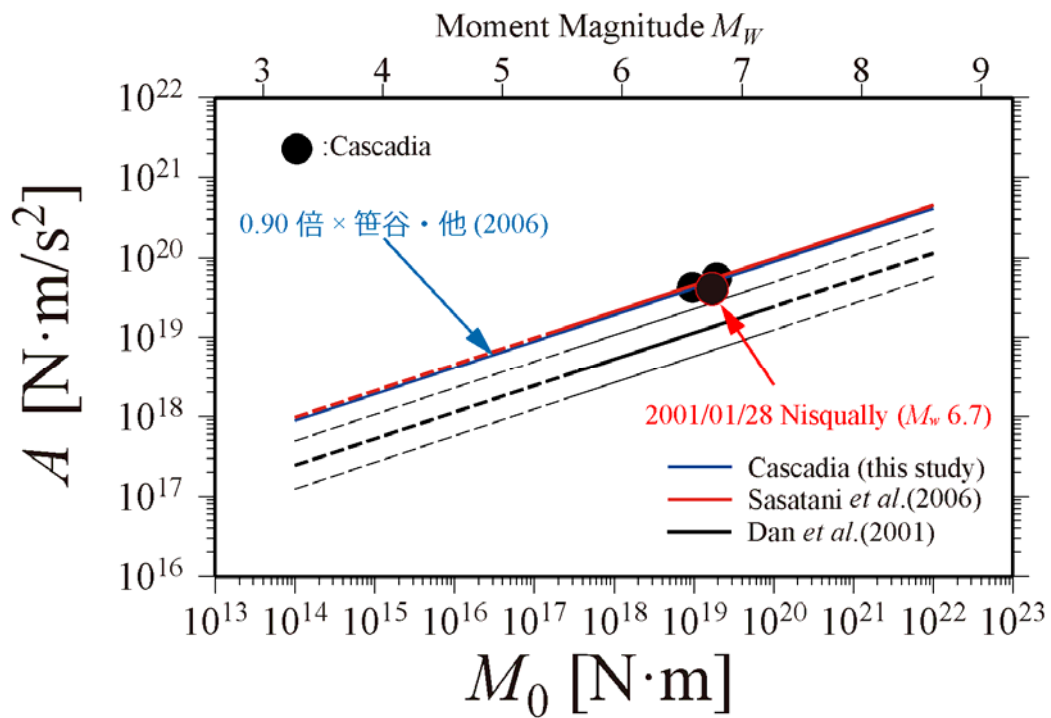


図 3.1.1.2-5 Cascadia の海洋プレート内地震の地震モーメント  $M_0$  と短周期レベル  $A$  との関係

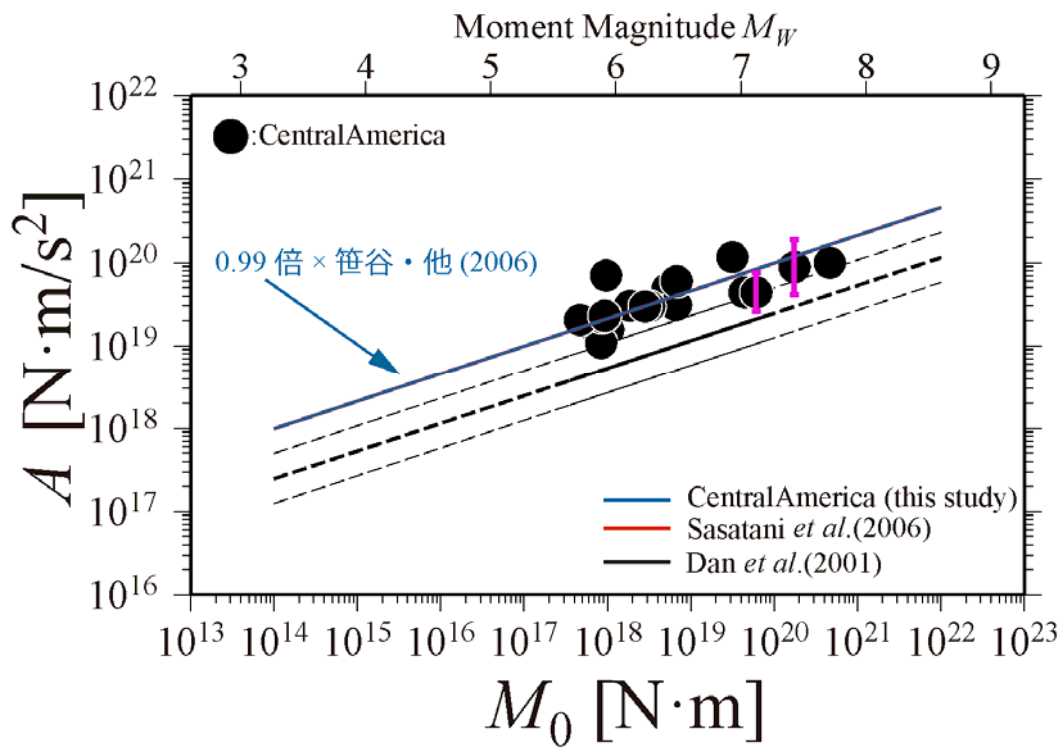


図 3.1.1.2-6 Central America の海洋プレート内地震の  
地震モーメント  $M_0$  と短周期レベル  $A$  との関係

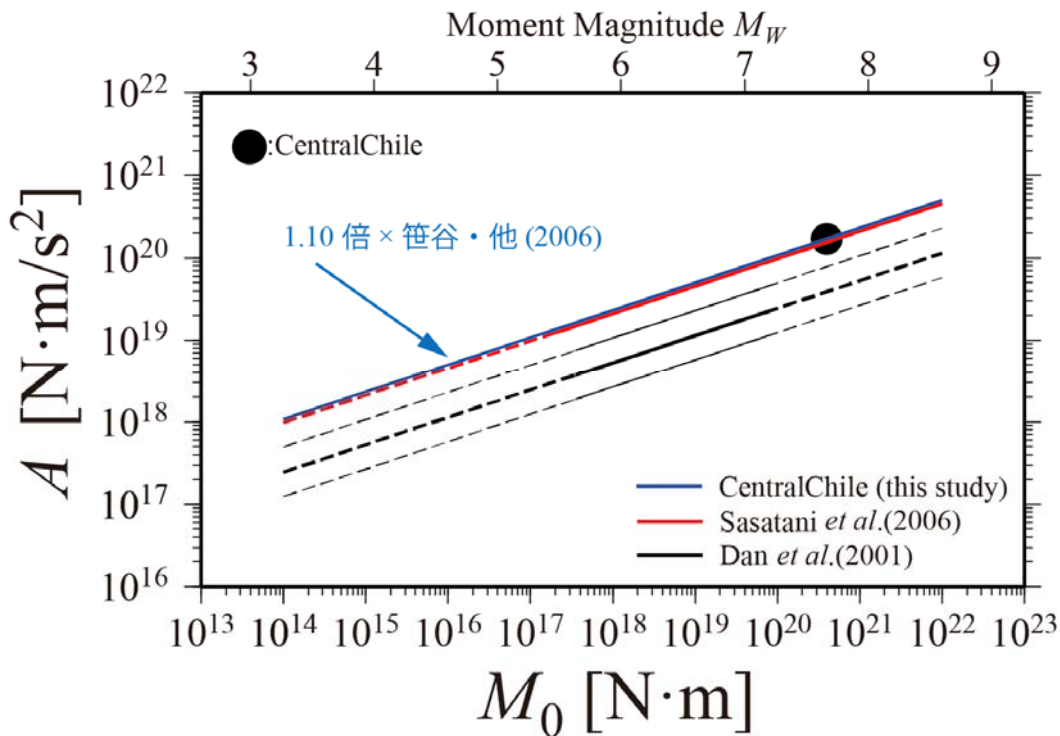


図 3.1.1.2-7 Central Chile の海洋プレート内地震の  
地震モーメント  $M_0$  と短周期レベル  $A$  との関係

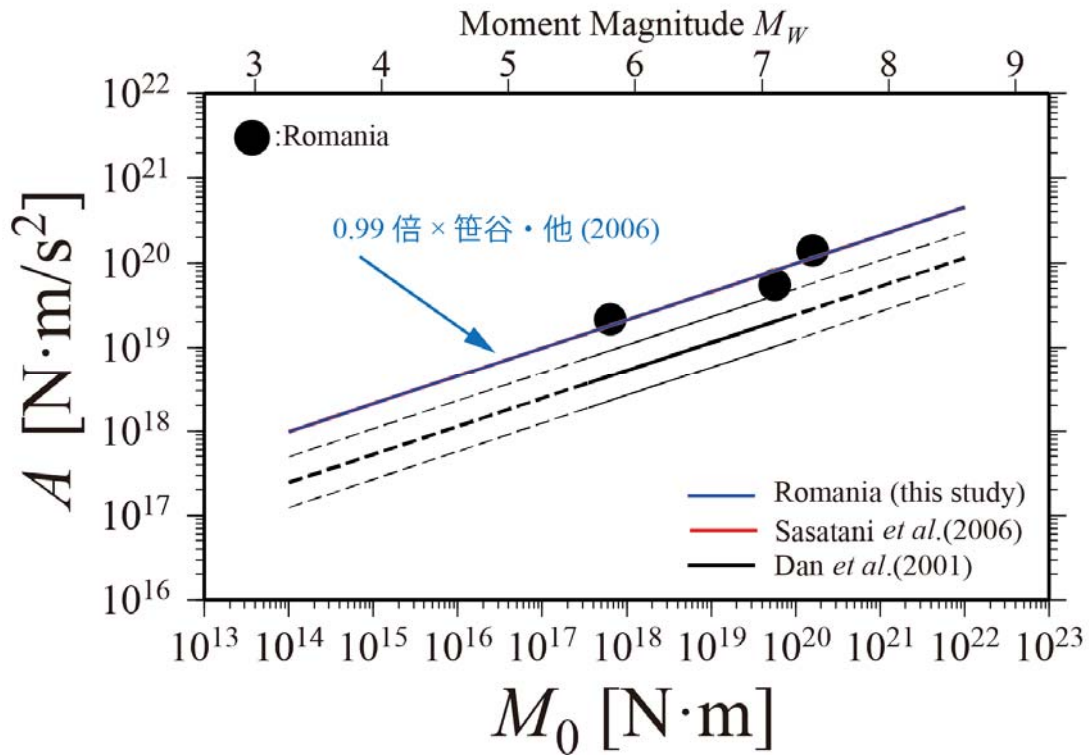


図 3.1.1.2-8 Romania の海洋プレート内地震の地震モーメント  $M_0$  と短周期レベル  $A$  との関係

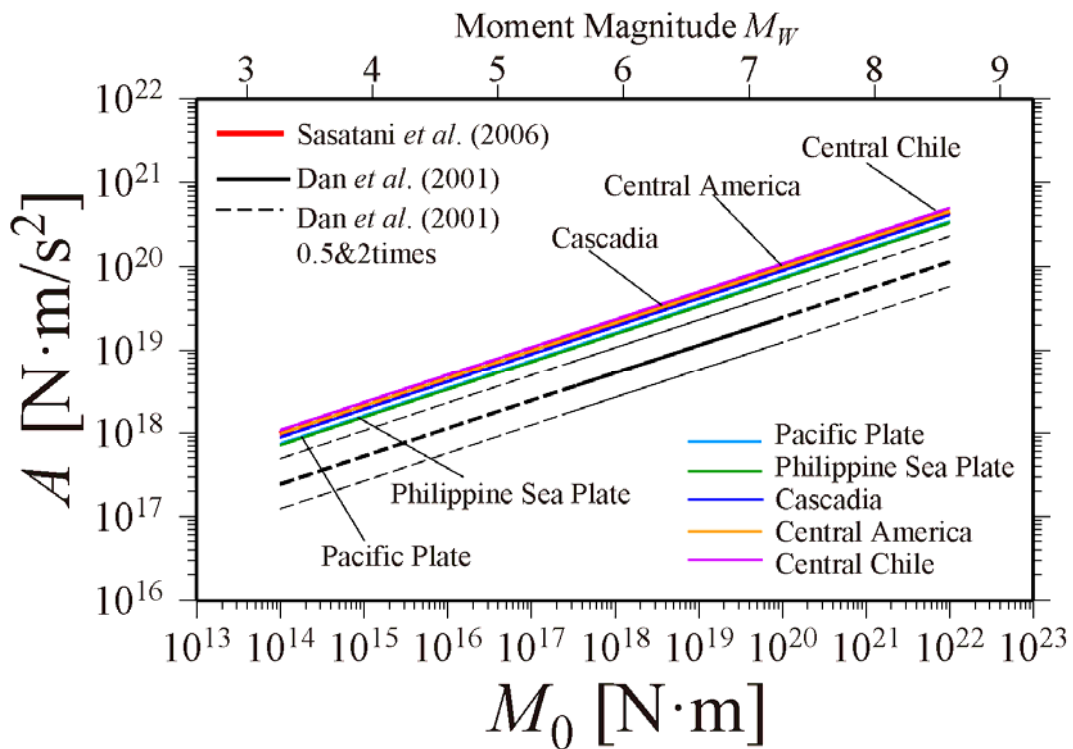


図 3.1.1.2-9 地域ごとの海洋プレート内地震の地震モーメント  $M_0$  と短周期レベル  $A$  との関係

表 3.1.1.2-3 地域ごとの海洋プレート内地震の  
地震モーメント  $M_0$  と短周期レベル  $A$  との回帰式

地域	データ数	回帰式	標準偏差 $\sigma$
日本	46	$A[\text{N}\cdot\text{m/s}^2] = 7.29 \times 10^{10} \times (M_0[\text{N}\cdot\text{m}] \times 10^7)^{1/3}$	0.33
海外	25	$A[\text{N}\cdot\text{m/s}^2] = 9.87 \times 10^{10} \times (M_0[\text{N}\cdot\text{m}] \times 10^7)^{1/3}$	0.17
日本の太平洋プレート	32	$A[\text{N}\cdot\text{m/s}^2] = 7.36 \times 10^{10} \times (M_0[\text{N}\cdot\text{m}] \times 10^7)^{1/3}$	0.36
日本の太平洋プレート(Mw6.0以上)	19	$A[\text{N}\cdot\text{m/s}^2] = 10.5 \times 10^{10} \times (M_0[\text{N}\cdot\text{m}] \times 10^7)^{1/3}$	0.24
日本のフィリピン海プレート	14	$A[\text{N}\cdot\text{m/s}^2] = 7.14 \times 10^{10} \times (M_0[\text{N}\cdot\text{m}] \times 10^7)^{1/3}$	0.25
日本の太平洋プレート(Mw6.0以上)	8	$A[\text{N}\cdot\text{m/s}^2] = 7.45 \times 10^{10} \times (M_0[\text{N}\cdot\text{m}] \times 10^7)^{1/3}$	0.14
Cascadia	3	$A[\text{N}\cdot\text{m/s}^2] = 8.81 \times 10^{10} \times (M_0[\text{N}\cdot\text{m}] \times 10^7)^{1/3}$	0.06
Central America	19	$A[\text{N}\cdot\text{m/s}^2] = 9.74 \times 10^{10} \times (M_0[\text{N}\cdot\text{m}] \times 10^7)^{1/3}$	0.2
Central Chile	1	$A[\text{N}\cdot\text{m/s}^2] = 10.9 \times 10^{10} \times (M_0[\text{N}\cdot\text{m}] \times 10^7)^{1/3}$	-
その他(Romania)	3	$A[\text{N}\cdot\text{m/s}^2] = 9.77 \times 10^{10} \times (M_0[\text{N}\cdot\text{m}] \times 10^7)^{1/3}$	0.15

表 3.1.1.2-4 地域ごとの海洋プレート内地震の回帰式と笹谷・他(2006)による  
経験式との比率の比較

Inside Japan	スラブ内地震	Pacific Plate		Philippine Sea Plate		Total
	回帰係数	7.36 (Mw6.0以上: 10.5)		7.14 (Mw6.0以上: 7.45)		7.29
	経験式との比較	0.75 (Mw6.0以上: 1.07)		0.73 (Mw6.0以上: 0.76)		0.74
	標準偏差	0.36 (Mw6.0以上: 0.24)		0.25 (Mw6.0以上: 0.14)		0.33
Outside Japan	スラブ内地震	Cascadia	Central America	Central Chile	Romania	Total
	平均	8.81	9.74	10.9	9.77	9.87
	比率	0.90	0.99	1.10	0.99	1.00
	標準偏差	0.06	0.20	-	0.15	0.17

### (3) 海洋プレート内地震の発生場所と最大マグニチュード

ここでは、海洋プレート内地震が発生した複数地域を対象に、地震が起こる位置や最大マグニチュード等に係る情報を収集・整理し、比較検討を行った。主に既往の研究（原子力規制庁，2018，2019）で収集した国内外の海洋プレート内地震の文献調査で得られたデータをベースとし、新たに調査した地震やデータを追加して検討を行った。

文献調査対象とした、国内と国外で発生した海洋プレート内地震の地域、地震名、発生日、震源位置(緯度、経度、深さ)、モーメントマグニチュード、地震モーメント等の情報を表 3.1.1.3-1 及び表 3.1.1.3-2 に示す。

文献調査対象の地域ごとの地震数と地震規模の割合を表 3.1.1.3-3 にまとめ、文献調査対象の地域ごとの地震数を図 3.1.1.3-1 に、文献調査対象の地域ごとの地震規模の割合を図 3.1.1.3-2 に示す。

地域ごとの最大マグニチュードの海洋プレート内地震の詳細を表3.1.1.3-4にまとめる。国内外における最大マグニチュードの海洋プレート内地震の震源位置を図3.1.1.3-3にまとめて示し、最大マグニチュードの海洋プレート内地震の震源位置を地域ごとに拡大した図を図3.1.1.3-4～図3.1.1.3-7に示す。

調査結果、文献調査対象の地域ごとの最大マグニチュードは、日本の太平洋プレートでは  $M_w$  8.2 (1994年北海道東方沖地震)、日本のフィリピン海プレートでは  $M_w$  7.1 (1855年安政江戸地震)、Cascadiaでは  $M_w$  6.8 (1949年米国Olympia地震)、Central Americaでは  $M_w$  8.2 (2017年メキシコChiapas地震)、Central Chileでは  $M_w$  7.7 (2005年チリTarapaca地震)、Romaniaでは  $M_w$  7.4 (1977年ルーマニアVrancea地震)である。

表 3.1.1.3-1 文献調査対象とした国内で発生した海洋プレート内地震

地域 番号	地域名	地震 番号	地震名	発生日 年月日	震源位置			モーメントマグニ チュード M <sub>w</sub> (M <sub>0</sub> から求めた)	地震 モーメント (論文) M <sub>0</sub> (Nm)	断層 面積 S (km <sup>2</sup> )	平均 応力 降下量 σ/σ <sub>s</sub> (MPa)	短周期 レベル (St. Spectral Inversion) A (N·m/s <sup>2</sup> )	短周期 レベル (SMGA: Strong Motion Generation Area) A (N·m/s <sup>2</sup> )	コーナ ー振動数 f <sub>c</sub> (Hz)	アスペ リティの 応力降 下量 σ/σ <sub>s</sub> (MPa)	アスペ リティの 面積	アスペ リティの 面積比 S <sub>d</sub> /S	参考文献	備考
					緯 度 [N]	経 度 [E]	深 さ [km]												
12	太平洋 (N.E.JAPAN)	1	宮城県沖	1977/6/8	38.5	141.7	70.0	5.8	5.90E+17	*	20.0	1.20E+19	*	*	*	*	*	池田・他 (2003b)	●M <sub>0</sub> はHarvard ●Aは観測スペク トルによるM <sub>w</sub> ●other型 ●logM <sub>0</sub> =1.5MW+9.1 より求めた
	太平洋 (N.E.JAPAN)	2	宮城県沖	1978/2/20	38.8	142.2	50.0	6.5	7.00E+18	*	39.1	4.20E+19	*	*	*	*	*	池田・他 (2003b)	●M <sub>0</sub> はHarvard ●Aは観測スペク トルによるM <sub>w</sub> ●down dip compression型 ●M <sub>0</sub> は logM <sub>0</sub> =1.5MW+9.1よ り求めた
	太平洋 (N.E.JAPAN)	3	浦河沖	1981/1/23	42.4	142.2	130.0	6.8	1.80E+19	*	81.7	9.40E+19	*	*	*	*	*	池田・他 (2002a)	●M <sub>0</sub> はHarvard ●Aは観測スペク トルによるM <sub>w</sub> ●down dip extension型 ●M <sub>0</sub> は logM <sub>0</sub> =1.5MW+9.1よ り求めた
	太平洋 (N.E.JAPAN)	4	青森県 東方沖	1981/12/2	40.9	142.6	60.0	6.3	3.30E+18	*	3.4	6.50E+18	*	*	*	*	*	池田・他 (2003b)	●M <sub>0</sub> はHarvard ●Aは観測スペク トルによるM <sub>w</sub> ●other型 ●M <sub>0</sub> は logM <sub>0</sub> =1.5MW+9.1よ り求めた
	太平洋 (N.E.JAPAN)	5	福島県沖	1982/8/23	37.7	141.5	80.0	5.2	6.80E+16	*	16.9	5.20E+18	*	*	*	*	*	池田・他 (2003b)	●M <sub>0</sub> はHarvard ●Aは観測スペク トルによるM <sub>w</sub> ●down dip extension型 ●M <sub>0</sub> は logM <sub>0</sub> =1.5MW+9.1よ り求めた
	太平洋 (N.E.JAPAN)	6	根室半島南 東沖	1985/3/11	43.4	145.9	95.0	5.1	5.80E+16	*	31.0	7.40E+18	*	*	*	*	*	池田・他 (2002a)	●M <sub>0</sub> はHarvard ●Aは観測スペク トルによるM <sub>w</sub> ●down dip extension型 ●M <sub>0</sub> は logM <sub>0</sub> =1.5MW+9.1よ り求めた
	太平洋 (N.E.JAPAN)	7	国後島付近	1985/3/27	44.0	146.7	157.0	6.0	1.40E+18	*	60.9	3.30E+19	*	*	*	*	*	池田・他 (2002a)	●M <sub>0</sub> はHarvard ●Aは観測スペク トルによるM <sub>w</sub> ●other型 ●M <sub>0</sub> は logM <sub>0</sub> =1.5MW+9.1よ り求めた
	太平洋 (N.E.JAPAN)	8	福島県中通 り	1985/7/29	37.3	140.7	90.0	5.3	1.20E+17	*	69.1	1.60E+19	*	*	*	*	*	池田・他 (2003b)	●M <sub>0</sub> はHarvard ●Aは観測スペク トルによるM <sub>w</sub> ●down dip compression型 ●M <sub>0</sub> は logM <sub>0</sub> =1.5MW+9.1よ り求めた
	太平洋 (N.E.JAPAN)	9	根室半島南 東沖	1986/5/31	43.1	145.7	86.0	5.3	1.20E+17	*	33.3	9.90E+18	*	*	*	*	*	池田・他 (2002a)	●M <sub>0</sub> はHarvard ●Aは観測スペク トルによるM <sub>w</sub> ●down dip extension型 ●M <sub>0</sub> は logM <sub>0</sub> =1.5MW+9.1よ り求めた
	太平洋 (N.E.JAPAN)	10	根室半島南 東沖	1986/6/8	43.1	146.4	59.0	6.0	1.10E+18	*	18.8	1.40E+19	*	*	*	*	*	池田・他 (2002a)	●M <sub>0</sub> はHarvard ●Aは観測スペク トルによるM <sub>w</sub> ●other型 ●M <sub>0</sub> は logM <sub>0</sub> =1.5MW+9.1よ り求めた
	太平洋 (N.E.JAPAN)	11	岩手県沿岸 北部	1987/1/9	39.8	141.8	72.0	6.6	8.80E+18	*	21.0	3.00E+19	*	*	*	*	*	池田・他 (2003b)	●M <sub>0</sub> はHarvard ●Aは観測スペク トルによるM <sub>w</sub> ●down dip compression型 ●logM <sub>0</sub> =1.5MW+9.1 より求めた
	太平洋 (N.E.JAPAN)	12	十勝地方南 部	1987/1/14	42.5	142.9	119.0	6.8	1.70E+19	*	66.2	8.10E+19	*	*	*	*	*	池田・他 (2002a)	●M <sub>0</sub> はHarvard ●Aは観測スペク トルによるM <sub>w</sub> ●down dip extension型 ●logM <sub>0</sub> =1.5MW+9.1 より求めた
	太平洋 (N.E.JAPAN)	13	十勝沖	1988/5/7	42.5	143.9	93.0	5.9	8.40E+17	*	40.3	2.10E+19	*	*	*	*	*	池田・他 (2002a)	●M <sub>0</sub> はHarvard ●Aは観測スペク トルによるM <sub>w</sub> ●down dip extension型



表 3.1.1.3-1 文献調査対象とした国内で発生した海洋プレート内地震(つづき)

地域番号	地域名	地震番号	地震名	発生日 年月日	震源位置			モーメントマグニチュード M <sub>w</sub> (M <sub>0</sub> から求めた)	地震モーメント M <sub>0</sub> (Nm)	断層面積 S (km <sup>2</sup> )	平均応力 降下量 Δσ (MPa)	短周期レベル (SE: Spectral Inversion) A (N・m/s <sup>2</sup> )	短周期レベル (SMGA: Strong Motion Generation Area) A (N・m/s <sup>2</sup> )	コーナー 振動数 f <sub>c</sub> (Hz)	アスペリ ティの 応力降 下量 Δσ <sub>a</sub> (MPa)	アスペリ ティの 面積 S <sub>a</sub> (km <sup>2</sup> )	アスペ リティの 面積比 S <sub>a</sub> /S	参考文献	備考
					緯度 [N]	経度 [E]	深さ [km]												
12	太平洋 (N.E.JAPAN)	14	釧路沖	1988/10/10	42.6	144.5	71.0	5.7	5.30.E+17	*	48.4	2.10.E+19	*	*	*	*	*	池田・他 (2002a)	●M <sub>0</sub> はHarvard ●Aは観測スペクトルによるM <sub>F</sub> ●down dip extension型 ●logM <sub>0</sub> =1.5MW+9.1より求めた
	太平洋 (N.E.JAPAN)	15	福島県沖	1989/2/4	37.3	141.3	61.0	5.1	6.10.E+16	*	14.3	4.50.E+18	*	*	*	*	*	池田・他 (2003b)	●M <sub>0</sub> はHarvard ●Aは観測スペクトルによるM <sub>F</sub> ●down dip compression型 ●logM <sub>0</sub> =1.5MW+9.1より求めた
	太平洋 (N.E.JAPAN)	16	十勝沖	1990/4/11	42.5	144.2	69.0	5.5	2.40.E+17	*	21.2	9.20.E+18	*	*	*	*	*	池田・他 (2002a)	●M <sub>0</sub> はHarvard ●Aは観測スペクトルによるM <sub>F</sub> ●down dip extension型 ●logM <sub>0</sub> =1.5MW+9.1より求めた
	太平洋 (N.E.JAPAN)	17	北見地方	1990/8/16	43.7	143.4	165.0	5.3	1.00.E+17	*	10.6	4.30.E+18	*	*	*	*	*	池田・他 (2002a)	●M <sub>0</sub> はHarvard ●Aは観測スペクトルによるM <sub>F</sub> ●other型 ●logM <sub>0</sub> =1.5MW+9.1より求めた
	太平洋 (N.E.JAPAN)	18	青森県東方沖	1990/11/2	41.2	142.2	72.0	5.4	1.40.E+17	*	9.0	4.30.E+18	*	*	*	*	*	池田・他 (2002a)	●M <sub>0</sub> はHarvard ●Aは観測スペクトルによるM <sub>F</sub> ●down dip extension型 ●logM <sub>0</sub> =1.5MW+9.1より求めた
	太平洋 (N.E.JAPAN)	19	十勝地方中部	1991/6/13	42.8	143.4	120.0	5.7	5.20.E+17	*	4.7	4.30.E+18	*	*	*	*	*	池田・他 (2002a)	●M <sub>0</sub> はMahadavian and Sasatani (1994) ●Aは観測スペクトルによるM <sub>F</sub> ●down dip extension型 ●logM <sub>0</sub> =1.5MW+9.1より求めた
	太平洋 (N.E.JAPAN)	20	根室半島南東沖	1991/7/10	43.3	145.7	92.0	5.3	1.10.E+17	*	30.9	9.20.E+18	*	*	*	*	*	池田・他 (2002a)	●M <sub>0</sub> はHarvard ●Aは観測スペクトルによるM <sub>F</sub> ●down dip extension型 ●logM <sub>0</sub> =1.5MW+9.1より求めた
	太平洋 (N.E.JAPAN)	21	釧路沖	1991/8/26	42.2	144.8	56.0	5.7	4.00.E+17	*	2.3	2.40.E+18	*	*	*	*	*	池田・他 (2002a)	●M <sub>0</sub> はHarvard ●Aは観測スペクトルによるM <sub>F</sub> ●other型 ●logM <sub>0</sub> =1.5MW+9.1より求めた
	太平洋 (N.E.JAPAN)	22	釧路地方中南部	1991/10/25	43.2	144.4	105.0	5.4	1.70.E+17	*	46.8	1.40.E+19	*	*	*	*	*	池田・他 (2002a)	●M <sub>0</sub> はMahadavian and Sasatani (1994) ●Aは観測スペクトルによるM <sub>F</sub> ●hinge型 ●logM <sub>0</sub> =1.5MW+9.1より求めた

表 3.1.1.3-1 文献調査対象とした国内で発生した海洋プレート内地震(つづき)

地域 番号	地域名	地震 番号	地震名	発生日 年月日	震源位置			モーメントマグニ チュード M <sub>w</sub> (M0から求めた)	地震 モーメント (論文) M <sub>0</sub> (Nm)	断層 面積 S (km <sup>2</sup> )	平均 応力 降下量 Δσ (MPa)	短周期 レベル (SI: Spectral Inversion) A (N・m/s <sup>2</sup> )	短周期 レベル (SMGA: Strong Motion Generation Area) A (N・m/s <sup>2</sup> )	コーナー 振動数 f <sub>c</sub> (Hz)	アスペリ ティの 応力降 下量 Δσ <sub>a</sub> (MPa)	アスペリ ティの 面積 S <sub>a</sub> (km <sup>2</sup> )	アスペ リティの 面積比 S <sub>a</sub> /S	参考文献	備考
					緯 度 [N]	経 度 [E]	深 さ [km]												
12	太平洋 (N.E.JAPAN)	23	岩手県沖	1992/4/13	39.1	142.4	51.0	5.1	6.00E+16	*	8.3	3.10E+18	*	*	*	*	*	池田・他 (2003b)	●M0はHarvard ●Aは観測スベクトルによるM <sub>w</sub> ●down dip compression型 ●logM0=1.5MW+9.1より求めた
	太平洋 (N.E.JAPAN)	24	十勝沖	1992/5/7	41.2	144.9	73.0	6.0	1.10E+18	*	4.1	5.10E+18	*	*	*	*	*	池田・他 (2002a)	●M0はHarvard ●Aは観測スベクトルによるM <sub>w</sub> ●other型 ●logM0=1.5MW+9.1より求めた
	太平洋 (N.E.JAPAN)	25	釧路沖	1993/1/15	42.9	144.4	101.0	7.6	2.70E+20	*	63.6	2.00E+20	*	*	*	*	*	池田・他 (2002a)	●M0はMahadavian and Sasatani (1994) ●Aは観測スベクトルによるM <sub>w</sub> ●down dip extension型 ●logM0=1.5MW+9.1より求めた
	太平洋 (N.E.JAPAN)	26	十勝沖	1993/3/25	41.7	143.7	60.0	6.0	1.10E+18	*	0.5	1.20E+18	*	*	*	*	*	池田・他 (2002a)	●M0はHarvard ●Aは観測スベクトルによるM <sub>w</sub> ●other型 ●logM0=1.5MW+9.1より求めた
	太平洋 (N.E.JAPAN)	27	岩手県沿岸 南部	1993/5/6	39.1	141.8	106.0	5.4	1.40E+17	*	24.4	8.50E+18	*	*	*	*	*	池田・他 (2003b)	●M0はHarvard ●Aは観測スベクトルによるM <sub>w</sub> ●down dip extension型 ●logM0=1.5MW+9.1より求めた
	太平洋 (N.E.JAPAN)	28	宮城県北部	1993/11/27	38.6	141.3	112.0	5.7	5.20E+17	*	43.2	1.90E+19	*	*	*	*	*	池田・他 (2003b)	●M0はHarvard ●Aは観測スベクトルによるM <sub>w</sub> ●other型 ●logM0=1.5MW+9.1より求めた
	太平洋 (N.E.JAPAN)	29	苫小牧沖	1993/12/4	41.7	142.0	80.0	5.2	8.00E+16	*	24.2	6.90E+18	*	*	*	*	*	池田・他 (2002a)	●M0はHarvard ●Aは観測スベクトルによるM <sub>w</sub> ●other型 ●logM0=1.5MW+9.1より求めた
	太平洋 (N.E.JAPAN)	30	岩手県沖	1993/12/17	39.2	142.3	62.0	5.3	1.30E+17	*	7.2	3.60E+18	*	*	*	*	*	池田・他 (2003b)	●M0はHarvard ●Aは観測スベクトルによるM <sub>w</sub> ●down dip extension型 ●logM0=1.5MW+9.1より求めた

表 3.1.1.3-1 文献調査対象とした国内で発生した海洋プレート内地震(つづき)

地域 番号	地域名	地震 番号	地震名	発生日 年月日	震源位置			モーメントマグニ チュード M <sub>w</sub> (M0から求めた)	地震 モーメント (論文) M <sub>0</sub> (Nm)	断層 面積 S (km <sup>2</sup> )	平均 応力 降下量 Δσ (MPa)	短周期 レベル (SMGA: St. Spectral Inversion) A (N・m/s <sup>2</sup> )	短周期 レベル (SMGA: Strong Motion Generation Area) A (N・m/s <sup>2</sup> )	コーナ ー振 動数 f <sub>c</sub> (Hz)	アスペ リテイ の 応力降 下量 Δσ <sub>s</sub> (MPa)	アスペ リテイ の 面積 S <sub>a</sub> (km <sup>2</sup> )	アスペ リテイ の 面積比 S <sub>a</sub> /S	参考文献	備考
					緯 度 [N]	経 度 [E]	深 さ [km]												
12	太平洋 (N.E.JAPAN)	31	十勝沖	1994/1/26	41.7	144.0	69.0	5.5	1.90E+17	*	0.8	9.80E+17	*	*	*	*	*	池田・他 (2002a)	●M0はHarvard ●Aは観測スベクトルによるM <sub>0F</sub> ●other型 ●logM0=1.5MW+9.1より求めた
	太平洋 (N.E.JAPAN)	32	青森県東方沖	1994/7/31	40.9	142.8	64.0	5.1	5.80E+16	*	3.4	1.70E+18	*	*	*	*	*	池田・他 (2003b)	●M0はHarvard ●Aは観測スベクトルによるM <sub>0F</sub> ●other型 ●logM0=1.5MW+9.1より求めた
	太平洋 (N.E.JAPAN)	33	釧路沖	1994/8/25	42.8	145.2	65.0	5.2	8.10E+16	*	5.7	2.70E+18	*	*	*	*	*	池田・他 (2002a)	●M0はHarvard ●Aは観測スベクトルによるM <sub>0F</sub> ●hinge型 ●logM0=1.5MW+9.1より求めた
	太平洋 (N.E.JAPAN)	34	根室半島南東沖	1994/8/31	43.5	146.1	84.0	6.1	2.10E+18	*	52.6	3.40E+19	*	*	*	*	*	池田・他 (2002a)	●M0はHarvard ●Aは観測スベクトルによるM <sub>0F</sub> ●hinge型 ●logM0=1.5MW+9.1より求めた
	太平洋 (N.E.JAPAN)	35	北海道東方沖地震	1994/10/4	43.5	147.4	56.0	8.2	2.6E+21 (KK) 3.0E+21 (H)	*	*	*	1.02E+21 (MS)	*	SMGA1: 82 SMGA2: 256 SMGA3: 362 SMGA4: 300 SMGA5: 137 (MS)	SMGA1: 400 SMGA2: 256 SMGA3: 144 SMGA4: 144 SMGA5: 256 total:1200 (MS)	*	菅谷・他 (2006)	KK:Kiwuchi&Kanamor (1995) H:Harvard CMT MS:Morikawa&Sasatani(2004) Iz:Ikeda et al/(2004) δ=4.6 logM0=1.5MW+9.1より求めた A=1.7E+21(MS)修正 があり0.6になった。 A=1.7E+21(MS)*0.6=1.02*21
	太平洋 (N.E.JAPAN)	36	根室半島南東沖	1995/1/21	43.2	146.7	60.0	6.2	2.80E+18	*	19.4	2.00E+19	*	*	*	*	*	池田・他 (2002a)	●M0はHarvard ●Aは観測スベクトルによるM <sub>0F</sub> ●other型 ●M0は logM0=1.5MW+9.1より求めた
	太平洋 (N.E.JAPAN)	37	釧路地方中南部	1995/9/16	43.0	143.9	110.0	5.1	6.60E+16	*	42.9	9.50E+18	*	*	*	*	*	池田・他 (2002a)	●M0はHarvard ●Aは観測スベクトルによるM <sub>0F</sub> ●down dip extension型 ●M0は logM0=1.5MW+9.1より求めた
	太平洋 (N.E.JAPAN)	38	国後島付近	1995/12/1	44.2	145.8	147.0	5.9	1.00E+18	*	17.5	1.30E+19	*	*	*	*	*	池田・他 (2002a)	●M0はHarvard ●Aは観測スベクトルによるM <sub>0F</sub> ●other型 ●M0は logM0=1.5MW+9.1より求めた
	太平洋 (N.E.JAPAN)	39	岩手県沿岸南部	1996/4/23	39.2	141.5	76.0	5.3	1.10E+17	*	17.2	6.20E+18	*	*	*	*	*	池田・他 (2003b)	●M0はHarvard ●Aは観測スベクトルによるM <sub>0F</sub> ●down dip compression型 ●M0は logM0=1.5MW+9.1より求めた

表 3.1.1.3-1 文献調査対象とした国内で発生した海洋プレート内地震(つづき)

地域番号	地域名	地震番号	地震名	発生日 年月日	震源位置			モーメントマグニチュード M <sub>w</sub> (M0から求めた)	地震モーメント (論文) M <sub>0</sub> (Nm)	断層面積 S (km <sup>2</sup> )	平均応力 降下量 Δσ (MPa)	短期レベル (SE Spectral Inversion) A (N·m/s <sup>2</sup> )	短期レベル (SMGA: Strong Motion Generation Area) A (N·m/s <sup>2</sup> )	コーナー 振動数 f <sub>c</sub> (Hz)	アスペリ ティの 応力降 下量 Δσ <sub>a</sub> (MPa)	アスペリ ティの 面積 S <sub>a</sub> (km <sup>2</sup> )	アスペ リティの 面積比 S <sub>a</sub> /S	参考文献	備考
					緯度 [N]	経度 [E]	深さ [km]												
12	太平洋 (N.E. JAPAN)	40	福島県沖	1997/2/20	37.4	141.2	88.0	5.5	2.10E+17	*	26.7	1.00E+19	*	*	*	*	*	池田・他 (2003)	●MOIはHarvard ●AIは観測スペクトルによるM <sub>0F</sub> ●down dip extension型 ●MOIはlogM0=1.5MW+9.1より求めた
	太平洋 (N.E. JAPAN)	41	福島県沖	1997/5/12	37.1	141.3	54.0	5.9	9.00E+17	*	6.4	6.40E+18	*	*	*	*	*	池田・他 (2003b)	●MOIはHarvard ●AIは観測スペクトルによるM <sub>0F</sub> ●down dip extension型 ●MOIはlogM0=1.5MW+9.1より求めた
	太平洋 (N.E. JAPAN)	42	釧路沖	1997/6/15	43.0	144.2	98.0	5.2	9.30E+16	*	58.0	1.30E+19	*	*	*	*	*	池田・他 (2002a)	●MOIはHarvard ●AIは観測スペクトルによるM <sub>0F</sub> ●down dip extension型 ●MOIはlogM0=1.5MW+9.1より求めた
	太平洋 (N.E. JAPAN)	43	釧路沖	1997/7/1	42.6	144.7	73.0	5.1	6.00E+16	*	24.0	6.30E+18	*	*	*	*	*	池田・他 (2002a)	●MOIはHarvard ●AIは観測スペクトルによるM <sub>0F</sub> ●down dip extension型 ●MOIはlogM0=1.5MW+9.1より求めた
	太平洋 (N.E. JAPAN)	44	釧路地方中南部	1997/11/6	43.0	144.4	113.0	4.8	2.20E+16	*	16.9	3.60E+18	*	*	*	*	*	池田・他 (2002a)	●MOIはF-net ●AIは観測スペクトルによるM <sub>0F</sub> ●down dip extension型 ●MOIはlogM0=1.5MW+9.1より求めた
	太平洋 (N.E. JAPAN)	45	根室地方北部	1997/11/15	43.7	145.1	153.0	6.1	1.50E+18	*	25.6	1.90E+19	*	*	*	*	*	池田・他 (2002a)	●MOIはHarvard ●AIは観測スペクトルによるM <sub>0F</sub> ●down dip extension型 ●MOIはlogM0=1.5MW+9.1より求めた
	太平洋 (N.E. JAPAN)	46	福島県沖	1997/12/7	37.7	141.8	84.0	5.3	1.20E+17	*	50.9	1.30E+19	*	*	*	*	*	池田・他 (2003b)	●MOIはHarvard ●AIは観測スペクトルによるM <sub>0F</sub> ●down dip extension型 ●MOIはlogM0=1.5MW+9.1より求めた
	太平洋 (N.E. JAPAN)	47	十勝地方中部	1997/12/23	43.0	143.5	113.0	5.0	4.60E+16	*	24.3	5.80E+18	*	*	*	*	*	池田・他 (2002a)	●MOIはF-net ●AIは観測スペクトルによるM <sub>0F</sub> ●down dip extension型 ●MOIはlogM0=1.5MW+9.1より求めた
	太平洋 (N.E. JAPAN)	48	釧路沖	1998/1/3	42.9	145.4	50.0	5.1	5.90E+16	*	5.8	2.40E+18	*	*	*	*	*	池田・他 (2002a)	●MOIはHarvard ●AIは観測スペクトルによるM <sub>0F</sub> ●other型 ●MOIはlogM0=1.5MW+9.1より求めた
	太平洋 (N.E. JAPAN)	49	東北地方	1998/4/9	*	*	89.0	*	1.78E+17	*	*	1.34E+19	*	*	*	*	*	佐藤(2013)	表1 c)スラブ内地震一逆断層、スペクトルインバージョン。
	太平洋 (N.E. JAPAN)	49	東北地方	1998/4/9	36.9	141.0	95.0	5.5	2.20E+17	*	30.9	1.10E+19	*	*	*	*	*	池田・他 (2003b)	●MOIはHarvard ●AIは観測スペクトルによるM <sub>0F</sub> ●down dip extension型 ●MOIはlogM0=1.5MW+9.1より求めた

表 3.1.1.3-1 文献調査対象とした国内で発生した海洋プレート内地震(つづき)

地域番号	地域名	地震番号	地震名	発生日 年月日	震源位置			モーメントマグニチュード $M_w$ ( $M_0$ から求めた)	地震モーメント (論文) $M_0$ (Nm)	断層面積 $S$ ( $\text{km}^2$ )	平均応力 降下量 $\Delta\sigma$ (MPa)	短周期レベル (St. Spectral Inversion) $A$ ( $\text{N}\cdot\text{m}/\text{s}^2$ )	短周期レベル (SMGA: Strong Motion Generation Area) $A$ ( $\text{N}\cdot\text{m}/\text{s}^2$ )	コーナー振動数 $f_c$ (Hz)	アスペリティの応力降下量 $\Delta\sigma_s$ (MPa)	アスペリティの面積 $S_a$ ( $\text{km}^2$ )	アスペリティの面積比 $S_a/S$	参考文献	備考
					緯度 [N]	経度 [E]	深さ [km]												
12	太平洋 (N.E.JAPAN)	50	宮城県沖	1998/5/21	*	*	84.2	4.9	2.60E+16	*	51.3	7.85E+18	*	*	*	*	*	佐藤 (2004b)	表1. スペクトルインバージョン。 MOは $\log M_0=1.5MW+9.1$ より求めた
	太平洋 (N.E.JAPAN)	50	宮城県沖	1998/5/21	*	*	84.2	4.9	2.60E+16	*	*	7.27E+18	*	*	*	*	*	佐藤 (2004a)	表1. スペクトルインバージョン。
	太平洋 (N.E.JAPAN)	51	宮城県沖	1998/11/24	38.0	141.6	83.0	5.2	8.40E+16	*	38.0	9.50E+18	*	*	*	*	*	池田・他 (2003b)	●MOはHarvard ●Aは観測スペクトルによる $M_{IF}$ ●down dip extension型 MOは $\log M_0=1.5MW+9.1$ より求めた
	太平洋 (N.E.JAPAN)	52	釧路地方中南部	1999/5/13	42.94 (I1)	143.91 (I1)	109.0	6.2	2.4E+18(H) 1.72E+18(F)	*	27.2(I2)	2.8E+19(TS) 2.3E19(I1)	*	*	asp1:73 asp1:73 (TS)	asp1:3.2 asp1:4.9 (TS)	*	菅谷・他 (2006)	H:Harvard CMT I:池田(2002) F:F-net MOは $\log M_0=1.5MW+9.1$ より求めた
	太平洋 (N.E.JAPAN)	53	北海道東方沖地震	2000/1/28	*	*	59.0	6.7	2.00E+19 1.21E+19(F)	*	*	5.2E+19 (TS)	*	*	62.4(TS) 261(A1)	56.3 (TS) 24.6(A1)	*	菅谷・他 (2006)	H: Harvard A1: Asano et al. (2003) TS: 菅谷・他(2006) Sat: 上にある値を用いた。 MOは $\log M_0=1.5MW+9.1$ より求めた
	太平洋 (N.E.JAPAN)	54	東北地方	2001/4/3	*	*	59.0	5.4	1.72E+17	*	*	8.76E+18	*	*	*	*	*	佐藤(2013)	表1.c)スラブ内地震→逆断層。スペクトルインバージョン。 MOは $\log M_0=1.5MW+9.1$ より求めた
	太平洋 (N.E.JAPAN)	55	岩手県内陸南部	2001/12/2	39.4	141.3	122.0	6.4	5.50E+18	*	48.4	4.50E+19	*	*	*	*	*	池田・他 (2003b)	●MOはHarvard ●Aは観測スペクトルによる $M_{IF}$ ●down dip extension型
	太平洋 (N.E.JAPAN)	56	宮城県沖	2002/5/12	*	*	96.3	5.2	9.39E+16	*	*	7.51E+18	*	*	*	*	*	佐藤 (2004a)	表1. スペクトルインバージョン。
	太平洋 (N.E.JAPAN)	57	宮城県沖	2003/5/12	*	*	46.9	5.2	7.07E+16	*	12.5	3.38E+18	*	1.10	*	*	*	佐藤 (2015b)	表1. スペクトルインバージョン。 MOは $\log M_0=1.5MW+9.1$ より求めた
	太平洋 (N.E.JAPAN)	58	宮城県沖	2003/5/26	*	*	71.0	7.0	3.87E+19	*	61.0	1.01E+20	*	*	*	*	*	池田・他 (2003a)	●地震モーメントはHarvard大学の値 ●短周期レベルは観測記録から推定した震源スペクトルで求めた。 MOは $\log M_0=1.5MW+9.1$ より求めた
	太平洋 (N.E.JAPAN)	59	宮城県北部	2003/5/26 22:34	*	*	73.8	4.5	8.21E+15	*	13.7	1.75E+18	*	*	*	*	*	佐藤 (2004b)	表1. スペクトルインバージョン。 MOは $\log M_0=1.5MW+9.1$ より求めた
	太平洋 (N.E.JAPAN)	60	宮城県沖	2003/5/27 00:44	*	*	67.5	4.7	1.43E+16	*	145.7	1.02E+19	*	*	*	*	*	佐藤 (2004b)	表1. スペクトルインバージョン。 MOは $\log M_0=1.5MW+9.1$ より求めた

表 3.1.1.3-1 文献調査対象とした国内で発生した海洋プレート内地震(つづき)

地域 番号	地域名	地震 番号	地震名	発生日 年月日	震源位置			モーメントマグニ チュード $M_w$ ( $M_0$ から求めた)	地震 モーメント (論文) $M_0$ (Nm)	断層 面積 $S$ ( $\text{km}^2$ )	平均 応力 降下量 $\Delta\sigma$ (MPa)	短周期 レベル (SI: Spectral Inversion) $A$ ( $\text{N}\cdot\text{m}/\text{s}^2$ )	短周期 レベル (SMGA: Strong Motion Generation Area) $A$ ( $\text{N}\cdot\text{m}/\text{s}^2$ )	コーナ ー振動数 $f_2$ (Hz)	アスペ リティ の 応力降 下量 $\Delta\sigma_s$ (MPa)	アスペ リティの 面積 $S_p$ ( $\text{km}^2$ )	アスペ リティの 面積比 $S_p/S$	参考文献	備考
					緯 度 [N]	経 度 [E]	深 さ [km]												
12	太平洋 (N.E.JAPAN)	61	宮城県沖	2003/5/28	*	*	73.2	4.5	6.45.E+15	*	6.5	9.80.E+17	*	*	*	*	*	佐藤 (2004b)	表1。スペクトルインバージョン。 MOは $\log M_0=1.5MW+9.1$ より求めた
	太平洋 (N.E.JAPAN)	62	宮城県北部	2003/5/31	*	*	73.8	4.6	1.13.E+16	*	*	1.79.E+18	*	*	*	*	*	佐藤(2004)	表1。スペクトルインバージョン。 MOは $\log M_0=1.5MW+9.1$ より求めた
	太平洋 (N.E.JAPAN)	63	宮城県沖	2003/6/10	*	*	66.0	4.8	2.19.E+16	*	*	2.60.E+18	*	*	*	*	*	佐藤 (2004a)	表1。スペクトルインバージョン。 MOは $\log M_0=1.5MW+9.1$ より求めた
	太平洋 (N.E.JAPAN)	64	東北地方	2005/2/26	*	*	56.0	5.6	3.74.E+17	*	*	9.89.E+18	*	*	*	*	*	佐藤(2013)	表1.c)スラブ内地震 —逆断層。スペクトル インバージョン。 MOは $\log M_0=1.5MW+9.1$ より求めた
	太平洋 (N.E.JAPAN)	65	岩手県沿岸 北部	2008/7/24	*	*	108.0	6.8	1.80.E+19	*	69.2	8.50.E+19	*	*	*	*	*	池田 (2010b)	●地震モーメントは GlobalCMTカタログ の値 ●短周期レベルは観 測記録から推定した 震源スペクトルで求 めた MOは $\log M_0=1.5MW+9.1$ より求めた
	太平洋 (N.E.JAPAN)	66	福岡県沖	2010/3/13 21:46	*	*	74.0	5.4	1.88.E+17	*	*	1.56.E+19	*	*	*	*	*	佐藤(2013)	表1.c)スラブ内地震 —逆断層。スペクトル インバージョン。 MOは $\log M_0=1.5MW+9.1$ より求めた
	太平洋 (N.E.JAPAN)	67	宮城県沖	2011/4/7	*	*	68.0	7.1	4.74.E+19	*	*	1.49.E+20	*	*	*	*	*	佐藤(2012)	表1。スペクトルインバージョン。 MOは $\log M_0=1.5MW+9.1$ より求めた
	太平洋 (N.E.JAPAN)	68	東北地方	2011/7/8	*	*	56.0	5.5	2.06.E+17	*	*	1.28.E+19	*	*	*	*	*	佐藤(2013)	表1.c)スラブ内地震 —逆断層。スペクトル インバージョン。 MOは $\log M_0=1.5MW+9.1$ より求めた
	太平洋 (N.E.JAPAN)	69	東北地方	2011/7/31	*	*	56.0	6.3	4.15.E+18	*	*	3.67.E+19	*	*	*	*	*	佐藤(2013)	表1.c)スラブ内地震 —逆断層。スペクトル インバージョン。 MOは $\log M_0=1.5MW+9.1$ より求めた
	太平洋 (N.E.JAPAN)	70	東北地方	2011/8/19	*	*	56.0	6.3	3.19.E+18	*	*	3.05.E+19	*	*	*	*	*	佐藤(2013)	表1.c)スラブ内地震 —逆断層。スペクトル インバージョン。 MOは $\log M_0=1.5MW+9.1$ より求めた

表 3.1.1.3-1 文献調査対象とした国内で発生した海洋プレート内地震(つづき)

地域番号	地域名	地震番号	地震名	発生日 年月日	震源位置			モーメントマグニチュード M <sub>w</sub> (M0から求めた)	地震モーメント (論文) M <sub>0</sub> (Nm)	断層面積 S (km <sup>2</sup> )	平均応力 低下量 Δσ (MPa)	短周期 レベル (SI Spectral Inversion) A (N・m/s <sup>2</sup> )	短周期 レベル (SMGA: Strong Motion Generation Area) A (N・m/s <sup>2</sup> )	コーナー 振動数 f <sub>c</sub> (Hz)	アスペリ ティの 応力降 下量 Δσ <sub>a</sub> (MPa)	アスペリ ティの 面積 S <sub>a</sub> (km <sup>2</sup> )	アスペ リティの 面積比 S <sub>a</sub> /S	参考文献	備考	
					緯度 [N]	経度 [E]	深さ [km]													
26	フィリピン海 (S.W.JAPAN)	1	1855年安政 江戸地震	1855/11/11	35.7	140.1	65.0	7.1	5.62E+19	972.00	*	6.79.E+19	*	*	SMGA1: 54.2 SMGA1: 54.2	SMGA1: 40.5 SMGA1: 40.5 total:81	0.083	佐藤(2016)	・Table2の050723の 場合をリスト化。 ・経験的グリーン関 数法による震度の推定 M0は logM0=1.5MW+9.1より 求めた	
	フィリピン海 (S.W.JAPAN)	2	-	1968/8/6	33.3	132.4	40.0	6.8	2.10E+19	*	11.5	2.70.E+19	*	*	*	*	*	池田・他 (2004)	●地震モーメントは Shiono and Makumo(1975) の値 ●短周期レベルは観 測記録から推定した 震源スペクトルで求 めた M0は logM0=1.5MW+9.1より 求めた	
	フィリピン海 (S.W.JAPAN)	3	-	1978/7/4	32.7	131.4	120.0	5.8	6.20E+17	*	85.5	3.20.E+19	*	*	*	*	*	池田・他 (2004)	●地震モーメントは Harvard大学の値 ●短周期レベルは観 測記録から推定した 震源スペクトルで求 めた M0は logM0=1.5MW+9.1より 求めた	
	フィリピン海 (S.W.JAPAN)	4	-	1979/7/13	33.9	132.1	70.0	6.1	1.80E+18	*	16.9	1.50.E+19	*	*	*	*	*	池田・他 (2004)	●地震モーメントは Harvard大学の値 ●短周期レベルは観 測記録から推定した 震源スペクトルで求 めた M0は logM0=1.5MW+9.1より 求めた	
	フィリピン海 (S.W.JAPAN)	5	-	1983/8/26	33.6	131.6	116.0	6.5	6.50E+18	*	37.5	4.00.E+19	*	*	*	*	*	池田・他 (2004)	●地震モーメントは Harvard大学の値 ●短周期レベルは観 測記録から推定した 震源スペクトルで求 めた M0は logM0=1.5MW+9.1より 求めた	
	フィリピン海 (S.W.JAPAN)	6	-	1985/1/6	34.2	135.6	70.0	5.7	4.50E+17	*	13.3	8.30.E+18	*	*	*	*	*	池田・他 (2004)	●地震モーメントは Harvard大学の値 ●短周期レベルは観 測記録から推定した 震源スペクトルで求 めた	
	フィリピン海 (S.W.JAPAN)	7	-	1985/1/27	32.6	131.3	118.0	5.6	3.60E+17	*	72.9	2.40.E+19	*	*	*	*	*	池田・他 (2004)	●地震モーメントは Harvard大学の値 ●短周期レベルは観 測記録から推定した 震源スペクトルで求 めた M0は logM0=1.5MW+9.1より 求めた	
	フィリピン海 (S.W.JAPAN)	8	千葉県東方 沖地震	1987/12/17	35.4	140.5	47.3	6.7	1.41E+19	400	4.3	*	2.82E+19	*	*	(33.0, 33.0)	52.0 (36.0, 16.0)	0.130	佐藤 (2015a)	・統計的グリーン関 数法による震源モデ ルの推定。 ・震源位置、L、Wは、 Okada and Kasahara(1990)によ る、表1。 ・2つのSMGAと背景 領域のモデル、パラ メータは表3。 M0は logM0=1.5MW+9.1より 求めた
	フィリピン海 (S.W.JAPAN)	9	愛知県東部	1997/3/16	34.9	137.5	39.0	5.6	3.30E+17	*	27.0	1.20.E+19	*	*	*	*	*	*	池田・他 (2004)	●地震モーメントは Harvard大学の値 ●短周期レベルは観 測記録から推定した 震源スペクトルで求 めた M0は logM0=1.5MW+9.1より 求めた
	フィリピン海 (S.W.JAPAN)	10	相模トラフ	1997/12/6	*	*	47.9	4.7	1.31E+16	*	16.8	2.35.E+18	*	2.13	*	*	*	*	佐藤 (2015b)	表1、スペクトルイン バージョン。 M0は logM0=1.5MW+9.1より 求めた

表 3.1.1.3-1 文献調査対象とした国内で発生した海洋プレート内地震(つづき)

地域番号	地域名	地震番号	地震名	発生日 年月日	震源位置			モーメントマグニチュード Mw (M0から求めた)	地震モーメント (論文) M0 (Nm)	断層面積 S (km <sup>2</sup> )	平均応力 降下量 Δσ (MPa)	短周期 レベル (St. Spectral Inversion) A (N・m/s <sup>3</sup> )	短周期 レベル (SMGA: Strong Motion Generation Area) A (N・m/s <sup>3</sup> )	コーナー 振動数 f <sub>c</sub> (Hz)	アスペリ ティの 応力降 下量 Δσ <sub>a</sub> (MPa)	アスペリ ティの 面積 S <sub>a</sub> (km <sup>2</sup> )	アスペ リ ティの 面積比 S <sub>a</sub> /S	参考文献	備考
					緯度 [N]	経度 [E]	深さ [km]												
26	フィリピン海 (S.W.JAPAN)	11	-	1998/5/23	33.7	131.8	86.0	5.5	1.90E+17	*	9.2	4.80E+18	*	*	*	*	*	池田・他 (2004)	●地震モーメントはF-netの値 ●短周期レベルは観測記録から推定した震源スペクトルで求めた M0はlogM0=1.5Mw+9.1より求めた
	フィリピン海 (S.W.JAPAN)	12	和歌山県北部	1999/8/21	34.0	135.5	66.0	5.6	3.10E+17	*	3.3	2.90E+18	*	*	*	*	*	池田・他 (2004)	●地震モーメントはHarvard大学の値 ●短周期レベルは観測記録から推定した震源スペクトルで求めた M0はlogM0=1.5Mw+9.1より求めた
	フィリピン海 (S.W.JAPAN)	13	-	1999/11/29	35.1	137.0	45.0	4.7	1.60E+16	*	48.1	6.40E+18	*	*	*	*	*	池田・他 (2004)	●地震モーメントはF-netの値 ●短周期レベルは観測記録から推定した震源スペクトルで求めた M0はlogM0=1.5Mw+9.1より求めた
	フィリピン海 (S.W.JAPAN)	14	-	2000/4/2	32.5	131.1	147.0	4.8	2.00E+16	*	2.2	8.80E+17	*	*	*	*	*	池田・他 (2004)	●地震モーメントはF-netの値 ●短周期レベルは観測記録から推定した震源スペクトルで求めた M0はlogM0=1.5Mw+9.1より求めた
	フィリピン海 (S.W.JAPAN)	15	-	2000/4/15	33.6	135.4	42.0	4.9	2.50E+16	*	1.0	5.70E+17	*	*	*	*	*	池田・他 (2004)	●地震モーメントはF-netの値 ●短周期レベルは観測記録から推定した震源スペクトルで求めた
	フィリピン海 (S.W.JAPAN)	16	-	2000/9/7	33.5	132.4	45.0	4.1	1.90E+15	*	4.1	6.10E+17	*	*	*	*	*	池田・他 (2004)	●地震モーメントはF-netの値 ●短周期レベルは観測記録から推定した震源スペクトルで求めた M0はlogM0=1.5Mw+9.1より求めた
	フィリピン海 (S.W.JAPAN)	17	-	2000/10/31	34.3	136.3	39.0	5.5	1.90E+17	*	30.7	1.10E+19	*	*	*	*	*	池田・他 (2004)	●地震モーメントはHarvard大学の値 ●短周期レベルは観測記録から推定した震源スペクトルで求めた M0はlogM0=1.5Mw+9.1より求めた
	フィリピン海 (S.W.JAPAN)	18	-	2001/1/6	35.4	137.1	48.0	4.8	1.70E+16	*	0.7	4.00E+17	*	*	*	*	*	池田・他 (2004)	●地震モーメントはF-netの値 ●短周期レベルは観測記録から推定した震源スペクトルで求めた M0はlogM0=1.5Mw+9.1より求めた
	フィリピン海 (S.W.JAPAN)	19	-	2001/1/9	33.6	132.4	50.0	4.6	1.00E+16	*	2.2	7.10E+17	*	*	*	*	*	池田・他 (2004)	●地震モーメントはF-netの値 ●短周期レベルは観測記録から推定した震源スペクトルで求めた M0はlogM0=1.5Mw+9.1より求めた



表 3.1.1.3-1 文献調査対象とした国内で発生した海洋プレート内地震(つづき)

地域 番号	地域名	地震 番号	地震名	発生日 年月日	震源位置			モーメントマグニ チュード Mw (M0から求めた)	地震 モーメント (論文) M0 (Nm)	断層 面積 S (km <sup>2</sup> )	平均 応力 降下量 Δσ (MPa)	短周期 レベル (St. Spectral Inversion) A (N·m/s <sup>2</sup> )	短周期 レベル (SMGA: Strong Motion Generation Area) A (N·m/s <sup>2</sup> )	コーナ ー振動数 fc (Hz)	アスペリ ティの 応力降 下量 Δσs (MPa)	アスペリ ティの 面積 Ss (km <sup>2</sup> )	アスペ リティの 面積比 Ss/S	参考文献	備考
					緯 度 [N]	経 度 [E]	深 さ [km]												
26	フィリピン海 (S.W.JAPAN)	20	-	2001/2/23	34.7	137.6	40.0	4.9	2.40E+16	*	3.0	1.20E+18	*	*	*	*	*	池田・他 (2004)	●地震モーメントは F-netの値 ●短周期レベルは観 測記録から推定した 震源スベクトルで求 めた M0は logM0=1.5MW+9.1よ り求めた
	フィリピン海 (S.W.JAPAN)	21	芸予地震	2001/3/24	*	*	*	6.8	2.10E+19	*	*	5.85E+19	*	*	*	*	*	新井・他 (2015)	●M0はKakehi(2004)、 AIは経路式による。 M0は logM0=1.5MW+9.1よ り求めた
	フィリピン海 (S.W.JAPAN)	22	芸予地震 (余震)	2001/3/25	34.0	132.8	51.0	4.4	4.60E+15	*	12.8	1.80E+18	*	*	*	*	*	池田・他 (2002b)	●地震モーメントは Harvard大学の値 ●短周期レベルは観 測記録から推定した 震源スベクトルで求 めた
	フィリピン海 (S.W.JAPAN)	23	*	2001/3/26	33.9	132.7	48.0	4.0	1.40E+15	*	18.5	1.50E+18	*	*	*	*	*	池田・他 (2004)	●地震モーメントは F-netの値 ●短周期レベルは観 測記録から推定した 震源スベクトルで求 めた M0は logM0=1.5MW+9.1よ り求めた
	フィリピン海 (S.W.JAPAN)	24	*	2001/3/26	34.1	132.7	49.0	5.2	7.00E+16	*	5.3	2.40E+18	*	*	*	*	*	池田・他 (2004)	●地震モーメントは Harvard大学の値 ●短周期レベルは観 測記録から推定した 震源スベクトルで求 めた M0は logM0=1.5MW+9.1よ り求めた
	フィリピン海 (S.W.JAPAN)	25	芸予地震 (余震)	2001/3/26 02:16	33.9	132.7	48.0	4.0	1.40E+15	*	20.5	1.60E+18	*	*	*	*	*	池田・他 (2002b)	●地震モーメントは Harvard大学の値 ●短周期レベルは観 測記録から推定した 震源スベクトルで求 めた M0は logM0=1.5MW+9.1よ り求めた

表 3.1.1.3-1 文献調査対象とした国内で発生した海洋プレート内地震(つづき)

地域番号	地域名	地震番号	地震名	発生日 年月日	震源位置			モーメントマグニチュード Mw (M0から求めた)	地震モーメント (論文) M0 (Nm)	断層面積 S (km <sup>2</sup> )	平均応力 降下量 Δσ (MPa)	短周期 レベル (St. Spectral Inversion) A (N·m/s <sup>2</sup> )	短周期 レベル (SMGA: Strong Motion Generation Area) A (N·m/s <sup>2</sup> )	コーナー 振動数 f <sub>c</sub> (Hz)	アスペリ ティの 応力降 下量 Δσ <sub>a</sub> (MPa)	アスペリ ティの 面積 S <sub>a</sub> (km <sup>2</sup> )	アスペ リティの 面積比 S <sub>a</sub> /S	参考文献	備考
					緯度 [N]	経度 [E]	深さ [km]												
26	フィリピン海 (S.W.JAPAN)	26	芸予地震 (余震)	2001/3/26 05:40	34.1	132.7	49.0	5.1	4.80E+16	*	7.0	2.60E+18	*	*	*	*	*	池田・他 (2002b)	●地震モーメントは ハーバード大学の値 ●短周期レベルは観 測記録から推定した 震源スベクトルで求 めた M0は logM0=1.5MW+9.1よ り求めた
	フィリピン海 (S.W.JAPAN)	27	*	2001/4/3	33.8	132.0	67.0	4.7	1.30E+16	*	2.8	9.00E+17	*	*	*	*	*	池田・他 (2004)	●地震モーメントは F-netの値 ●短周期レベルは観 測記録から推定した 震源スベクトルで求 めた M0は logM0=1.5MW+9.1よ り求めた
	フィリピン海 (S.W.JAPAN)	28	静岡県中部	2001/4/3	35.0	138.1	33.0	5.3	1.20E+17	*	5.6	3.00E+18	*	*	*	*	*	池田・他 (2004)	●地震モーメントは Harvard大学の値 ●短周期レベルは観 測記録から推定した 震源スベクトルで求 めた M0は logM0=1.5MW+9.1よ り求めた
	フィリピン海 (S.W.JAPAN)	29	日向灘	2001/4/25	32.8	132.4	42.0	5.7	4.00E+17	*	10.5	6.80E+18	*	*	*	*	*	池田・他 (2004)	●地震モーメントは Harvard大学の値 ●短周期レベルは観 測記録から推定した 震源スベクトルで求 めた M0は logM0=1.5MW+9.1よ り求めた
	フィリピン海 (S.W.JAPAN)	30	-	2001/6/1	35.0	138.1	32.0	4.7	1.40E+16	*	2.3	8.00E+17	*	*	*	*	*	池田・他 (2004)	●地震モーメントは F-netの値 ●短周期レベルは観 測記録から推定した 震源スベクトルで求 めた M0は logM0=1.5MW+9.1よ り求めた
	フィリピン海 (S.W.JAPAN)	31	-	2001/9/6	33.1	132.0	50.0	4.3	3.40E+15	*	3.6	6.80E+17	*	*	*	*	*	池田・他 (2004)	●地震モーメントは F-netの値 ●短周期レベルは観 測記録から推定した 震源スベクトルで求 めた M0は logM0=1.5MW+9.1よ り求めた
	フィリピン海 (S.W.JAPAN)	32	-	2002/2/25	33.8	132.6	46.0	4.7	1.30E+16	*	3.8	1.10E+18	*	*	*	*	*	池田・他 (2004)	●地震モーメントは F-netの値 ●短周期レベルは観 測記録から推定した 震源スベクトルで求 めた M0は logM0=1.5MW+9.1よ り求めた
	フィリピン海 (S.W.JAPAN)	33	-	2002/4/6	33.4	132.5	42.0	4.3	3.80E+15	*	3.7	7.20E+17	*	*	*	*	*	池田・他 (2004)	●地震モーメントは F-netの値 ●短周期レベルは観 測記録から推定した 震源スベクトルで求 めた M0は logM0=1.5MW+9.1よ り求めた
	フィリピン海 (S.W.JAPAN)	34	相模トラフ	2004/2/28	*	*	38.7	4.0	1.30E+15	*	47.5	2.17E+18	*	6.50	*	*	*	佐藤 (2015b)	表1。スペクトルイン バージョン。 M0は logM0=1.5MW+9.1よ り求めた

表 3.1.1.3-1 文献調査対象とした国内で発生した海洋プレート内地震(つづき)

地域番号	地域名	地震番号	地震名	発生日 年月日	震源位置			モーメントマグニチュード Mw (M0から求めた)	地震モーメント (論文) M <sub>0</sub> (Nm)	断層面積 S (km <sup>2</sup> )	平均応力 降下量 Δσ (MPa)	短周期レベル (SI: Spectral Inversion) A (N・m/s <sup>2</sup> )	短周期レベル (SMGA: Strong Motion Generation Area) A (N・m/s <sup>2</sup> )	コーナー 振動数 f <sub>c</sub> (Hz)	アスペリティ の応力降 下量 Δσ <sub>a</sub> (MPa)	アスペリティの 面積 S <sub>a</sub> (km <sup>2</sup> )	アスペリティの 面積比 S <sub>a</sub> /S	参考文献	備考
					緯度 [N]	経度 [E]	深さ [km]												
26	フィリピン海 (S.W.JAPAN)	35	相模トラフ	2004/8/25	*	*	50.6	4.3	3.39E+15	*	16.0	1.44E+18	*	3.28	*	*	*	佐藤 (2015b)	表1。スペクトルインバージョン。 M0は logM0=1.5MW+9.1より求めた。
	フィリピン海 (S.W.JAPAN)	36	大分県西部 の地震	2006/6/12	*	*	145.0	6.3	4.20E+18	*	24.9	2.70E+19	*	*	*	*	*	池田 (2010b)	●地震モーメントは GlobalCMTカタログ の値 ●短周期レベルは観 測記録から推定した 震源スペクトルで求 めた M0は logM0=1.5MW+9.1より求めた。
	フィリピン海 (S.W.JAPAN)	37	伊予灘の地 震	2006/9/26	*	*	70.0	5.3	9.80E+16	*	11.5	4.50E+18	*	*	*	*	*	池田 (2010b)	●地震モーメントは GlobalCMTカタログ の値 ●短周期レベルは観 測記録から推定した 震源スペクトルで求 めた M0は logM0=1.5MW+9.1より求めた。
	フィリピン海 (S.W.JAPAN)	38	相模トラフ	2007/6/1	*	*	59.4	4.4	4.43E+15	*	42.1	3.01E+18	*	4.15	*	*	*	佐藤 (2015b)	表1。スペクトルインバージョン。 M0は logM0=1.5MW+9.1より求めた。
	フィリピン海 (S.W.JAPAN)	39	相模トラフ	2008/4/4	*	*	53.5	4.8	2.05E+16	*	35.1	4.45E+18	*	2.34	*	*	*	佐藤 (2015b)	表1。スペクトルインバージョン。 M0は logM0=1.5MW+9.1より求めた。
	フィリピン海 (S.W.JAPAN)	40	相模トラフ	2008/5/1	*	*	35.8	4.4	4.80E+15	*	22.2	2.02E+18	*	3.27	*	*	*	佐藤 (2015b)	表1。スペクトルインバージョン。 M0は logM0=1.5MW+9.1より求めた。
	フィリピン海 (S.W.JAPAN)	41	相模トラフ	2009/2/17	*	*	31.0	4.5	6.74E+15	*	10.6	1.38E+18	*	2.28	*	*	*	佐藤 (2015b)	表1。スペクトルインバージョン。 M0は logM0=1.5MW+9.1より求めた。
フィリピン海 (S.W.JAPAN)	42	駿河湾の 地震(余震)	2009/8/11 18:09	*	*	20.0	4.1	2.10E+15	*	2.1	2.90E+17	*	1.87	*	*	*	池田 (2010a)	●地震モーメントは F-net ●短周期レベルは観 測記録のフーリエス ペクトル比(余震/ 本震)から求めた M0は logM0=1.5MW+9.1より求めた。	

表 3.1.1.3-1 文献調査対象とした国内で発生した海洋プレート内地震(つづき)

地域 番号	地域名	地震 番号	地震名	発生日  年月日	震源位置			モーメントマグニ チュード  Mw (M0から求めた)	地震 モーメント (論文)  M <sub>0</sub> (Nm)	断層 面積  S (km <sup>2</sup> )	平均 応力 降下量  Δσ (MPa)	短周期 レベル (St. Spectral Inversion)  A (N·m/s <sup>2</sup> )	短周期 レベル (SMGA: Strong Motion Generation Area)  A (N·m/s <sup>2</sup> )	コーナ ー振動数  f <sub>c</sub> (Hz)	アスペリ ティの 応力降 下量  Δσ <sub>a</sub> (MPa)	アスペリ ティの 面積  S <sub>a</sub> (km <sup>2</sup> )	アスペ リティの 面積比  S <sub>a</sub> /S	参考文献	備考
					緯 度 [N]	経 度 [E]	深 さ [km]												
26	フィリピン海 (S.W.JAPAN)	43	駿河湾沖 (本震)	2009/8/11 05:07	*	*	*	6.2	2.25E+18	*	*	*			(75.1, 75.1)	18 (6, 12)	*	佐藤 (2010b)	・経験的グリーン関 数法による震源モデ ルの推定。 ・M0は、F-netによる (表1)。 ・震源位置、し、Wは、 SMGAのために設定 した。2枚の断層面。 ・2つのSMGAのモデ ル。 ・SMGAのパラメータ は表4。 M0は logM0=1.5MW+9.1よ り求めた
	フィリピン海 (S.W.JAPAN)	44	駿河湾地震 (余震)	2009/8/13 12:42	*	*	19.0	3.8	6.70E+14	*	2.4	2.10E+17	*	2.84	*	*	*	池田 (2010a)	●地震モーメントは F-net ●短周期レベルは観 測記録のフーリエス ペクトル比(余震/ 本震)から求めた M0は logM0=1.5MW+9.1よ り求めた
	フィリピン海 (S.W.JAPAN)	45	駿河湾地震 (余震)	2009/8/13 18:11	*	*	23.0	4.3	3.90E+15	*	5.3	6.60E+17	*	2.07	*	*	*	池田 (2010a)	●地震モーメントは F-net ●短周期レベルは観 測記録のフーリエス ペクトル比(余震/ 本震)から求めた M0は logM0=1.5MW+9.1よ り求めた
	フィリピン海 (S.W.JAPAN)	46	駿河湾沖	2009/9/2 13:04	*	*	22.2	3.5	2.28E+14	*	17.7	6.29E+17	*	8.36	*	*	*	佐藤 (2010b)	・深さ、M0(F-net)は、 表1。 ・Δσ、A、f <sub>c</sub> は、スペ クトルインバージョン による、表2。 M0は logM0=1.5MW+9.1よ り求めた

表 3.1.1.3-2 文献調査対象とした国外で発生した海洋プレート内地震

地域番号	地域名	地震番号	地域(プレート)	地震名	発生日 年月日	震源位置			モーメントマグニチュード Mw (M0から求めた)	地震モーメント (Nm)	断層面積 S (km <sup>2</sup> )	平均応力 降下量 Δσ (MPa)	短周期レベル (St. Spectral Inversion) A (N・m <sup>2</sup> /s <sup>2</sup> )	短周期レベル (SMGA: Strong Motion Generation Area) A (N・m <sup>2</sup> /s <sup>2</sup> )	コーナー振動数 f <sub>c</sub> (Hz)	アスペリティの応力降下量 Δσ <sub>a</sub> (MPa)	アスペリティの面積 S <sub>a</sub> (km <sup>2</sup> )	アスペリティの面積比 S <sub>a</sub> /S	参考文献	備考
						緯度 [N]	経度 [E]	深さ [km]												
17	Cascadia	27	Cascadia	Olympia	1949/4/13	47.2	-122.6	60.0	6.8	1.91E+19	*	5.9	*	5.60E+19	*	65	36.0	*	Iwata and Asano (2011)	β=4.5としてAを求めた。 M <sub>0</sub> は logM <sub>0</sub> =1.5M <sub>w</sub> +9.1 より求めた。 震源位置はSeno and Yoshida (2004)参照
	Cascadia	169	Cascadia	Tacoma	1965/4/29	47.4	-122.3	60.0	6.6	9.43E+18	*	5.9	*	4.28E+19	*	52.1	28.0	*	Iwata and Asano (2011)	M <sub>0</sub> は logM <sub>0</sub> =1.5M <sub>w</sub> +9.1 より求めた。 震源位置はLin and Lee (2008)参照
	Cascadia	92	Cascadia	Nisqually	2001/2/28	47.1	-122.5	56.0	6.7	1.66E+19	*	3.7	*	4.11E+19	*	40.40	43.0	*	Iwata and Asano (2011)	M <sub>0</sub> は logM <sub>0</sub> =1.5M <sub>w</sub> +9.1 より求めた。 震源位置はglobalCMT参照
18	Central America	220	Mexico	-	1964/6/6	18.0	-100.7	55.0	7.3	*	*	*	*	*	*	*	*	*	Joel D. Cruz-Arguilles et al.(2020)	震源位置、MwはSingh et al.(2014)参照
	Central America	221	Mexico	-	1980/10/24	18.3	-98.3	65.0	7.0	*	*	*	*	*	*	*	*	*	Joel D. Cruz-Arguilles et al.(2020)	震源位置、MwはSingh et al.(2014)参照
	Central America	104	Mexico	-	1994/2/23	17.8	-97.3	75.0	5.8	6.28E+17	*	32.4	1.81E+19	*	8.55E-01	*	*	*	Garcia et al. (2004)	A = (2πf <sub>c</sub> ) <sup>2</sup> M <sub>0</sub> よりAを求めた。 M <sub>0</sub> は logM <sub>0</sub> =1.5M <sub>w</sub> +9.1 より求めた。
	Central America	106	Mexico	-	1994/5/23	18.0	-100.6	50.0	6.2	2.77E+18	*	32.4	2.97E+19	*	0.52	*	*	*	Garcia et al. (2004)	A = (2πf <sub>c</sub> ) <sup>2</sup> M <sub>0</sub> よりAを求めた。 M <sub>0</sub> は logM <sub>0</sub> =1.5M <sub>w</sub> +9.1 より求めた。
	Central America	172	Central America	Mexico	1994/5/23	18.0	-100.6	50.0	6.2	2.77E+18	*	32.4	2.97E+19	*	0.52	*	*	*	Garcia et al. (2004)	A = (2πf <sub>c</sub> ) <sup>2</sup> M <sub>0</sub> よりAを求めた。 M <sub>0</sub> は logM <sub>0</sub> =1.5M <sub>w</sub> +9.1 より求めた。
	Central America	107	Mexico	-	1994/12/10	18.0	-101.5	50.0	6.4	5.20E+18	*	49.4	4.85E+19	*	0.49	*	*	*	Garcia et al. (2004)	A = (2πf <sub>c</sub> ) <sup>2</sup> M <sub>0</sub> よりAを求めた。 M <sub>0</sub> は logM <sub>0</sub> =1.5M <sub>w</sub> +9.1 より求めた。
	Central America	109	Mexico	-	1996/7/19	17.2	-100.4	50.0	4.9	2.81E+16	*	31.0	6.25E+18	*	2.37	*	*	*	Garcia et al. (2004)	M <sub>0</sub> は logM <sub>0</sub> =1.5M <sub>w</sub> +9.1 より求めた。
	Central America	110	Mexico (Cocos subducting plate)	-	1997/1/11	18.3	-102.6	40.0	7.1	6.06E+19	*	26.6	7.24E+19	*	0.17	*	*	*	Garcia et al. (2004)	M <sub>0</sub> -Aの図ではこちらをプロットした。 A = (2πf <sub>c</sub> ) <sup>2</sup> M <sub>0</sub> よりAを求めた。 M <sub>0</sub> は logM <sub>0</sub> =1.5M <sub>w</sub> +9.1 より求めた。

表 3.1.1.3-2 文献調査対象とした国外で発生した海洋プレート内地震 (つづき)

地域 番号	地域名	地震 番号	地域(プレ ート)	地震名	発生日	震源位置			モーメントマグ ニチュード $M_w$ (M0から求めた)	地震 モーメント (論文) $M_0$ (Nm)	断層 面積 $S$ ( $\text{km}^2$ )	平均 応力 降下量 $\Delta\sigma$ (MPa)	短周期 レベル (SI: Spectral Inversion) $A$ ( $\text{N}\cdot\text{m}/\text{s}^2$ )	短周期 レベル (SMGA: Strong Motion Generation Area) $A$ ( $\text{N}\cdot\text{m}/\text{s}^2$ )	コーナ ー 振動数 $f_c$ (Hz)	アスペリ ティの 応力降下 量 $\Delta\sigma_s$ (MPa)	アスペリ ティの面 積 $S_s$ ( $\text{km}^2$ )	アスペリ ティの面 積比 $S_s/S$	参考 文献	備考	
						年月日	緯 度 [N]	経 度 [E]													深 さ [km]
18	Central America	112	Mexico	-	1997/5/19	17.3	-100.5	44.0	4.6	9.41E+15	*	14.3	2.58E+18	*	2.64	*	*	*	Garcia et al. (2004)	$M_0$ は $\log M_0 = 1.5 M_w + 9.1$ より求めた	
	Central America	113	Mexico	-	1997/5/22	18.4	-101.8	54.0	6.5	6.53E+18	*	22.1	3.07E+19	*	0.35	*	*	*	Garcia et al. (2004)	$M_0$ は $\log M_0 = 1.5 M_w + 9.1$ より求めた	
	Central America	114	Mexico	-	1998/4/20	18.4	-101.2	64.0	5.9	1.01E+18	*	20.6	1.57E+19	*	0.63	*	*	*	Garcia et al. (2004)	$M_0$ は $\log M_0 = 1.5 M_w + 9.1$ より求めた	
	Central America	115	Mexico	-	1999/6/15	18.1	-97.5	61.0	6.9	3.10E+19	*	73.3	1.15E+20	*	0.31	*	*	*	Garcia et al. (2004)	$M_0$ は $\log M_0 = 1.5 M_w + 9.1$ より求めた	
	Central America	116	Mexico	-	1999/6/21	18.2	-101.7	53.0	6.3	3.11E+18	*	30.3	2.95E+19	*	0.49	*	*	*	Garcia et al. (2004)	$M_0$ は $\log M_0 = 1.5 M_w + 9.1$ より求めた	
	Central America	117	Mexico	-	1999/9/30	18.0	-97.0	47.0	7.4	1.72E+20	*	66.0	1.89E+20	*	0.17	*	*	*	Garcia et al. (2004)	$M_0$ は $\log M_0 = 1.5 M_w + 9.1$ より求めた	
	Central America	119	Mexico	-	1999/12/29	18.0	-101.6	50.0	5.9	8.29E+17	*		1.07E+19	*	0.57	*	*	*	Garcia et al. (2004)	$M_0$ は $\log M_0 = 1.5 M_w + 9.1$ より求めた	
	Central America	120	Mexico	Copalillo earthquake		2000/7/21	18.1	-99.0	50.0	5.9	8.49E+17	*	37.7	2.21E+19	*	0.81	*	*	*	Singh et al (2014)	$A = (2\pi f_c)^2 M_0$ よ りAを求めた。 $M_0$ は $\log M_0 = 1.5 M_w + 9.1$ より求めた
	Central America	218	El Salvador	El Salvador		2001/1/13	13.0	-89.1	54.0	7.7	4.57E+20	*	5.2	*	9.83E+19	*	25.3	733.0	*	Iwata and Asano (2011)	$\beta = 4.5$ として、 $A = 4\pi\beta^2\Delta\sigma_s(S_s/\pi)^2$ よりAを求めた。 $M_0$ は $\log M_0 = 1.5 M_w + 9.1$ より求めた ・震源位置 globalCMT参照

表 3.1.1.3-2 文献調査対象とした国外で発生した海洋プレート内地震 (つづき)

地域番号	地域名	地震番号	地域(プレート)	地震名	発生日 年月日	震源位置			モーメントマグニチュード Mw (M0から求めた)	地震モーメント M0 (Nm)	断層面積 S (km <sup>2</sup> )	平均応力降下量 $\Delta\sigma$ (MPa)	短周期レベル (SI Spectral Inversion) A (N·m/s <sup>2</sup> )	短周期レベル (SMGA: Strong Motion Generation Area) A (N·m/s <sup>2</sup> )	コーナー振動数 f <sub>c</sub> (Hz)	アスペリティの応力降下量 $\Delta\sigma_s$ (MPa)	アスペリティの面積 S <sub>a</sub> (km <sup>2</sup> )	アスペリティの面積比 S <sub>a</sub> /S	参考文献	備考
						緯度 [N]	経度 [E]	深さ [km]												
18	Central America	124	Mexico	-	2001/3/5	17.2	-100.1	35.0	5.3	1.12.E+17	*	15.1	5.91E+18	*	1.22	*	*	*	Garcia et al. (2005)	M <sub>0</sub> は logM <sub>0</sub> =1.5M <sub>w</sub> +9.1より求めた
	Central America	125	Mexico	-	2001/3/6	17.1	-100.1	38.0	5.2	8.30.E+16	*	23.0	7.35E+18	*	1.50	*	*	*	Garcia et al. (2004)	M <sub>0</sub> は logM <sub>0</sub> =1.5M <sub>w</sub> +9.1より求めた
	Central America	127	Mexico	-	2002/1/30	18.2	-96.0	118.0	5.9	9.43.E+17	*	198.1	6.94E+19	*	1.37E+00	*	*	*	Garcia et al. (2004)	M <sub>0</sub> は logM <sub>0</sub> =1.5M <sub>w</sub> +9.1より求めた
	Central America	140	Mexico	-	2009/5/22	18.1	-98.4	46.0	5.7	4.60.E+17	*	44.7	2.04E+19	*	1.06	*	*	*	Singh et al. (2014)	A = (2πf <sub>c</sub> ) <sup>2</sup> M <sub>0</sub> よりAを求めた。 M <sub>0</sub> は logM <sub>0</sub> =1.5M <sub>w</sub> +9.1より求めた
	Central America	148	Mexico	-	2011/12/11	17.8	-99.9	57.0	6.5	6.71.E+18	*	60.0	6.00E+19	*	0.48	*	*	*	Singh et al. (2014)	A = (2πf <sub>c</sub> ) <sup>2</sup> M <sub>0</sub> よりAを求めた。 M <sub>0</sub> は logM <sub>0</sub> =1.5M <sub>w</sub> +9.1より求めた
	Central America	149	Mexico	-	2012/11/15	18.4	-100.4	60.9	6.1	1.83.E+18	*	41.4	3.04E+19	*	0.65	*	*	*	Singh et al. (2014)	A = (2πf <sub>c</sub> ) <sup>2</sup> M <sub>0</sub> よりAを求めた。 M <sub>0</sub> は logM <sub>0</sub> =1.5M <sub>w</sub> +9.1より求めた
	Central America	150	Mexico	-	2013/6/16	18.1	-99.2	55.0	5.9	9.10.E+17	*	39.1	2.32E+19	*	0.80	*	*	*	Singh et al. (2014)	A = (2πf <sub>c</sub> ) <sup>2</sup> M <sub>0</sub> よりAを求めた。 M <sub>0</sub> は logM <sub>0</sub> =1.5M <sub>w</sub> +9.1より求めた
	Central America	222	Mexico	Chiapas		2017/9/7	14.9	-64.1	58.0	8.2	*	*	*	*	*	*	*	*	*	Joel D. Cruz-Arguëlles et al.(2020)

表 3.1.1.3-2 文献調査対象とした国外で発生した海洋プレート内地震 (つづき)

地域番号	地域名	地震番号	地域(プレート)	地震名	発生日 年月日	震源位置			モーメントマグニチュード Mw (M0から求めた)	地震モーメント Ms (Nm)	断層面積 S (km <sup>2</sup> )	平均応力 降下量 Δσ (MPa)	短周期レベル (Sl. Spectral Inversion) A (N・m/s <sup>2</sup> )	短周期レベル (SMGA: Strong Motion Generation Area) A (N・m/s <sup>2</sup> )	コーナー振動数 f <sub>c</sub> (Hz)	アスペリティの応力降下量 Δσ <sub>a</sub> (MPa)	アスペリティの面積 S <sub>a</sub> (km <sup>2</sup> )	アスペリティの面積比 S <sub>a</sub> /S	参考文献	備考
						緯度 [N]	経度 [E]	深さ [km]												
18	Central America	223	223	Puebla-Morelos	2017/9/19	18.4	-98.7	57.0	7.1	4.31E+19	*	*	4.38E+19	*	0.16	*	*	*	Joel D. Cruz-Arquelles et al(2020)	震源位置、MwはSSN(2017)参照。AはA=(2πf <sub>c</sub> ) <sup>2</sup> ×M0より求めた。
	Central America	224	Mexico	Oaxaca	2018/2/6	16.5	-97.9	20.0	7.2	*	*	*	*	*	*	*	*	*	西村・他(2018)	震源位置はglobalCMT参照
22	Central Chile	164	South-America	Tarapaca earthquake	2005/6/13	-20.0	-69.2	108.0	7.7	3.92E+20	*	14.9	*	1.71E+20	*	59.7	400.0	*	Iwata and Asano (2011)	β=4.5として、A=4πβ <sup>3</sup> Δσ <sub>a</sub> (S/π) <sup>1/2</sup> よりAを求めた。 M0はlogM0=1.5Mw+9.1より求めた 震源位置はglobalCMT参照
Non area	Romania	209	Romania	Vrancea	1977/3/4	45.8	26.8	94.0	7.4	1.58E+20	*	*	*	1.40E+20	*	120	65.6	*	Oth et al 2007	A=4πβ <sup>3</sup> Δσ <sub>a</sub> (S/π) <sup>1/2</sup> よりAを求めた。 M0はlogM0=1.5Mw+9.1より求めた
		215	Romania	Vrancea	1986/8/30	45.5	26.5	132.0	7.1	5.62E+19	*	*	*	5.48E+19	0.30	30	161.8	*	Oth et al 2007	A=(2πf <sub>c</sub> ) <sup>2</sup> M0よりAを求めた。 M0はlogM0=1.5Mw+9.1より求めた 震源位置はglobalCMT参照
		212	Romania	Vrancea	1999/11/8	45.6	26.4	138.0	4.6	1.00E+16	*	*	6.32E+18	*	4.00	*	*	*	Oth et al 2007	A=(2πf <sub>c</sub> ) <sup>2</sup> M0よりAを求めた。 M0はlogM0=1.5Mw+9.1より求めた
		213	Romania	Vrancea	1999/11/14	45.5	26.3	132.0	4.6	1.00E+16	*	*	9.48E+18	*	4.90	*	*	*	Oth et al 2007	A=(2πf <sub>c</sub> ) <sup>2</sup> M0よりAを求めた。 M0はlogM0=1.5Mw+9.1より求めた
		214	Romania	Vrancea	2000/4/6	45.8	26.6	143.0	5.0	3.98E+16	*	*	1.51E+19	*	3.10	*	*	*	Oth et al 2007	A=(2πf <sub>c</sub> ) <sup>2</sup> M0よりAを求めた。 M0はlogM0=1.5Mw+9.1より求めた
		210	Romania	Vrancea	2002/9/6	45.6	26.4	105.0	4.1	1.78E+15	*	*	4.84E+18	*	8.30	*	*	*	Oth et al 2007	A=(2πf <sub>c</sub> ) <sup>2</sup> M0よりAを求めた。 M0はlogM0=1.5Mw+9.1より求めた
		211	Romania	Vrancea	2002/11/3	45.7	26.9	90.0	4.0	1.26E+15	*	*	5.80E+18	*	10.80	*	*	*	Oth et al 2007	A=(2πf <sub>c</sub> ) <sup>2</sup> M0よりAを求めた。 M0はlogM0=1.5Mw+9.1より求めた
		216	Romania	Vrancea	2004/10/27	45.8	26.7	99.0	5.8	6.31E+17	*	*	*	2.17E+19	1.6-1.7	90-120	2.1	*	Oth et al 2007	A=4πβ <sup>3</sup> Δσ <sub>a</sub> (S/π) <sup>1/2</sup> よりAを求めた。 M0はlogM0=1.5Mw+9.1より求めた



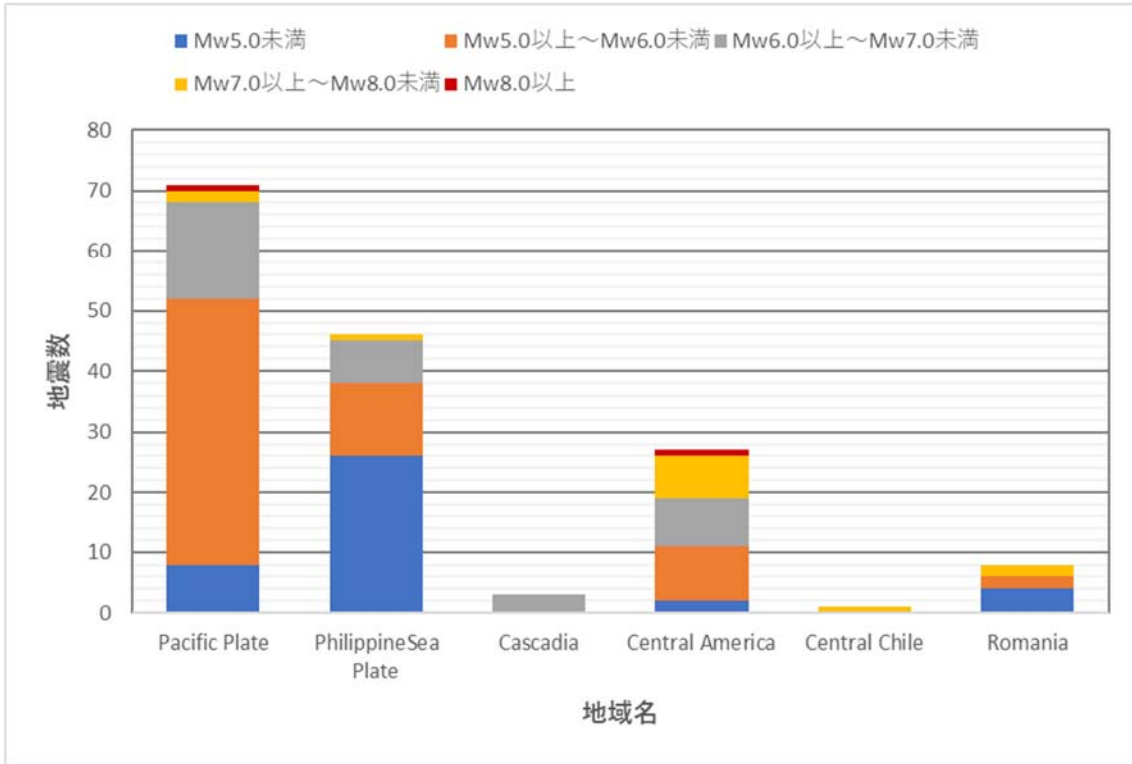


図3.1.1.3-1 文献調査対象の海洋プレート内地震の地域ごとの地震数

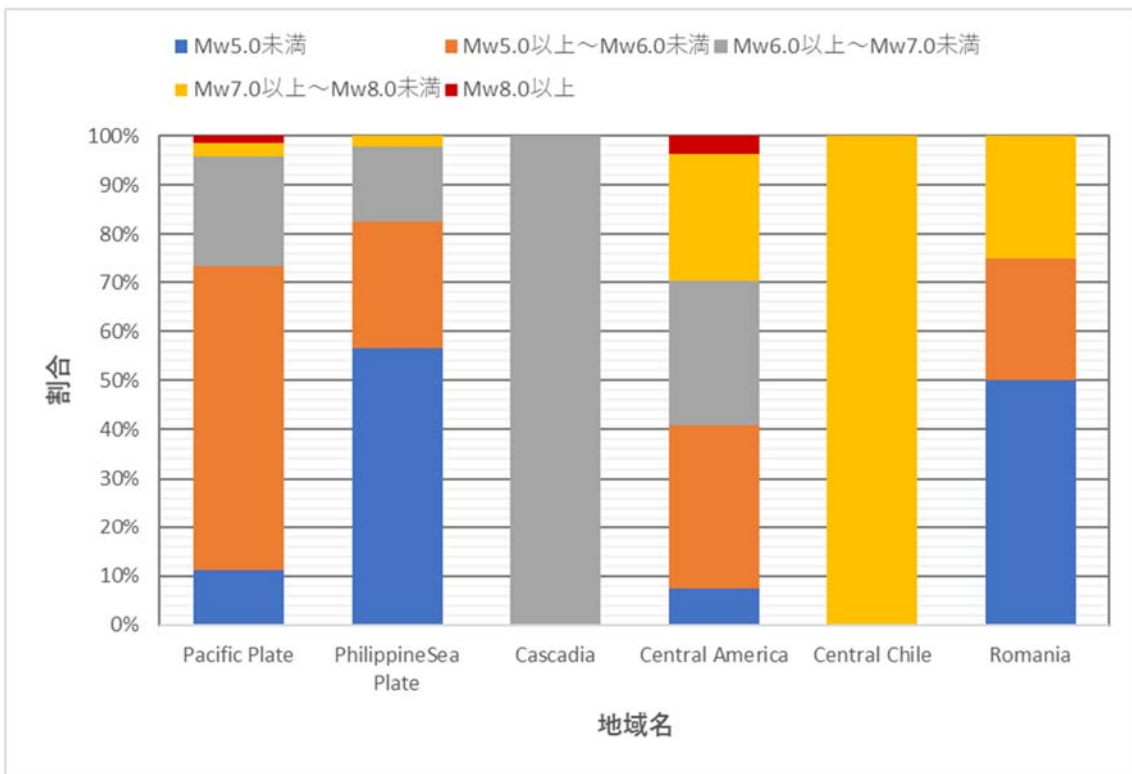


図3.1.1.3-2 文献調査対象の海洋プレート内地震の地域ごとの地震規模の割合

表3.1.1.3-3 文献調査対象の海洋プレート内地震の地域ごとの地震数と地震規模ごとの割合

	地域名別											
	Pacific Plate		PhilippineSea Plate		Cascadia		Central America		Central Chile		Romania	
地震規模	地震数	割合	地震数	割合	地震数	割合	地震数	割合	地震数	割合	地震数	割合
Mw5.0未満	8	11.3%	26	56.5%	0	0.0%	2	7.4%	0	0.0%	4	50.0%
Mw5.0以上～Mw6.0未満	44	62.0%	12	26.1%	0	0.0%	9	33.3%	0	0.0%	2	25.0%
Mw6.0以上～Mw7.0未満	16	22.5%	7	15.2%	3	100%	8	29.6%	0	0.0%	0	0.0%
Mw7.0以上～Mw8.0未満	2	2.8%	1	2.2%	0	0.0%	7	25.9%	1	100%	2	25.0%
Mw8.0以上	1	1.4%	0	0.0%	0	0.0%	1	3.7%	0	0.0%	0	0.0%
合計	71	100%	46	100%	3	100%	27	100%	1	100%	8	100%

表 3.1.1.3-4 文献調査対象の海洋プレート内地震の地域ごとの最大マグニチュード一覧

	地域名	地震名	発生日 年月日	震源位置			モーメント マグニ チュード $M_w$	地震 モーメント (論文) $M_0$ (Nm)	参考文献
				緯度 [N]	経度 [E]	深さ [km]			
Japan	太平洋 (N.E.JAPAN)	北海道東方沖地震	1994/10/4	43.5	147.4	56.0	8.2	2.6E+21 (KK) 3.0E+21 (H)	笹谷・他(2006)
	フィリピン海 (S.W.JAPAN)	安政江戸地震	1855/11/11	35.7	140.1	65.0	7.1	5.62.E+19	佐藤(2016b)
Oversea	Cascadia	Olympia	1949/4/13	47.2	-122.6	60.0	6.8	1.91.E+19	Iwata and Asano (2011)
	Central America	Chiapas	2017/9/7	14.9	-64.1	58.0	8.2	*	Joel D. Cruz- Arguelles <i>et al.</i> (2020)
	Central Chile	Tarapaca	2005/6/13	-20.0	-69.2	108.0	7.7	3.92.E+20	Iwata and Asano (2011)
	Romania	Vrancea	1977/3/4	45.8	26.8	94.0	7.4	1.58.E+20	Oth <i>et al.</i> (2007)

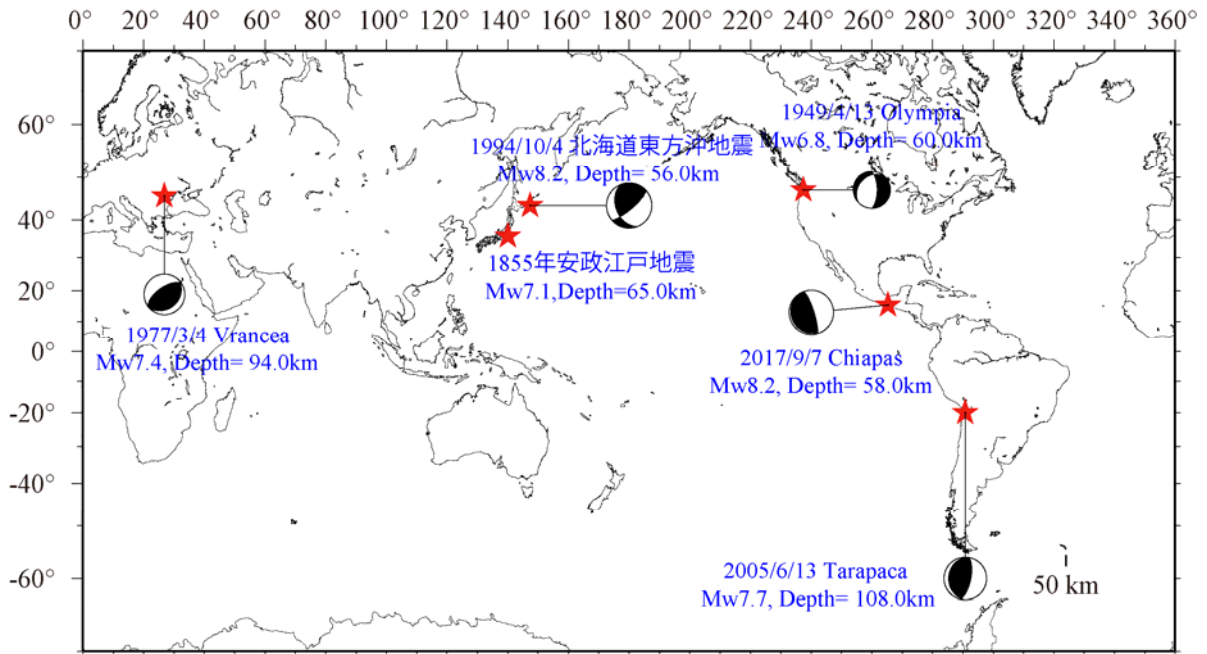


図3.1.1.3-3 地域ごとの最大マグニチュードの海洋プレート内地震の震源位置

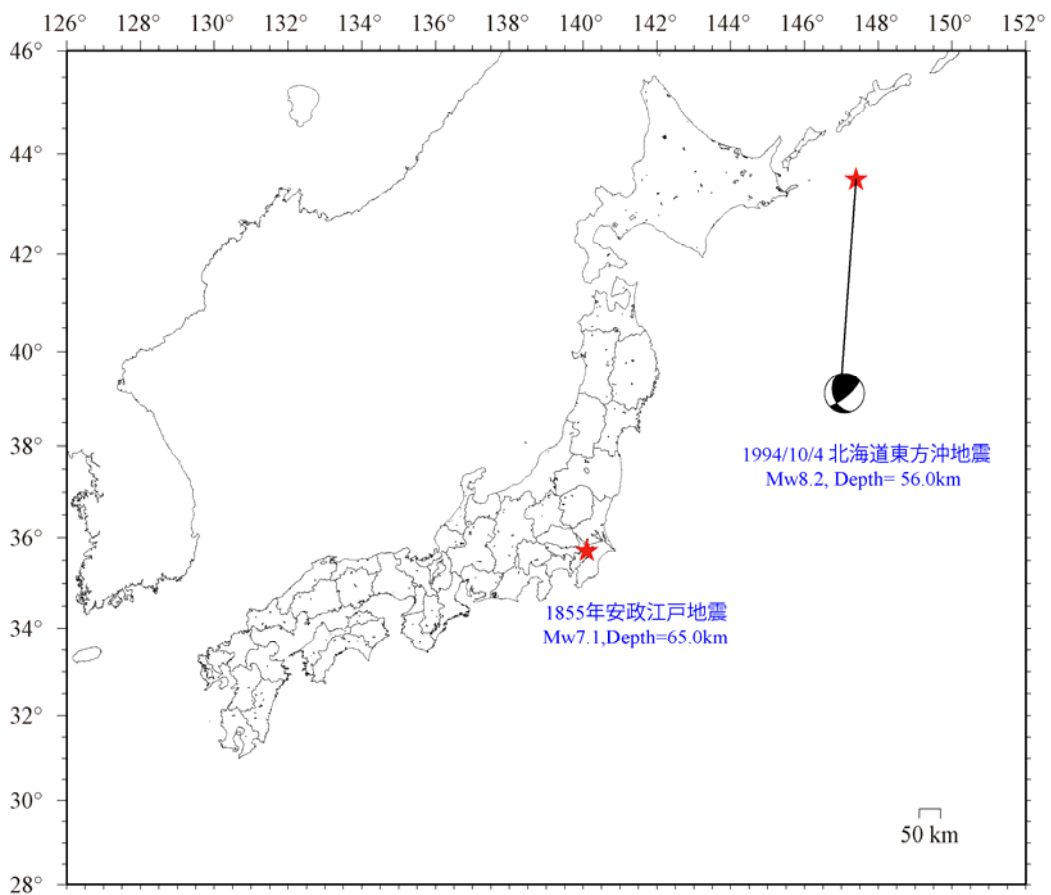


図3.1.1.3-4 日本の太平洋プレートとフィリピン海プレートにおける最大マグニチュードの海洋プレート内地震の震源位置

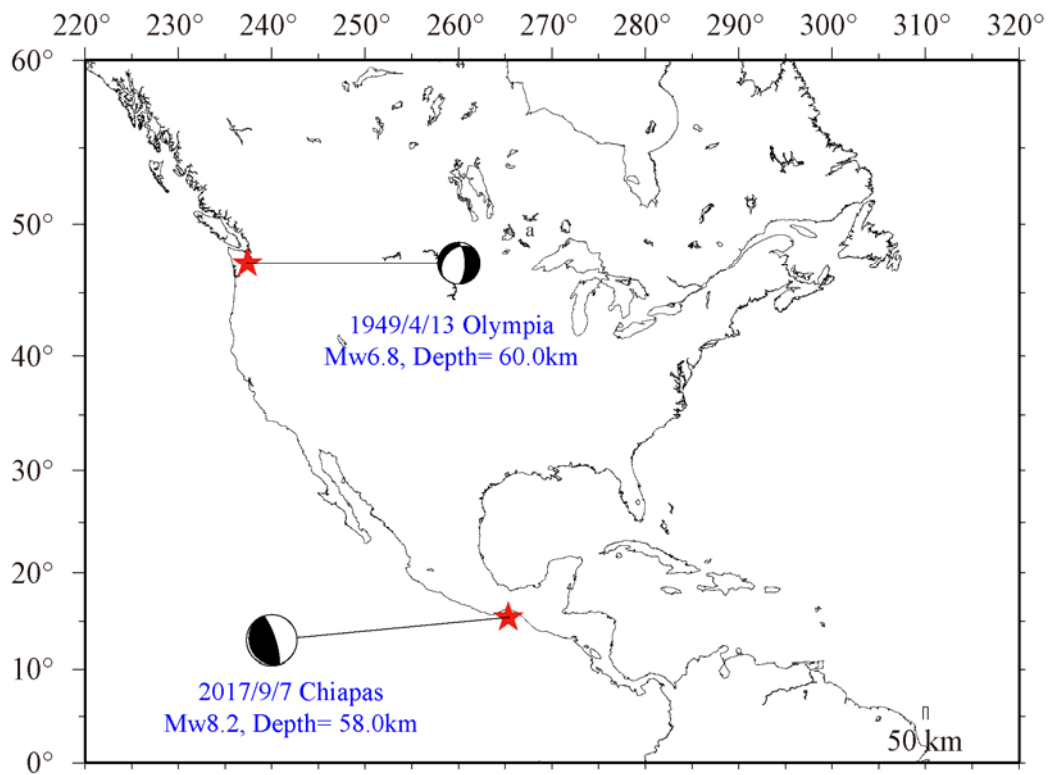


図3.1.1.3-5 Cascadia と Central Americaにおける最大マグニチュードの海洋プレート内地震

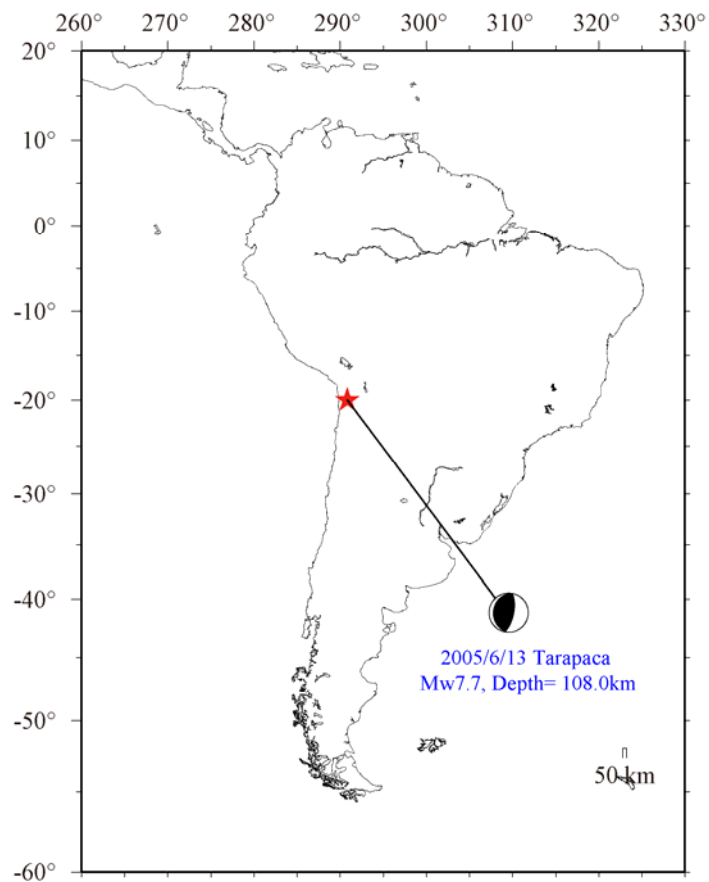


図3.1.1.3-6 Central Chileにおける最大マグニチュードの海洋プレート内地震

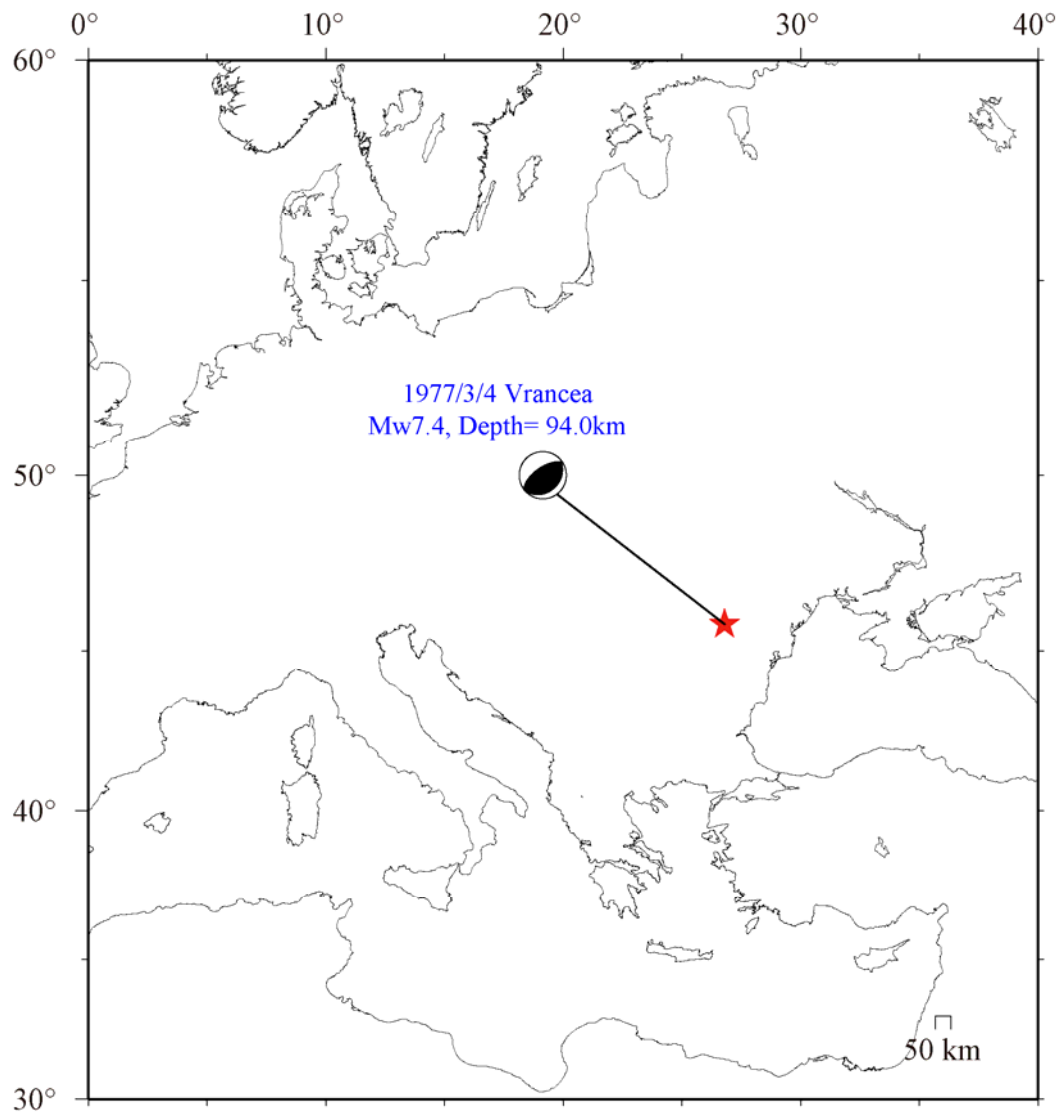


図3.1.1.3-7 Romaniaにおける最大マグニチュードの海洋プレート内地震

#### (4) 台湾の地震の震源特性に関する調査・分析

##### ① はじめに

南海トラフから琉球海溝にかけて、フィリピン海プレートがユーラシアプレートの下へ年間3~7センチの割合で沈み込んでいる。南海トラフでは、この沈み込みに伴って蓄積されたひずみを解放するため、 $M 8$ クラスの海溝型巨大地震が約100~200年の間隔で繰り返し発生している。しかしながら、1944年昭和東南海地震 ( $M_J 7.9$ ) や1946年昭和南海地震 ( $M_J 8.0$ ) が発生してから約70年近く経過しているにもかかわらず、南海トラフでは $M 8$ クラスの海溝型巨大地震は発生していない。地震本部 (2013) では今後30年以内に70~80%の非常に高い確率で海溝型巨大地震が発生することが予想されており、南海トラフで発生する地震の震源特性の把握が喫緊の課題となっている。

2011年東北地方太平洋沖地震 ( $M_w 9.0$ ) を含め、近年世界で発生した海溝型巨大地震の地震動データに基づいて、その震源像が徐々に明らかになってきた (例えば、Lay *et al.*, 2012 ; Yao *et al.*, 2013)。ただし、先述したように南海トラフ付近において、1944年昭和東南海地震や1946年昭和南海地震が発生してから現在に至る約70年間に $M 8$ クラスの海溝型巨大地震は発生しておらず、最新の地震動データの蓄積はほとんど行われていない。一方、同じフィリピン海プレートの琉球海溝 (図3.1.1.4-1) 付近では、 $M 6$ クラス以上の海溝型地震が発生している。このため、フィリピン海プレートで発生する地震の震源特性の概要把握に資するデータ蓄積を目的として、近年、台湾近海の琉球海溝付近で発生した海溝型地震を対象に初期的な地震動評価を行った。

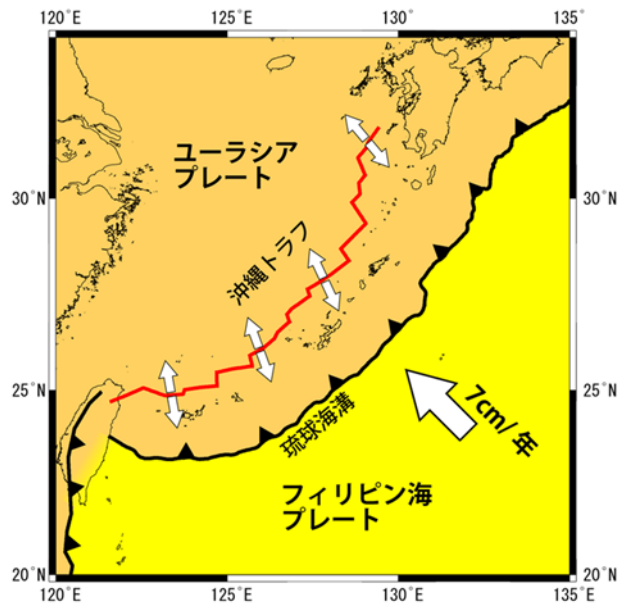


図 3.1.1.4-1 琉球海溝付近のフィリピン海プレートとユーラシアプレート

## ② 台湾付近のプレートテクトニクス

ここでは、台湾付近のプレートテクトニクスの概要を瀬野 (1994) に従って説明する。台湾は大きく分けて西から順に、海岸平野 (Coastal Plain)、西部山麓帯 (Western Foot Hills)、中央山脈 (Central Range)、海岸山脈 (Coastal Range) に区分される (図 3.1.1.4-2 右下)。台湾は大陸プレート (ユーラシア) の上の上のっており、海洋プレート上には位置していない。琉球海溝 (Ryukyu Trench) 側ではフィリピン海プレート (Philippine Sea Plate) が大陸プレートの下に、マニラ海溝 (Manila Trench) 側では大陸プレートがフィリピン海プレートの下に沈み込んでいる (図 3.1.1.4-2)。図 3.1.1.4-3 で示すように大陸プレートは、西に面した沈み込み帯をもつルソン弧 (Luzon Trough) と衝突して、海岸山脈 (北側の花蓮県～南側の台東県までの南北約 150 km の山脈) とその東のフィリピン海プレートの下へ *underthrust* している。高さ 3000～4000 m の中央山脈は、この衝突に伴う *underthrusting* によってかきあげられ付加した大陸棚一斜面堆積物である。

図 3.1.1.4-4 に台湾付近で発生した地震の震央、図 3.1.1.4-5 に図 3.1.1.4-4 中の A-A'、B-B'、C-C'、D-D'、E-E'に沿った震源の断面図を示す。台湾付近では、台湾内部よりもその東岸沖の海底下で多くの地震が起きていることがわかる。A-A'の断面図から、琉球海溝からフィリピン海プレートが 250 km ほどの深さまで沈み込んでいることがわかるが、B-B'の断面図からは、琉球海溝が地形的に消滅する位置においてもフィリピン海プレートが深さ 300 km まで沈み込んでいる事が確認できる。一方、E-E'断面からは、マニラ海溝から南シナ海 (ユーラシアプレート) が深さ 200 km まで沈み込んでいる。D-D'断面からわかるように、大陸 (ユーラシア) プレーートの沈み込みはさらに北へ続いており、この断面では深さ 150 km まで沈み込みが追跡できる。なお、台湾北部の C-C'断面では大陸 (ユーラシア) プレーートの沈み込みははっきりしない。

以上が瀬野 (1994) による台湾付近のプレートテクトニクスの概要である。なお、図 3.1.1.4-6 は瀬野 (1994) によるフィリピン海プレートの境界における相対プレート速度を示している。この図は、相対プレート速度は台湾付近では約 7.4 cm/yr である一方、日本の南海トラフ付近では、それが小さくなり約 4 cm/yr となっており、同じプレート境界でも相対プレート速度が異なることを示唆している。



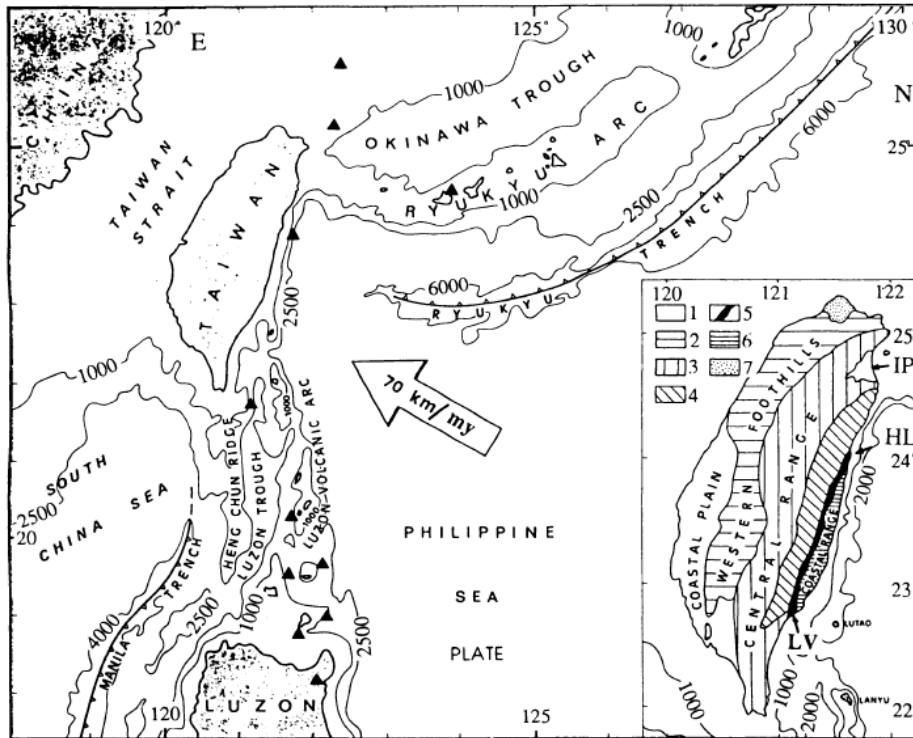


Fig. 1. Tectonic elements in the vicinity of Taiwan (modified from Barrier and ANGELIER, 1986). The white arrow indicates the relative plate motion [SENO, 1977]. The inset right bottom shows the major structural elements of Taiwan [Ho, 1975]. 1: Pleistocene deposits of the Coastal Plain, 2: Miocene-Pleistocene sediments of the Western Foothills, 3 and 4: sub-metamorphic and metamorphic belts of the Central Range, 5: Quaternary deposits of the Longitudinal Valley, 6: Late Cenozoic deposits of the Coastal Range, 7: undifferentiated Miocene-Pliocene-Pleistocene volcanics. Solid triangles are historically active volcanoes [HAYES and TAYLOR, 1978]. IP: Ilan Plain, HL: Hualien, LV: Longitudinal Valley.

図 3.1.1.4-2 台湾付近のプレートテクトニクスの概要

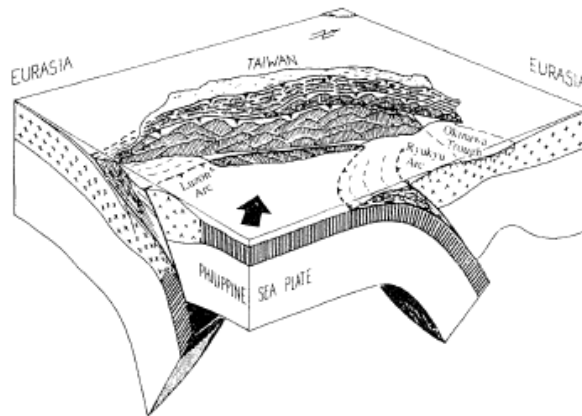


Fig. 6. Schematic illustration of the plate geometry of the Taiwan region (after ANGELIER, 1986). The Philippine Sea plate is subducting beneath the western end of the Ryukyu Trench, and the Luzon arc is obducted above the continental margin of the Eurasian plate. The Central Range is composed of the accretionary material scraped off due to collision.

図 3.1.1.4-3 台湾におけるフィリピン海プレートと大陸（ユーラシア）プレートの関係

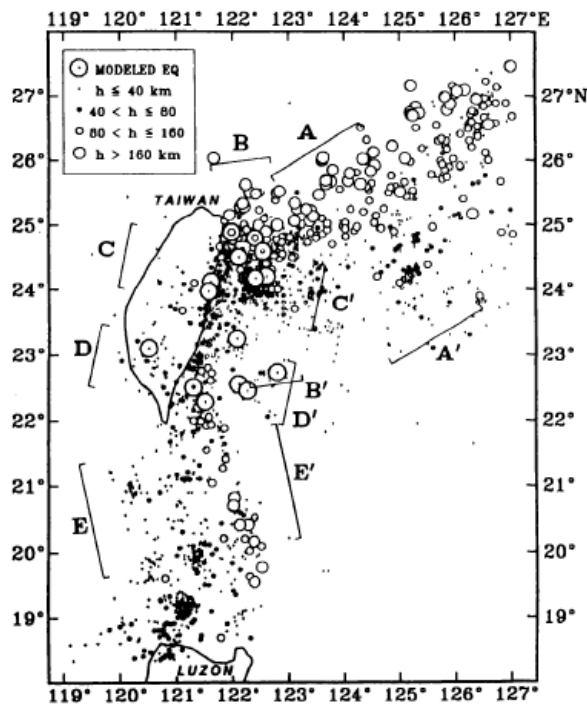


Fig. 4. Seismic activities around Taiwan [PEZOPANE and WESNOUSKY, 1989,  $m_b \geq 3$ , 1960–1986 July, PDE]. Large circles with a dot at the center are the earthquakes of which mechanism solutions are shown in Fig. 9.

図 3.1.1.4-4 台湾付近で発生した地震（1960年～1986年； $m_b \geq 3$ ）の震央分布

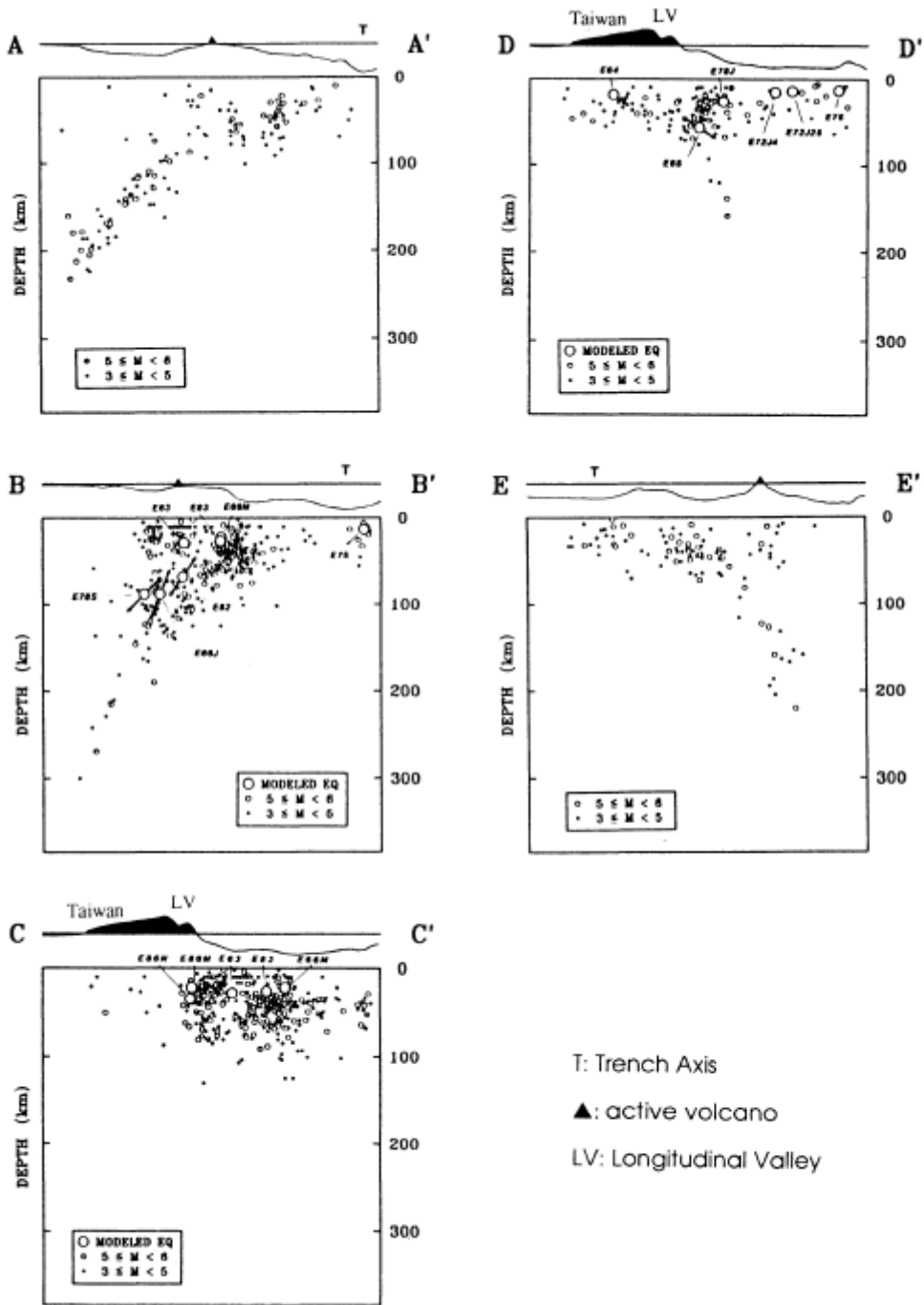


Fig. 5. Cross-sections of the seismic activity along the rectangle areas shown in Fig. 4 [PEZZOPANE and WESNOSKY, 1989]. Large circles denote the  $m_b \geq 6$  earthquakes for which mechanism solutions are obtained; T-axes are shown for intermediate earthquakes.

図 3.1.1.4-5 台湾付近で発生した地震の震源位置 (断面図)

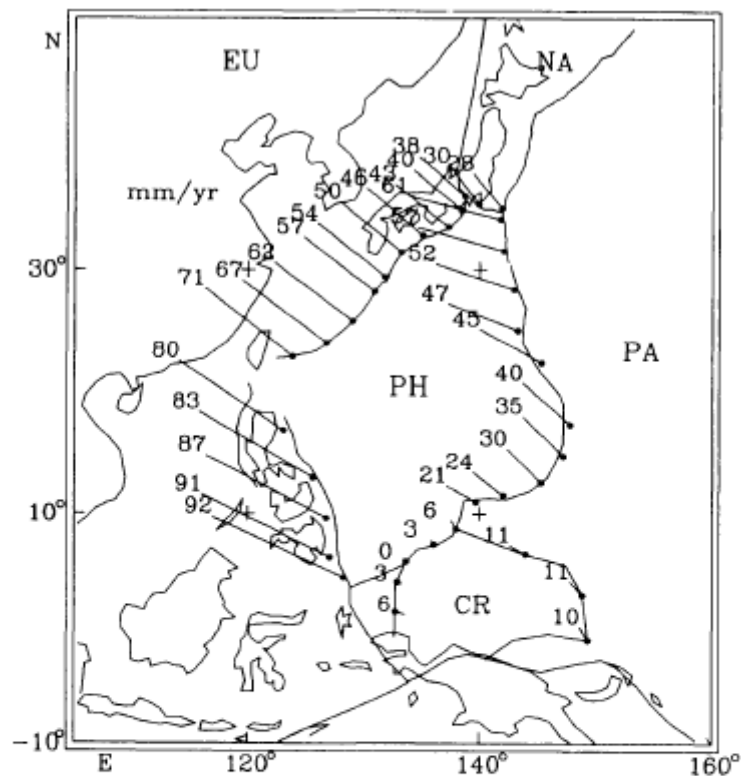


Fig. 3. Relative plate velocities around the boundaries of the Philippine Sea and Caroline plates [SENO *et al.*, 1993]. Northern Japan is assumed to be the North American plate. NA: North American plate, EU: Eurasian plate, PA: Pacific plate, PH: Philippine Sea plate, CR: Caroline plate. The velocity at central Taiwan is 74 mm/yr, N50.3° W.

図 3.1.1.4-6 フィリピン海プレートの境界における相対プレート速度

### ③ 2015年4月20日の地震 ( $M_w$ 6.4) の概要

図 3.1.1.4-7 に示すように、2015年4月20日9時42分（台湾標準時）、琉球海溝付近の深さ約30 kmを震源とする  $M_w$  6.4 の地震（以降、Taiwan0420地震と呼ぶ）が発生した。この地震は南方向から大陸（ユーラシア）プレートの下に沈みこむフィリピン海プレートの境界で発生した逆断層型の海溝型地震である。震央から約80 kmに位置する Yilan 県では震度4、また、Hualien 市では震度3が観測される一方、約150 km離れた Taipei 市でも震度4が観測され、市内の立体駐車場が被害を受けている（図 3.1.1.4-8、<https://scweb.cwb.gov.tw/en-us/earthquake/imgs/ee2015042009425664022>）。なお、台湾の震度階級は日本とほぼ同じである（<https://www.buzzfeed.com/jp/kensukeseya/taiwan-earthquake-1>）。

この地震で観測された台湾中央気象台（CWB: Central Weather Bureau）による CWBSN（Central Weather Bureau Seismic Network）の加速度波形記録はウェブサイト（<https://scweb.cwb.gov.tw/en-us/earthquake/waveformvel/ee2015042009425664022>）で公開されている。参考の為、図 3.1.1.4-9 に CWBSN の観測点分布を示す（Shin *et al.*, 2013）。なお、Taiwan0420地震の震源過程を分析している Lee (2015) が取り扱っている台湾の強震動データは、論文中の観測点コード（論文中の Fig. 2 の TAP, CHK, WHF など）から、この CWBSN のデータと考えられる。図 3.1.1.4-10 に震度3以上を観測した CWBSN 地点の分布（観測点リスト：表 3.1.1.4-1）、図 3.1.1.4-11 にその加速度波形例を示す。また、同地震は日本国内の島嶼部の F-net 観測点（YNG）でも観測されている（図 3.1.1.4-12）。図 3.1.1.4-13 に YNG 観測点（OKNYNG）の速度波形例を示す。

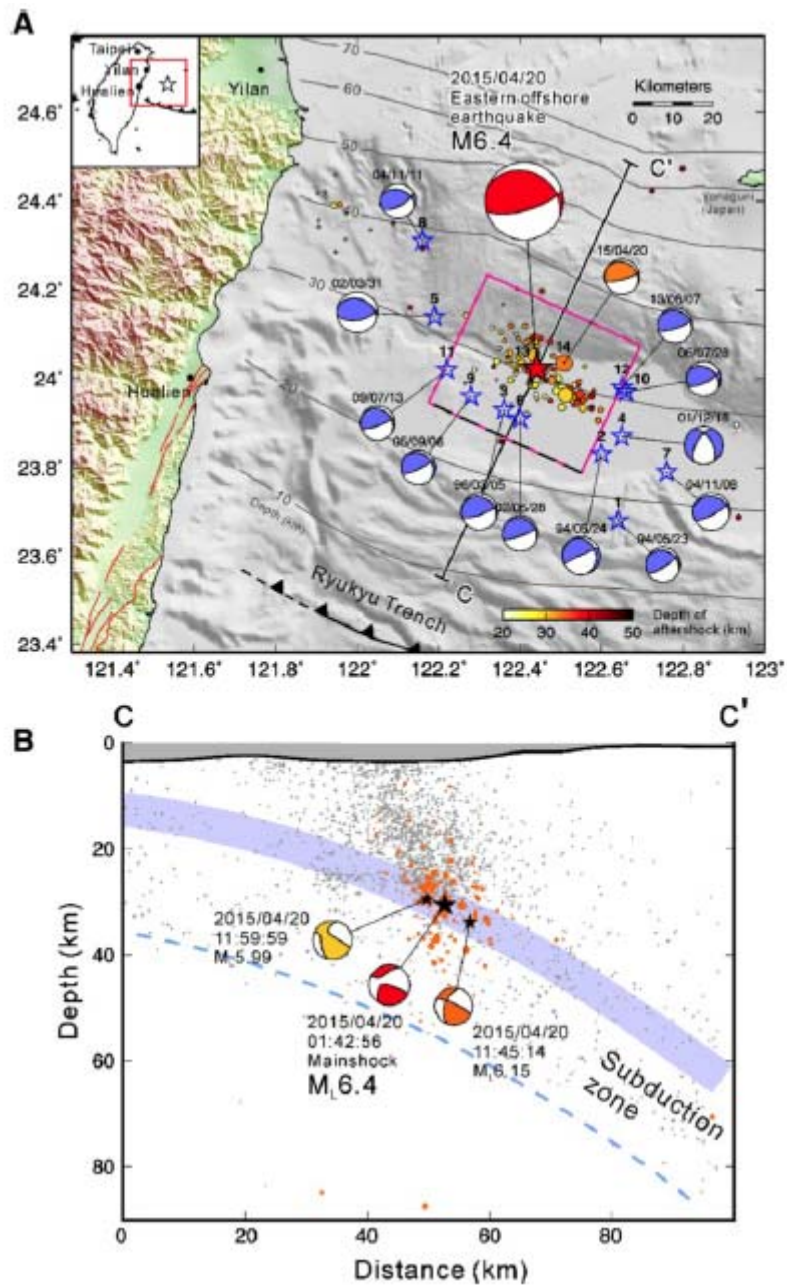


図 3.1.1.4-7 2015 年 4 月 20 日 9 時 42 分（台湾標準時）に琉球海溝付近で発生した地震の概要（ $M_w$  6.4、深さ約 30 km；以下、Taiwan0420 地震）

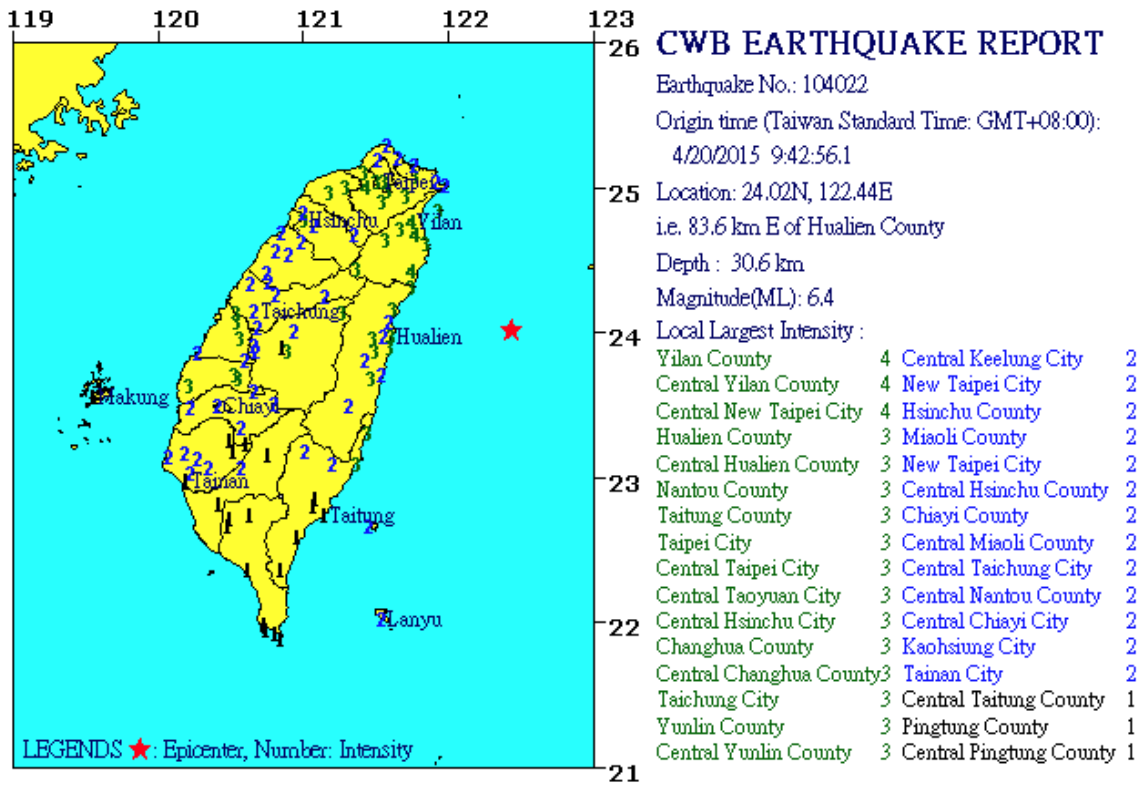


図 3.1.1.4-8 Taiwan0420 地震の震度分布

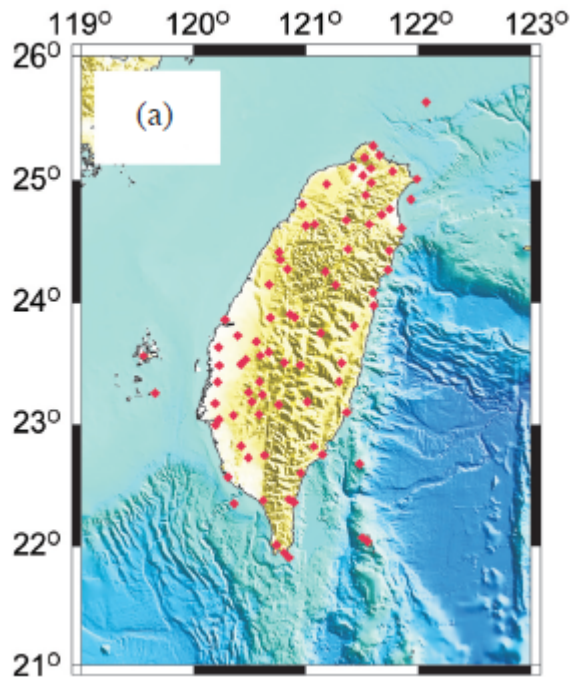


図 3.1.1.4-9 CWBSN の観測点分布 (Shin *et al.*, 2013)



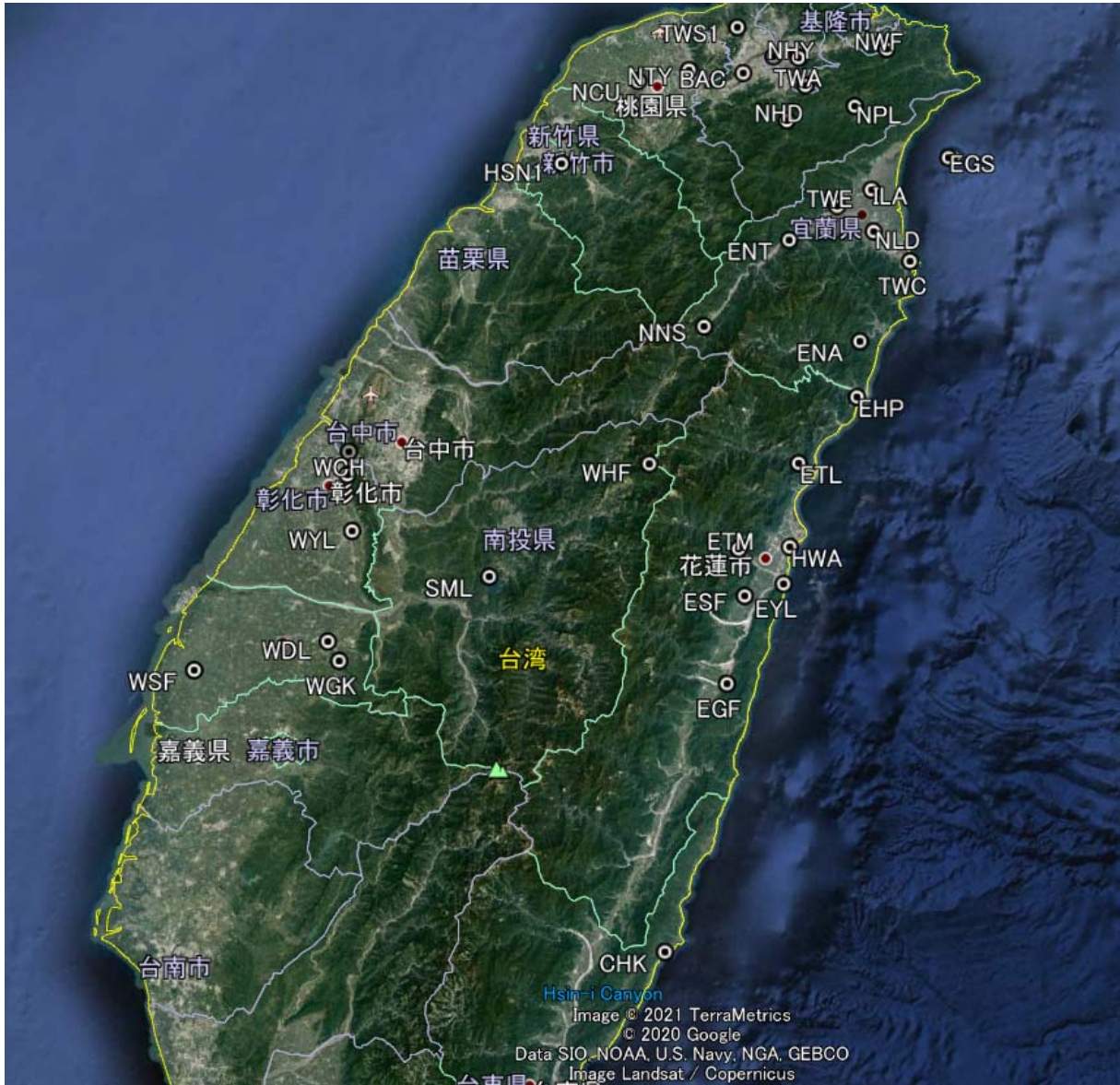


図 3.1.1.4-10 Taiwan0420 地震で震度 3 以上を観測した CWBSN 地点の分布



表 3.1.1.4-1 観測点リスト (震度 3 以上)

CWBNSN station		Code	SI	Latitude(°)	Longitude(°)
New Taipei City		BAC	4	25.00	121.44
Chenggong,	Taitung County	CHK	3	23.10	121.37
Changbin,	Taitung County	ECB	3	23.32	121.45
Guangfu,	Hualien County	EGF	3	23.68	121.48
Guishandao,	Yilan County	EGS	3	24.84	121.94
Heping,	Hualien County	EHP	3	24.31	121.75
Nan-ao,	Yilan County	ENA	4	24.43	121.75
Niudou,	Yilan County	ENT	3	24.64	121.57
Shoufeng,	Hualien County	ESF	3	23.87	121.51
Tailuge,	Hualien County	ETL	3	24.16	121.62
Tongmen,	Hualien County	ETM	3	23.97	121.49
Yanliao,	Hualien County	EYL	3	23.90	121.60
Hsinchu City		HSN1	3	24.78	121.02
Hualien City,	Hualien County	HWA	3	23.98	121.61
Yilan City,	Yilan County	ILA	4	24.76	121.76
Zhongli,	Taoyuan City	NCU	3	24.97	121.19
Xindian,	New Taipei City	NHD	3	24.90	121.55
Xinyi District,	Taipei City	NHY	3	25.04	121.57
Luodong,	Yilan County	NLD	4	24.67	121.77
Nanshan,	Yilan County	NNS	3	24.44	121.38
Pinglin,	New Taipei City	NPL	3	24.94	121.71
Taoyuan City		NTY	3	25.00	121.31
Wufenshan,	New Taipei City	NWF	3	25.07	121.78
Sun Moon Lake,	Nantou County	SML	3	23.88	120.91
Taipei City		TAP	3	25.04	121.51
Zhinan Temple,	Taipei City	TWA	3	24.98	121.59
Su-ao,	Yilan County	TWC	3	24.61	121.86
Neicheng,	Yilan County	TWE	3	24.72	121.68
Wugu,	New Taipei City	TWS1	3	25.10	121.42
Changhua City,	Changhua County	WCH	3	24.08	120.56
Dadu,	Taichung City	WDD	3	24.13	120.56
Douliu City,	Yunlin County	WDL	3	23.72	120.54
Gukeng,	Yunlin County	WGK	3	23.68	120.57
Hehuanshan,	Nantou County	WHF	3	24.14	121.27
Sihu,	Yunlin County	WSF	3	23.64	120.23
Yuanlin,	Changhua County	WYL	3	23.96	120.58

### New Taipei City ( BAC ) Intensity : 4

Earthquake Information (GMT+08)  
Origin Time : 2015/04/20 09:42:56  
Location : 24.02°N, 122.44°E  
Depth : 30.6km , Magnitude : 6.4

Station Information (GMT+08)  
Trace Start Time : 2015/04/20 09:42:53  
Location : 25.00°N, 121.44°E  
Distance : 148.05 km, Azimuth : 136.85°

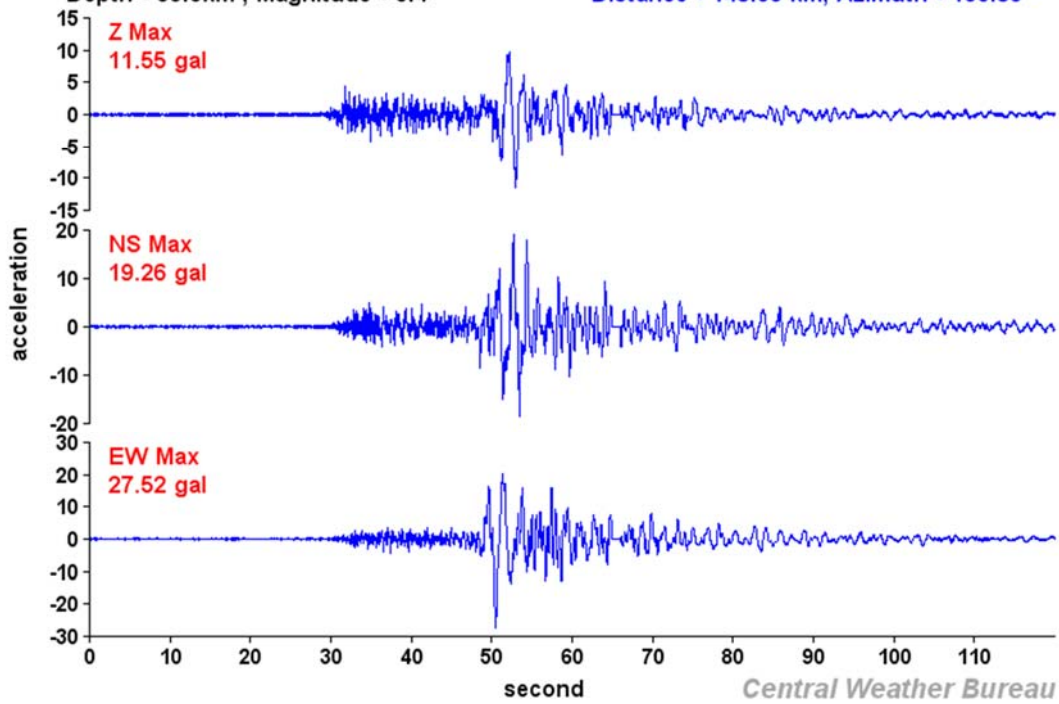


図 3.1.1.4-11 Taiwan0420 地震の観測加速度波形(BAC)

### Chenggong ( CHK ) Intensity : 3

Earthquake Information (GMT+08)  
Origin Time : 2015/04/20 09:42:56  
Location : 24.02°N, 122.44°E  
Depth : 30.6km , Magnitude : 6.4

Station Information (GMT+08)  
Trace Start Time : 2015/04/20 09:42:53  
Location : 23.10°N, 121.37°E  
Distance : 149.59 km, Azimuth : 46.8°

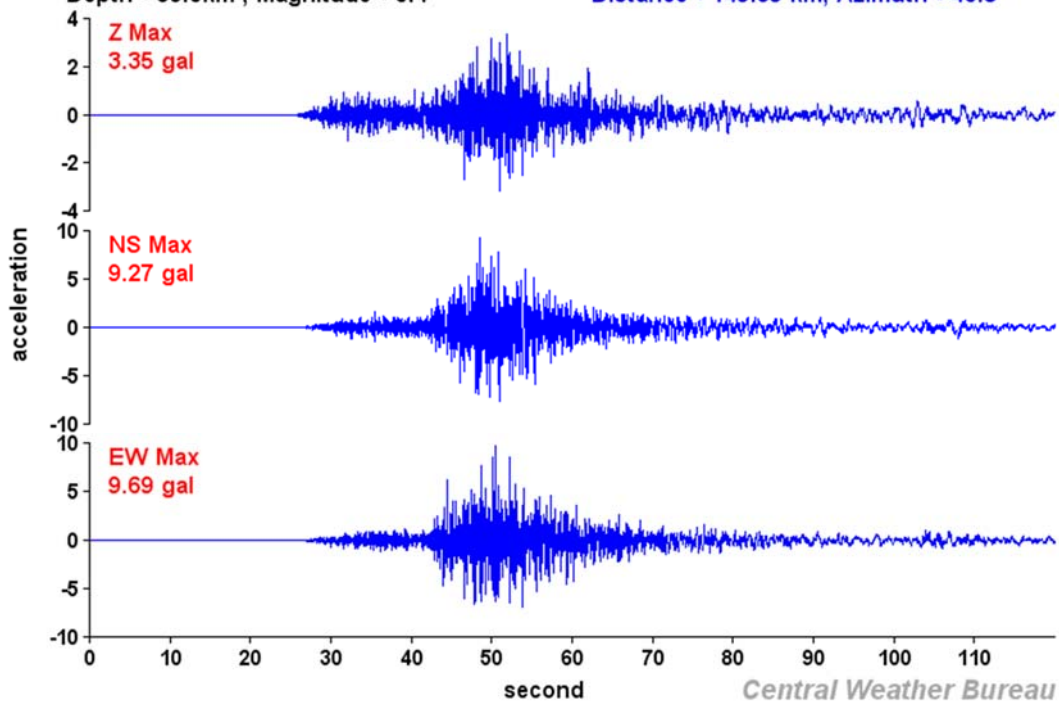


図 3.1.1.4-11 Taiwan0420 地震の観測加速度波形(CHK)

### Changbin ( ECB ) Intensity : 3

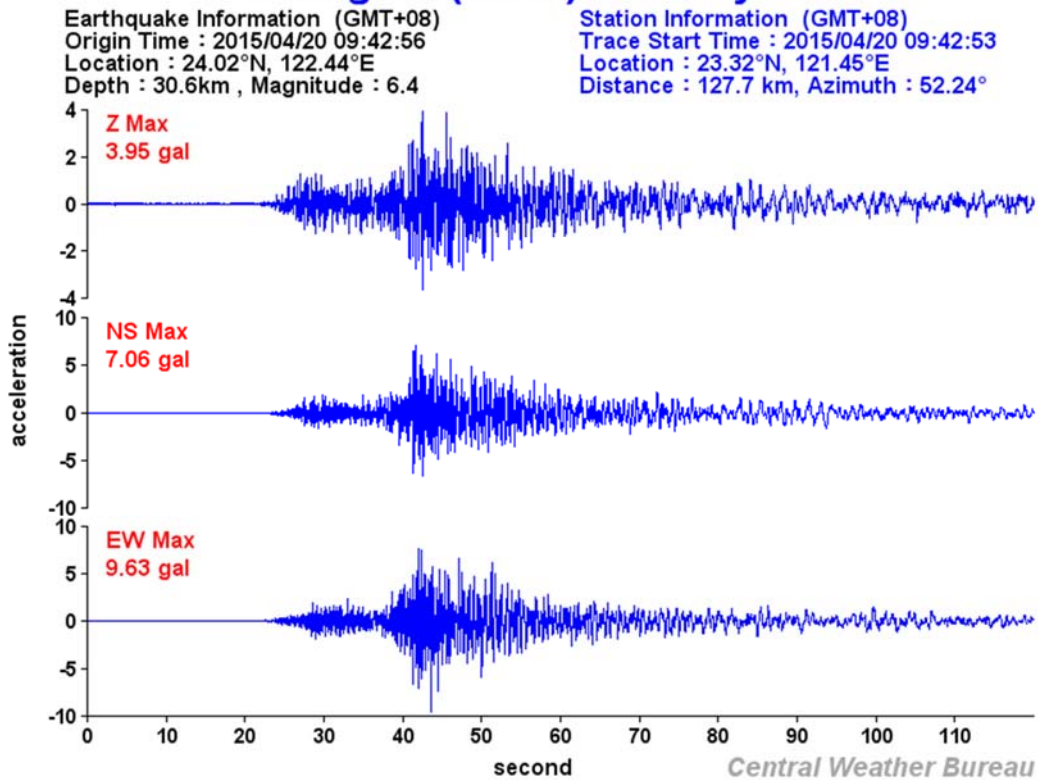


図 3.1.1.4-11 Taiwan0420 地震の観測加速度波形(ECB)

### Guangfu ( EGF ) Intensity : 3

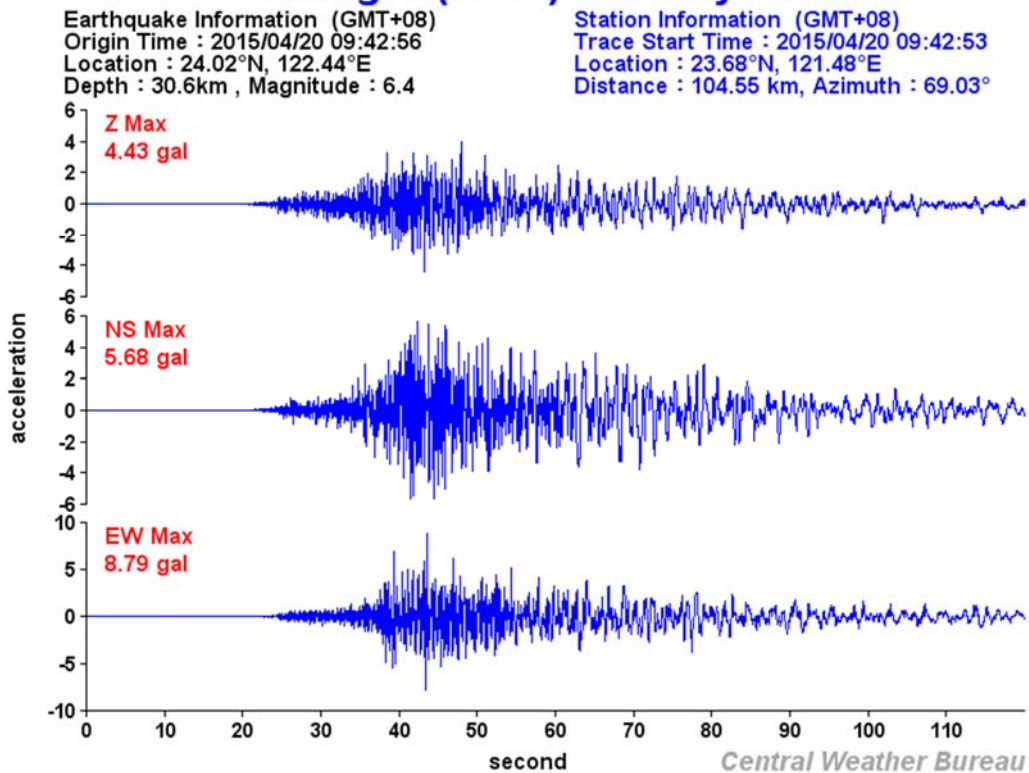


図 3.1.1.4-11 Taiwan0420 地震の観測加速度波形(EGF)

### Guishandao ( EGS ) Intensity : 3

Earthquake Information (GMT+08)  
Origin Time : 2015/04/20 09:42:56  
Location : 24.02°N, 122.44°E  
Depth : 30.6km , Magnitude : 6.4

Station Information (GMT+08)  
Trace Start Time : 2015/04/20 09:42:53  
Location : 24.84°N, 121.94°E  
Distance : 103.85 km, Azimuth : 150.95°

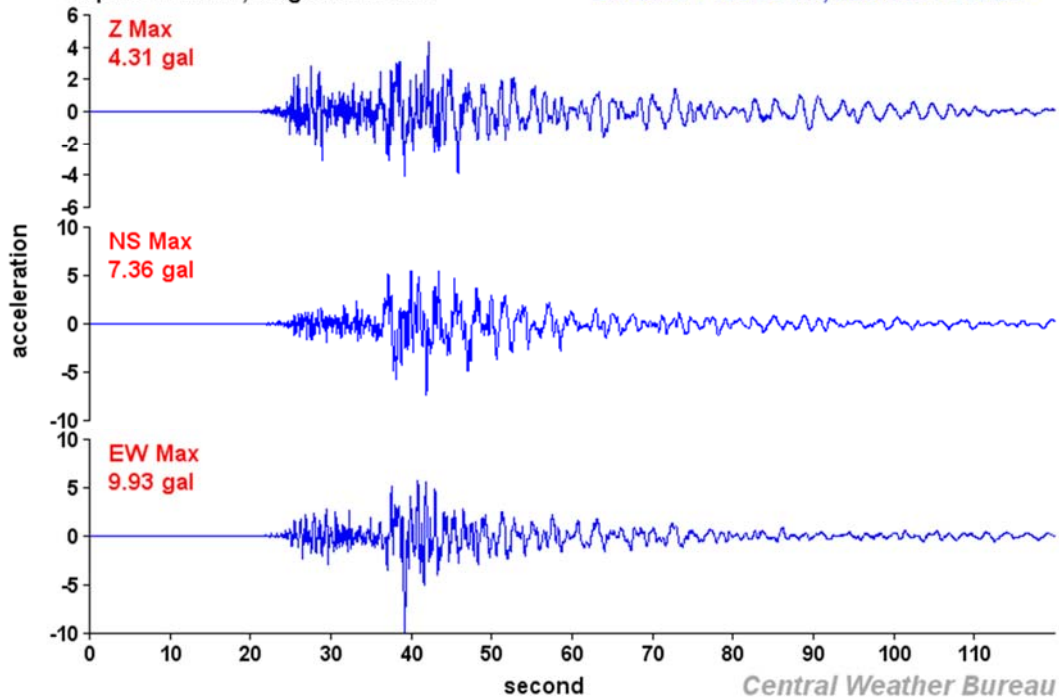


図 3.1.1.4-11 Taiwan0420 地震の観測加速度波形(EGS)

### Heping ( EHP ) Intensity : 3

Earthquake Information (GMT+08)  
Origin Time : 2015/04/20 09:42:56  
Location : 24.02°N, 122.44°E  
Depth : 30.6km , Magnitude : 6.4

Station Information (GMT+08)  
Trace Start Time : 2015/04/20 09:42:53  
Location : 24.31°N, 121.75°E  
Distance : 77.08 km, Azimuth : 114.19°

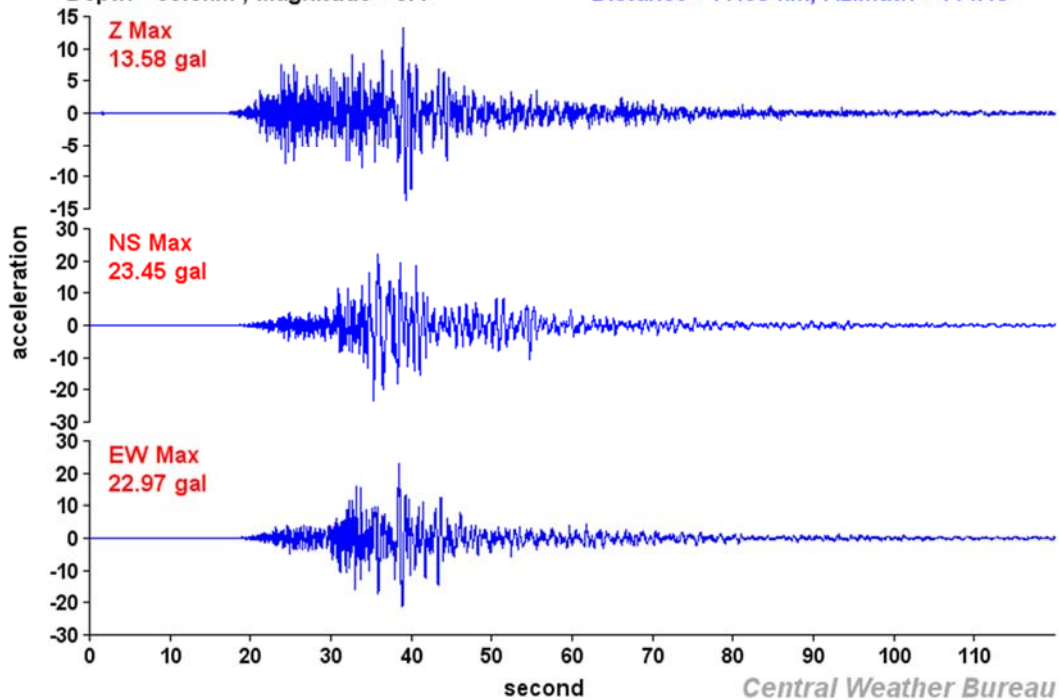


図 3.1.1.4-11 Taiwan0420 地震の観測加速度波形(EHP)



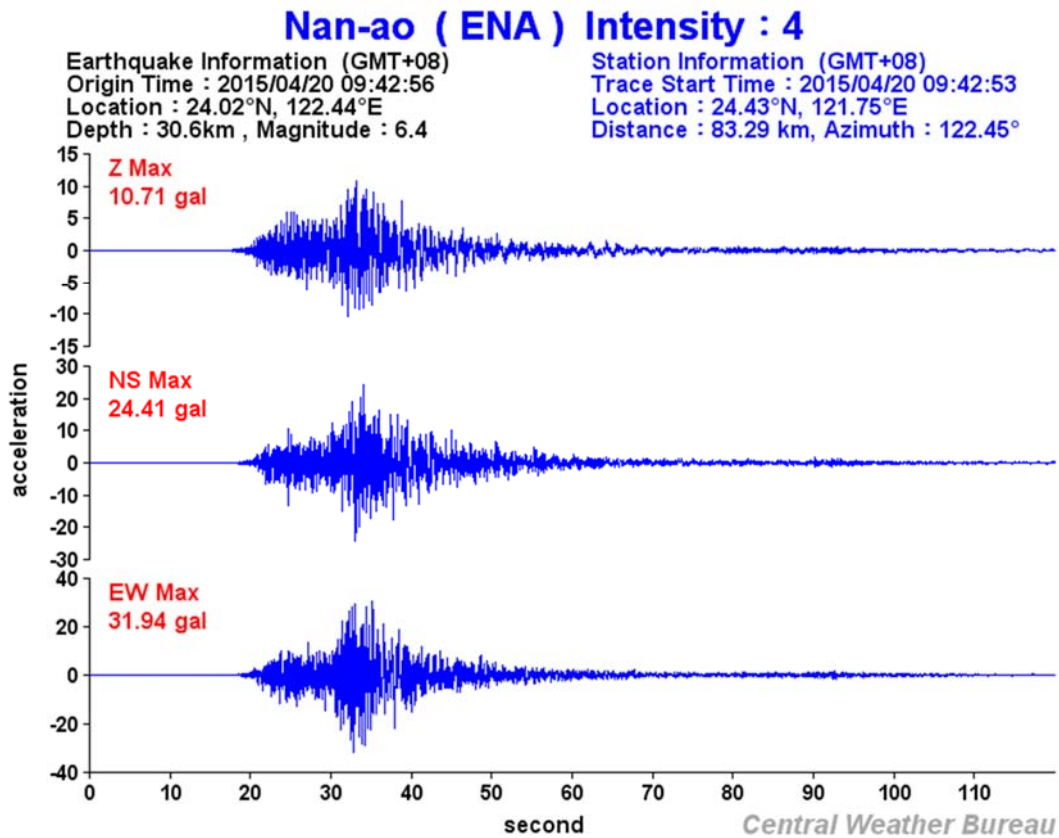


図 3.1.1.4-11 Taiwan0420 地震の観測加速度波形(ENA)

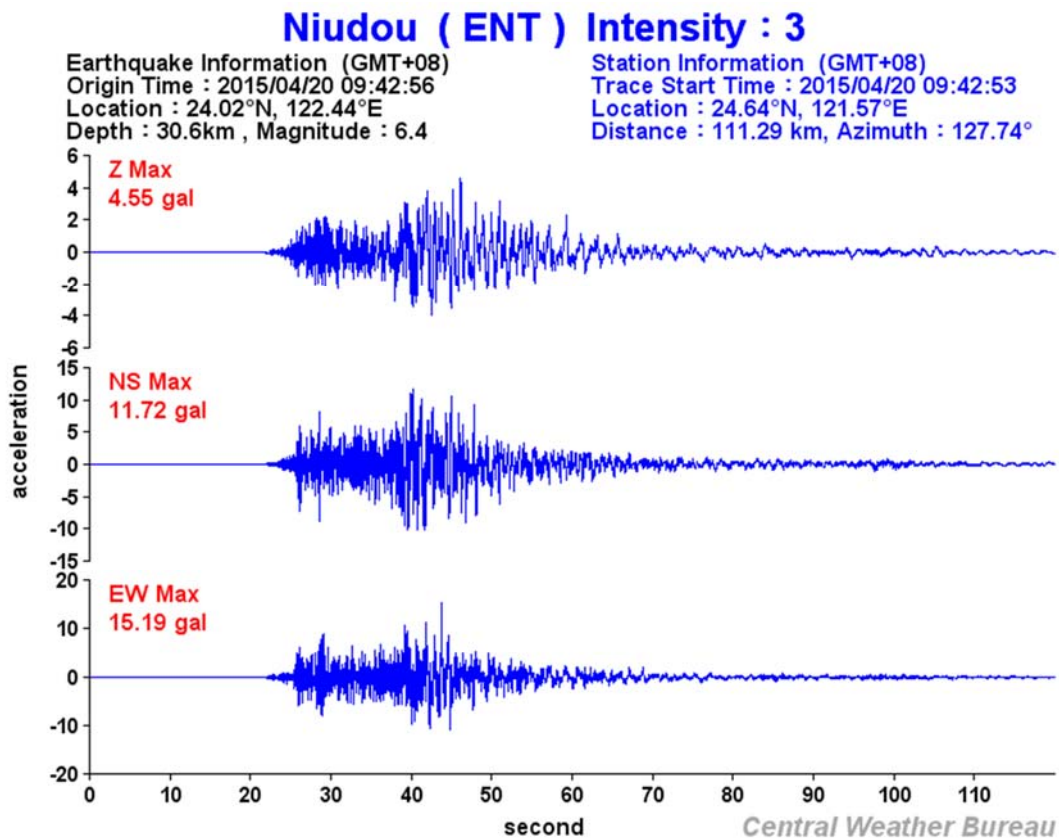


図 3.1.1.4-11 Taiwan0420 地震の観測加速度波形(ENT)

### Shoufeng ( ESF ) Intensity : 3

Earthquake Information (GMT+08)  
 Origin Time : 2015/04/20 09:42:56  
 Location : 24.02°N, 122.44°E  
 Depth : 30.6km , Magnitude : 6.4

Station Information (GMT+08)  
 Trace Start Time : 2015/04/20 09:42:53  
 Location : 23.87°N, 121.51°E  
 Distance : 96.51 km, Azimuth : 79.98°

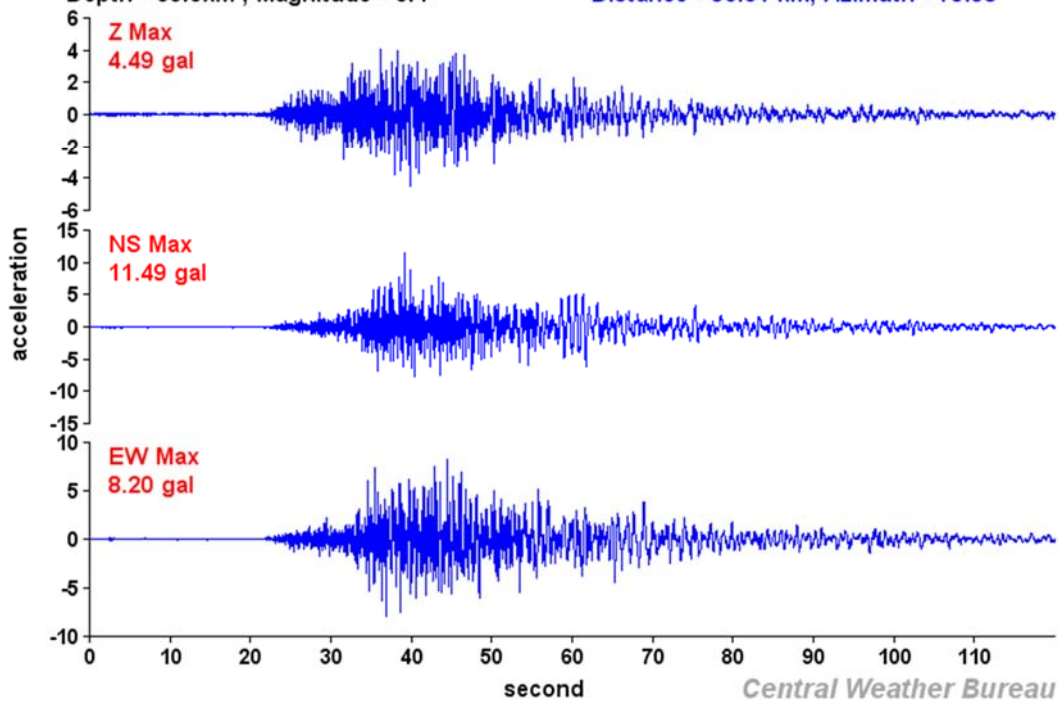


図 3.1.1.4-11 Taiwan0420 地震の観測加速度波形(ESF)

### Tailue ( ETL ) Intensity : 3

Earthquake Information (GMT+08)  
 Origin Time : 2015/04/20 09:42:56  
 Location : 24.02°N, 122.44°E  
 Depth : 30.6km , Magnitude : 6.4

Station Information (GMT+08)  
 Trace Start Time : 2015/04/20 09:42:53  
 Location : 24.16°N, 121.62°E  
 Distance : 84.52 km, Azimuth : 100.26°

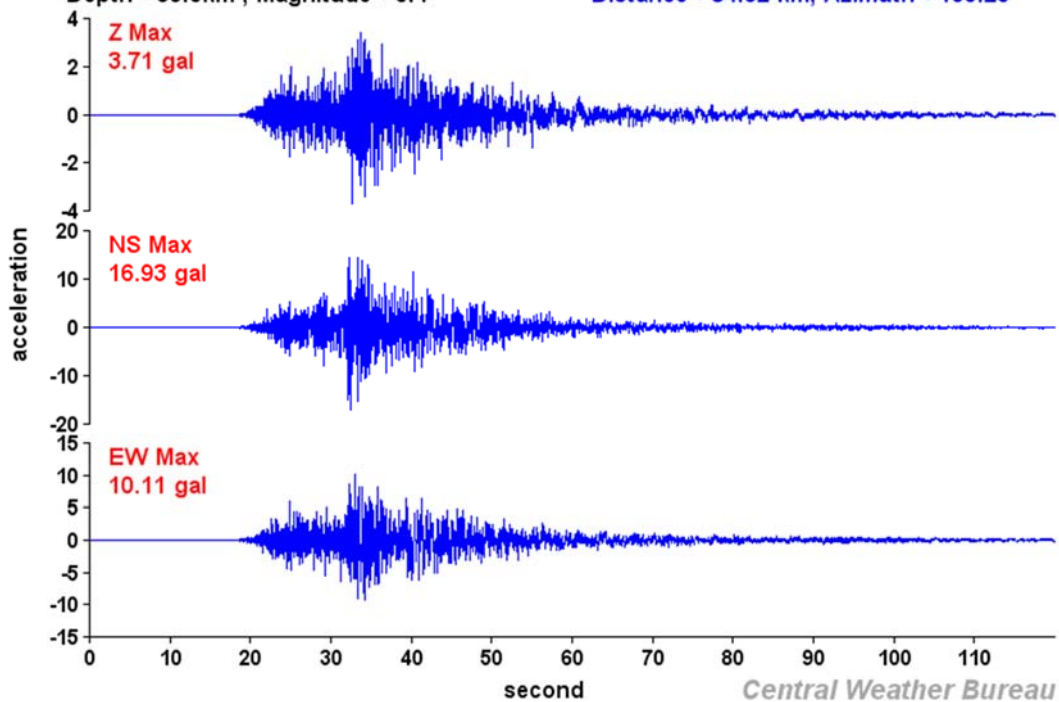


図 3.1.1.4-11 Taiwan0420 地震の観測加速度波形(ETL)

### Tongmen ( ETM ) Intensity : 3

Earthquake Information (GMT+08)  
Origin Time : 2015/04/20 09:42:56  
Location : 24.02°N, 122.44°E  
Depth : 30.6km , Magnitude : 6.4

Station Information (GMT+08)  
Trace Start Time : 2015/04/20 09:42:53  
Location : 23.97°N, 121.49°E  
Distance : 96.68 km, Azimuth : 86.27°

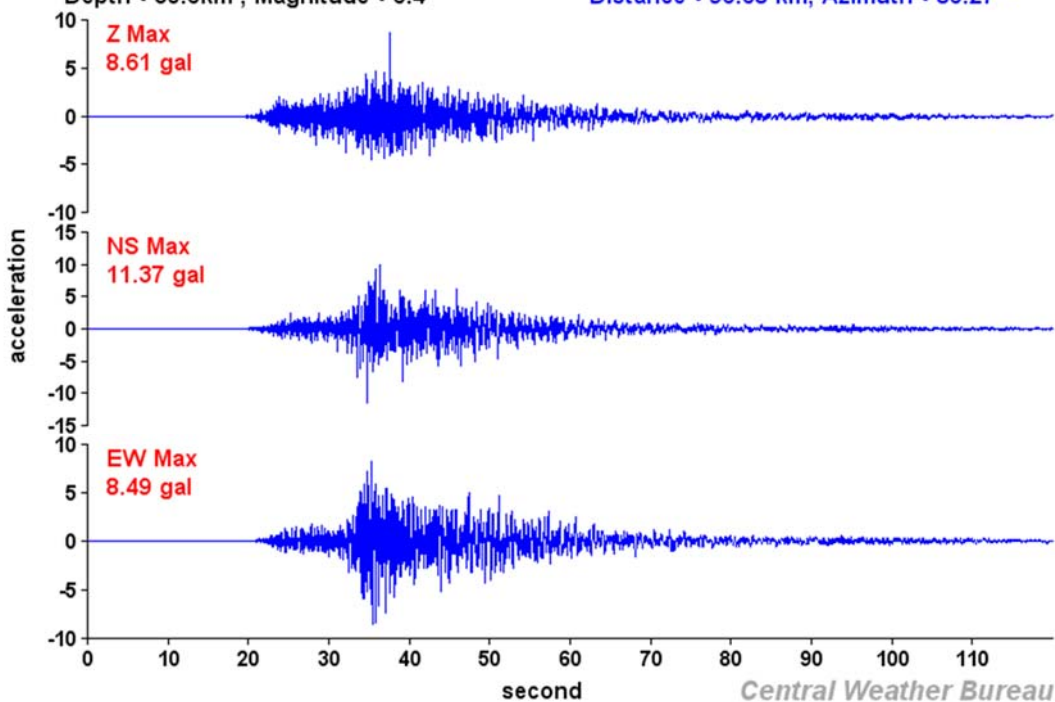


図 3.1.1.4-11 Taiwan0420 地震の観測加速度波形(ETM)

### Yanliao ( EYL ) Intensity : 3

Earthquake Information (GMT+08)  
Origin Time : 2015/04/20 09:42:56  
Location : 24.02°N, 122.44°E  
Depth : 30.6km , Magnitude : 6.4

Station Information (GMT+08)  
Trace Start Time : 2015/04/20 09:42:53  
Location : 23.90°N, 121.60°E  
Distance : 86.39 km, Azimuth : 81.25°

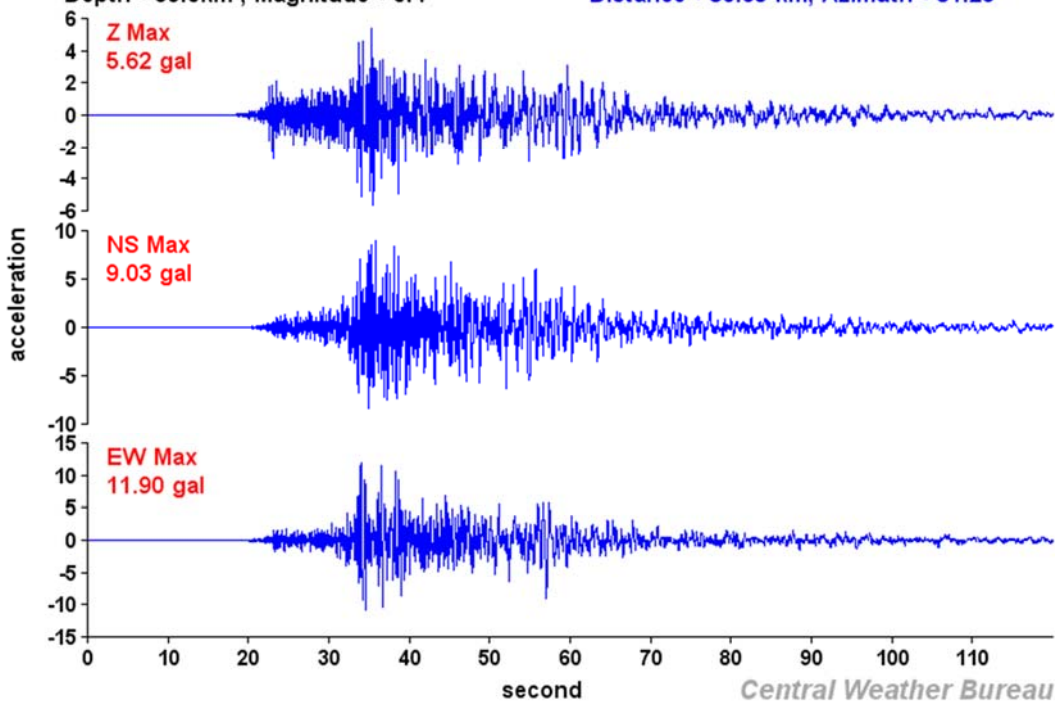


図 3.1.1.4-11 Taiwan0420 地震の観測加速度波形(EYL)

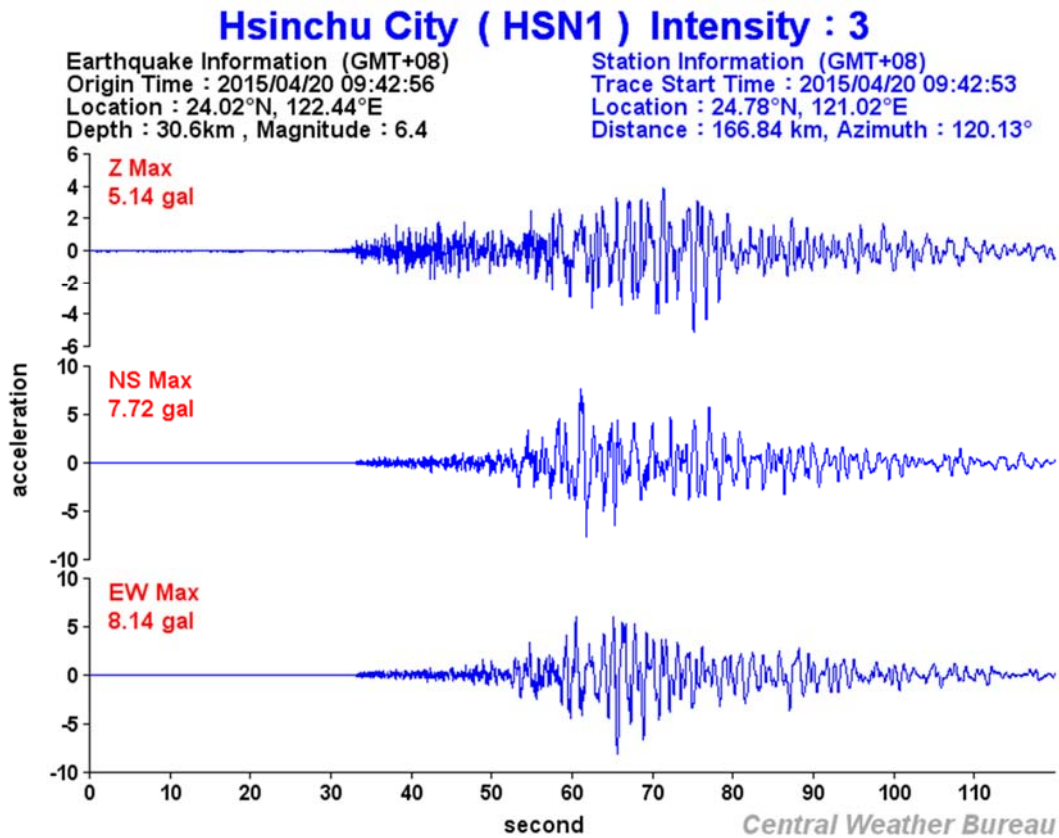


図 3.1.1.4-11 Taiwan0420 地震の観測加速度波形(HSN1)

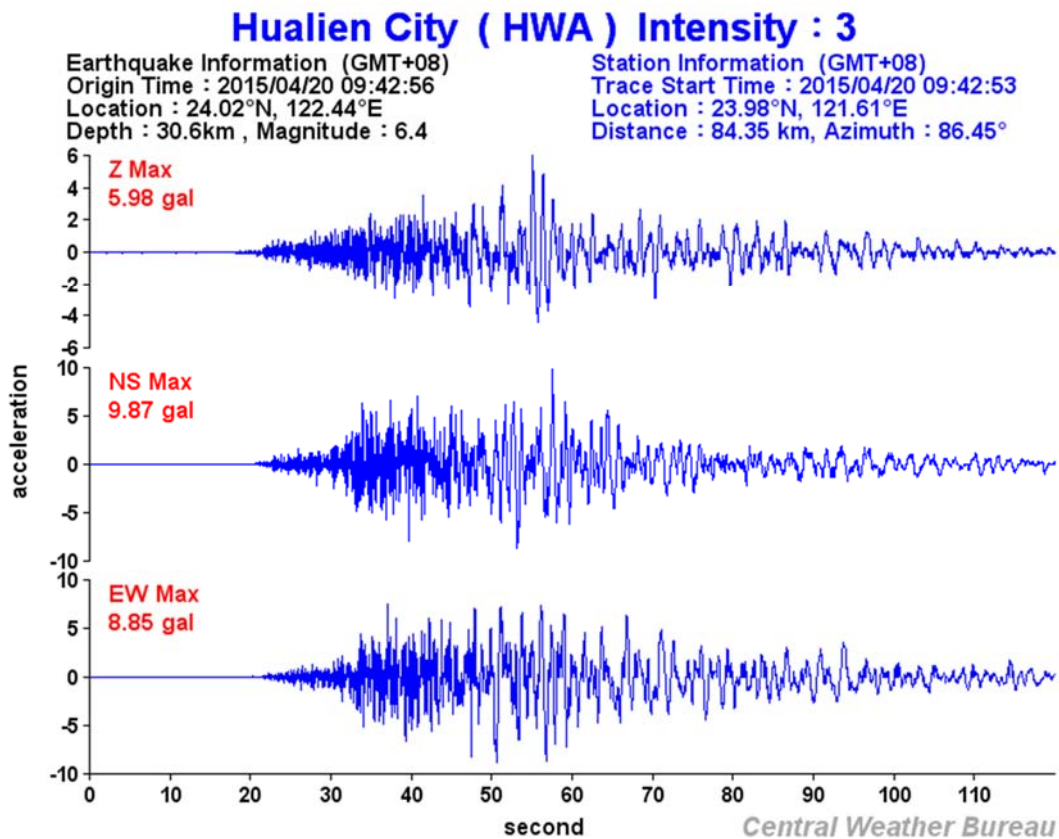


図 3.1.1.4-11 Taiwan0420 地震の観測加速度波形(HWA)



### Yilan City ( ILA ) Intensity : 4

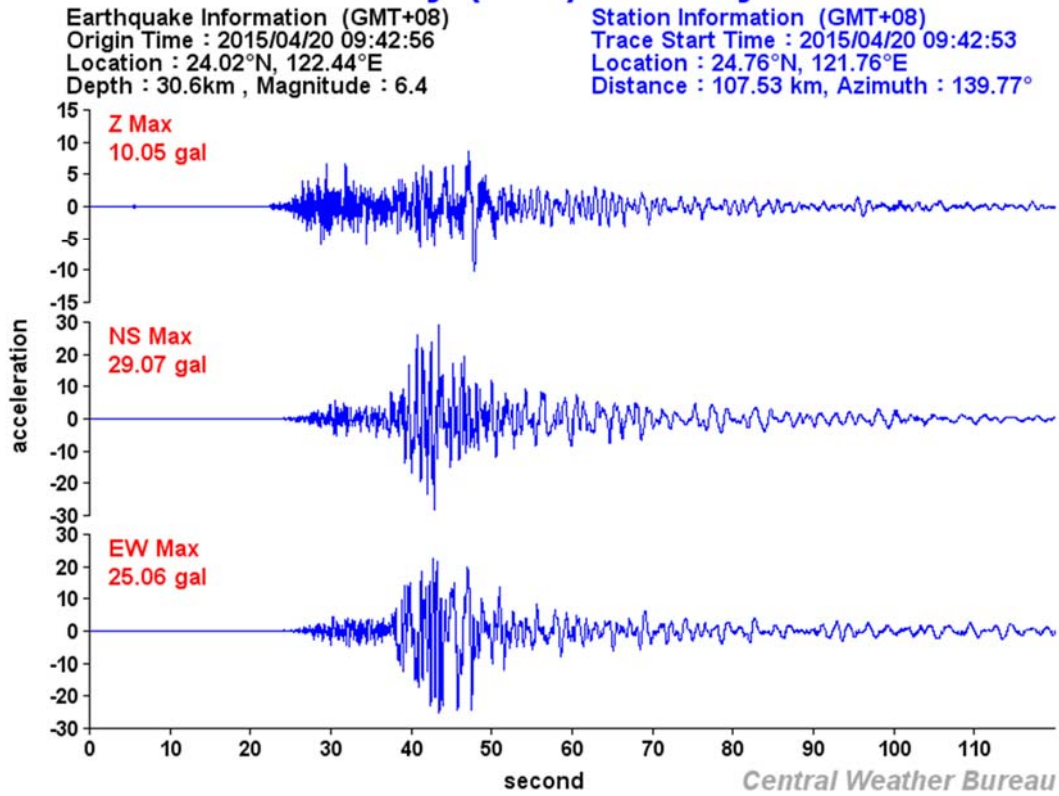


図 3.1.1.4-11 Taiwan0420 地震の観測加速度波形(ILA)

### Zhongli ( NCU ) Intensity : 3

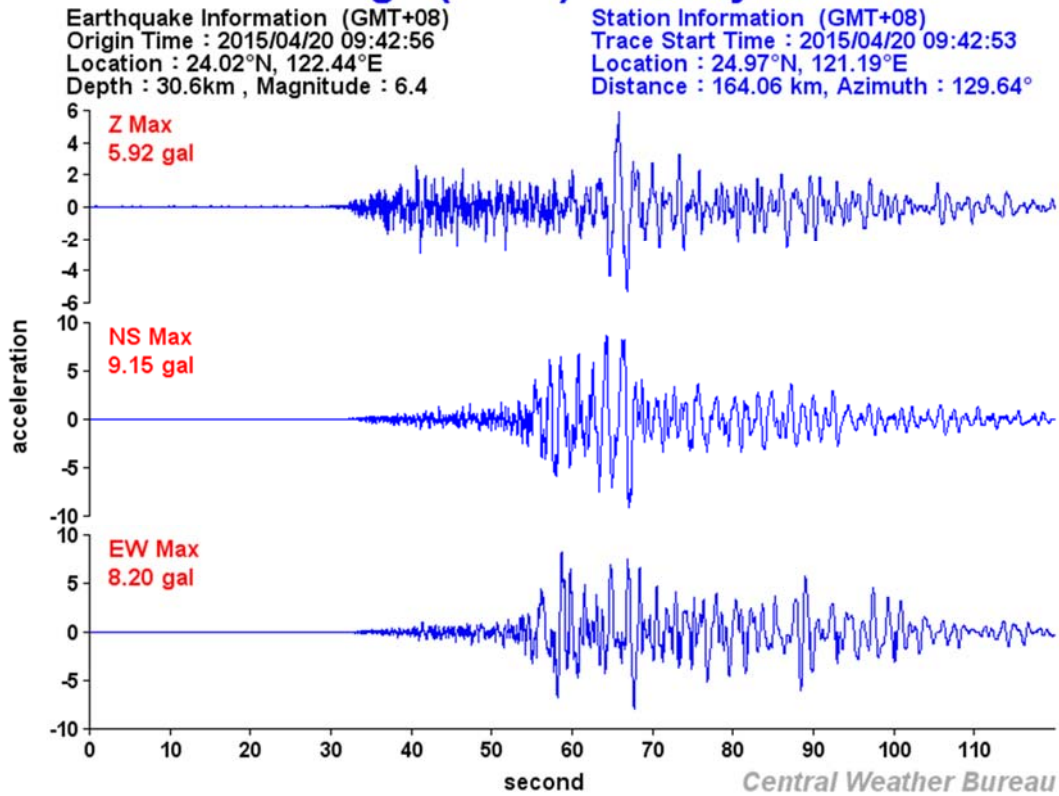


図 3.1.1.4-11 Taiwan0420 地震の観測加速度波形(NCU)

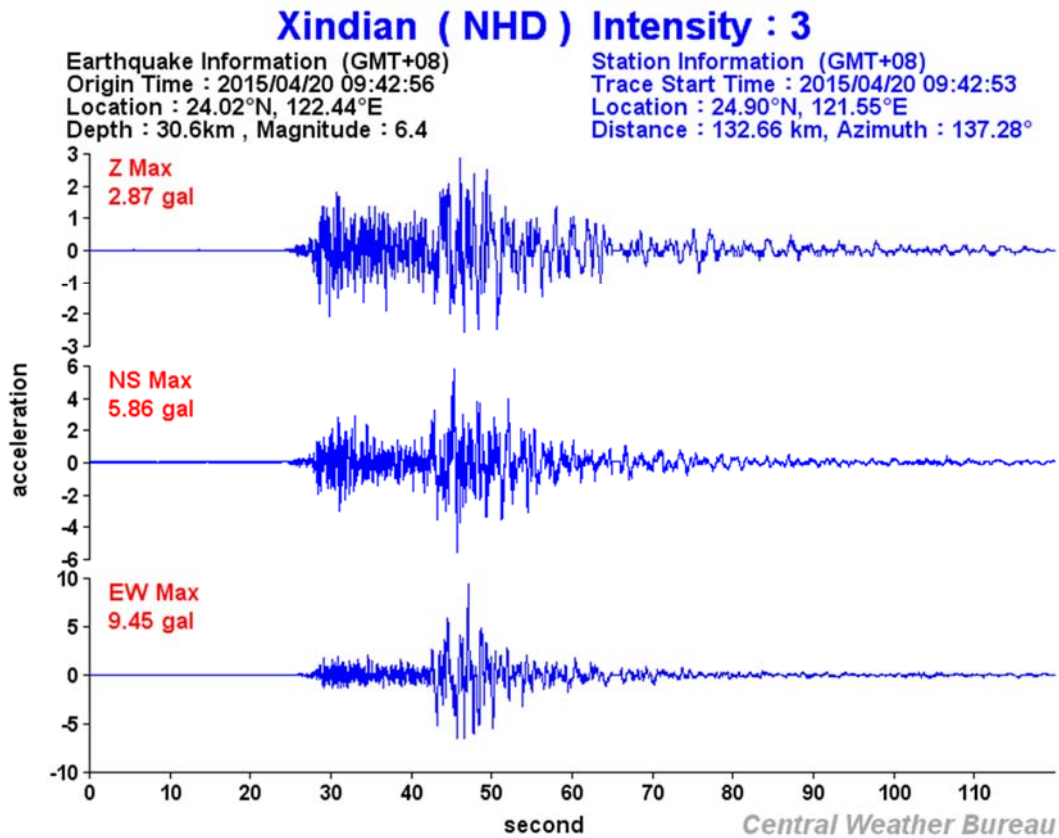


図 3.1.1.4-11 Taiwan0420 地震の観測加速度波形(NHD)

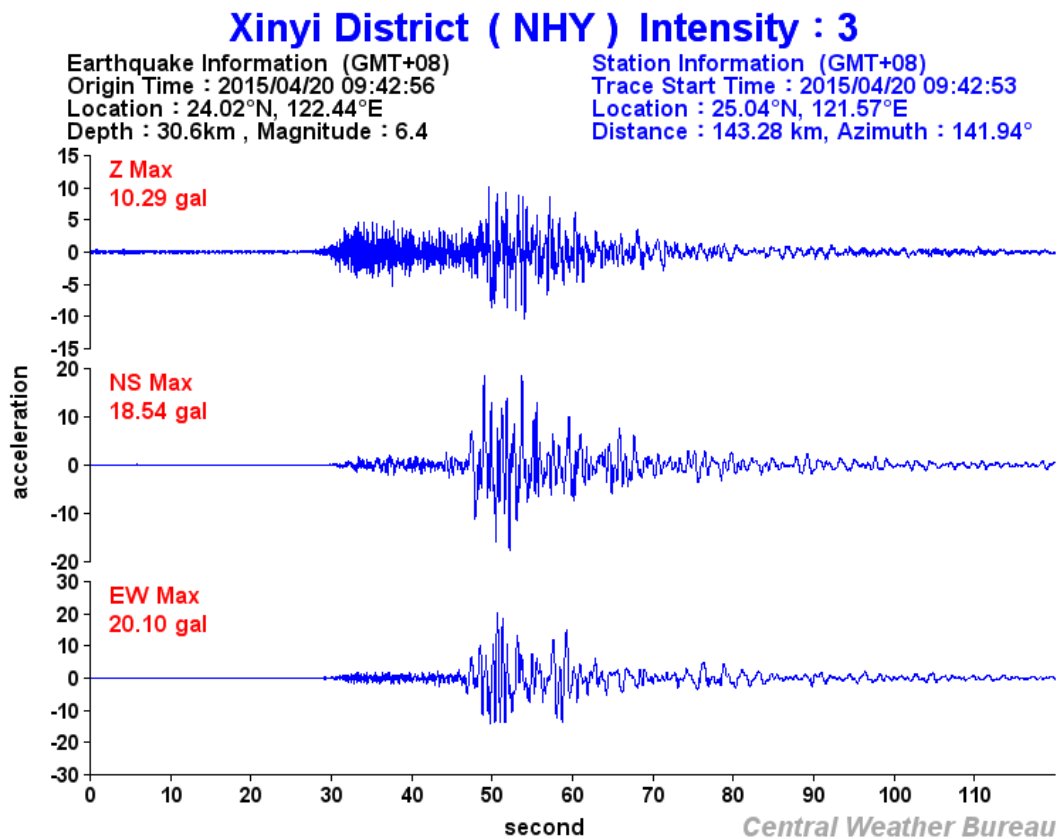


図 3.1.1.4-11 Taiwan0420 地震の観測加速度波形(NHY)

### Luodong ( NLD ) Intensity : 4

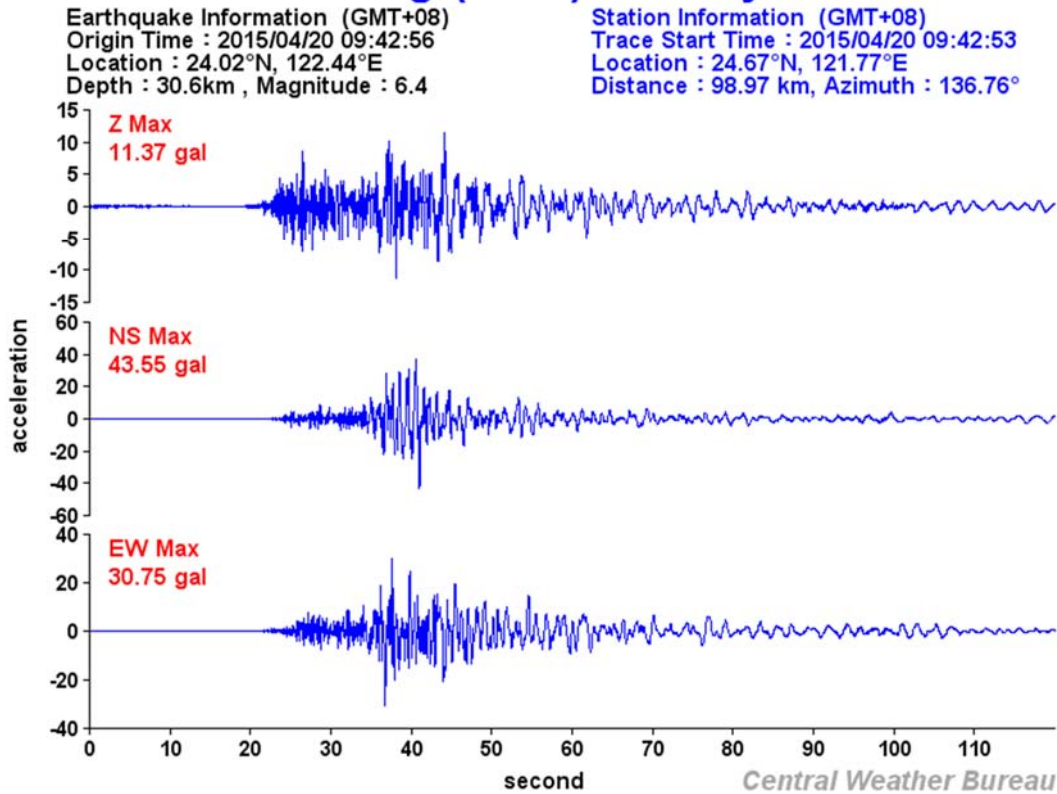


図 3.1.1.4-11 Taiwan0420 地震の観測加速度波形(NLD)

### Nanshan ( NNS ) Intensity : 3

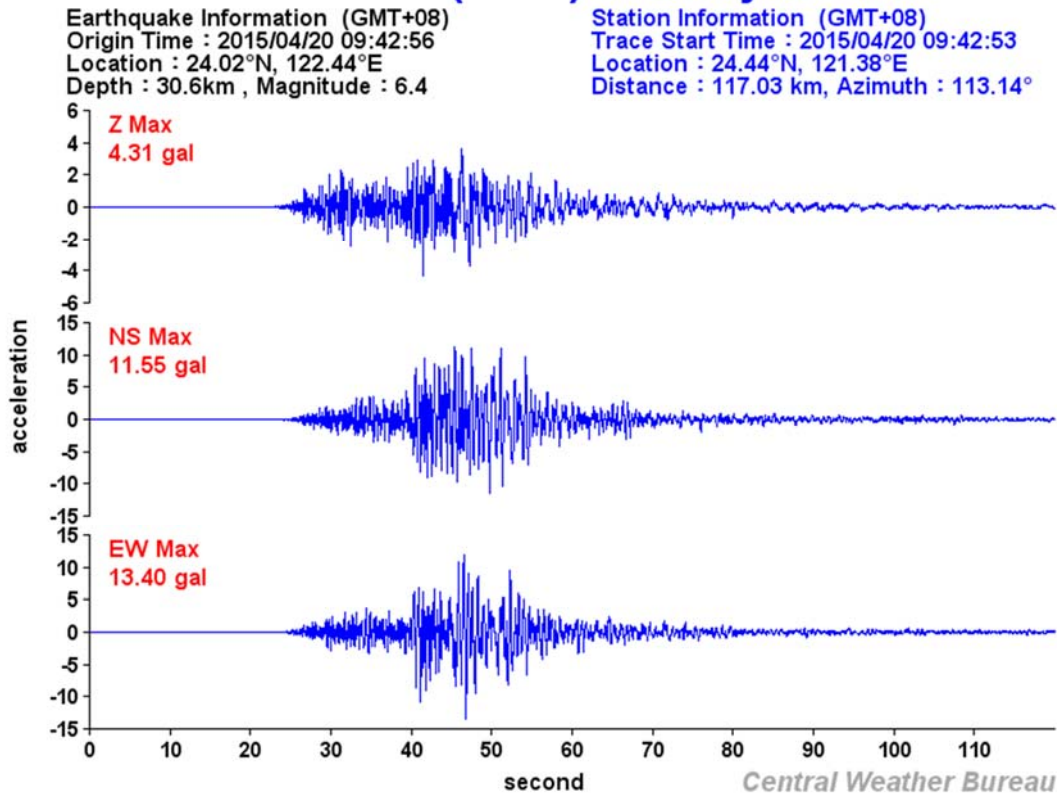


図 3.1.1.4-11 Taiwan0420 地震の観測加速度波形(NNS)

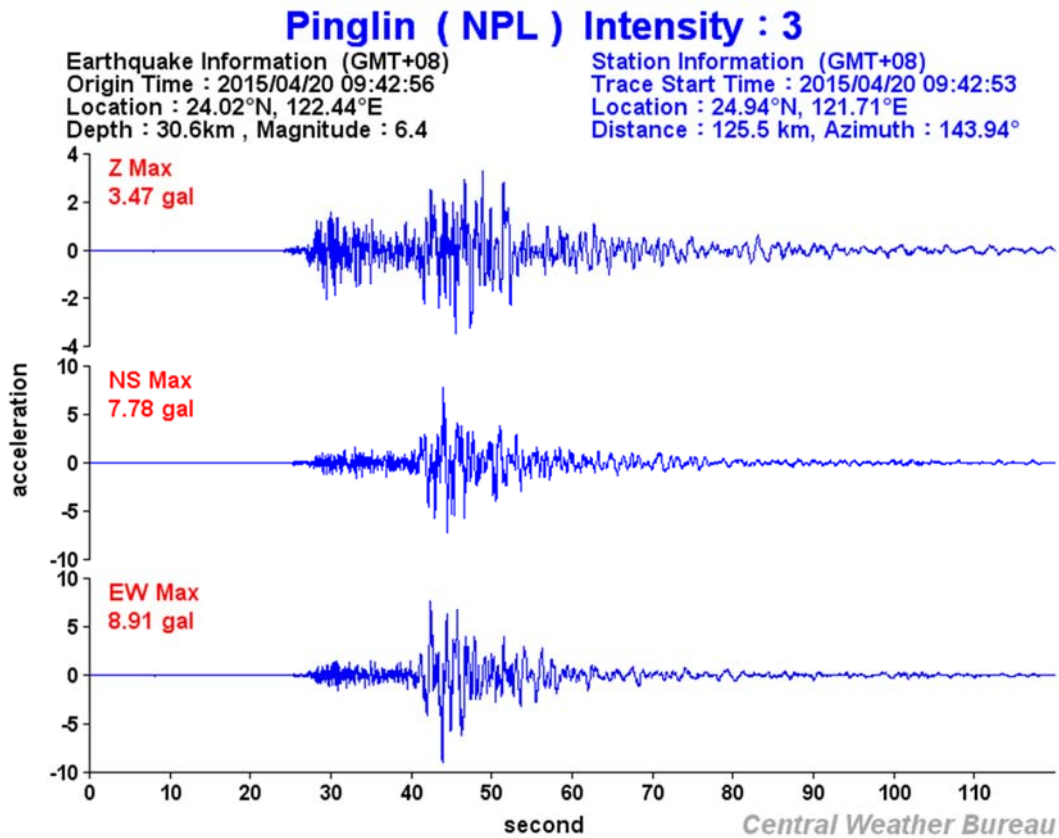


図 3.1.1.4-11 Taiwan0420 地震の観測加速度波形(NPL)

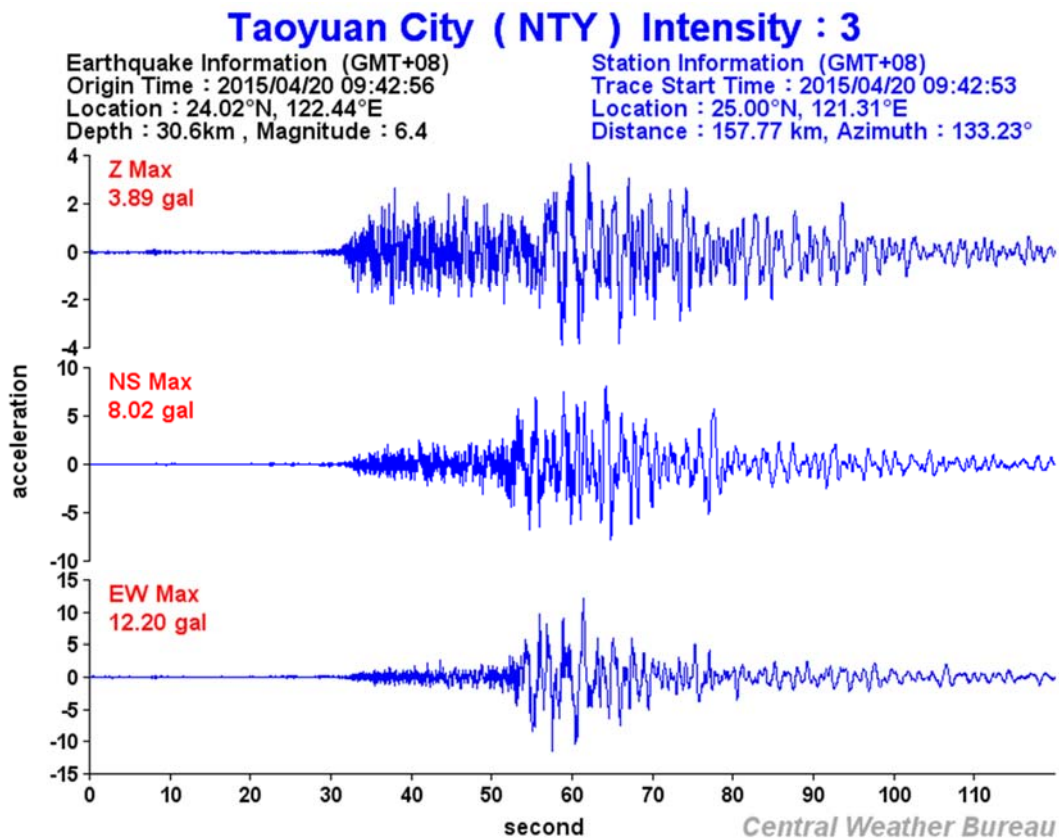


図 3.1.1.4-11 Taiwan0420 地震の観測加速度波形(NTY)



### Wufenshan ( NWF ) Intensity : 3

Earthquake Information (GMT+08)  
Origin Time : 2015/04/20 09:42:56  
Location : 24.02°N, 122.44°E  
Depth : 30.6km , Magnitude : 6.4

Station Information (GMT+08)  
Trace Start Time : 2015/04/20 09:42:53  
Location : 25.07°N, 121.78°E  
Distance : 134.11 km, Azimuth : 150.08°

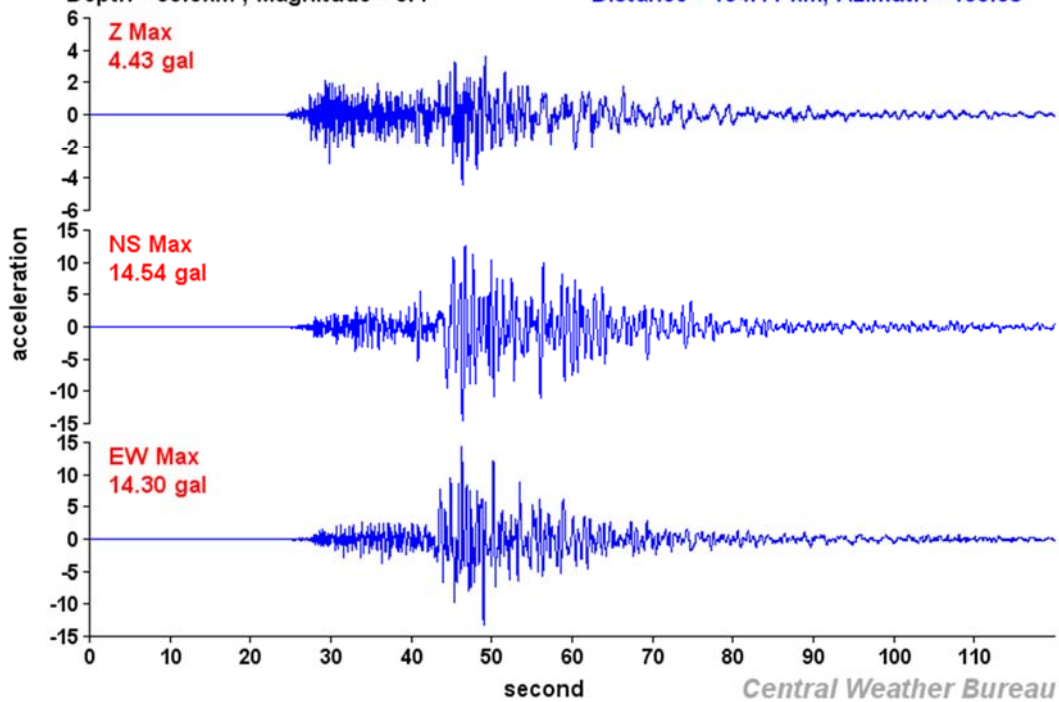


図 3.1.1.4-11 Taiwan0420 地震の観測加速度波形(NWF)

### Sun Moon Lake ( SML ) Intensity : 3

Earthquake Information (GMT+08)  
Origin Time : 2015/04/20 09:42:56  
Location : 24.02°N, 122.44°E  
Depth : 30.6km , Magnitude : 6.4

Station Information (GMT+08)  
Trace Start Time : 2015/04/20 09:42:53  
Location : 23.88°N, 120.91°E  
Distance : 156.78 km, Azimuth : 84.29°

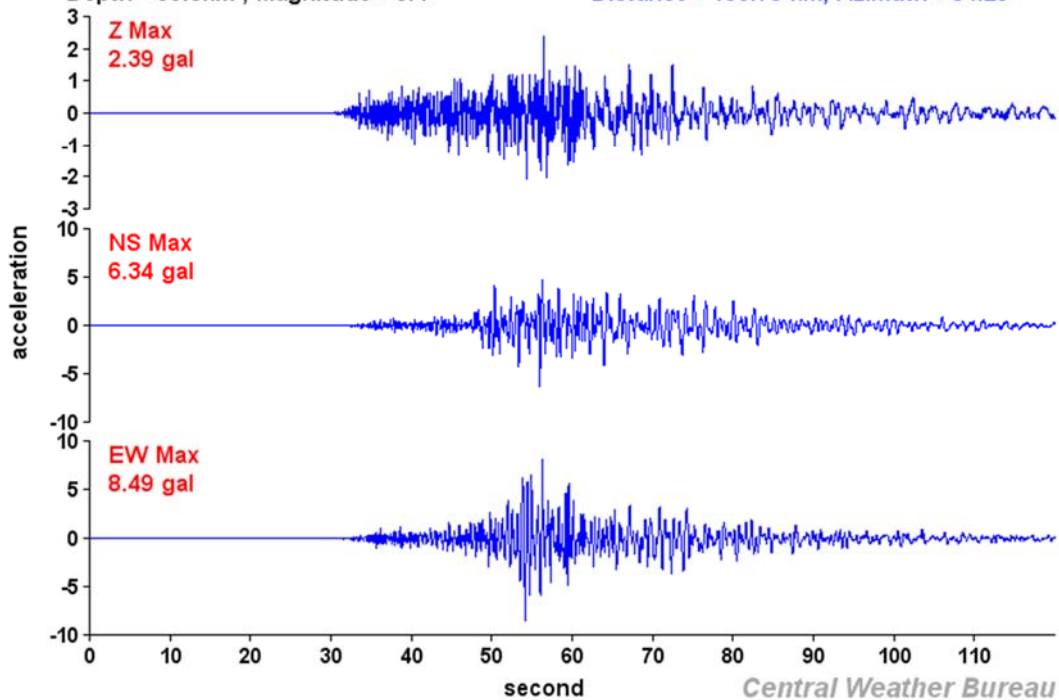


図 3.1.1.4-11 Taiwan0420 地震の観測加速度波形(SML)

### Taipei City ( TAP ) Intensity : 3

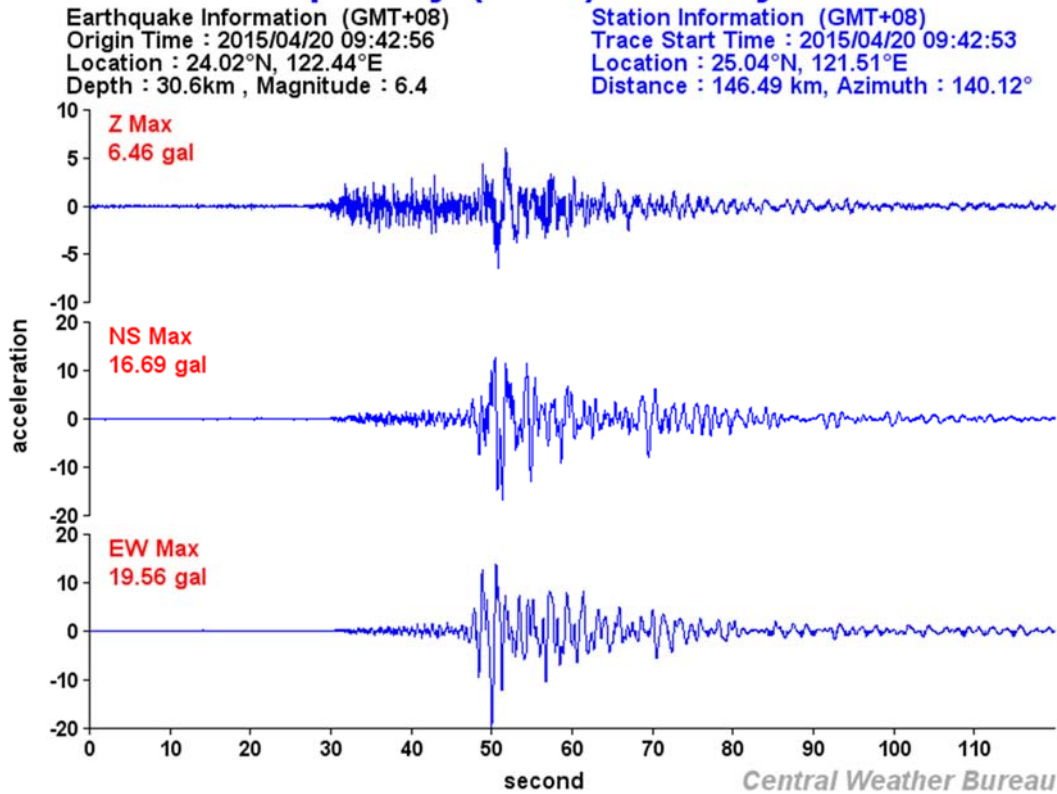


図 3.1.1.4-11 Taiwan0420 地震の観測加速度波形(TAP)

### Zhinan Temple ( TWA ) Intensity : 3

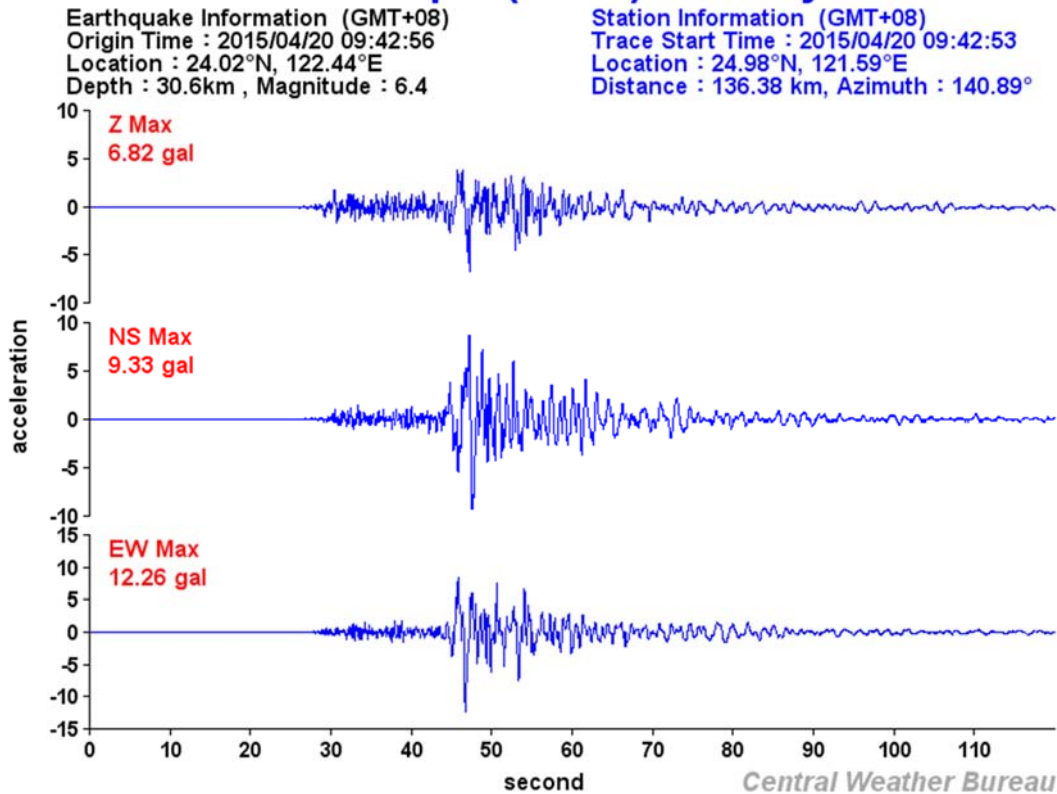


図 3.1.1.4-11 Taiwan0420 地震の観測加速度波形(TWA)

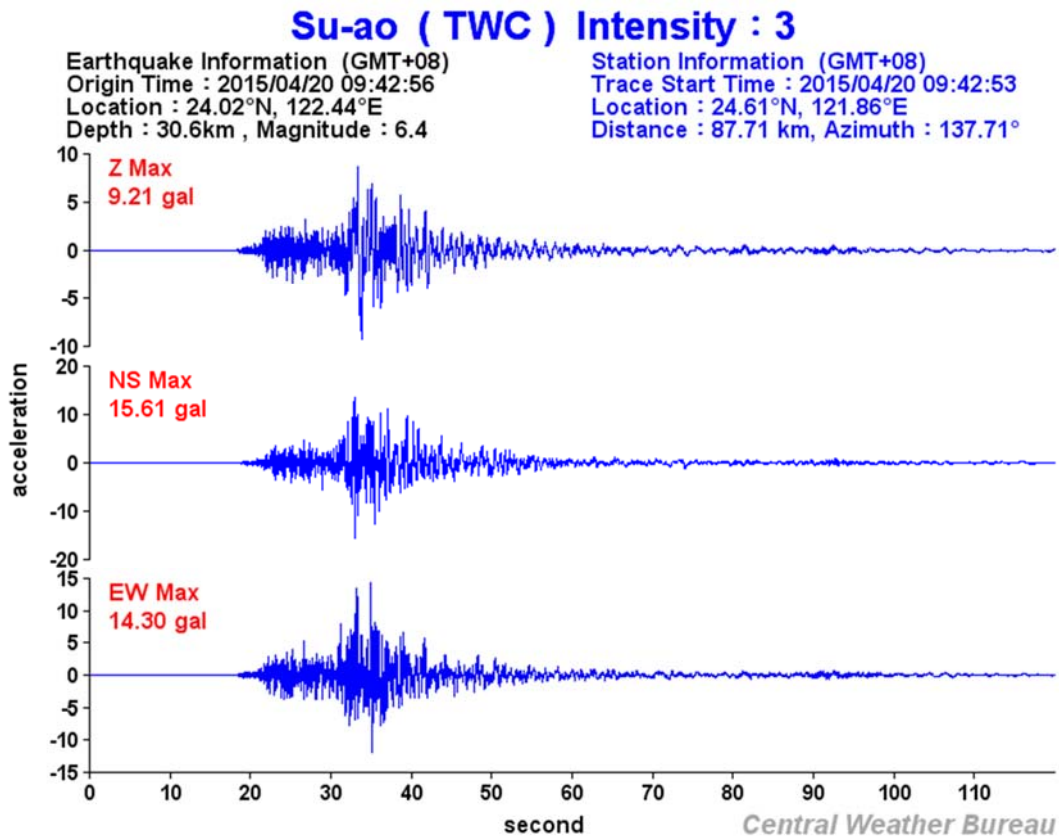


図 3.1.1.4-11 Taiwan0420 地震の観測加速度波形(TWC)

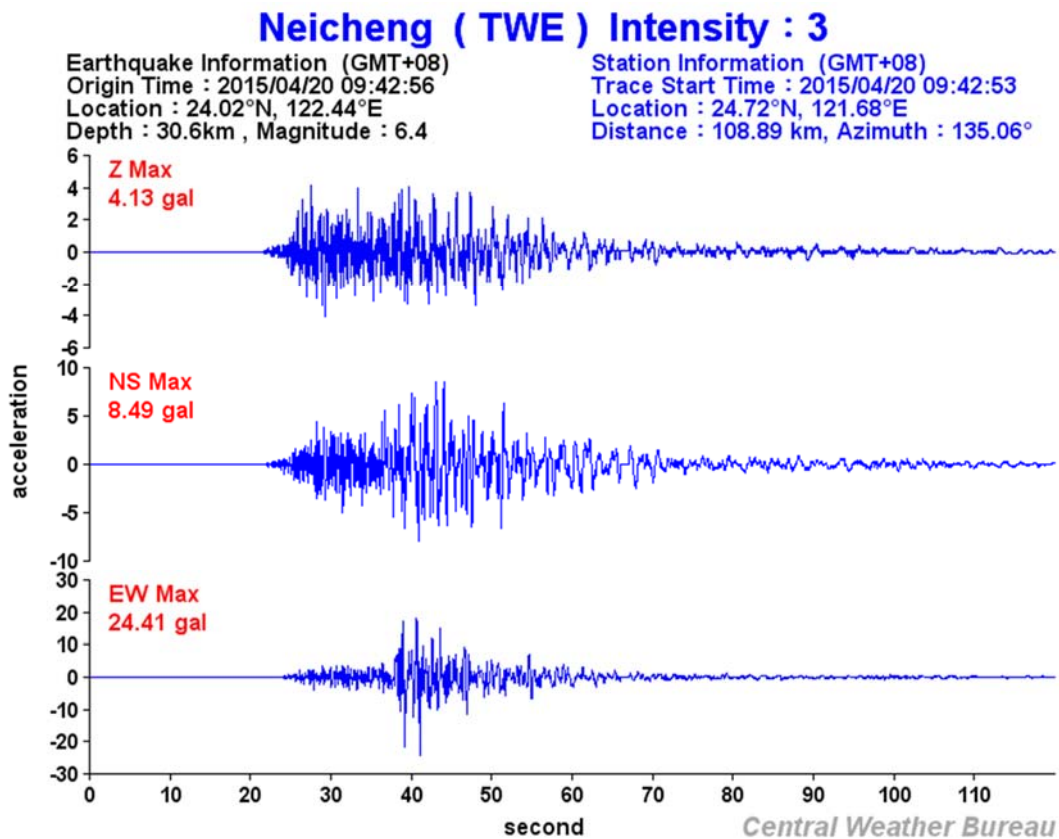


図 3.1.1.4-11 Taiwan0420 地震の観測加速度波形(TWE)

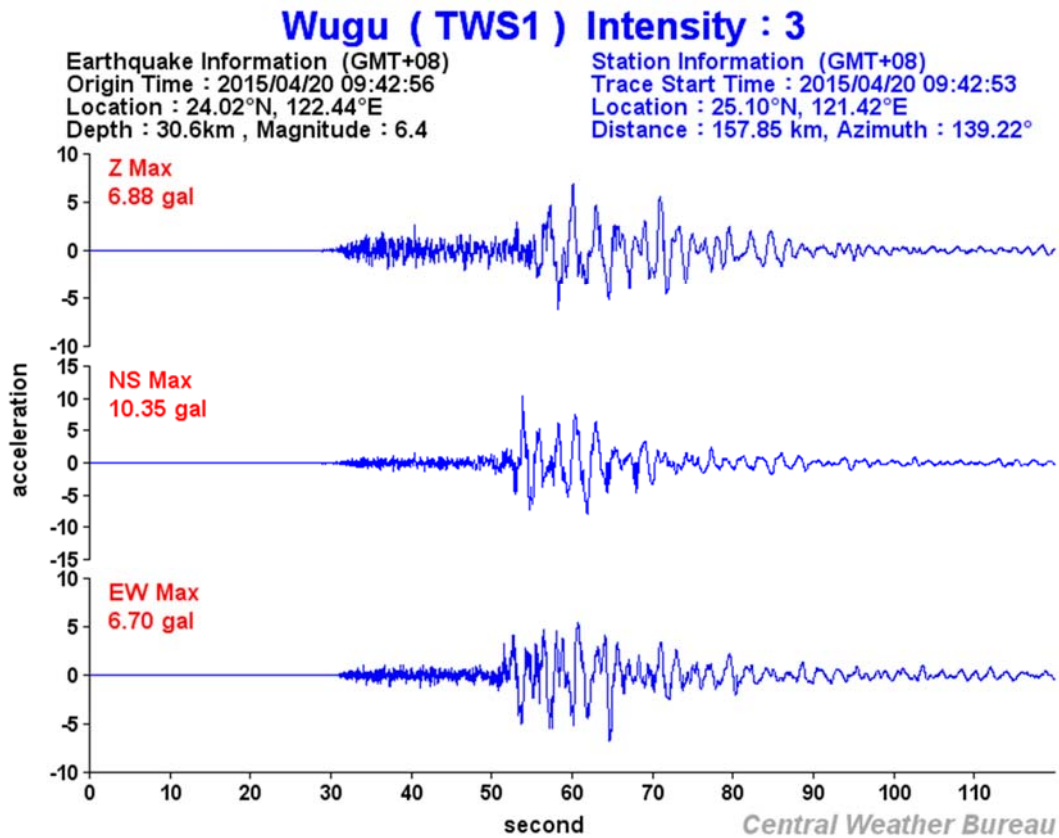


図 3.1.1.4-11 Taiwan0420 地震の観測加速度波形(TWS1)

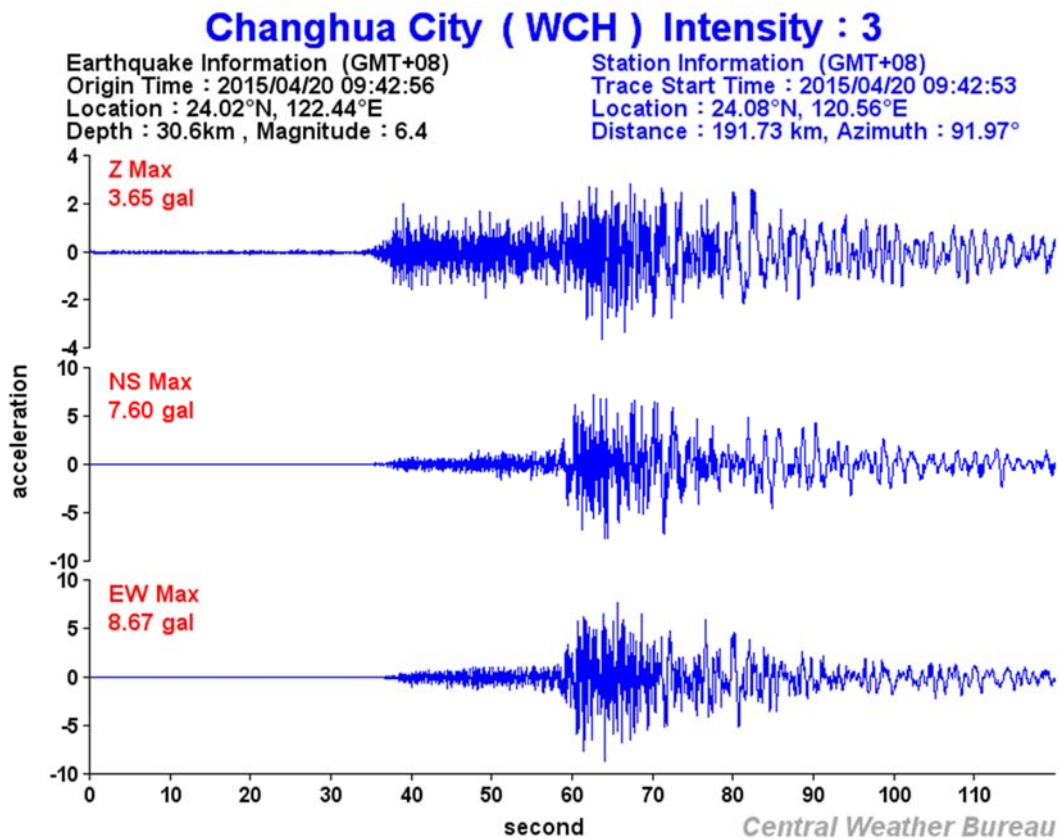


図 3.1.1.4-11 Taiwan0420 地震の観測加速度波形(WCH)



### Dadu ( WDD ) Intensity : 3

Earthquake Information (GMT+08)  
Origin Time : 2015/04/20 09:42:56  
Location : 24.02°N, 122.44°E  
Depth : 30.6km , Magnitude : 6.4

Station Information (GMT+08)  
Trace Start Time : 2015/04/20 09:42:53  
Location : 24.13°N, 120.56°E  
Distance : 191.99 km, Azimuth : 93.72°

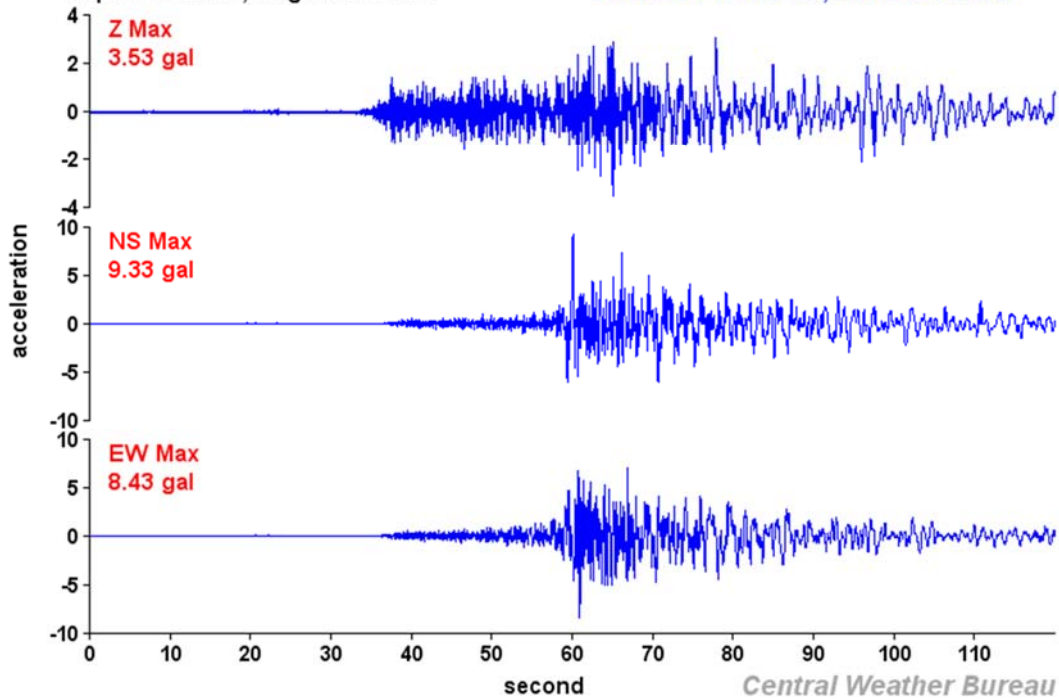


図 3.1.1.4-11 Taiwan0420 地震の観測加速度波形(WDD)

### Douliu City ( WDL ) Intensity : 3

Earthquake Information (GMT+08)  
Origin Time : 2015/04/20 09:42:56  
Location : 24.02°N, 122.44°E  
Depth : 30.6km , Magnitude : 6.4

Station Information (GMT+08)  
Trace Start Time : 2015/04/20 09:42:53  
Location : 23.72°N, 120.54°E  
Distance : 196.72 km, Azimuth : 80.04°

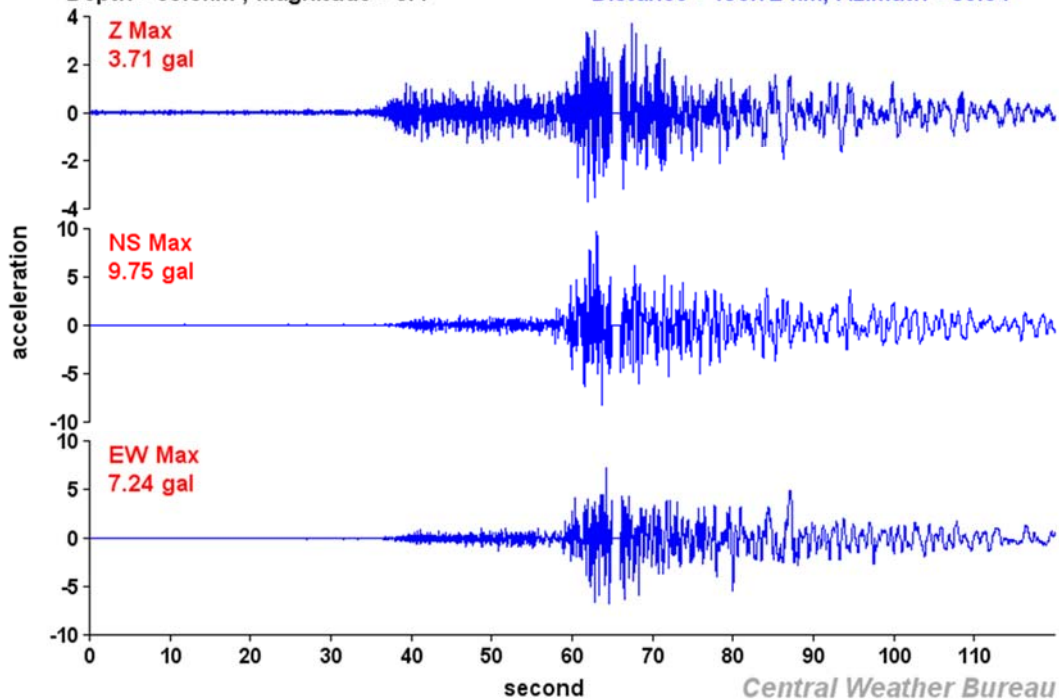


図 3.1.1.4-11 Taiwan0420 地震の観測加速度波形(WDL)

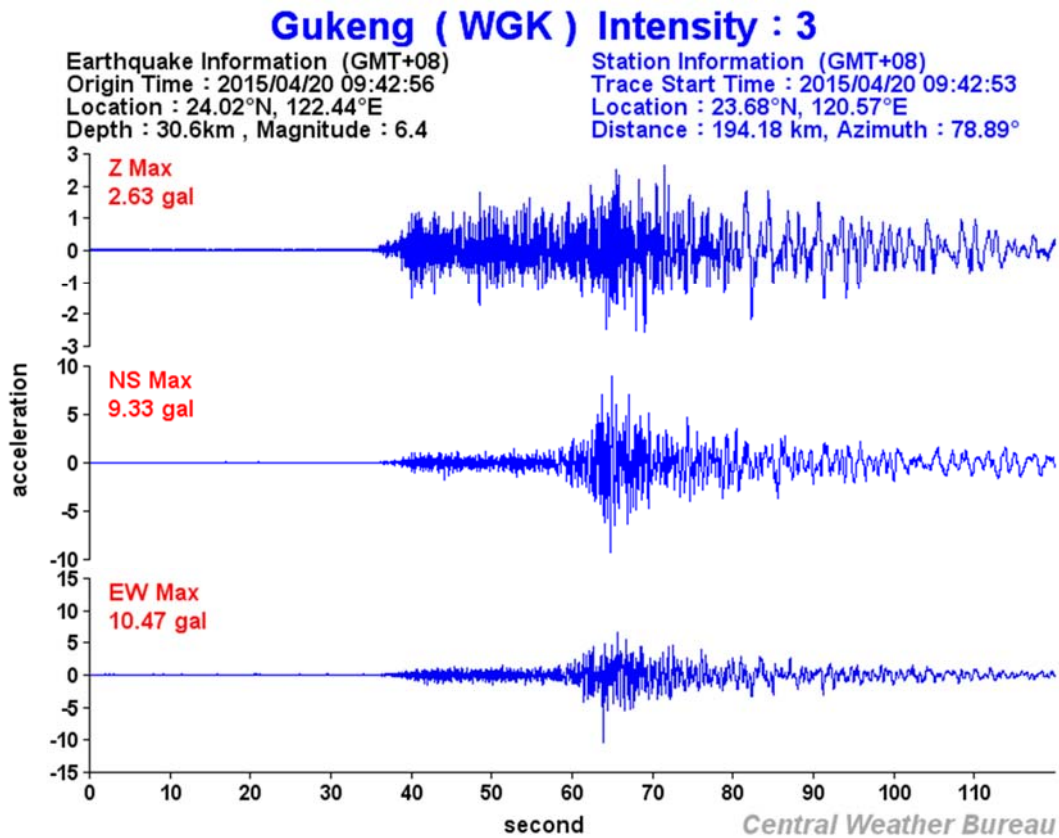


図 3.1.1.4-11 Taiwan0420 地震の観測加速度波形(WGK)

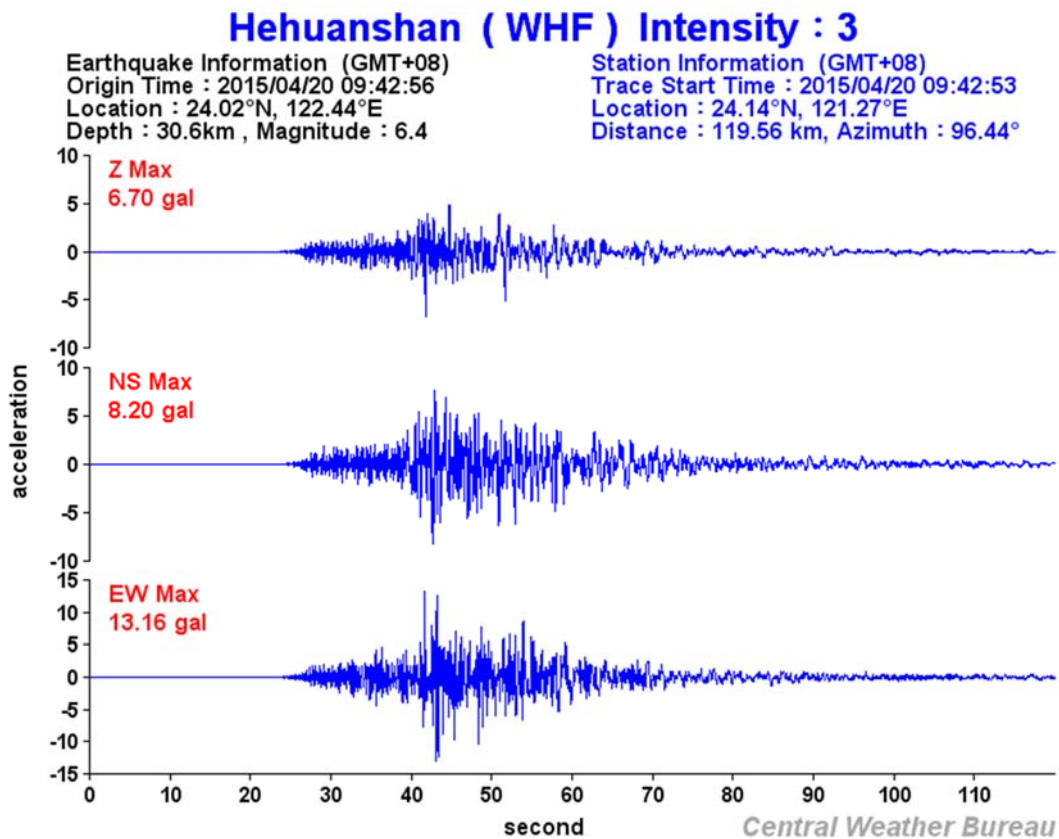


図 3.1.1.4-11 Taiwan0420 地震の観測加速度波形(WHF)

### Sihu ( WSF ) Intensity : 3

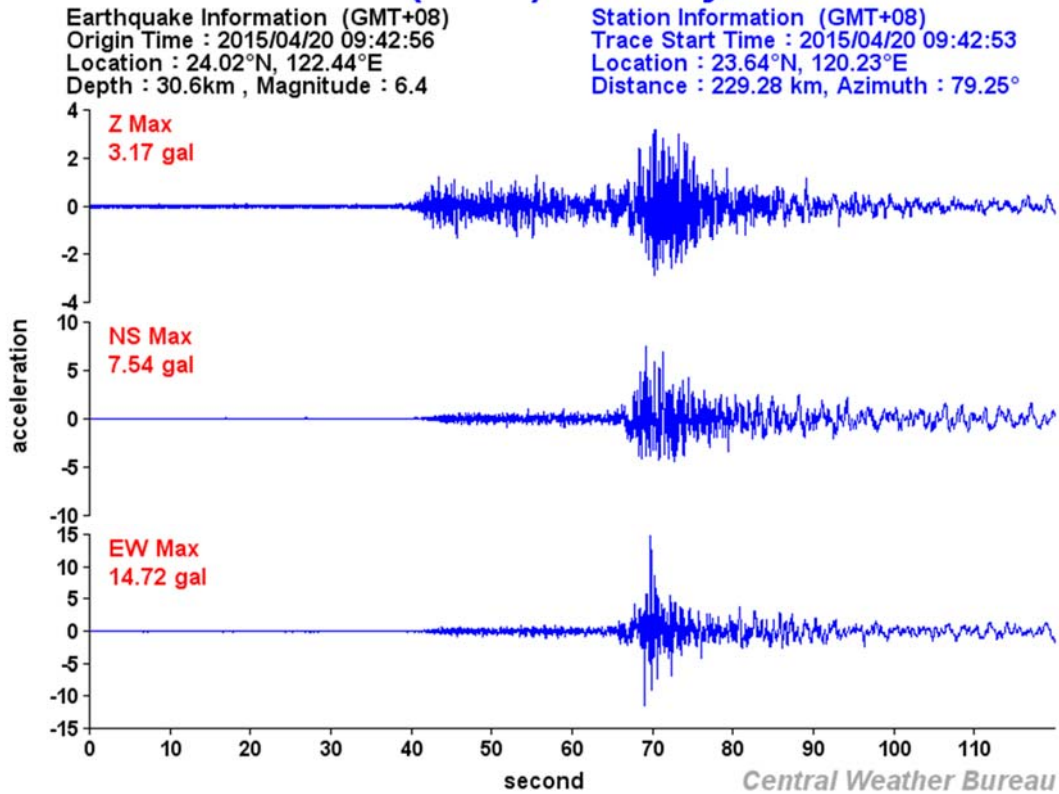


図 3.1.1.4-11 Taiwan0420 地震の観測加速度波形(WSF)

### Yuanlin ( WYL ) Intensity : 3

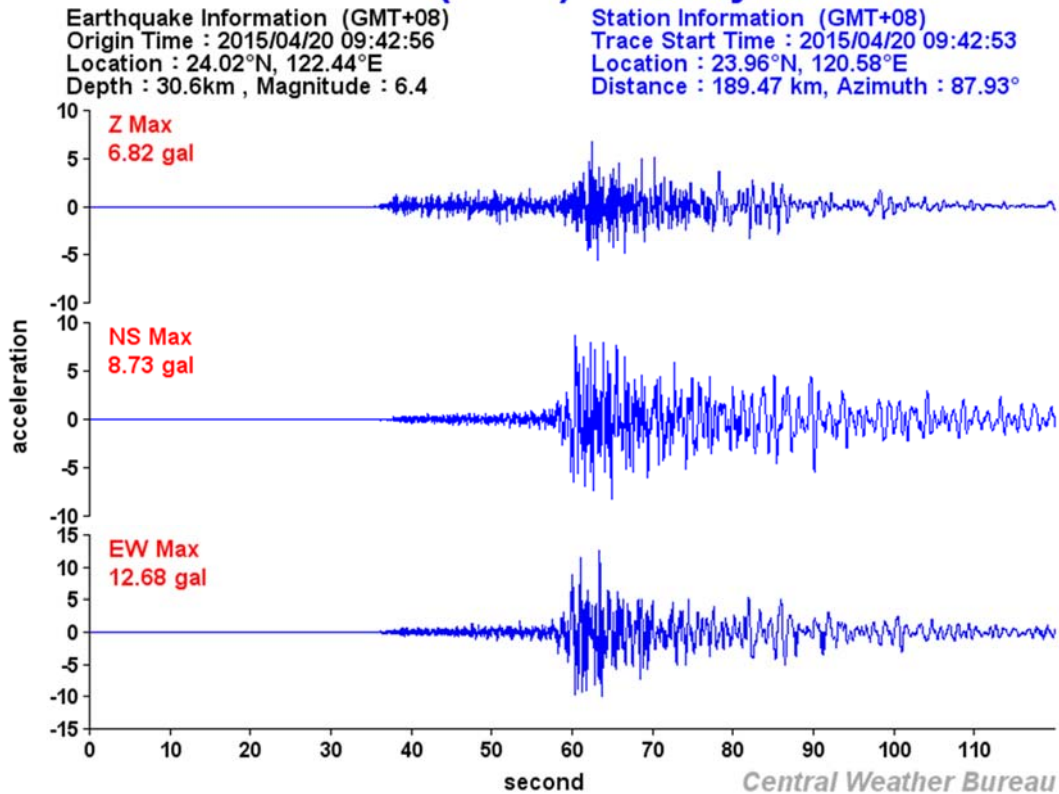


図 3.1.1.4-11 Taiwan0420 地震の観測加速度波形(WYL)

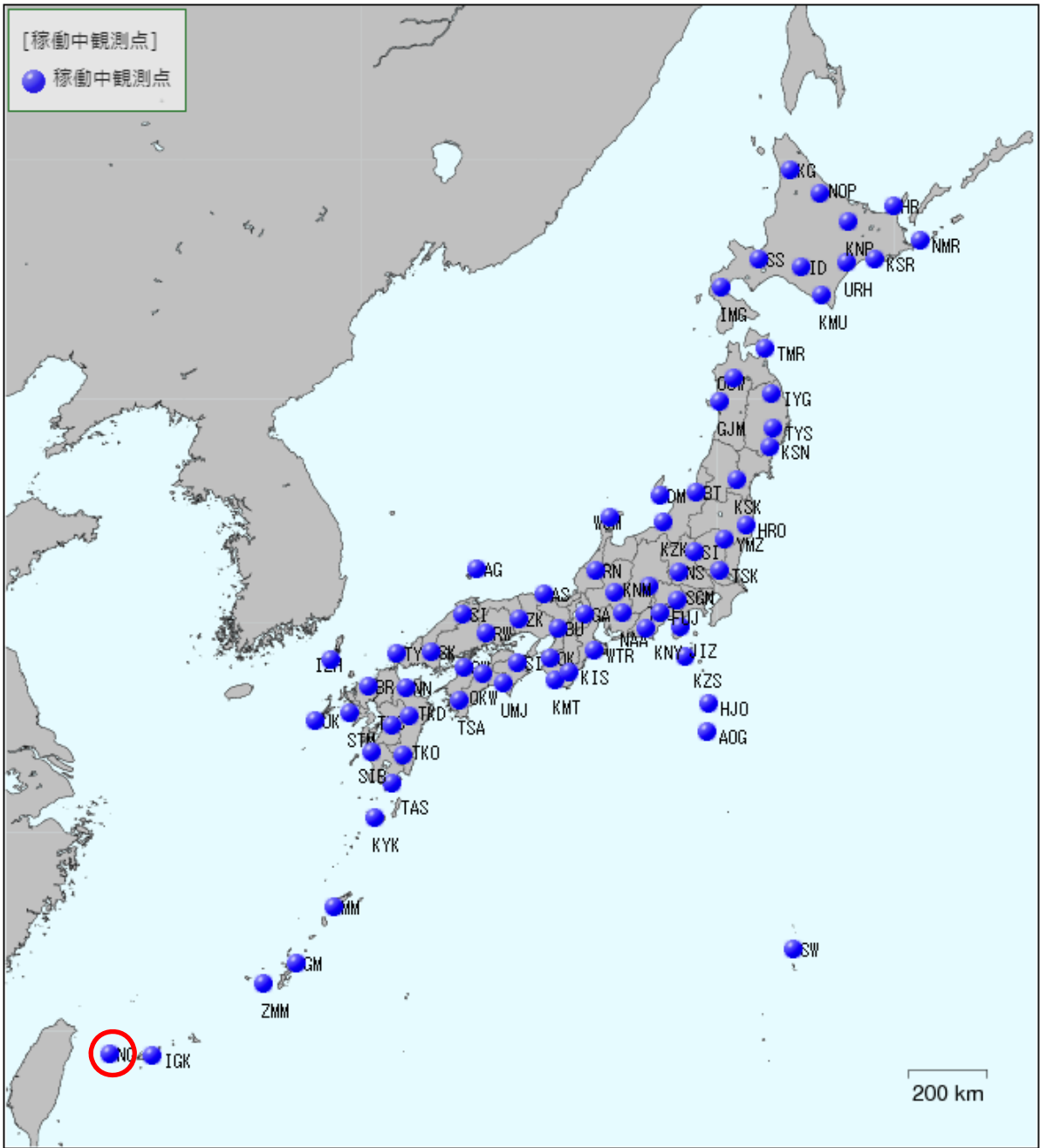


図 3.1.1.4-12 F-net 観測点分布 (赤丸 : YNG)

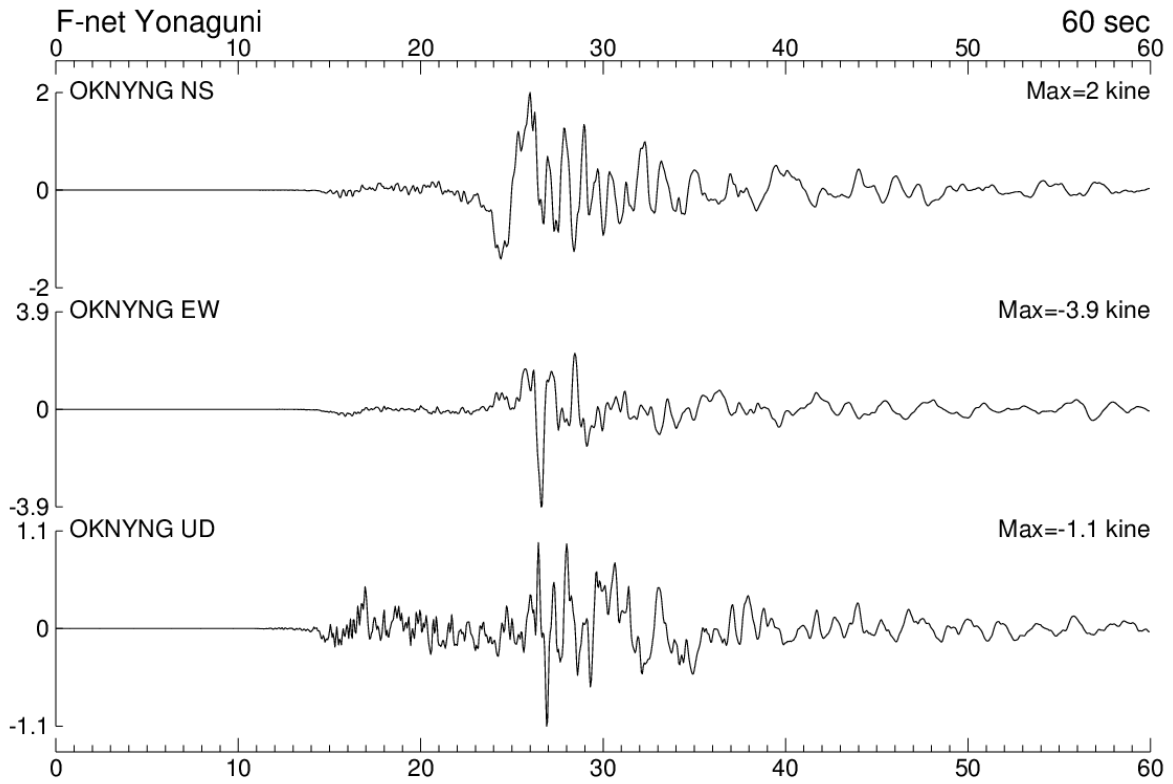


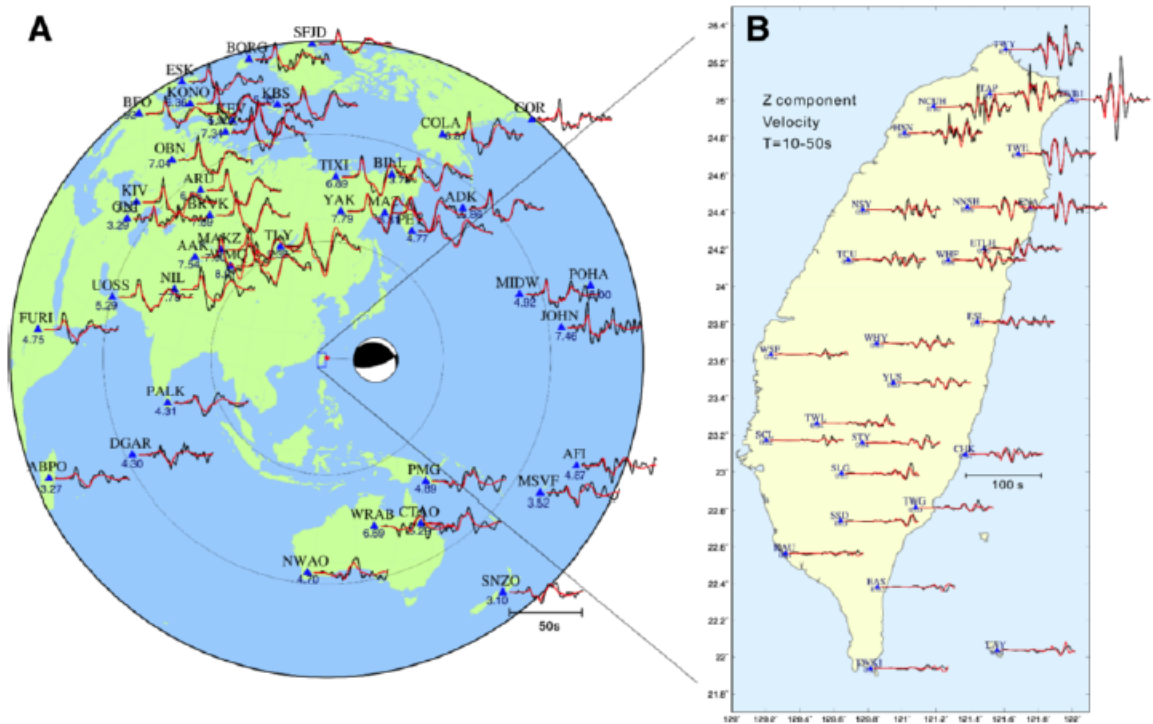
図 3.1.1.4-13 F-net 観測点 YNG における速度波形

#### ④ 2015年4月20日の地震 ( $M_w$ 6.4) の震源モデル

図 3.1.1.4-14 に示すように Lee (2015) は IRIS (Incorporated Research Institutions for Seismology) による teleseismic なデータと台湾の CWBSN による強震動データを用いて、震源インバージョン解析による Taiwan0420 地震の震源モデルの推定を行っている。IRIS のデータは周波数 0.01~0.5 Hz (周期 2~100 s) のバンドパスフィルター、CWBSN のデータは周波数 0.02~0.1 Hz (周期 10~50 s) のバンドパスフィルターを用いている。彼らは、震源インバージョン解析では Hartzell and Heaton (1983) のマルチタイム・ウィンドウ手法を用いて断層面上のすべり分布を求めた。その際、0.8 s のライズタイムをもつ基底震源時間関数を 0.4 s 間オーバーラップさせながら、計 16 個のタイムウィンドウ (トータルライズタイム : 6.8 s) を用いている。設定断層面として、3 km×3 km の小断層を走向方向に 13 個 (断層長さ : 39 km)、傾斜方向に 12 個 (断層幅 : 36 km)、計 156 個の小断層から成る断層面 (39 km×36 km) を設定している。また、第一タイムウィンドウの破壊伝播速度として 0~3.0 km/s を検討した結果、彼らは 3.0 km/s が適切としている。図 3.1.1.4-14 には観測変位波形 (黒) と計算変位波形 (赤) を示しており、両者はよく一致している。

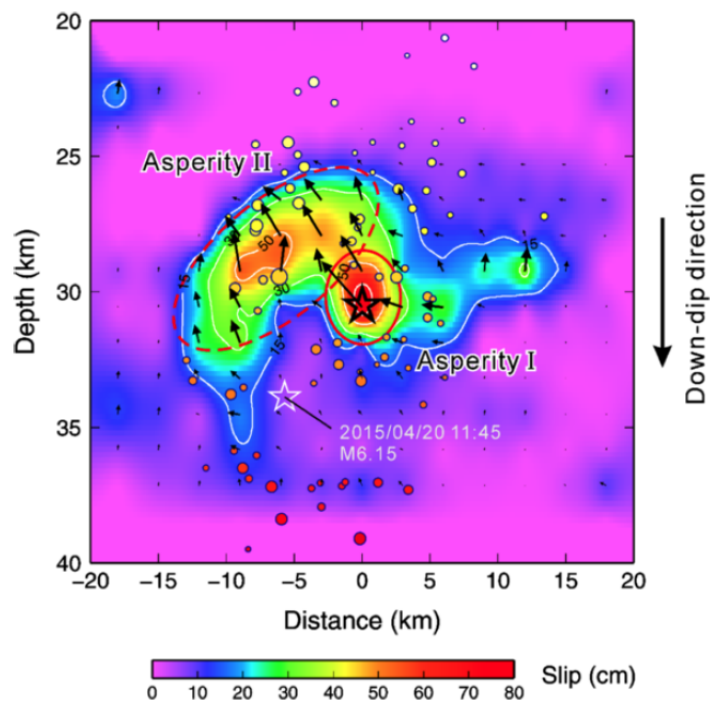
図 3.1.1.4-15 に設定断層面のすべり分布を示す。Lee (2015) は破壊開始点とその周辺に大きなすべり量をもつ 2 つのアスペリティ領域 (Asperity I, II) の存在を指摘しており、それらの領域全体の面積は約 15 km×15 km としている。破壊開始点に位置するアスペリティ領域 (Asperity I) の最大すべり量は約 80 cm であり、破壊開始点の南東側にあるアスペリティ領域 (Asperity II) の最大すべり量は約 50 cm である。また、設定断層面の平均すべり量は 24.6 cm であった。





**Fig. 2** The stations used in the source inversion and waveform comparisons between synthetics and observations. **a** Teleseismic body waves (P wave), and **b** local strong motion waveforms. *Black lines* are observations, and *red lines* are synthetics. The number beneath the station (*blue triangle*) indicates the peak value of observation. For the teleseismic waveform, both the synthetics and observations were employed a band-pass filter between 0.01 and 0.5 Hz. For the local strong motion data, the vertical component waveforms were integrated from acceleration to velocity and then a band-pass filter was applied between 0.02 and 0.1 Hz. The waveform misfits of the teleseismic and local strong motion data are 0.20 and 0.38, respectively

図 3.1.1.4-14 震源インバージョン解析に用いた観測点分布



**Fig. 3** The spatial slip distribution on the fault plane. *Arrows* indicate the fault slip on each subfault. The epicenter is indicated by an *open star*. *Warm colored circles* indicate aftershocks with magnitudes between 1.52 and 5.99. The largest aftershock (M6.15) is indicated by a *white open star*. Asperities I and II are shown with *open solid* and *dotted red ellipses*, respectively

図 3.1.1.4-15 震源インバージョン解析によるすべり分布

#### ⑤ 2015年4月20日の地震 ( $M_w$ 6.4) の特性化震源のモデル化

Lee (2015) は図 3.1.1.4-16 に示すように台湾の CWBSN で得られた強震動を評価するため、震源特性、地下構造モデルによる地盤増幅特性及び伝播特性について検討を行っている。彼らは、震源インバージョン解析による震源モデルと 3 次元地下構造モデルを用いたケース (Case A)、震源インバージョン解析による震源モデルと半無限地下構造モデルを用いたケース (Case B)、点震源モデル及び半無限地下構造モデルを用いたケース (Case C)、爆破型震源モデルと半無限地下構造モデルを用いたケース (Case D)、以上の 4 つのケースで地震動評価を行った。彼らは、まず Case A と Case B の計算結果の比較から、Taipei basin、Yilan basin 及び Hualien basin による地盤増幅特性の影響が大きいことを指摘している。さらに、Case B と Case C の計算結果の比較から、2 つのケースともに北西方向に伸びている強震動分布を説明しており、これは震源メカニズムによる放射特性の影響としている。このため、Taiwan0420 地震の地震動評価として、地盤増幅特性の影響を受けていると考えられる Taipei basin、Yilan basin 及び Hualien basin の観測点の強震動データを除外して検討することにした。

図 3.1.1.4-17 は断層面全体のモーメントレート震源時間関数を示している。破壊開始から約 2 s 間は主に破壊開始点のアスペリティ (Asperity I) が破壊しており、それ以降は破壊開始点の南東側にあるアスペリティ (Asperity II) で大きな破壊となっている。トータルの地震モーメントは  $4.74 \times 10^{18}$  Nm ( $M_w$  6.4) である。

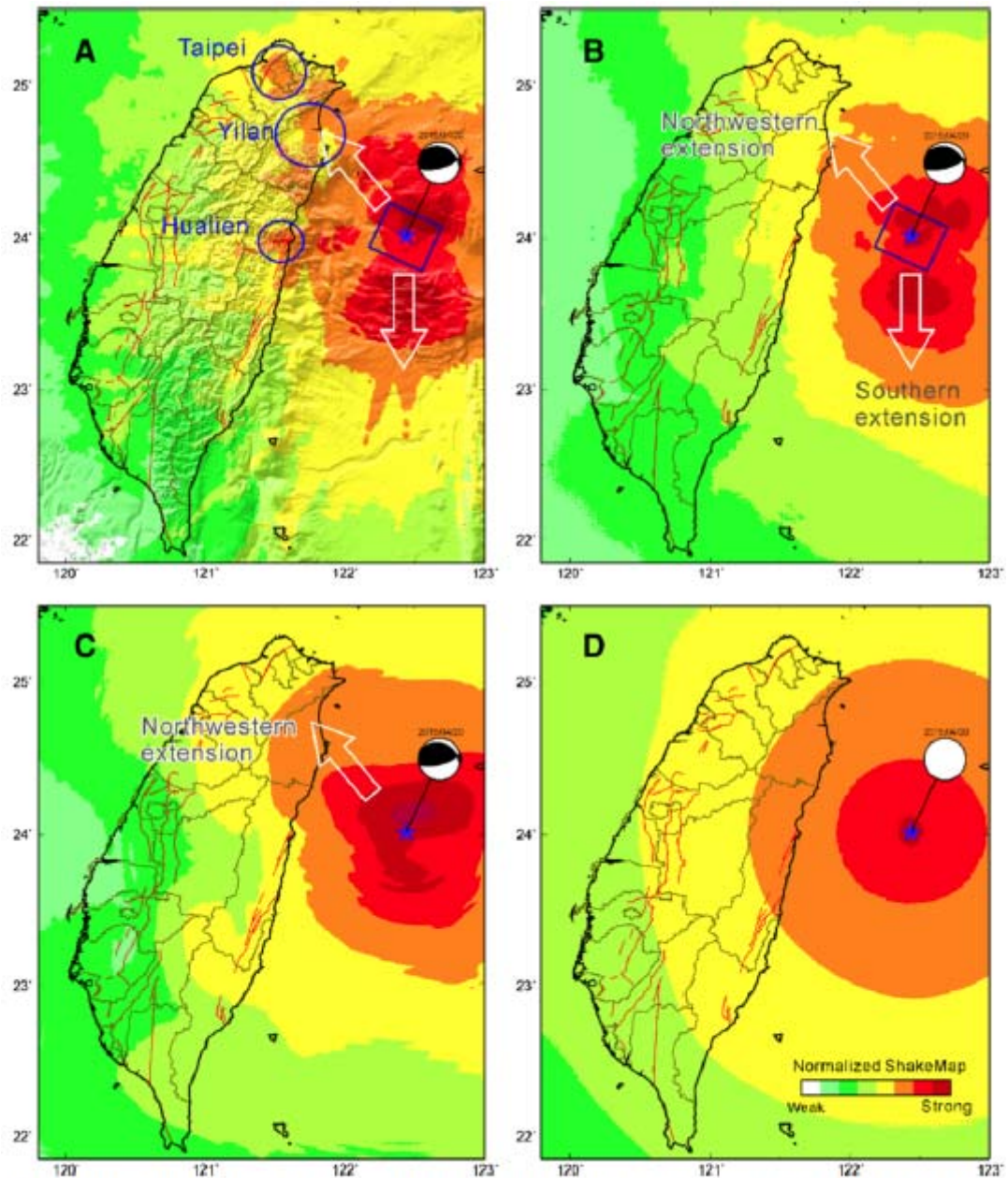
特性化震源のモデル化では、図 3.1.1.4-18 に示すように Lee (2015) に従って 2 つのアスペリティ領域 (Asperity I、II) を含む  $15 \text{ km} \times 15 \text{ km}$  の領域を主破壊領域としてモデル化を行った。また、図 3.1.1.4-17 から主破壊領域の地震モーメントとして、破壊開始約 1 s から 10 s 後までの約 9 s 間の  $4.5 \times 10^{18}$  Nm を設定した。これはトータルの地震モーメントの約 95% に当たる。破壊伝播速度は Lee (2015) に従って 3.0 km/s に設定し、震源時間関数は smoothed ramp 関数を仮定し、そのライズタイムは試行錯誤の結果 5 s に設定した。表 3.1.1.4-2 に本検討で設定した特性化震源モデルの震源パラメータを示す。また、グリーン関数の計算として用いた地下構造モデルを表 3.1.1.4-3 (台湾中央大学 Kuo 博士、私信) に示す。なお、本検討において地下構造モデルは検討観測点で共通とした。

特性化震源モデルによる計算速度波形と観測速度波形の比較を行う。ただし、以下に示す観測データ (HWA045, HWA057, ILA050) は Lee (2015) が用いた CWBSN の強震動データではなく、CWBSN 観測点 (EHP, ETL, ENA) と同じ位置にある TSMIP (Taiwan Strong Motion



Instrument Project) の強震動データであることに注意が必要である。図 3.1.1.4-19 に TSMIP の強震観測点分布及び検討対象観測点 (HWA045, HWA057, ILA050, OKNYNG) を示す (Shin *et al.*, 2013)。TSMIP 観測点の地盤特性は NCREE (National Center for Research on Earthquake Engineering) によって EGDT (Engineering Geological Database for TSMIP) が公開されており ([http://egdt.ncree.org.tw/News\\_eng.htm](http://egdt.ncree.org.tw/News_eng.htm))、各観測点の AVS30 に基づいて地盤特性が表 3.1.1.4-4 (<http://egdt.ncree.org.tw/Classification.pdf>) に示すように Type A~D に分類されている。HWA045 (EHP) の AVS30 は 473 m/s (Type C)、HWA057 (ETL) は 815 m/s (Type n/a : 未分類)、ILA50 (ENA) は 627 m/s (Type C)となっており、本検討対象の観測点は比較的硬質な観測点として分類される (<http://egdt.ncree.org.tw/DataList.htm>)。また、防災科学技術研究所の F-net 観測点である YNG の地質は砂岩とされていることから、硬質な観測点と考えることができる ([https://www.fnet.bosai.go.jp/st\\_info/?LANG=ja&\\_c=YNG](https://www.fnet.bosai.go.jp/st_info/?LANG=ja&_c=YNG))。

図 3.1.1.4-20 に台湾の HWA045 (EHP)、HWA057 (ETL)、ILA050 (ENA) 及び国内の YNG の観測速度波形 (黒) と計算速度波形 (赤) の比較を示す。速度波形には周波数 0.02~0.2 Hz (周期 : 5~50 s) のバンドパスフィルターをかけている。また、図 3.1.1.4-21 に観測速度波形 (黒) と計算速度波形 (赤) のスペクトルの比較を示す。表 3.1.1.4-4 に示す地下構造モデルを全観測点で共通に用いているにもかかわらず、周波数約 0.2 Hz 以下 (周期 5 s 以上) で計算速度波形は観測速度波形の再現がある程度できている。以上から、設定した特性化震源モデルは周波数約 0.2 Hz 以下 (周期 5 s 以上) において Taiwan0420 地震の震源の特徴をよく現していると考えられる。



**Fig. 11** The normalized ShakeMaps (norm of the three components PGA) of four test cases: **a** a full 3D velocity model with an inverted finite-fault source model, **b** a homogeneous half-space model (flat surface) with an inverted finite-fault source model, **c** a homogeneous half-space model (flat surface) with a double-couple point source, and **d** a homogeneous half-space model (flat surface) with an explosive source

図 3.1.1.4-16 Taiwan0420 地震を対象にした地震動シミュレーション

Case A: 震源インバージョン解析による震源モデルと 3 次元地下構造モデルを用いた場合

Case B: 震源インバージョン解析による震源モデルと半無限地下構造モデルを用いた場合

Case C: 点震源モデルと半無限地下構造モデルを用いた場合

Case D: 爆破型震源モデルと半無限地下構造モデルを用いた場合

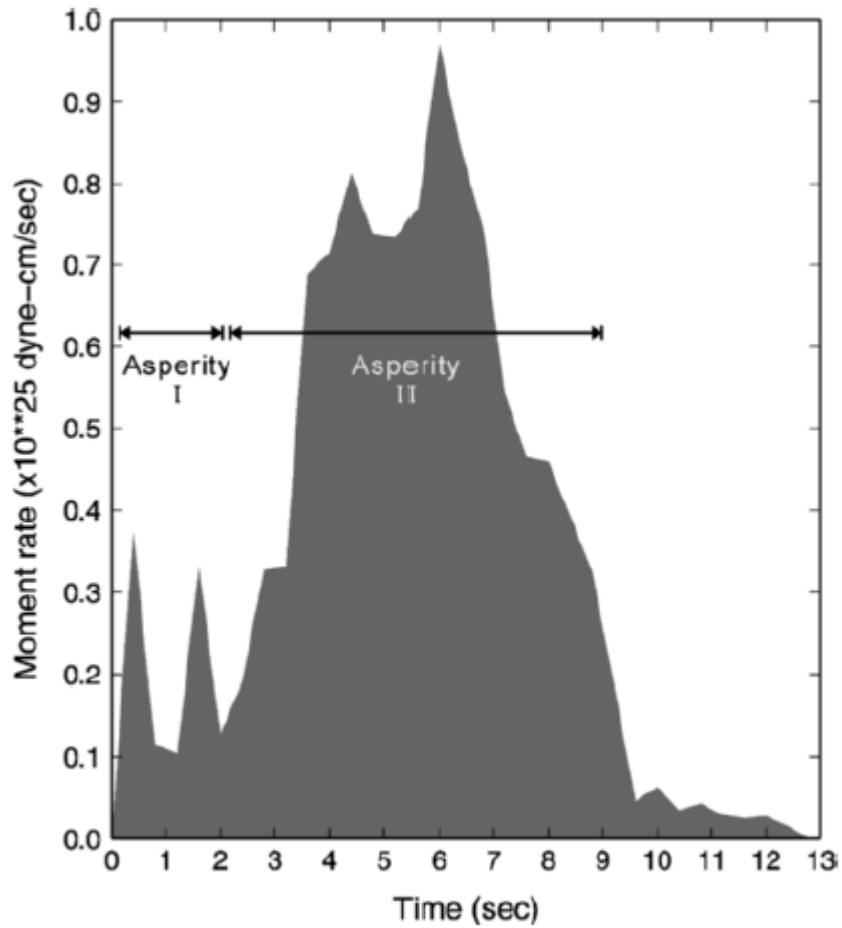


Fig. 6 Moment rate function of the 0420 earthquake

図 3.1.1.4-17 Taiwan0420 地震の断層面全体のモーメントレート震源時間関数

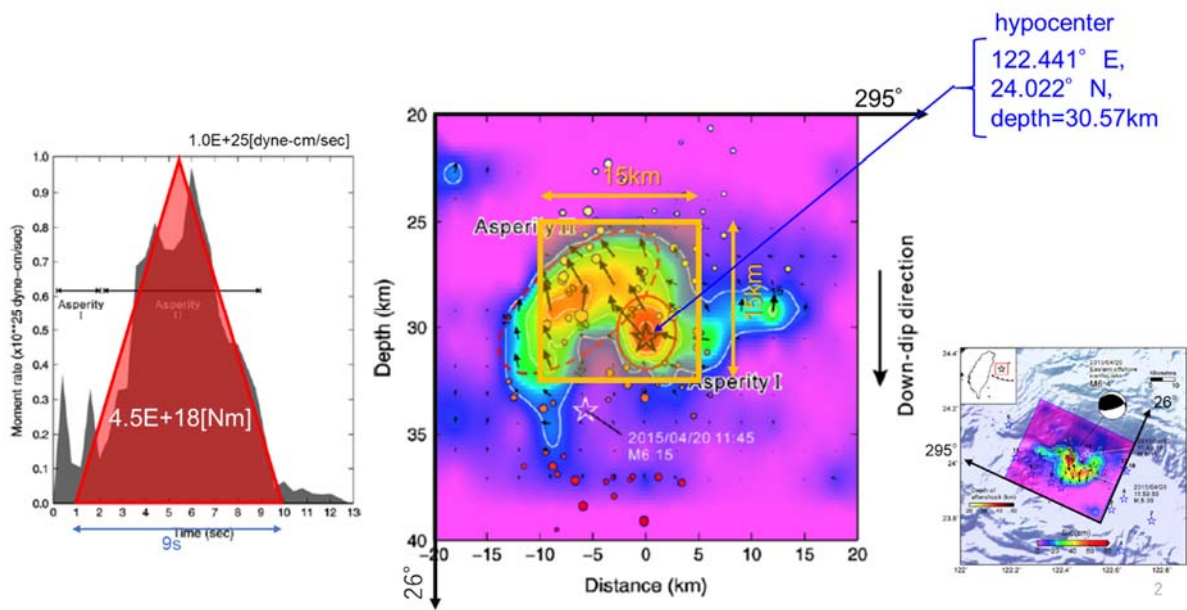


図 3.1.1.4-18 Taiwan0420 地震の特性化震源のモデル化

表 3.1.1.4-2 Taiwan0420 地震の特性化震源モデルのパラメータ

破壊開始点位置	122.441°E 24.022°N
破壊開始点深さ	30.57 km
アスペリティ領域	15 km×15 km
小断層	5 km×5 km
地震モーメント	$4.5 \times 10^{18}$ Nm
基底関数	smoothed ramp
ライズタイム	5 s
破壊伝播速度	3 km/s

表 3.1.1.4-3 仮定した地下構造モデル（台湾中央大学 Kuo 博士、私信）

HUALIEN

	Depth (m)	Thickness (m)	Vp (m/s)	Vs (m/s)	$\rho$ (g/cm <sup>3</sup> )	Qp	Qs
	0	500	1912	713	1.945	70	70
	500	3000	4239	2340	2.396	230	230
	3000	6000	4820	2725	2.475	270	270
	6000	10000	5471	3095	2.594	310	310
	10000	15000	5906	3320	2.681	330	330
	15000	20000	5914	3324	2.682	330	330
	20000	-	6318	3533	2.774	350	350

Qs=Vs/10、Qp=Qsを仮定

Vp,  $\rho$  はLudwig *et al.* (1970)を用いてVsから推定

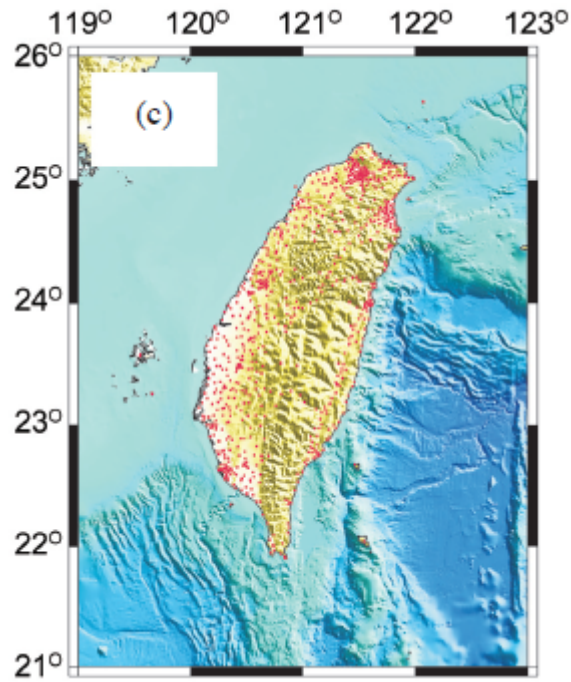


図 3.1.1.4-19(a) TSMIP の強震観測点分布

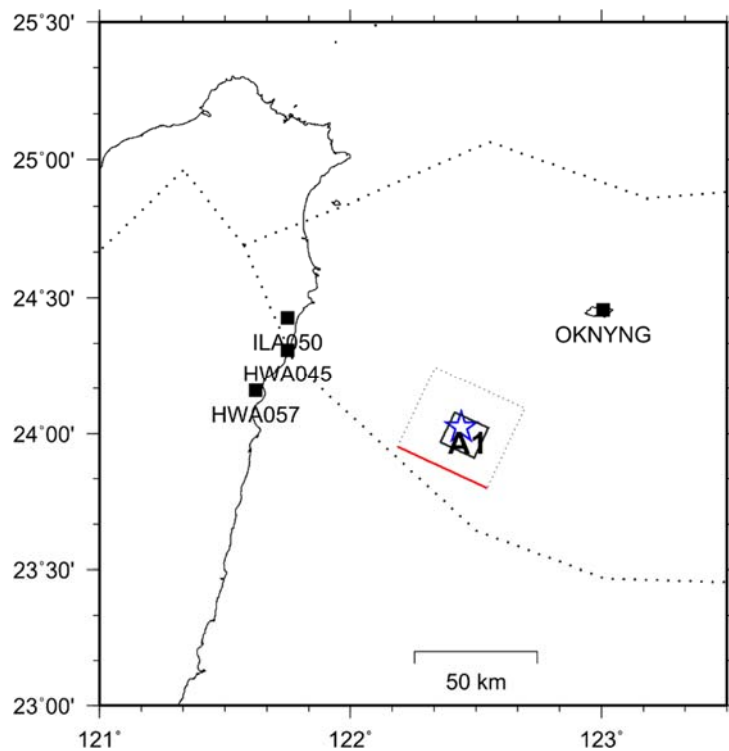


図 3.1.1.4-19(b) 検討対象の TSMIP 強震観測点 (HWA045, HWA057, ILA050) 及び F-net 観測点 (OKNYNG)。星は破壊開始点、黒枠は特性化した主破壊領域、点線と赤線は Lee (2015) の断層面を表す。

表 3.1.1.4-4 各観測点の AVS30 に基づいた地盤特性の分類

地盤分類依據		
	地表下30公尺平均S波波速	地表下30公尺平均SPT-N値
A	Vs .GE. 1500m/sec	
B	760m/sec .LE. Vs .LT. 1500m/sec	
C	360m/sec .LE. Vs .LT. 760m/sec	N .GE. 50
D	180m/sec .LE. Vs .LT. 360m/sec	15 .LE. N .LT. 50
E	Vs .LT. 180m/sec	N .LT. 15



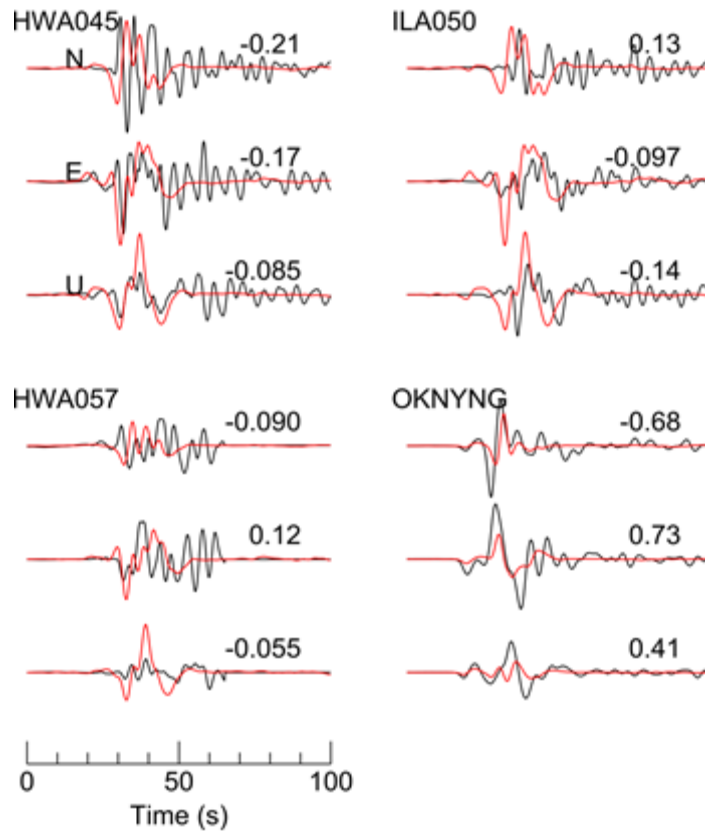


図 3.1.1.4-20 観測（黒）と理論（赤）の速度波形の比較。バンドパスフィルターは 0.02～0.2 Hz。右上の数字は最大速度 (cm/s) を示す。

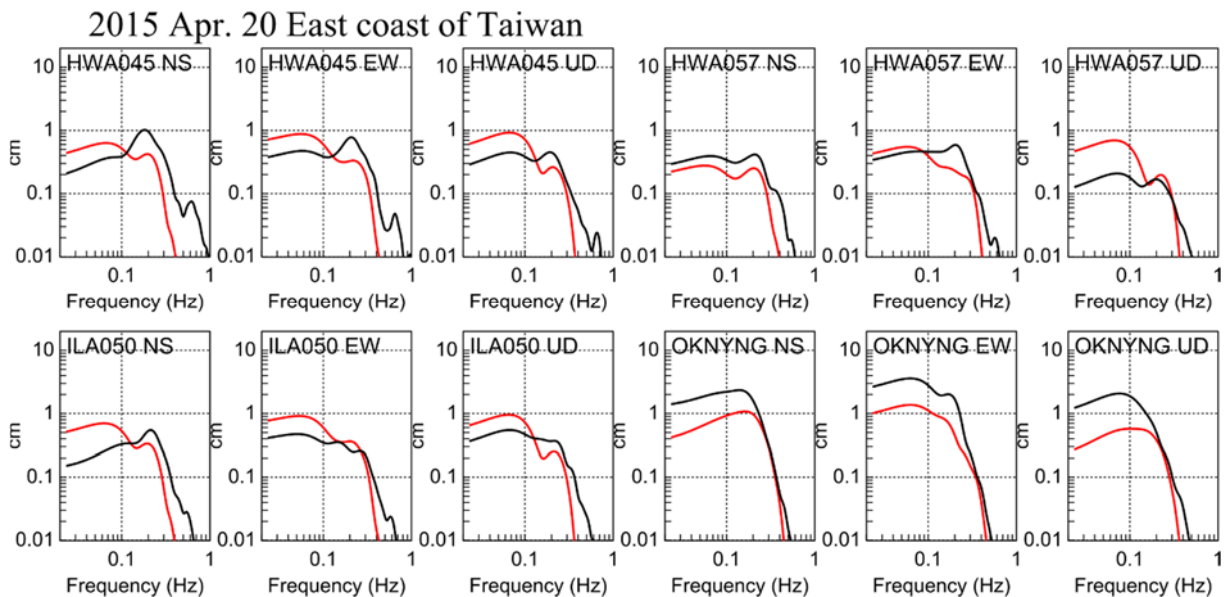


図 3.1.1.4-21 観測（黒）と理論（赤）の速度フーリエスペクトルの比較

#### ⑥ 2015年4月20日の地震 ( $M_w$ 6.4) の震源の特性

ここでは、Lee (2015) の震源インバージョン解析に基づき 2015年4月20日の海溝型地震 ( $M_w$  6.4) の震源特性について検討する。図 3.1.1.4-22 は断層破壊面積 ( $S$ ) と地震モーメント ( $M_o$ ) の関係を示すとともに、参考の為、Lee (2015) によって Asperity 領域として指摘されているアスペリティ面積 ( $S_a$ ) も示している (表 3.1.1.4-5)。図 3.1.1.4-22 には Murotani *et al.* (2008) 及び田島・他 (2013) による海溝型地震を対象にした断層破壊面積と地震モーメントのスケーリング則及び宇津 (2001) のスケーリング則を示している。Lee (2015) の断層破壊面積 ( $1404 \text{ km}^2$ ) は、Murotani *et al.* (2008) のスケーリング則と比べて過大である一方、アスペリティ面積は Murotani *et al.* (2008) のスケーリング則と整合的である。また、Lee (2015) は平均応力降下量を  $2.48 \text{ MPa}$  としているが、表 3.1.1.4-5 の地震モーメント及び断層破壊面積に対して Circular fault model を仮定して応力降下量を求めた結果、 $0.2 \text{ MPa}$  が得られ、論文中の平均応力降下量と一致しない。このため、逆に論文中の平均応力降下量 ( $2.48 \text{ MPa}$ ) と地震モーメント ( $4.74 \times 10^{18} \text{ Nm}$ ) を用いて、断層破壊面積を推定した。その結果、 $279 \text{ km}^2$  が得られ、アスペリティ面積 ( $S_a$ ) とほぼ同程度の面積が得られた。以上から、Lee (2015) は論文中のアスペリティ領域をほぼ断層破壊領域として考えていると推察する。この場合、推察された断層破壊領域 ( $279 \text{ km}^2$ ) は Murotani *et al.* (2008) のスケーリング則と良く一致する (図 3.1.1.4-22 の白抜きの丸: Estimated)。震源インバージョン解析に基づいた震源モデルを用いてスケーリング則を検討する際、その震源パラメータがスケーリング則から大きく外れる場合、そのパラメータを十分吟味するとともに、可能であれば Somerville *et al.* (1999) のような断層破壊領域のトリミング操作をすることが重要である。

図 3.1.1.4-23 及び図 3.1.1.4-24 はそれぞれ、平均すべり量 ( $D$ ) と地震モーメント ( $M_o$ )、アスペリティ面積 ( $S_a$ ) と地震モーメント ( $M_o$ ) の関係を示す。Taiwan0420 の平均すべり量 ( $D$ ) は Murotani *et al.* (2008) のスケーリング則と良く一致する。一方、アスペリティ領域 ( $S_a$ ) は、Murotani *et al.* (2008) のスケーリング則に比べて過大である。ただし、先述したように Lee (2015) のアスペリティ領域 ( $S_a$ ) は断層破壊領域を指している可能性があることに注意が必要である。



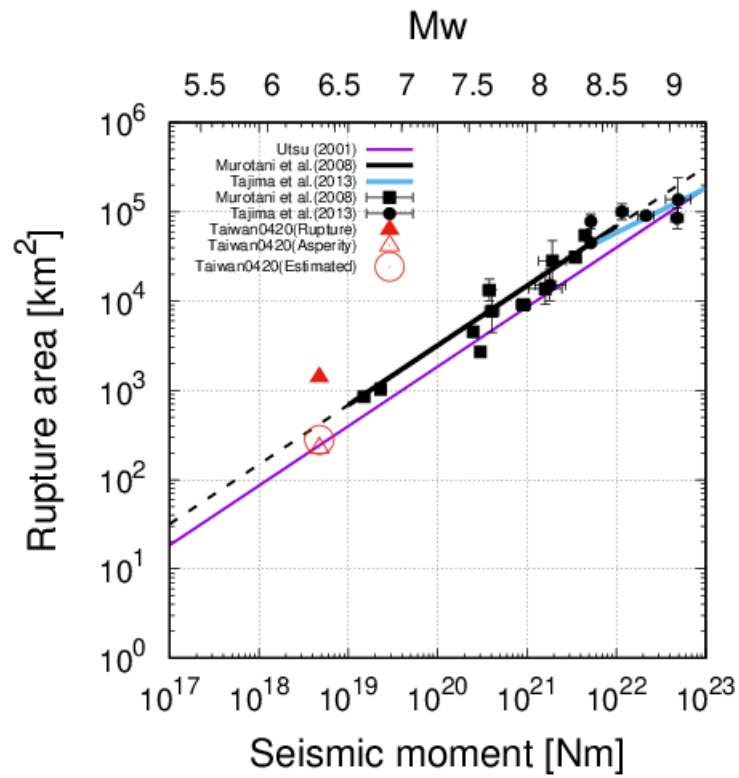


図 3.1.1.4-22 地震モーメント ( $M_0$ ) と断層破壊領域 ( $S$ ) の関係

表 3.1.1.4-5 Taiwan0420 地震の震源パラメータ (Lee, 2015)

Mo[Nm]	S[km <sup>2</sup> ]	D[m]	Sa[km <sup>2</sup> ]	$\sigma$ [MPa]
4.74E+18	1404	0.246	225	2.48

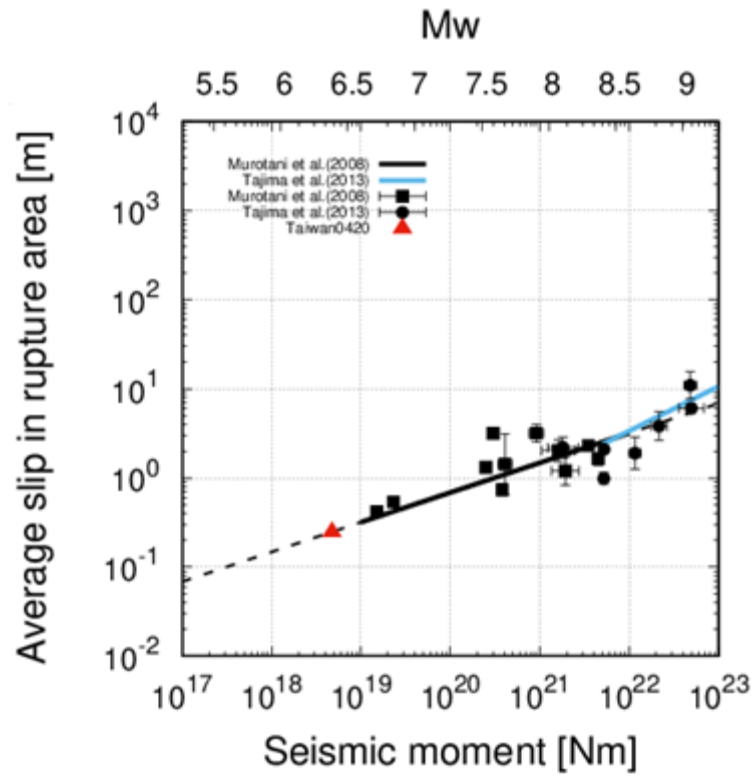


図 3.1.1.4-23 地震モーメント ( $M_0$ ) と平均すべり量 ( $D$ ) の関係

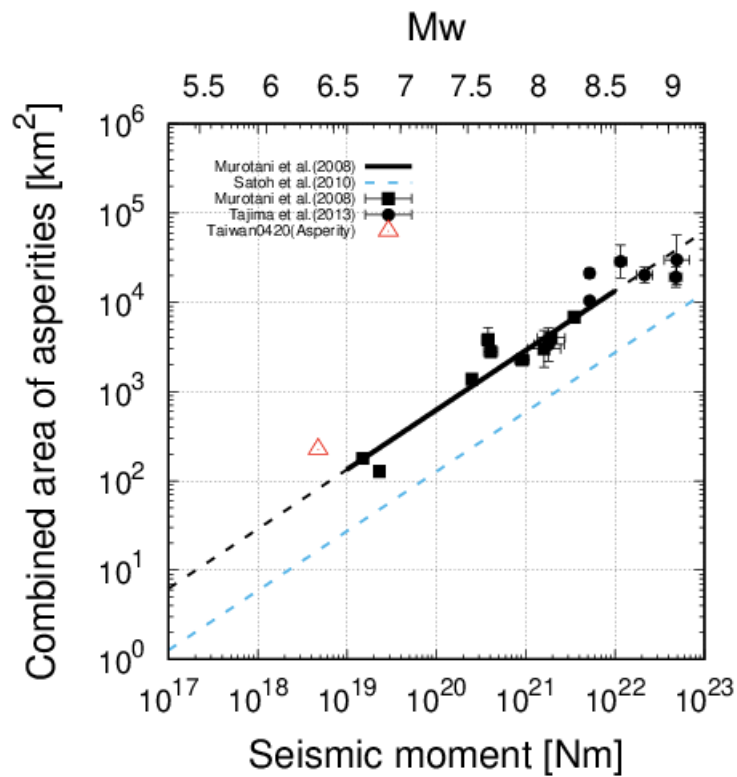


図 3.1.1.4-24 地震モーメント ( $M_0$ ) とアスペリティ領域 ( $S_a$ ) の関係

## ⑦ まとめ

フィリピン海プレートで発生する地震の震源特性の概要把握に資する初期的な目的として、2015年4月20日に台湾近海の琉球海溝付近で発生した海溝型地震 ( $M_w$  6.4) を対象に、Lee (2015) の震源インバージョン解析結果に基づき、周期 5 s 以上の地震動評価を実施した。その結果、比較的硬質な地盤特性をもつ台湾の強震観測点 (3 地点) と日本国内の強震観測点 (1 地点) において計算速度波形は観測速度波形をよく説明できた。得られた震源特性は Murotani *et al.* (2008) のスケーリング則と整合することを確認した。ただし、Lee (2015) の震源インバージョン解析で得られているアスペリティ領域は、検討の結果、断層破壊領域である可能性があることがわかった。

なお、本検討は周期 5 s 以上の長周期地震動を対象にした地震動評価及びその震源特性が Murotani *et al.* (2008) のスケーリング則とほぼ一致することを確認したが、特に、周期 1 s 以下の短周期地震動の震源特性については、未検討である。このため、経験的グリーン関数法を用いたフォワードモデリングによる SMGAs (Strong Motion Generation Areas) の推定やスペクトルインバージョン解析による短周期地震動特性 (短周期レベル) の推定を行い、これまでに得られている経験的な短周期地震動のスケーリング則との検討を行う必要があるだろう。

謝辞：Taiwan0420 の地震動データは台湾中央気象台 (CWB: Central Weather Bureau) の下記リンクから入手した。

<http://tao.cgu.org.tw/index.php/articles/archive/geophysics/item/1107-the-geophysical-database-management-system-in-taiwan>



### 3.1.2 アウターライズ地震の海底観測記録の収集

#### (1) 海底地震津波観測網の概要

海底地震津波観測網には、海域で発生する地震や津波を観測する大規模なインライン式の海底観測網である日本海溝海底地震津波観測網 S-net (Seafloor observation network for earthquakes and tsunamis along the Japan Trench)、南海トラフで発生する地震や津波を観測するために海洋研究開発機構により開発された観測網で、平成 28 年 4 月に防災科研に移管された地震・津波観測監視システム DONET (Dense Oceanfloor Network system for Earthquakes and Tsunamis) がある。

#### (2) 日本海溝海底地震津波観測網 S-net: <https://www.seafloor.bosai.go.jp/S-net/>

##### ・全体概要

地震計と水圧計が一体となった観測装置を海底ケーブルで接続し、これを日本海溝から千島海溝海域に至る東日本太平洋沖に設置し、リアルタイムに 24 時間連続で観測データを取得する。観測装置は 150 カ所に設置し、ケーブル全長は約 5,500km である。

海溝型地震や直後の津波を直接的に検知し、迅速かつ確実な情報伝達により被害の軽減や避難行動などの防災対策に貢献することが期待される。海域の地震像の解明のためにも海底における観測データは必要不可欠である。2016 年 8 月（平成 28 年度）より一部運用を開始している。

S-net の観測網を図 3.1.2.2-1 に示す。観測網は次の 5 つの海域と日本海溝の外側にそれぞれ設置している。

- ① 房総沖
- ② 茨城・福島沖
- ③ 宮城・岩手沖
- ④ 三陸沖北部
- ⑤ 釧路・青森沖
- ⑥ 海溝軸外側（アウターライズ）

##### ・観測網の構成

S-net の観測網の構成を図 3.1.2.2-2 に示す。1 つの観測システム（サブシステム）は、

平均約 25 の観測点（観測装置）を概ね 30km 間隔で網の目状に設置している。ケーブル全長は約 800km である。水深 1,500m 以浅の漁業操業海域では、海底に深さ 1m 程度の溝を掘り、その中にケーブルと観測装置を設置している。沿岸や浅部ではケーブル保護のため外装ケーブルを使用している。

各サブシステムの観測データは、海底ケーブルで 2 つの陸上局に 24 時間連続して双方向伝送される。観測点は、地震計（3 成分速度計、ハイゲインとローゲイン 6 成分加速度計）、水圧計、傾斜計で構成されている。速度計、加速度計、傾斜計は 100Hz、水圧計は 10Hz のデータを取得している。これらの観測データが防災科研や関係機関へ送信され、地震と津波の監視、緊急地震速報の改善、海域の地殻構造と地震像解明の基礎データとして活用される。



図 3.1.2.2-1 S-net の観測網 出典: <https://www.seafloor.bosai.go.jp/S-net/>

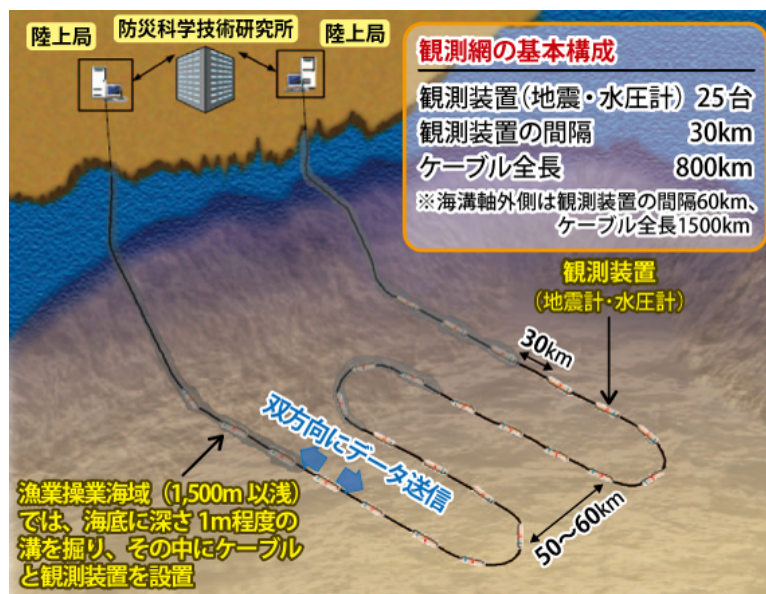


図 3.1.2.2-2 S-net の観測網の構成 出典: <https://www.seafloor.bosai.go.jp/S-net/>

(3) 地震・津波観測監視システム DONET: <https://www.seafloor.bosai.go.jp/DONET/>

・全体概要

南海トラフ海域では近い将来巨大地震の発生が懸念されている。既往の巨大地震の破壊開始域である熊野灘と紀伊水道沖に海底観測網 DONET が展開されている。熊野灘と紀伊水道沖に展開されている観測網をそれぞれ DONET1、DONET2 と呼んでいる。

DONET1 は 2011 年 7 月から 20 点で本格運用を開始、DONET2 は 2016 年 3 月から本格運用を開始した。現在、DONET1 は 2 点増強されて、合計 51 観測点での運用を継続している。DONET は国立研究開発法人海洋研究開発機構が開発・設置したもので、現在は防災科学研究所に移管、運用されている（図 3.1.2.3-1）。

・観測網の構成

各観測点は、小さい振動や大きい振動、地殻変動のようなゆっくりとした変動から地震のような激しい振動まで、あらゆる種類の信号をキャッチできるように、ジンバル機構により水平に保たれた地動センシングシステム（6 成分強震計、ハイゲインとローゲインの 3 成分広帯域地震計）と圧力センシングシステム（水圧計、ハイドロフォン、微差圧計、温度計）から構成され、多種類のセンサーによる観測が実現されている。強震計と広帯域地震計は 200Hz ないし 100Hz、ハイドロフォンと微差圧計は 200Hz、水圧計は 10Hz、温度計は 1Hz でデータ取得されている（図 3.1.2.3-2）。

DONET1 の観測データは三重県尾鷲市の古江陸上局に、DONET2 の観測データは徳島県海陽町の海陽町まぜのおか陸上局と高知県室戸市の室戸ジオパーク陸上局に伝送されてデータ処理の上、即時的に防災科研をはじめ、気象庁や海洋研究開発機構、大学等の各研究機関に送られている。



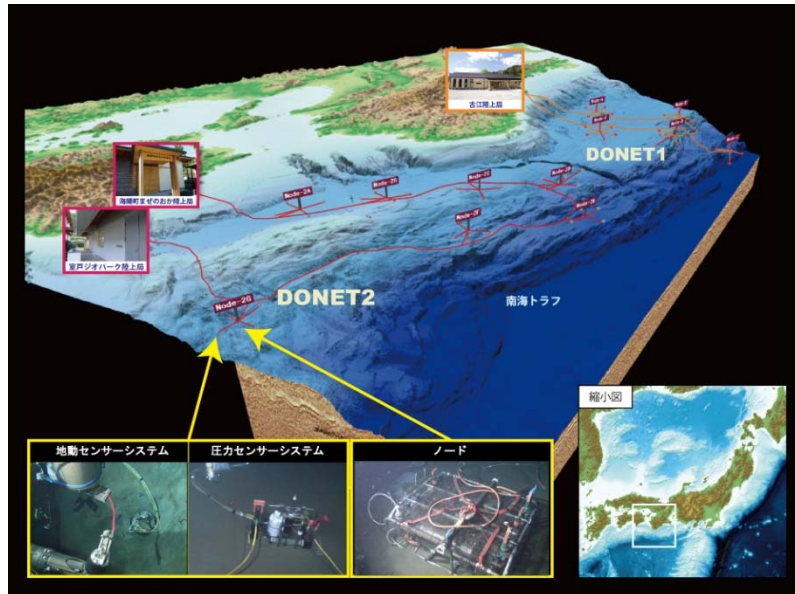


図 3.1.2.3-1 DONET の観測網 出典: <https://www.seafloor.bosai.go.jp/DONET/>

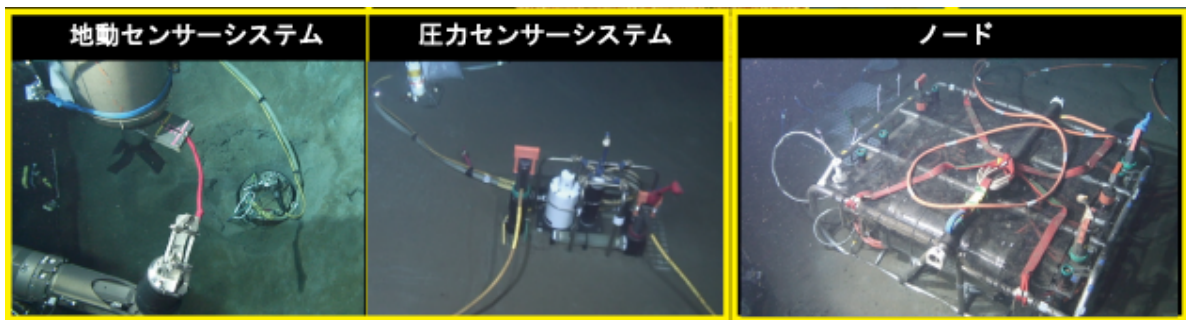


図 3.1.2.3-2 DONET の観測網の構成 出典: <https://www.seafloor.bosai.go.jp/DONET/>

#### (4) アウターライズ地震の海底観測記録の収集

##### ・アウターライズ地震の調査

日本海溝海底地震津波観測網 S-net と地震・津波観測監視システム DONET による、地震計データのダウンロードが可能な 2016 年 8 月～2020 年 4 月の期間において、アウターライズ地震と考えられる地震を調査した。

調査は、下記の地震予知連絡会会報の“日本とその周辺の地震活動（気象庁）”によって行った。

地震予知連絡会会報 第 97 巻	調査対象期間：2016 年 5 月～10 月
地震予知連絡会会報 第 98 巻	2016 年 11 月～2017 年 4 月
地震予知連絡会会報 第 99 巻	2017 年 5 月～10 月
地震予知連絡会会報 第 100 巻	2017 年 11 月～2018 年 4 月
地震予知連絡会会報 第 101 巻	2018 年 5 月～10 月
地震予知連絡会会報 第 102 巻	2018 年 11 月～2019 年 4 月
地震予知連絡会会報 第 103 巻	2019 年 5 月～10 月
地震予知連絡会会報 第 104 巻	2019 年 11 月～ 2020 年 4 月

以上の文献より、主に、発震機構が正断層、位置が海溝軸より海洋プレート側で深くない地震を抽出した。調査の結果、アウターライズ地震と考えられる、以下の 3 地震を抽出した。

- ① 2017 年 9 月 21 日 01 時 37 分、三陸沖の深さ 18km で M6.3 の地震
- ② 2017 年 10 月 6 日 16 時 59 分、福島県沖の深さ 13km で M6.3 の地震
- ③ 2017 年 11 月 13 日 07 時 24 分、三陸沖の深さ 11km で M6.0 の地震

##### ・記録収集対象としたアウターライズ地震の概要

対象とした 3 地震について、地震予知連絡会会報の“東北地方とその周辺の地震活動（気象庁 仙台管区气象台）”の地震情報および F-net（防災科学技術研究所）のメカニズム情報を以下に示す。

- ① 2017 年 9 月 21 日の三陸沖の地震について：

2017 年 9 月 21 日 01 時 37 分に三陸沖の深さ 18km（CMT 解による）で M6.3 の地震（最

大震度 2) が発生した。この地震は、発震機構 (CMT 解) が西北西－東南東方向に張力軸を持つ正断層型で、日本海溝の東側の太平洋プレート内部で発生した。図 3.1.2.4-1 に地震予知連絡会会報、図 3.1.2.4-2 に F-net によるメカニズム解の情報を示す。

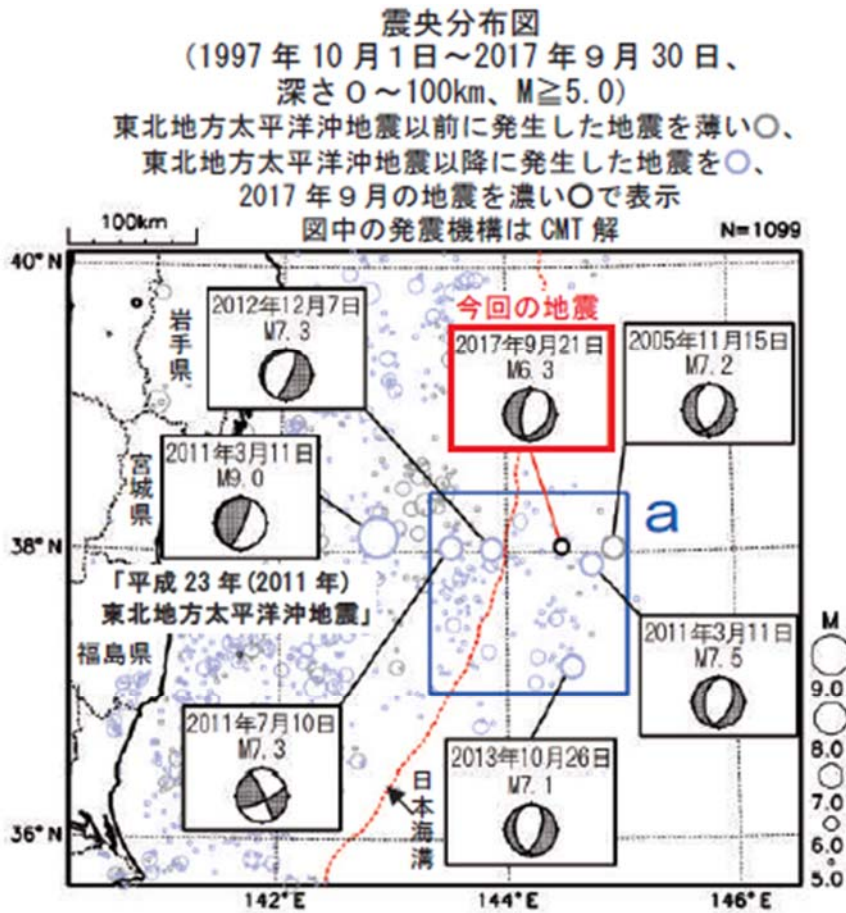
② 2017 年 10 月 6 日の福島県沖の地震について：

2017 年 10 月 6 日 16 時 59 分に福島県沖の深さ 13 km (CMT 解による) で M6.3 の地震 (最大震度 2) が発生した。この地震は、発震機構 (CMT 解) が西北西－東南東方向に張力軸を持つ正断層型で、日本海溝付近の太平洋プレート内部で発生した。図 3.1.2.4-3 に地震予知連絡会会報、図 3.1.2.4-4 に F-net によるメカニズム解の情報を示す。

③ 2017 年 11 月 13 日の三陸沖の地震について：

2017 年 11 月 13 日 07 時 24 分に三陸沖の深さ 11 km (CMT 解による) で M6.0 の地震 (最大震度 2) が発生した。この地震は、発震機構 (CMT 解) が北西－南東方向に張力軸を持つ正断層型で、日本海溝の海溝軸東側の太平洋プレート内部で発生した。図 3.1.2.4-5 に地震予知連絡会会報、図 3.1.2.4-6 に F-net によるメカニズム解の情報を示す。

3 つの地震の F-net による地震の位置とメカニズム解を表 3.1.2.4-1 及び図 3.1.2.4-7 にまとめて示す。



第8図 2017年9月21日 三陸沖の地震  
Fig. 8 The earthquake off Sanriku on September 21, 2017.

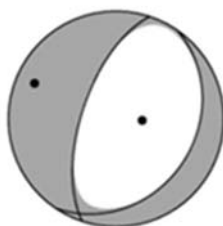
図 3.1.2.4-1 2017年9月21日の三陸沖の地震

■ 気象庁による震源情報

地震発生時刻 (JST)	緯度 (°)	経度 (°)	震央地名	深さ (km)	Mj
2017/09/21,01:37:18.59	38.0360	144.4887	三陸沖	53.00	6.3

■ 手動メカニズム推定結果

緯度 (°)	経度 (°)	深さ (km)	走向 (°)	傾斜 (°)	すべり角 (°)	$M_0$ (Nm)	$M_w$	品質
38.0360	144.4887	20	34 ; 198	27 ; 64	-76 ; -97	2.43e+18	6.2	95.64



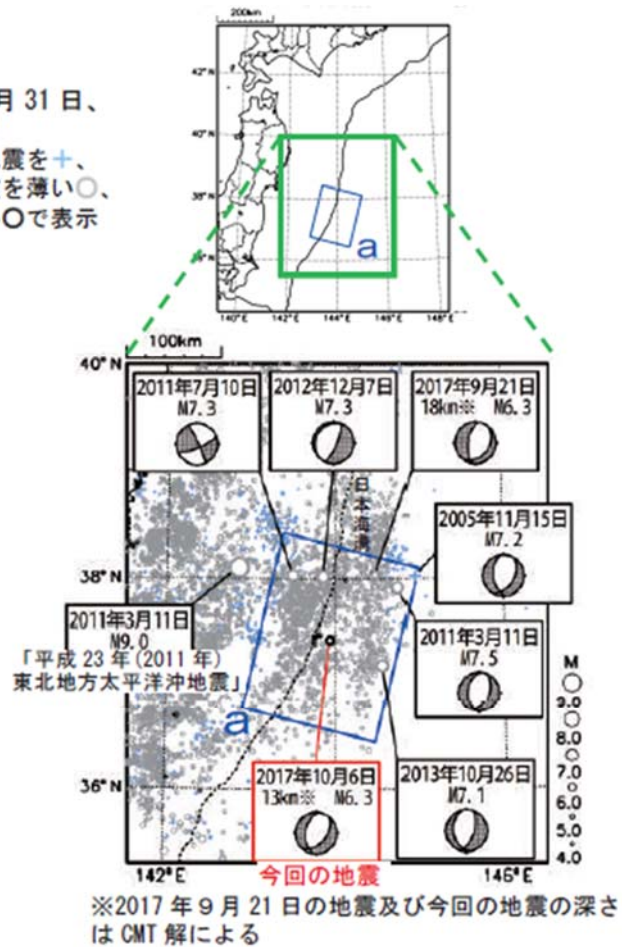
$M_w = 6.2$   
 $M_0$  [Nm] =  $2.43e+18$   
 NP1: ( 34, 27, -76)  
 NP2: (198, 64, -97)

Var. Red = 95.64  
 Percent DC = 90  
 Percent CLVD = 10  
 Variance =  $1.83e-07$   
 RES/Pdc. =  $2.02e-09$

— Obs.  
..... Syn.

図 3.1.2.4-2 2017年9月21日の三陸沖の地震のメカニズム解の情報

震央分布図  
 (1997年10月1日～2017年10月31日、  
 深さ0～100km、 $M \geq 4.0$ )  
 2011年3月10日以前に発生した地震を+、  
 2011年3月11日以降に発生した地震を薄い○、  
 2017年10月に発生した地震を濃い○で表示  
 図中の発震機構はCMT解



第10図(a) 10月6日 福島県沖の地震  
 Fig. 10(a) The earthquake off Fukushima Prefecture on October 6, 2017.

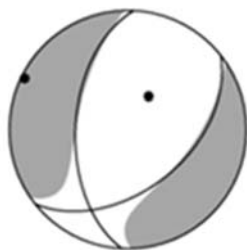
図 3.1.2.4-3 2017年10月6日の福島県沖の地震

■ 気象庁による震源情報

地震発生時刻 (JST)	緯度 (°)	経度 (°)	震央地名	深さ (km)	Mj
2017/10/06,16:59:32.89	37.4353	143.9483	福島県沖	57.00	6.3

■ 手動メカニズム推定結果

緯度 (°)	経度 (°)	深さ (km)	走向 (°)	傾斜 (°)	すべり角 (°)	$M_0$ (Nm)	$M_w$	品質
37.4353	143.9483	8	51 ; 183	48 ; 54	-53 ; -124	1.53e+18	6.1	80.78



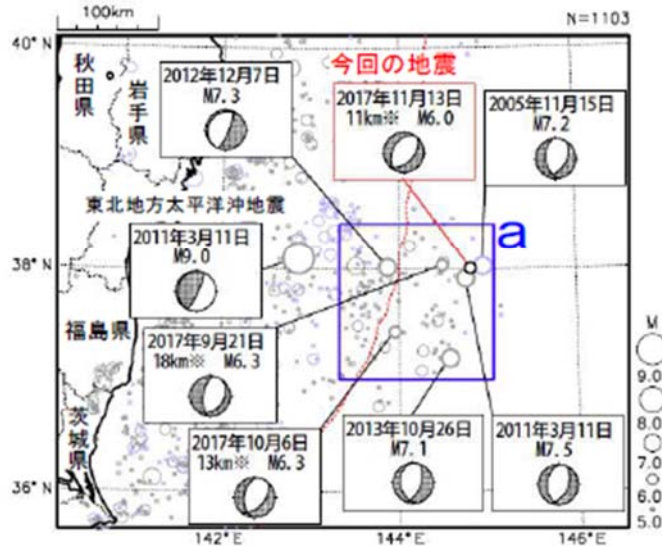
$M_w$	= 6.1	Var. Red	= 80.78
$M_0$ [Nm]	= 1.53e+18	Percent DC	= 69
NP1: ( 51, 48, -53)		Percent CLVD	= 31
NP2: (183, 54, -124)		Variance	= 1.96e-05
		RES/Pdc.	= 2.85e-07

— Obs.  
 ..... Syn.

図 3.1.2.4-4 2017年10月6日の福島県沖の地震のメカニズム解の情報



震央分布図  
 (1997年10月1日～2017年11月30日、  
 深さ0～100km、 $M \geq 5.0$ )  
 2011年3月10日以前に発生した地震を薄い○、  
 2011年3月11日以降に発生した地震を薄い○、  
 2017年11月の地震を濃い○で表示  
 図中の発震機構はCMT解



※地震の深さはCMT解による

第4図 2017年11月13日 三陸沖の地震  
 Fig. 4 The earthquake off Sanriku on November 13, 2017.

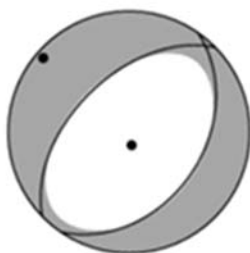
図 3.1.2.4-5 2017年11月13日の三陸沖の地震

■ 気象庁による震源情報

地震発生時刻 (JST)	緯度 (°)	経度 (°)	震央地名	深さ (km)	Mj
2017/11/13,07:24:08.52	38.0062	144.8058	三陸沖	56.00	6.0

■ 手動メカニズム推定結果

緯度 (°)	経度 (°)	深さ (km)	走向 (°)	傾斜 (°)	すべり角 (°)	$M_0$ (Nm)	$M_w$	品質
38.0062	144.8058	5	35 ; 226	38 ; 52	-99 ; -83	5.33e+17	5.8	79.97



Mw = 5.8      Var. Red = 79.97  
 $M_0$  [Nm] = 5.33e+17      Percent DC = 84  
 NP1: ( 35, 38, -99)      Percent CLVD = 16  
 NP2: (226, 52, -83)      Variance = 1.76e-06  
                                  RES/Pdc. = 2.09e-08

図 3.1.2.4-6 2017年11月13日の三陸沖の地震のメカニズム解の情報

表 3.1.2.4-1 収集対象地震（※F-net のデータ引用）

日時	地震名	緯度	経度	Mw	深さ (km)	走行	傾斜角	すべり角
2017/9/21	三陸沖の地震	144.49	38.04	6.2	20	34	27	-76
2017/10/6	福島県沖の地震	143.95	37.44	6.1	8	51	48	-53
2017/11/13	三陸沖の地震	144.81	38.01	5.8				

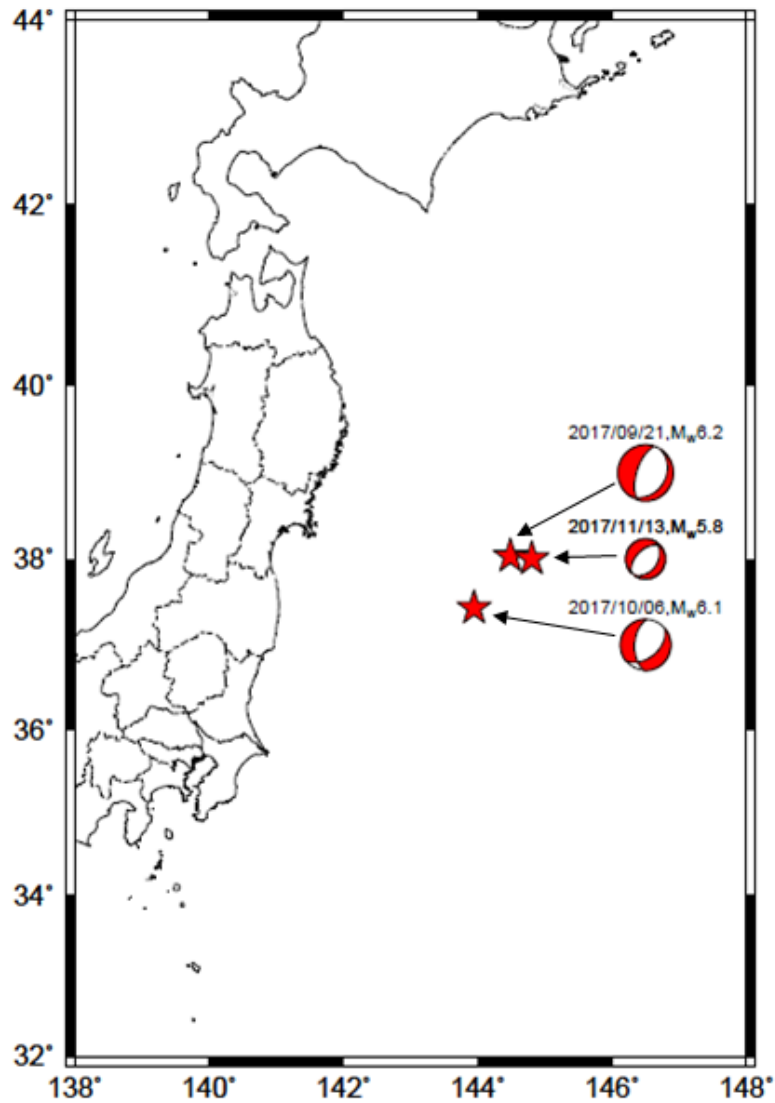


図 3.1.2.4-7 収集対象地震の震央位置（★）とメカニズム解（※F-net のデータ引用）

・記録収集対象とした観測点及び観測記録

S-net と DONET の観測点と記録収集対象のアウトライズ地震を図 3.1.2.4-8 に示す。今回は、観測装置が設置されている 150 カ所の観測点のうち、対象地震において観測点の速度が大きい順番で 3 か所を選定し、記録収集対象の観測点とした。表 3.1.2.4-2～表 3.1.2.4-4 に検討対象とした観測点の概要を、図 3.1.2.4-9～図 3.1.2.4-11 に S-net と DONET の収集対象観測点と収集対象地震を示す。図 3.1.2.4-12～図 3.1.2.4-14 に収集対象とした観測点における対象地震の時刻歴波形を示す。

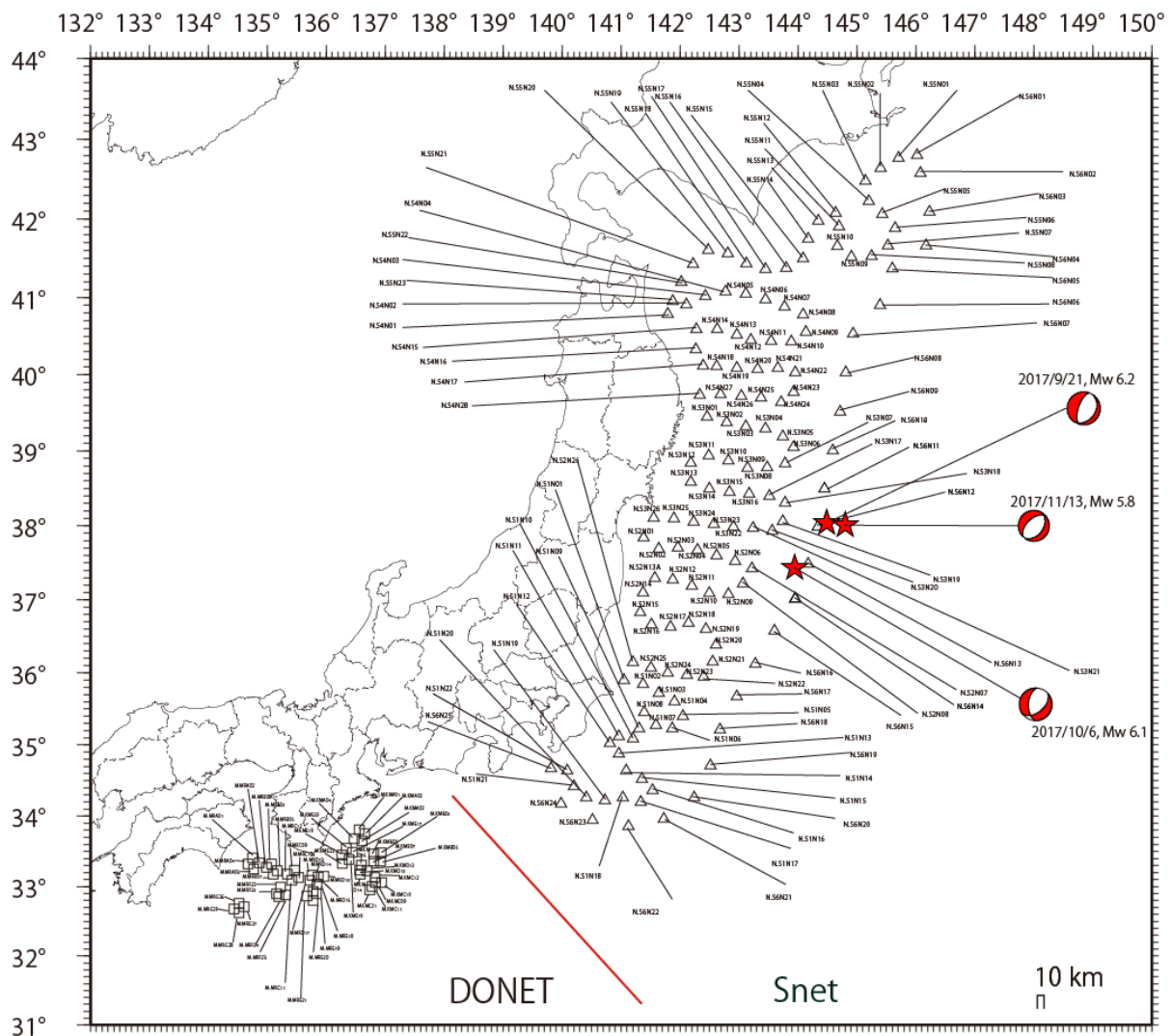


図 3.1.2.4-8 S-net と DONET の観測点と対象地震

(★ : 収集対象地震, △ : S-net 観測点, □ : DONET 観測点)



表 3.1.2.4-2 対象観測点(2017年9月21日の三陸沖の地震)

S-net	観測点コード	設置緯度 (世界測地系) [°N]	設置経度 (世界測地系) [°E]	水深[m]
①	N.S6N11	38.499	144.454	6118
②	N.S6N12	37.988	144.336	6111
③	N.S6N08	40.032	144.809	5900

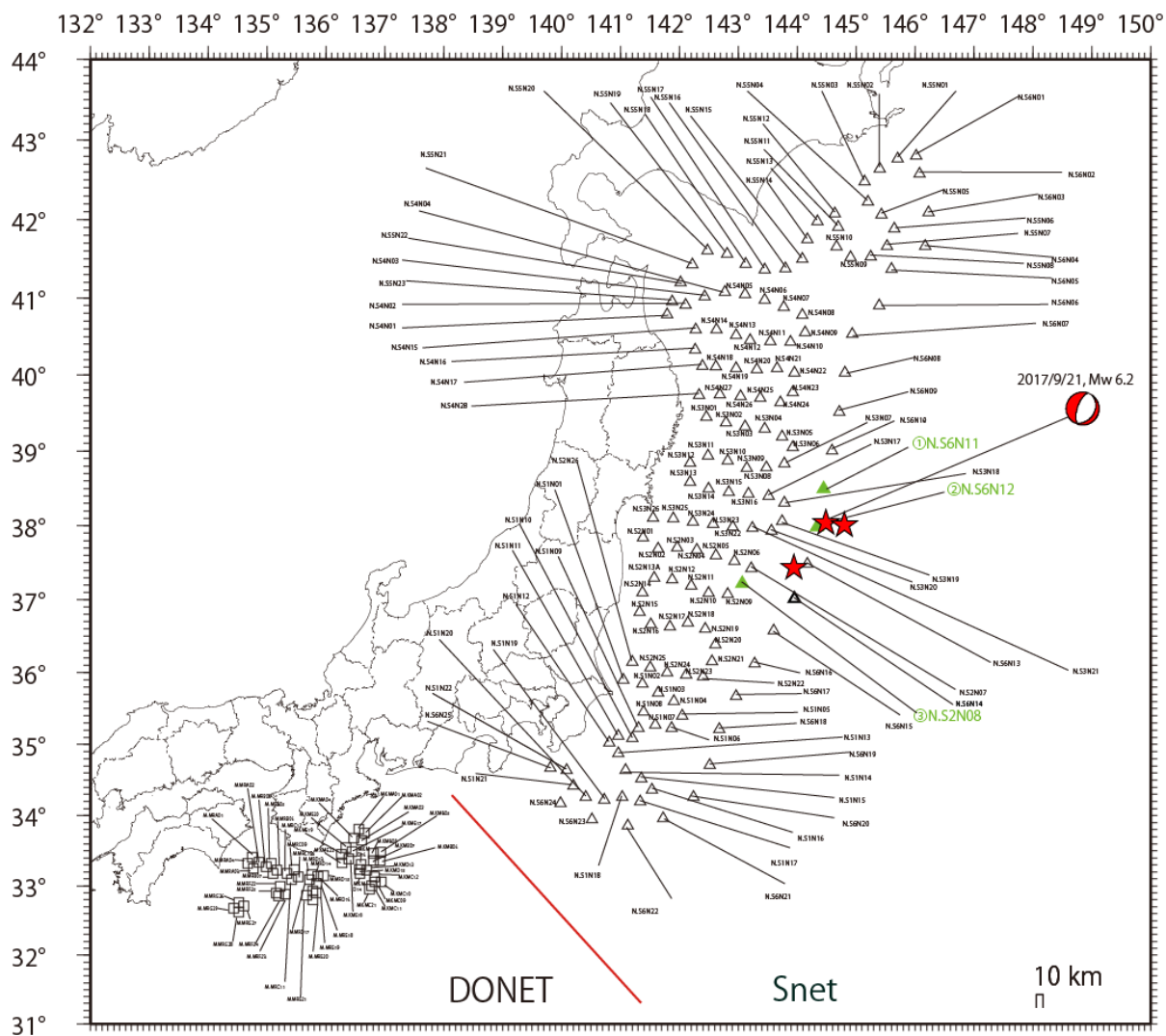


図 3.1.2.4-9 S-net と DONET の収集対象観測点と収集対象地震  
(2017年9月21日の三陸沖の地震)

(▲ : 収集対象観測点, ★ : 収集対象地震, △ : S-net 観測点, □ : DONET 観測点)

表 3.1.2.4-3 対象観測点(2017年10月6日の福島県沖の地震)

S-net	観測点コード	設置緯度 (世界測地系) [°N]	設置経度 (世界測地系) [°E]	水深[m]
①	N.S6N14	37.012	143.956	6228
②	N.S6N15	36.575	143.606	6433
③	N.S2N06	37.526	142.935	2945

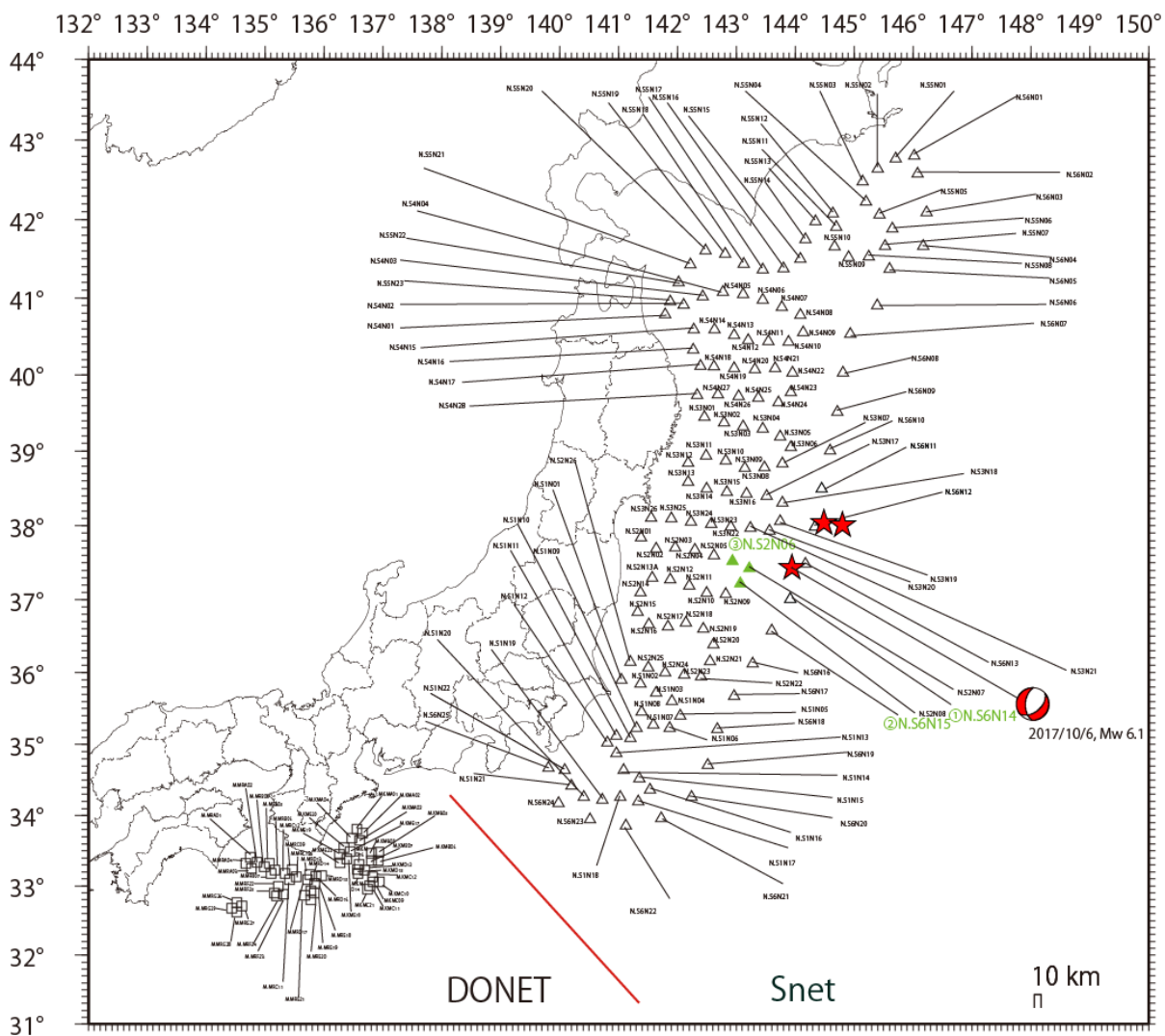


図 3.1.2.4-10 S-net と DONET の収集対象観測点と収集対象地震

(2017年10月6日の福島県沖の地震)

(▲ : 収集対象観測点, ★ : 収集対象地震, △ : S-net 観測点, □ : DONET 観測点)

表 3.1.2.4-4 対象観測点(2017年11月13日の三陸沖の地震)

S-net	観測点コード	設置緯度 (世界測地系) [°N]	設置経度 (世界測地系) [°E]	水深[m]
①	N.S6N12	37.9879	144.336	6111
②	N.S6N11	38.499	144.454	6118
③	N.S6N13	37.486	144.176	6174

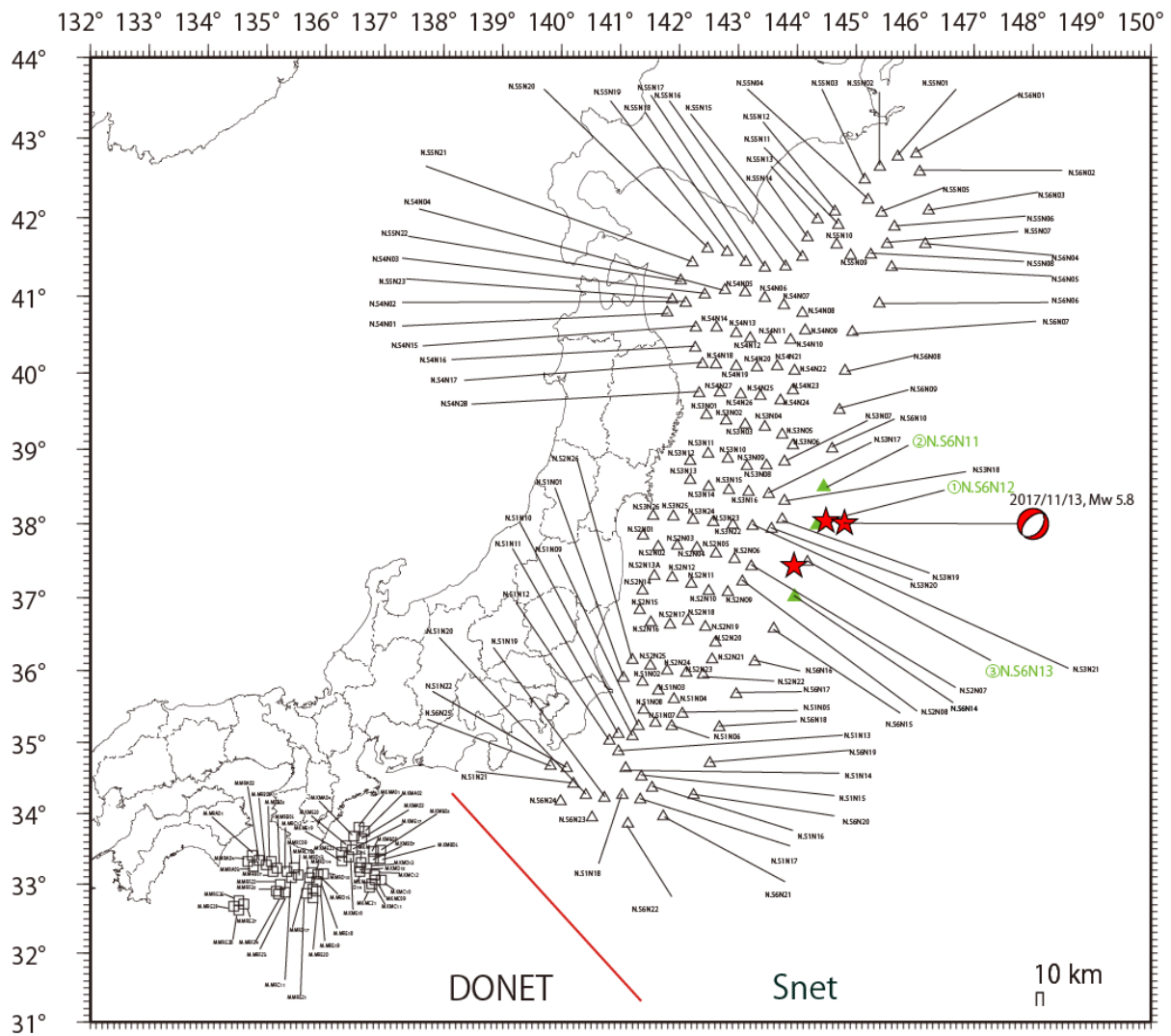
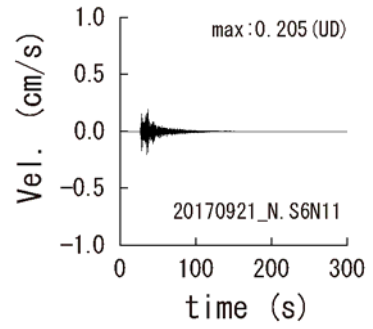
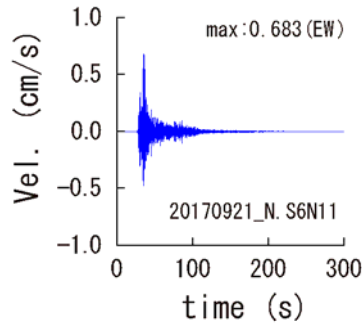
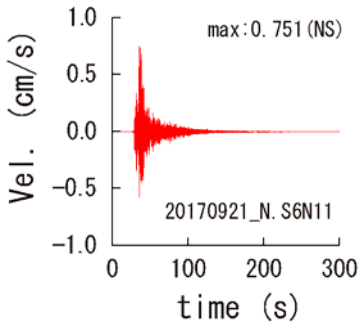
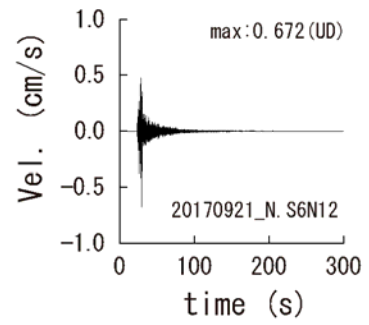
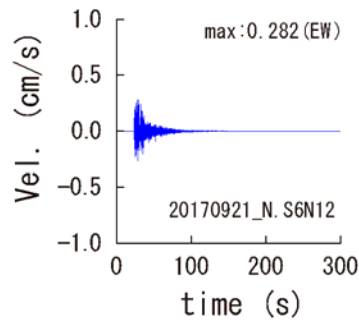
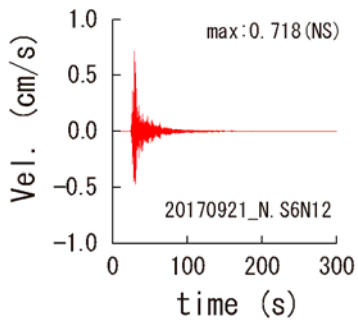


図 3.1.2.4-11 S-net と DONET の収集対象観測点と収集対象地震  
(2017年11月13日の三陸沖の地震)

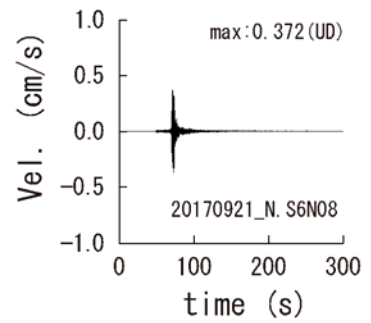
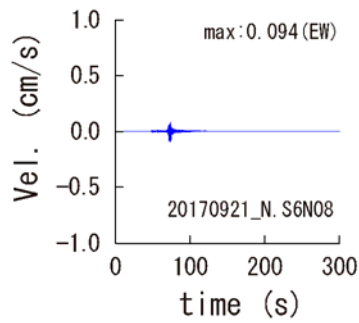
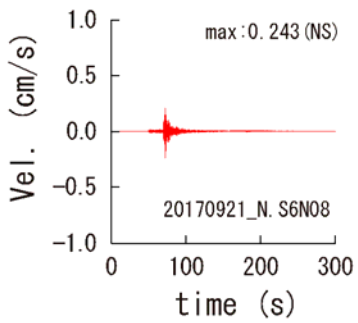
(▲ : 収集対象観測点, ★ : 収集対象地震, △ : S-net 観測点, □ : DONET 観測点)



a) N.S6N11 観測点

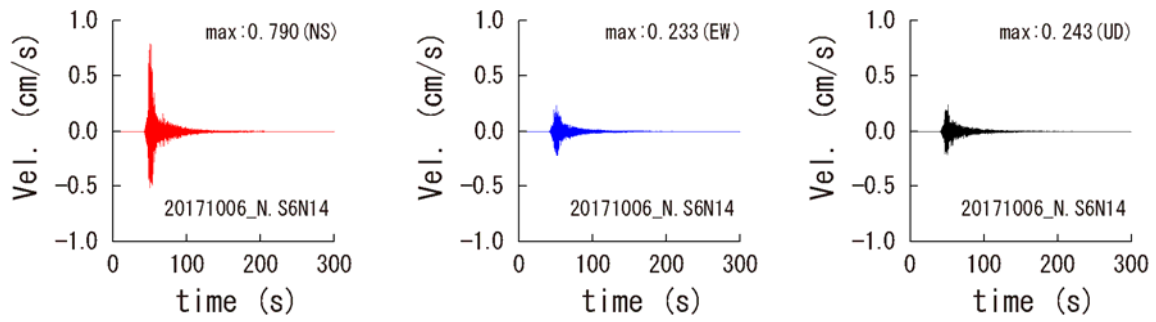


b) N.S6N12 観測点

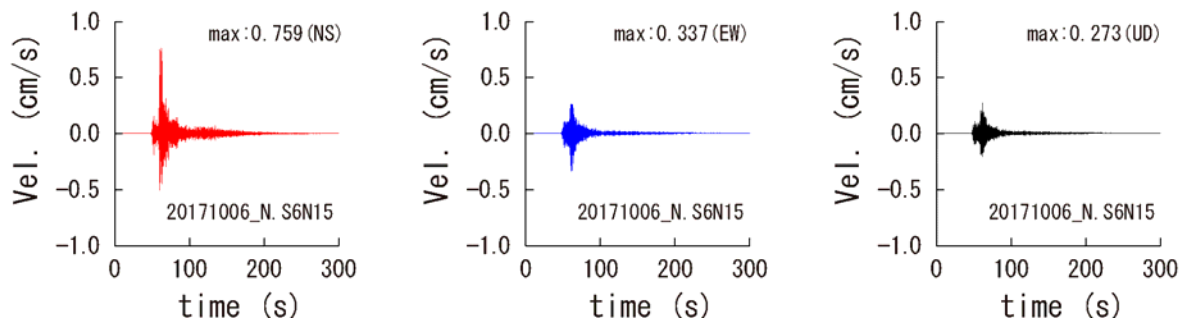


c) N.S6N08 観測点

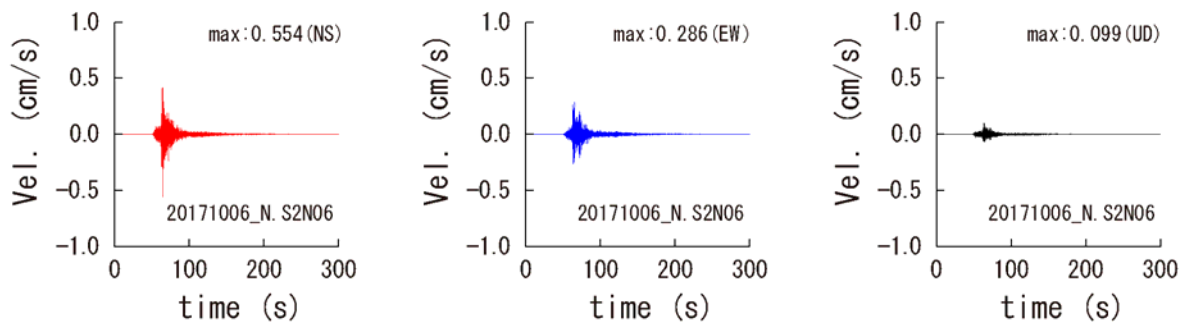
図 3.1.2.4-12 2017年9月21日の三陸沖の地震の速度時刻歴



a) N.S6N14 観測点

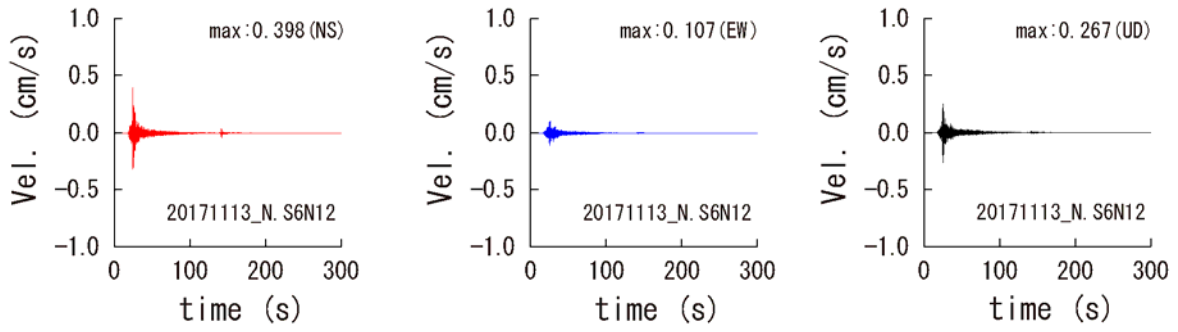


b) N.S6N15 観測点

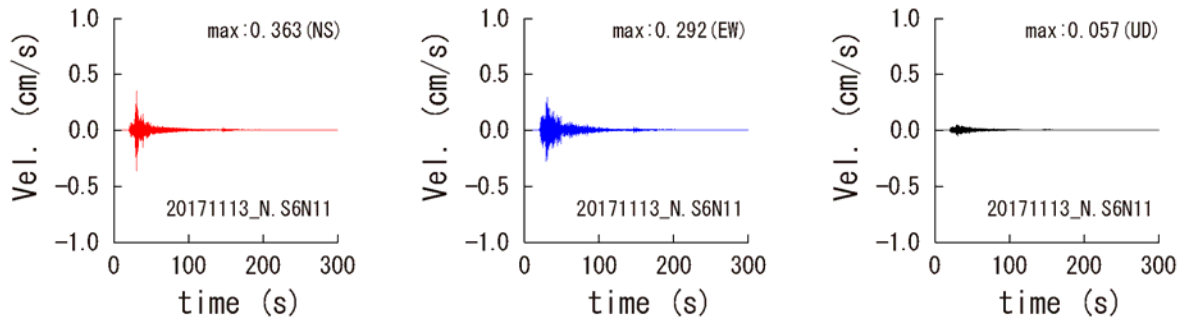


c) N.S2N06 観測点

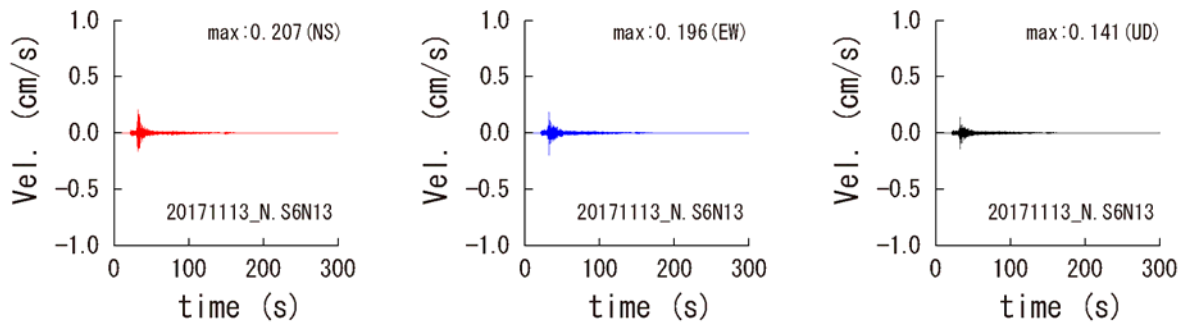
図 3.1.2.4-13 2017 年 10 月 6 日の福島県沖の地震の速度時刻歴



a) N.S6N12 観測点



b) N.S6N11 観測点



c) N.S6N13 観測点

図 3.1.2.4-14 2017 年 11 月 13 日の三陸沖の地震の速度時刻歴

### 3.1節の参考文献

#### 3.1.1

##### 3.1.1.1

- 1) 佐藤智美 (2010): 日本のスラブ内地震とプレート境界地震の水平・上下動の距離減衰式, 日本建築学会構造系論文集, 第 75 巻, 第 647 号, pp. 67-76.
- 2) Allen, T. I. and G. P. Hayes (2017): Alternative Rupture-Scaling Relationships for Subduction Interface and Other Offshore Environments, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 107, No. 3, pp. 1240-1253.
- 3) Ramirez-Gaytan, A., J. Aguirre, M. A. Jaimes, and V. Huerfano (2014): Scaling Relationships of Source Parameters of Mw 6.9-8.1 Earthquakes in the Cocos-Rivera-North American Subduction Zone, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 104, No. 2, pp. 840-854.
- 4) Skarlatoudis, A. A., P. G. Somerville, and H. K. Thio (2016): Source-scaling relations of interface subduction earthquakes for strong ground motion and tsunami simulation, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 106, No. 4, pp. 1652-1662.
- 5) Ammon, C. J., T. Lay, H. Kanamori, and M. Cleveland (2011): A rupture model of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake, *Earth Planets Space*, 63, pp. 693-696.
- 6) Fujii, Y., K. Satake, S. Sakai, M. Shinohara, and T. Kanazawa (2011): Tsunami source of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake, *Earth Planets Space*, 63, pp. 815-820.
- 7) Houston, H. and H. Kanamori (1990): Comparison of strong-motion spectra with teleseismic spectra for three magnitude 8 subduction-zone earthquakes, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 80, No. 4, pp. 913-934.

- 8) Kanamori, H. and D. L. Anderson (1975): THEORETICAL BASIS OF SOME EMPIRICAL RELATIONS IN SEISMOLOGY, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 65, No. 5, pp. 1073-1095.
- 9) Kobayashi, R. and K. Koketsu (2005): Source process of the 1923 Kanto earthquake inferred from historical geodetic, teleseismic, and strong motion data, *Earth Planets Space*, 57, pp. 261-270.
- 10) Kuroki, H., H. M. Ito, and A. Yoshida (2004): Effects of nearby large earthquakes on the occurrence time of the Tokai earthquake -An estimation based on a 3-D simulation of plate subduction-, *Earth Planets Space*, 56, pp. 169-178.
- 11) Lay T., C. J. Ammon, H. Kanamori, Y. Yamazaki, K. F. Cheung, and A. R. Hutko (2011): The 25 October 2010 Mentawai tsunami earthquake (Mw 7.8) and the tsunami hazard presented by shallow megathrust ruptures, *GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS*, Vol. 38, L06302, doi:10.1029/2010GL046552.
- 12) Mendoza, C. (1993): Coseismic Slip of 2 Large Mexican Earthquakes from Teleseismic Body Wave-Forms - Implications for Asperity Interaction in the Michoacan Plate Boundary Segment. *J. Geophys. Res.-Solid Earth* 98 (B5):8197-8210.
- 13) Mendoza, C. (1995): Finite-Fault Analysis of the 1979 March 14 Petatlan, Mexico, Earthquake Using Teleseismic P-Wave-Forms. *Geophys. J. Int.* 121 (3):675-683.
- 14) Mikumo, Takeshi, Takashi Miyatake, and Miguel A. Santoyo (1998): Dynamic Rupture of Asperities and Stress Change during a Sequence of Large Interplate Earthquakes in the Mexican Subduction Zone, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 88, No. 3, pp. 686-702.
- 15) Mikumo, Takashi, Shri Krishna Singh, and Miguel A. Santoyo (1999): A Possible Stress



- Interaction between Large Thrust and Normal Faulting Earthquakes in the Mexican Subduction Zone, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 89, No. 6, pp. 1418-1427.
- 16) Okuwaki, R., Yagi, Y., Aránguiz, R., González, J., and González, G. (2016): Rupture Process During the 2015 Illapel, Chile Earthquake: Zigzag-Along-Dip Rupture Episodes. *Pure and Applied Geophysics*, 173(4), 1011-1020.
- 17) Santoyo, M. A., S. K. Singh, T. Mikumo, and M. Ordaz (2005): Space–Time Clustering of Large Thrust Earthquakes along the Mexican Subduction Zone: An Evidence of Source Stress Interaction, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 95, No. 5, pp. 1856-1864.
- 18) Seno, T. (2014): Stress drop as a criterion to differentiate subduction zones where MW 9 earthquakes can occur, *Tectonophysics*, Vol. 621, pp. 198-210.
- 19) Singh, S. K., L. Astiz, and J. Havskov (1981): SEISMIC GAPS AND RECURRENCE PERIODS OF LARGE EARTHQUAKES ALONG THE MEXICAN SUBDUCTION ZONE: A REEXAMINATION, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 71, No. 3, pp. 827-843.
- 20) Skarlatoudis, A., P. G. Somerville, and H. K. Thio (2016): Source-Scaling Relations of Interface Subduction Earthquakes for Strong Ground Motion and Tsunami Simulation, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 106, No. 4, pp. 1652-1662.
- 21) 池田孝・加藤研一・植竹富一・敦賀隆史 (2008): 1938年塩屋崎沖地震群の震源モデルの特性化と地震動評価, *日本建築学会構造系論文集*, 第73巻, 第633号, pp. 1951-1958.
- 22) 加藤研一・武村雅之・八代和彦 (1998): 強震記録から評価した短周期震源スペクトルの地域性, *地震*, 第2輯, 第51巻, pp. 123-138.

- 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, pp. 75-87.
- 24) 小山順二・都筑基博 (2014): 超巨大地震発生前後の顕著な地震活動, 地震, 第2輯, 第66巻, pp. 83-95.
- 25) 佐藤智美 (2010a): 日本のスラブ内地震とプレート境界地震の水平・上下動の距離減衰式, 日本建築学会構造系論文集, 第75巻, 第647号, pp.67-76.
- 26) 佐藤智美 (2010b): 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, 第75巻, 第651号, pp. 923-932.
- 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-プレート境界地震の短周期レベルに着目して-, 日本建築学会構造系論文集, 第77巻, 第675号, pp. 695-704.
- 28) 佐藤智美 (2016): 改良統計的グリーン関数法に基づく1923年関東地震の強震動生成域と強震動の推定, 日本建築学会構造系論文集, 第81巻, 第719号, pp. 39-49.
- 29) 武村雅之・神田克久・水谷浩之 (2008): 1968年十勝沖地震 (M=7.9) と1994年三陸はるか沖地震 (M=7.6) の震度から推定される短周期地震波発生域, 地震, 第2輯, 第60巻, pp. 139-151.
- 30) 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, pp. 31-45.
- 31) 壇一男・渡辺基史・佐藤俊明・石井透 (2001): 断層の非一様すべり破壊モデルから算定される短周期レベルと半経験的波形合成法による強震動予測のための震源断層のモデル化, 日本建築学会構造系論文集, 第545号, pp. 51-62.

- 32) 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-南海トラフ巨大地震への適用と東海地方における強震動の試算例-, 日本建築学会構造系論文集, 第78巻, 第692号, pp. 1685-1694.
- 33) 友澤裕介・加藤研一・渡部哲巳・川合佳穂 (2018): スペクトルインバージョン解析に基づく巨大プレート間地震の震源特性の検討-1985年メキシコ地震と2015年チリ地震の発生域での検討-, 第15回日本地震工学シンポジウム, pp. 2672-2679.
- 34) 中村亮一・植竹富一・引間和人 (2015): 三次元Q構造を考慮した統計的グリーン関数法による強震動評価-プレート境界巨大地震の広域強震動予測-, 日本地震工学会論文集, 第15巻, 第7号, pp. 230-241.
- 35) 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2016): 震源断層を特定した地震の強震動予測手法 (「レシピ」), 12月修正版.

#### 3.1.1.2

- 1) Asano, K., T. Iwata, and K. Irikura (2004): Characterization of source models of shallow intraslab earthquakes using strong motion data, Proceedings of 13th WCEE, No. 835.
- 2) Garcia, D., S. K. Singh, M. Herraiz, J. F. Pacheco, and M. Ordaz (2004): Inslab Earthquakes of Central Mexico:  $Q$ , Source Spectra, and Stress Drop, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 94, No. 3, pp. 789-802.
- 3) Harada, S., K. Kamae, H. Kawabe and H. Uebayashi (2012): Source modeling of the off Miyagi Intraslab Earthquake ( $M_{JMA}=7.1$ ) occurred on April 7, 2011, 15WCEE.
- 4) Iwata, T. and K. Asano (2011): Characterization of the heterogeneous source model of intraslab earthquakes toward strong ground motion prediction, Pure and Applied Geophysics, 参 3.1-5

Vol. 168, pp. 117-124.

- 5) Joel D. Cruz-Arguelles & Miguel A. Jaimes & Cesar A. Arredondo-Vélez(2020): Simulation of strong ground motions modified by attenuation effects under specific soil conditions: modeling the 2017 Puebla, Mexico (Mw 7.1) earthquake , *Journal of Seismology*, Vol. 24, pp.495–509.
- 6) Ohta, Y., S. Miura, M. Ohzono, S. Kita, T. Iinuma, T. Demachi, K. Tachibana, T. Nakayama, S. Hirahara, S. Suzuki, T. Sato, N. Uchida, A. Hasegawa, and N. Umino (2012): Large intraslab earthquake (2011 April 7, *M* 7.1) after the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake (*M* 9.0): Coseismic fault model based on the dense GPS network data, *Earth Planets Space*, 63, pp. 1207-1211.
- 7) Okada, T. and A. Hasegawa (2003): The M7.1 May 26, 2003 off-shore Miyagi prefecture earthquake in northeast Japan: Source process and aftershock distribution of an intra-slab event, *Earth Planets Space*, Vol. 55, pp. 731-739.
- 8) Oth A, Wenzel F, Radulian M (2007). Source parameters of intermediate-depth Vrancea (Romania) earthquakes from empirical Green's functions modeling, *Tectonophysics*, 438, 33-56.
- 9) Singh, S. K., X. Perez-Campos, V. H. Espindola, V. M. Cruz-Atienza, and A. Iglesias (2014): Intraslab earthquake of 16 June 2013 (Mw 5.9), one of the closest such events to Mexico City, *Seismological Research Letters*, Vol. 85, No. 2, pp. 268-277.
- 10) Suzuki, W., S. Aoi, and H. Sekiguchi (2009): Rupture process of the 2008 northern Iwate, intraslab, earthquake derived from strong motion records, *Bull. Seism. Soc. Am.* Vol.99, pp. 2825-2835.

- 11) Takeo, M., S. Ide, and Y. Yoshida (1993): The 1993 Kushiro-Oki Japan earthquake A high stress-drop event in a subducting slab, *Geophysical research Letters*, Vol. 20, No. 23, pp. 607-2610.
- 12) 青井真・関口春子・功刀卓・本多亮・藤原広行 (2003): 近地強震動記録による宮城県北部の地震(2003/05/26,18:24)の震源インバージョン, 防災科学研究所 (<http://www.kyoshin.bosai.go.jp/kyoshin/topics/miyagi/toppage.html> 2017/2/16 アクセス).
- 13) 浅野公之・岩田知孝・入倉孝次郎 (2004): 2003年5月26日に宮城県沖で発生したスラブ内地震の震源モデルと強震動シミュレーション, *地震*, 第2輯, 第57巻, pp. 171-185.
- 14) 浅野公之・岩田知孝 (2010): 経験的グリーン関数法による2009年8月11日駿河湾の地震 (M<sub>JMA</sub> 6.5) の震源モデルの推定と強震動シミュレーション, *北海道大学地球物理学研究報告*, No. 73, pp. 137-147.
- 15) 新井健介・壇一男・石井透・花村正樹・藤原広行・森川信之 (2015): 強震動予測のためのスラブ内地震の断層パラメータ設定方法の提案, *日本建築学会構造系論文集*, 第80巻, 第716号, pp. 1537-1547.
- 16) 池田孝・武村雅之・加藤研一 (2002a): 強震記録に基づく北海道周辺のやや深発地震の高振動数成分の励起特性, *日本建築学会構造系論文集*, 第560号, pp. 67-73.
- 17) 池田孝・加藤研一・武村雅之 (2002b): 2001年芸予地震の高振動数成分の励起特性, 第11回日本地震工学シンポジウム, pp. 119-124.
- 18) 池田孝・武村雅之 (2003a): 2003年5月26日宮城県沖の地震の高振動数成分の励起特性 -過去に発生した北海道・東北地方のやや深発地震との比較-, *日本地震工学会・大会梗概集*, pp. 108-109.
- 19) 池田孝・武村雅之・加藤研一 (2003b): 強震記録に基づく東北地方周辺のやや深発地震  
参 3.1-7

- の高振動数成分の励起特性, 日本建築学会構造系論文集, 第 572 号, pp. 39-46.
- 20) 池田孝・武村雅之・加藤研一 (2004): 強震記録に基づくフィリピン海プレート内で発生するスラブ内地震の高振動数成分の励起特性 -北海道・東北地方のスラブ内地震との比較-, 日本建築学会構造系論文集, 第 586 号, pp. 53-61.
- 21) 池田孝 (2010a): 2009 年 8 月に駿河湾で発生したスラブ内地震の高振動数成分の励起特性, 第 13 回日本地震工学シンポジウム, pp. 289-296.
- 22) 池田孝 (2010b): 観測記録に基づいたスラブ内地震の短周期レベル, 北海道大学地球物理学研究報告, No. 73, pp. 71-85.
- 23) 加藤研一・武村雅之・入代和彦 (1999): やや深発地震の短周期地震動の励起強さとその地域性-最大加速度値に基づく検討-, 日本建築学会構造系論文集, 第 521 号, pp. 33-40.
- 24) 川辺秀憲・釜江克宏・上林宏敏 (2010): 2009 年駿河湾の地震(Mj6.5)の震源モデル, 日本建築学会大会(北陸), pp.707-708.
- 25) 神田克久・武村雅之 (2005): 震度データから検証する宮城県沖で発生する被害地震の繰り返し, 地震, 第2輯, 第58巻, pp. 177-198.
- 26) 菊地正幸 (2003): リアルタイム地震学, 東京大学出版, pp. 142-143.
- 27) 気象庁(2017): 世界の地震活動 (2017 年 5 月~10 月) Seismic Activity in the World (May - October 2017), 地震予知連絡会会報, 第 99 巻, pp.389-403.
- 28) 倉橋奨・入倉孝次郎・宮腰研・正木和明 (2009): 2009 年駿河湾を震源とする地震の震源モデルの構築と波形シミュレーション, 日本地震学会講演予稿集秋季大会, P1-20, p.160.

- 29) 笹谷努・森川信之・前田宣浩 (2006): スラブ内地震の震源特性, 北海道大学地球物理学研究報告, No. 69, pp. 123-134.
- 30) 佐藤智美 (2004a): 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, pp. 1-4.
- 31) 佐藤智美 (2004b): 強震記録に基づく2003年宮城県沖の地震の大加速度の成因に関する研究, 日本建築学会構造系論文集, 第581号, pp.31-38.
- 32) 佐藤智美 (2010): スペクトルインバージョンと経験的グリーン関数法に基づく2009年駿河湾の地震の震源モデルの推定, 日本建築学会構造系論文集, 第75巻, 第658号, pp.2153-2162.
- 33) 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-プレート境界地震の短周期レベルに着目して-, 日本建築学会構造系論文集, 第77巻, 第675号, pp. 695-704.
- 34) 佐藤智美 (2013): 東北地方のアウトライズ地震、スラブ内地震、プレート境界地震の短周期レベルと  $f_{max}$  及び距離減衰特性, 日本建築学会構造系論文集, 第78巻, 第689号, pp. 1227-1236.
- 35) 佐藤智美 (2015a): 表面波と散乱波を経験的に考慮した統計的グリーン関数生成手法に基づく1987年千葉県東方沖地震 (Mj6.7) の強震動シミュレーション, 日本地震工学会論文集, 第15巻, 第7号, pp. 34-48.
- 36) 佐藤智美 (2016): 経験的グリーン関数法に基づく1855年安政江戸地震の広帯域震源モデルと首都圏及び広域での強震動の推定, 日本建築学会構造系論文集, 第81巻, 第727号, pp. 1423-1433.

- 37) 芝良昭・野口科子 (2012): 広帯域地震動を規定する震源パラメータの統計的特性-震源インバージョン解析に基づく検討-, 地球工学研究所 電力中央研究所報告書, N11054, pp.1-28.
- 38) 関口春子・岩田知孝 (2002): 2001 年芸予地震の破壊過程と強震動, 月刊地球, 号外, No. 38, pp. 239-246.
- 39) 染井一寛・宮腰研・岡崎敦 (2012): 経験的グリーン関数法から推定した 2011 年 4 月 7 日宮城県沖のスラブ内地震の震源モデル, 日本建築学会大会, pp. 85-86.
- 40) 染井一寛・宮腰研・入倉孝次郎 (2012): 強震波形インバージョンから推定した 2011 年 4 月 7 日宮城県沖のスラブ内地震の震源過程, 日本地震学会大会, P3-50, p. 251.
- 41) 壇一男・武藤尊彦・宮腰淳一・渡辺基史 (2006): スラブ内地震による強震動を予測するための特性化震源モデルの設定方法, 日本建築学会構造系論文集, 第 600 号, pp. 35-42.
- 42) 野津厚 (2003): 表層地盤の非線形挙動を考慮した 1993 年釧路沖地震の強震動シミュレーション, 土木学会地震工学論文集, Vol. 27, No. 0202, pp. 1-8.
- 43) 野津厚 (2010): 2009 年 8 月 11 日駿河湾の地震(Mj6.5)の特性化震源モデル, 日本建築学会大会(北陸), pp.705-706.
- 44) 西村卓也・伊藤喜宏 (2018): 2017 年 9 月にメキシコで続発した地震 (M8.2, M7.1) 京都大学防災研究所年報, 第 61 号, pp.46-49.
- 45) 原田怜・釜江克宏 (2011): 2011 年 4 月 7 日宮城県沖のスラブ内地震の震源のモデル化, 京都大学原子炉実験所 ([http://www.rri.kyoto-u.ac.jp/jishin/eq/tohoku2/20110407\\_miyagioki\\_slab.pdf](http://www.rri.kyoto-u.ac.jp/jishin/eq/tohoku2/20110407_miyagioki_slab.pdf) 2017/2/16 アクセス).



- 46) 引間和人・山中佳子・瀬戸一起・菊地正幸 (2003): 強震動・遠地実体波による 2003 年 5 月 26 日宮城県沖の地震の震源過程, 日本地震学会講演予稿集, p.179.
- 47) 染井 一寛・宮腰 研(2021): 経験的グリーン関数法を用いて推定した 2021 年福島県沖の地震の強震動生成域モデル, 日本地球惑星科学連合 2021 年大会予稿集 (投稿済)
- 48) 森川信之・笹谷努・藤原広行 (2002): 経験的グリーン関数法によるスラブ内地震の震源モデルの構築, 第 11 回日本地震工学シンポジウム.
- 49) 八木勇治 (2003): 2003 年 5 月 26 日宮城県沖で発生した地震 ( $M_{jma}$  7.0) の震源過程, 建築研究所([http://iisee.kenken.go.jp/staff/yagi/eq/east\\_honshu20030526/east\\_honshu20030526-j.html](http://iisee.kenken.go.jp/staff/yagi/eq/east_honshu20030526/east_honshu20030526-j.html), 2017/2/16 アクセス).
- 50) 山中佳子 (2011): 4 月 7 日宮城県沖地震 (M7.4), 名古屋大学地震 火山・防災研究センター リアルタイム地震学・NGY 地震学ノート, No. 37, ([http://www.seis.nagoya-u.ac.jp/sanchu/Seismo\\_Note/2011/NGY37.html](http://www.seis.nagoya-u.ac.jp/sanchu/Seismo_Note/2011/NGY37.html) 2017/2/16 アクセス).
- 51) 山中佳子・菊地正幸 (2003): 5 月 26 日宮城県沖地震 (Mj7.0) 東京大学・地震火山情報センター・EIC 地震学ノート ([http://www.eic.eri.u-tokyo.ac.jp/EIC/EIC\\_News/030526n.html](http://www.eic.eri.u-tokyo.ac.jp/EIC/EIC_News/030526n.html) 2017/2/16 アクセス), No. 135.
- 52) 佐藤智美 (2013): 東北地方のアウトライズ地震, スラブ内地震, プレート境界地震の短周期レベルと  $f_{max}$  及び距離減衰特性, 日本建築学会構造系論文集, 第 87 巻, 第 689 号, pp. 1227-1236.

### 3.1.1.3

- 1) 佐藤智美 (2010): 日本のスラブ内地震とプレート境界地震の水平・上下動の距離減衰式, 日本建築学会構造系論文集, 第 75 巻, 第 647 号, pp. 67-76.

- 2) Garcia, D., S. K. Singh, M. Herraiz, J. F. Pacheco, and M. Ordaz (2004): Inslab Earthquakes of Central Mexico:  $Q$ , Source Spectra, and Stress Drop, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 94, No. 3, pp. 789-802.
- 3) Harada, S., K. Kamae, H. Kawabe and H. Uebayashi (2012): Source modeling of the off Miyagi Intraslab Earthquake ( $M_{JMA}=7.1$ ) occurred on April 7, 2011, 15WCEE.
- 4) Iwata, T. and K. Asano (2011): Characterization of the heterogeneous source model of intraslab earthquakes toward strong ground motion prediction, Pure and Applied Geophysics, Vol. 168, pp. 117-124.
- 5) Joel D. Cruz-Arguelles & Miguel A. Jaimes & Cesar A. Arredondo-Vélez(2020): Simulation of strong ground motions modified by attenuation effects under specific soil conditions: modeling the 2017 Puebla, Mexico ( $M_w$  7.1) earthquake , Journal of Seismology, Vol. 24, pp.495–509.
- 6) Ohta, Y., S. Miura, M. Ohzono, S. Kita, T. Iinuma, T. Demachi, K. Tachibana, T. Nakayama, S. Hirahara, S. Suzuki, T. Sato, N. Uchida, A. Hasegawa, and N. Umino (2012): Large intraslab earthquake (2011 April 7,  $M$  7.1) after the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake ( $M$  9.0): Coseismic fault model based on the dense GPS network data, Earth Planets Space, 63, pp. 1207-1211.
- 7) Okada, T. and A. Hasegawa (2003): The  $M7.1$  May 26, 2003 off-shore Miyagi prefecture earthquake in northeast Japan: Source process and aftershock distribution of an intra-slab event, Earth Planets Space, Vol. 55, pp. 731-739.
- 8) Oth A, Wenzel F, Radulian M (2007). Source parameters of intermediate-depth Vrancea (Romania) earthquakes from empirical Green's functions modeling, Tectonophysics, 438, 33-56.

- 9) Singh, S. K., X. Perez-Campos, V. H. Espindola, V. M. Cruz-Atienza, and A. Iglesias (2014): Intraslab earthquake of 16 June 2013 ( $M_w$  5.9), one of the closest such events to Mexico City, *Seismological Research Letters*, Vol. 85, No. 2, pp. 268-277.
- 10) Suzuki, W., S. Aoi, and H. Sekiguchi (2009): Rupture process of the 2008 northern Iwate, intraslab, earthquake derived from strong motion records, *Bull. Seism. Soc. Am.* Vol.99, pp. 2825-2835.
- 11) Takeo, M., S. Ide, and Y. Yoshida (1993): The 1993 Kushiro-Oki Japan earthquake A high stress-drop event in a subducting slab, *Geophysical research Letters*, Vol. 20, No. 23, pp. 607-2610.
- 12) 青井真・関口春子・功刀卓・本多亮・藤原広行 (2003): 近地強震動記録による宮城県北部の地震(2003/05/26,18:24)の震源インバージョン, 防災科学研究所 (<http://www.kyoshin.bosai.go.jp/kyoshin/topics/miyagi/toppage.html> 2017/2/16 アクセス).
- 13) 浅野公之・岩田知孝・入倉孝次郎 (2004): 2003年5月26日に宮城県沖で発生したスラブ内地震の震源モデルと強震動シミュレーション, *地震*, 第2輯, 第57巻, pp. 171-185.
- 14) 浅野公之・岩田知孝 (2010): 経験的グリーン関数法による2009年8月11日駿河湾の地震 ( $M_{JMA}$  6.5) の震源モデルの推定と強震動シミュレーション, *北海道大学地球物理学研究報告*, No. 73, pp. 137-147.
- 15) 新井健介・壇一男・石井透・花村正樹・藤原広行・森川信之 (2015): 強震動予測のためのスラブ内地震の断層パラメータ設定方法の提案, *日本建築学会構造系論文集*, 第80巻, 第716号, pp. 1537-1547.
- 16) 池田孝・武村雅之・加藤研一 (2002a): 強震記録に基づく北海道周辺のやや深発地震の高振動数成分の励起特性, *日本建築学会構造系論文集*, 第560号, pp. 67-73.

- 17) 池田孝・加藤研一・武村雅之 (2002b): 2001年芸予地震の高振動数成分の励起特性, 第11回日本地震工学シンポジウム, pp. 119-124.
- 18) 池田孝・武村雅之 (2003a): 2003年5月26日宮城県沖の地震の高振動数成分の励起特性 -過去に発生した北海道・東北地方のやや深発地震との比較-, 日本地震工学会・大会梗概集, pp. 108-109.
- 19) 池田孝・武村雅之・加藤研一 (2003b): 強震記録に基づく東北地方周辺のやや深発地震の高振動数成分の励起特性, 日本建築学会構造系論文集, 第572号, pp. 39-46.
- 20) 池田孝・武村雅之・加藤研一 (2004): 強震記録に基づくフィリピン海プレート内で発生するスラブ内地震の高振動数成分の励起特性 -北海道・東北地方のスラブ内地震との比較-, 日本建築学会構造系論文集, 第586号, pp. 53-61.
- 21) 池田孝 (2010a): 2009年8月に駿河湾で発生したスラブ内地震の高振動数成分の励起特性, 第13回日本地震工学シンポジウム, pp. 289-296.
- 22) 池田孝 (2010b): 観測記録に基づいたスラブ内地震の短周期レベル, 北海道大学地球物理学研究報告, No. 73, pp. 71-85.
- 23) 加藤研一・武村雅之・入代和彦 (1999): やや深発地震の短周期地震動の励起強さとその地域性-最大加速度値に基づく検討-, 日本建築学会構造系論文集, 第521号, pp. 33-40.
- 24) 川辺秀憲・釜江克宏・上林宏敏 (2010): 2009年駿河湾の地震(Mj6.5)の震源モデル, 日本建築学会大会(北陸), pp.707-708.
- 25) 神田克久・武村雅之 (2005): 震度データから検証する宮城県沖で発生する被害地震の繰り返し, 地震, 第2輯, 第58巻, pp. 177-198.

- 26) 菊地正幸 (2003): リアルタイム地震学, 東京大学出版, pp. 142-143.
- 27) 気象庁(2017): 世界の地震活動 (2017年5月~10月) Seismic Activity in the World (May - October 2017), 地震予知連絡会会報, 第99巻, pp.389-403.
- 28) 倉橋奨・入倉孝次郎・宮腰研・正木和明 (2009): 2009年駿河湾を震源とする地震の震源モデルの構築と波形シミュレーション, 日本地震学会講演予稿集秋季大会, P1-20, p.160.
- 29) 笹谷努・森川信之・前田宣浩 (2006): スラブ内地震の震源特性, 北海道大学地球物理学研究報告, No. 69, pp. 123-134.
- 30) 佐藤智美 (2004a): 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, pp. 1-4.
- 31) 佐藤智美 (2004b): 強震記録に基づく2003年宮城県沖の地震の大加速度の成因に関する研究, 日本建築学会構造系論文集, 第581号, pp.31-38.
- 32) 佐藤智美 (2010): スペクトルインバージョンと経験的グリーン関数法に基づく2009年駿河湾の地震の震源モデルの推定, 日本建築学会構造系論文集, 第75巻, 第658号, pp.2153-2162.
- 33) 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-プレート境界地震の短周期レベルに着目して-, 日本建築学会構造系論文集, 第77巻, 第675号, pp. 695-704.
- 34) 佐藤智美 (2013): 東北地方のアウトャーライズ地震、スラブ内地震、プレート境界地震の短周期レベルと  $f_{max}$  及び距離減衰特性, 日本建築学会構造系論文集, 第78巻, 第689号, pp. 1227-1236.

- 35) 佐藤智美 (2015a): 表面波と散乱波を経験的に考慮した統計的グリーン関数生成手法に基づく1987年千葉県東方沖地震 (Mj6.7) の強震動シミュレーション, 日本地震工学会論文集, 第15巻, 第7号, pp. 34-48.
- 36) 佐藤智美 (2015b): 相模トラフ沿いの中規模スラブ内地震記録に基づく表面波と散乱波を考慮した統計的グリーン関数, 日本地震工学会論文集, 第15巻, 第1号, pp. 116-135.
- 37) 佐藤智美 (2016): 経験的グリーン関数法に基づく1855年安政江戸地震の広帯域震源モデルと首都圏及び広域での強震動の推定, 日本建築学会構造系論文集, 第81巻, 第727号, pp. 1423-1433.
- 38) 芝良昭・野口科子 (2012): 広帯域地震動を規定する震源パラメータの統計的特性-震源インバージョン解析に基づく検討-, 地球工学研究所 電力中央研究所報告書, N11054, pp.1-28.
- 39) 関口春子・岩田知孝 (2002): 2001年芸予地震の破壊過程と強震動, 月刊地球, 号外, No. 38, pp. 239-246.
- 40) 染井一寛・宮腰研・岡崎敦 (2012): 経験的グリーン関数法から推定した2011年4月7日宮城県沖のスラブ内地震の震源モデル, 日本建築学会大会, pp. 85-86.
- 41) 染井一寛・宮腰研・入倉孝次郎 (2012): 強震波形インバージョンから推定した2011年4月7日宮城県沖のスラブ内地震の震源過程, 日本地震学会大会, P3-50, p. 251.
- 42) 壇一男・武藤尊彦・宮腰淳一・渡辺基史 (2006): スラブ内地震による強震動を予測するための特性化震源モデルの設定方法, 日本建築学会構造系論文集, 第600号, pp. 35-42.

- 43) 野津厚 (2003): 表層地盤の非線形挙動を考慮した 1993 年釧路沖地震の強震動シミュレーション, 土木学会地震工学論文集, Vol. 27, No. 0202, pp. 1-8.
- 44) 野津厚 (2010): 2009 年 8 月 11 日駿河湾の地震(Mj6.5)の特性化震源モデル, 日本建築学会大会(北陸), pp.705-706.
- 45) 西村卓也・伊藤喜宏 (2018): 2017 年 9 月にメキシコで続発した地震 (M8.2, M7.1) 京都大学防災研究所年報, 第 61 号, pp.46-49.
- 46) 原田怜・釜江克宏 (2011): 2011 年 4 月 7 日宮城県沖のスラブ内地震の震源のモデル化, 京都大学原子炉実験所 ([http://www.rri.kyoto-u.ac.jp/jishin/eq/tohoku2/20110407\\_miyagioki\\_slab.pdf](http://www.rri.kyoto-u.ac.jp/jishin/eq/tohoku2/20110407_miyagioki_slab.pdf) 2017/2/16 アクセス).
- 47) 引間和人・山中佳子・瀬瀬一起・菊地正幸 (2003): 強震動・遠地実体波による 2003 年 5 月 26 日宮城県沖の地震の震源過程, 日本地震学会講演予稿集, p.179.
- 48) 森川信之・笹谷努・藤原広行 (2002): 経験的グリーン関数法によるスラブ内地震の震源モデルの構築, 第 11 回日本地震工学シンポジウム.
- 49) 八木勇治 (2003): 2003 年 5 月 26 日宮城県沖で発生した地震 (M<sub>jma</sub> 7.0) の震源過程, 建築研究所([http://iisee.kenken.go.jp/staff/yagi/eq/east\\_honshu20030526/east\\_honshu20030526-j.html](http://iisee.kenken.go.jp/staff/yagi/eq/east_honshu20030526/east_honshu20030526-j.html), 2017/2/16 アクセス).
- 50) 山中佳子 (2011): 4 月 7 日宮城沖地震 (M7.4), 名古屋大学地震 火山・防災研究センター リアルタイム地震学・NGY 地震学ノート, No. 37, ([http://www.seis.nagoya-u.ac.jp/sanchu/Seismo\\_Note/2011/NGY37.html](http://www.seis.nagoya-u.ac.jp/sanchu/Seismo_Note/2011/NGY37.html) 2017/2/16 アクセス).
- 51) 山中佳子・菊地正幸 (2003): 5 月 26 日宮城県沖地震 (Mj7.0) 東京大学・地震火山情報センター・EIC 地震学ノート ([http://wwweic.eri.u-tokyo.ac.jp/EIC/EIC\\_News/030526n.html](http://wwweic.eri.u-tokyo.ac.jp/EIC/EIC_News/030526n.html) 2017/2/16 アクセス), No. 135.

52) 佐藤智美 (2013): 東北地方のアウトラーイズ地震, スラブ内地震, プレート境界地震の短周期レベルと  $f_{max}$  及び距離減衰特性, 日本建築学会構造系論文集, 第 87 巻, 第 689 号, pp. 1227-1236.

#### 3.1.1.4

- 1) Hartzell S. H. and T. H. Heaton (1983): Inversion of strong ground motion and teleseismic waveform data for the fault rupture history of the 1979 Imperial Valley, California, earthquake, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 73, No. 6, pp. 1553-1583.
- 2) 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, No. B4, B04311.
- 3) Lee S.-J. (2015): Numerical earthquake model of the 20 April 2015 southern Ryukyu subduction zone  $M6.4$  event and its impact on seismic hazard assessment, *Earth, Planets and Space*, Vol. 67, No. 164.
- 4) Ludwig W. J., J. E. Nafe, and C. L. Darke (1970): Seismic refraction, *The Sea*, Vol. 4, Part 1, pp. 53-84.
- 5) Murotani S., H. Miyake, and K. Koketsu (2008): Scaling of characterized slip models for plate-boundary earthquakes, *Earth, Planets and Space*, Vol. 60, No. 9, pp. 987-991.
- 6) Shin T.-C., C.-H. Chang, H.-C. Pu, H.-W. Lin, and P.-L. Leu (2013): The geophysical database management system in Taiwan, *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences Journal*, Vol. 24, No. 1, pp. 11-18.
- 7) Somerville P., K. Irikura, R. Graves, S. Sawada, D. Wald, N. Abrahamson, Y. Iwasaki, T. Kagawa, N. Smith, and A. Kowada (1999): Characterizing crustal earthquake slip models for



the prediction of strong ground motion, Seismological Research Letters, Vol. 70, No. 1, pp. 59-80.

- 8) Yao H., P. M. Shearer, and P. Gerstoft (2013): Compressive sensing of frequency-dependent seismic radiation from subduction zone megathrust ruptures, Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America, Vol. 110, No. 12, pp. 4512-4517.
- 9) 宇津徳治 (2001): 地震学第3版, 共立出版..
- 10) 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, 第75巻, 第651号, pp. 923-932.
- 11) 地震本部 (2013): 南海トラフの地震活動の長期評価 (第二版) について, [https://jishin.go.jp/main/chousa/kaikou\\_pdf/nankai\\_2.pdf](https://jishin.go.jp/main/chousa/kaikou_pdf/nankai_2.pdf) (2021年2月参照) .
- 12) 瀬野徹三 (1994): 台湾付近のテクトニクス, 地震第2輯, 第46巻, 第4号, pp. 461-477.
- 13) 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, 第3号, pp. 31-45.

### 3.1.2

- 1) 日本海溝海底地震津波観測網・S-net :<https://www.seafloor.bosai.go.jp/S-net/> (2021/2/8 アクセス)
- 2) 地震・津波観測監視システム・DONET: <https://www.seafloor.bosai.go.jp/DONET/> (2021/2/8 アクセス)

- 3) 気象庁(2017): 日本とその周辺の地震活動 (2016 年 5 月～10 月), 地震予知連絡会会報, 第 97 巻, pp.1～5.
- 4) 気象庁(2017): 日本とその周辺の地震活動 (2016 年 11 月～2017 年 4 月), 地震予知連絡会会報, 第 98 巻, pp.1～4.
- 5) 気象庁(2017): 日本とその周辺の地震活動 (2017 年 5 月～10 月), 地震予知連絡会会報, 第 99 巻, pp.1～4.
- 6) 気象庁(2017): 日本とその周辺の地震活動 (2017 年 11 月～2018 年 4 月), 地震予知連絡会会報, 第 100 巻, pp.1～3.
- 7) 気象庁(2018): 日本とその周辺の地震活動 (2018 年 5 月～10 月), 地震予知連絡会会報, 第 101 巻, pp.1～4.
- 8) 気象庁(2019): 日本とその周辺の地震活動 (2018 年 11 月～2019 年 4 月), 地震予知連絡会会報, 第 102 巻, pp.1～3.
- 9) 気象庁(2019): 日本とその周辺の地震活動 (2019 年 5 月～10 月), 地震予知連絡会会報, 第 103 巻, pp.1～3.
- 10) 気象庁(2020): 日本とその周辺の地震活動 (2019 年 11 月～ 2020 年 4 月), 地震予知連絡会会報, 第 104 巻, pp.1～3.
- 11) 気象庁(2017): 東北地方とその周辺の地震活動 (2017 年 5 月～10 月), 地震予知連絡会会報, 第 99 巻, pp.46～74.
- 12) 気象庁(2017): 東北地方とその周辺の地震活動 (2017 年 5 月～10 月), 地震予知連絡会会報, 第 99 巻, pp.46～74.

- 13) 気象庁(2018): 東北地方とその周辺の地震活動 (2017 年 11 月～2018 年 4 月), 地震予知連絡会会報, 第 100 巻, pp.37～55.



### 3.2 地域ごとの地震動特性の調査

海溝型地震（プレート間地震、海洋プレート内地震）は、世界中の異なるプレート運動に付随して発生しているため、その震源及び地震動の地域性を調査・分析して比較検討することにより、日本周辺の海溝型地震に関係する太平洋プレートやフィリピン海プレートとの類似性や相違性等を整理することは重要である。

そこで、本業務では、海溝型地震を対象とし、地域ごとの地震動特性の調査を行う。具体的には、国内外で発生したプレート間地震及び海洋プレート内地震に係る強震動記録を収集・整理し、地域ごとに距離減衰式等による地震動レベルとの比較を行い、日本と他の地域の地震動特性の類似性や相違性等を整理する。

#### 3.2.1 プレート間地震の地震動特性

地震動は震源特性、伝播特性と地盤特性などいくつかの複雑な要因により影響されるものであるため、地震動の地域性を検討するため、観測記録をそのまま比較して評価できるものではない。そのために、地震動の地域性を明らかにするために、以下の2つの方法が考えられる。

方法①：地震規模を示すマグニチュード（M）、震源深さなどの震源特性が同程度の地震において地盤特性や伝播特性が同程度の観測記録同士の比較を行う方法である。ただ、震源特性や地盤特性が同程度で、震源距離も同程度の観測記録が数少ないので、マグニチュードの同程度の地震同士の観測記録について回帰分析を行うことにより求められる平均的な地震動強さを比較することによって地震動強さの地域性を議論するのが現実である。ここで、この方法をペア解析法と呼ぶこととする。

方法②：震源特性、伝播特性および地盤特性は汎用的な地震動予測式（GMPE）と観測記録との残差平均を計算することによって評価し、GMPE を介して地域性を評価する方法である。この方法では、マグニチュードなどのことなる地震についても相対的な強弱を評価できることから、GMPE の適用範囲内であれば任意の地震について地震動強さの地域性を評価できるものと考えられる。ここで、この方法について GMPE を介した方法と呼ぶこととする。

本業務ではまず方法①②の両方を用いて、方法①の解析条件に満足する地震記録の得られている日本、中南米メキシコ、南米チリなどの地域の地震について評価を行い、方法①②

の有効性を確認する。次に方法②が GMPE の適用範囲内であれば任意の地震について地震動強さの地域性を評価できることから、その有効性が確認されることを条件に、南海トラフと同じようにフィリピン海プレートの沈みこみによる地震の多い台湾のプレート間地震について解析を行い、地震動予測式（GMPE）で表される日本の平均的な地震動強さと台湾地震のそれとの違いを評価することとする。

### 3.2.1.1 検討方法

#### (1) 方法①ペア解析法

地震のマグニチュード(M)、震源深さなどの震源特性が同程度の地震にの観測記録について地震動予測式の回帰モデルを用いて地震動の平均的な地震動強さを求めて地震間の相互比較によって知震動強さの地域性の評価を行うこととする。そのための回帰モデルは Si *et al.* (2020)と同じものとし、(3.2.1-1)式～(3.2.1-10)式からなる。式中、平均的な地震動強さのパラメータは  $b(T)$ である。なお、これらの式においてその他のパラメータの定義や係数は Si *et al.* (2020)を参照するものとする。

$$\log_{10} A(T) = b(T) + g(T, R_{rup}) - k(T)R_{rup} + G(T) \quad (3.2.1-1)$$

ここに、

$$g(T, X) = \begin{cases} -\log_{10} [X + C(T)] & D \leq \text{Moho depth or } X < 1.7D \\ 0.6 \log_{10} [1.7D + C(T)] - 1.6 \log_{10} [X + C(T)] & D > \text{Moho depth and } X \geq 1.7D \end{cases} \quad (3.2.1-2)$$

$$C(T) = \begin{cases} 0.0055 \cdot 10^{0.5 \min(M8.3)} & \text{if } T < 0.3 \text{ sec} \\ [0.000810 - 0.00897 \log_{10}(T)] \cdot 10^{0.5 \min(M8.3)} & \text{if } 0.3 \text{ sec} < T < 0.6 \text{ sec} \\ 0.0028 \cdot 10^{0.5 \min(M8.3)} & \text{if } T > 0.6 \text{ sec} \end{cases} \quad (3.2.1-3)$$

$$k(T) = \begin{cases} 0.003 & \text{if } T < 0.3 \text{ sec} \\ 0.000126 - 0.00332 \log_{10}(T) & \text{if } 0.3 \text{ sec} < T < 0.6 \text{ sec} \\ 0.002 & \text{if } T > 0.6 \text{ sec} \end{cases} \quad (3.2.1-4)$$

$$G(T) = G_s(T) + G_d(T) \quad (3.2.1-5)$$

$$G_s(T) = \ln [F_{lin}(T)] + \ln [F_{nl}(T)] \quad (3.2.1-6)$$

$$\ln [F_{lin}(T)] = \begin{cases} c(T) \ln \left( \frac{V_{s30}}{V_{ref}} \right) & \text{if } V_{s30} \leq V_c(T) \\ c(T) \ln \left[ \frac{V_c(T)}{V_{ref}} \right] & \text{if } V_{s30} > V_c(T) \end{cases} \quad (3.2.1-7)$$

$$\ln[F_{nl}(T)] = f_1 + f_2(T) \ln \left[ \frac{\text{PGA}_r(T) + f_3}{f_3} \right] \quad (3.2.1-8)$$

$$f_2(T) = 0.5f_4 \left[ \exp\{f_5(T) \cdot [\min(V_{s30}, 760) - 360]\} - \exp\{f_5(T) \cdot (760 - 360)\} \right] \quad (3.2.1-9)$$

$$G_d(T) = C_d(T) + D_d(T)Z_{2.5} \quad (3.2.1-10)$$

上記の回帰式を地震ごとに観測記録に適用すると、 $b(T)$ が求められるので、これをその地震の代表的な地震動レベルとみなす。すべての地震について周期ごとに  $b(T)$ を求めることによって地震間の地震動強さの比較ができる。



(2) 方法②地震動予測式を介した方法

震源特性、伝播特性および地盤特性は汎用的な地震動予測式（GMPE）と観測記録との残差平均を計算することによって評価し、GMPE を介して地域性を評価する方法である。ここに、GMPE は Si *et al.* (2020)によるものを用いることとし、詳細な計算式は(3.2.1-1)式～(3.2.1-10)式に加えて  $b(T)$ を定める(3.2.1-11)式と(3.2.1-13)式が加わる。こちらも必要な回帰係数は Si *et al.* (2020)で示されているものを用いる。

$$b(T) = \begin{cases} a_1(T)M + d_0(T)S_0 + d_1(T)S_1 + h(T)D + e & \text{if } T < 2.0\text{sec and } M < 8.3 \text{ or } T \geq 2.0\text{sec and } M < 7.5 \\ a_1(T)M + [a_2(T) - a_1(T)](M - 8.3) + d_0(T)S_0 + d_1(T)S_1 + h(T)D + e & \text{if } T < 2.0\text{sec and } M > 8.3 \\ a_1(T)M + [a_2(T) - a_1(T)](M - 7.5) + d_0(T)S_0 + d_1(T)S_1 + h(T)D + e & \text{if } T \geq 2.0\text{sec and } M > 7.5 \end{cases} \quad (3.2.1-11)$$

$$S_0 = \begin{cases} 1 & \text{Interplate earthquake} \\ 0 & \text{Intraplate earthquake} \end{cases} \quad (3.2.1-12)$$

$$S_1 = \begin{cases} 0 & \text{Interplate earthquake} \\ 1 & \text{Intraplate earthquake} \end{cases} \quad (3.2.1-13)$$

解析では、(3.2.1-1)式～(3.2.1-13)式に示す Si *et al.* (2020)による地震動予測式と観測記録の残差の平均  $\delta(T)$ を地震ごと、周期ごとに求め、その値によって対象地震の平均的強さの順位が判断される。なお、本業務は短周期成分が主なターゲットになることから、 $\delta(T)$ の比較は 0.5 秒よりも短周期成分について行うものとする。

$$\delta(T) = \frac{1}{n} \sum_{k=1}^n \log_{10}(Obs_k / GMPE_k) \quad (3.2.1-14)$$

### 3.2.1.2 解析対象地震とデータ

#### (1) 地震動データベースの概要

本業務で利用する NGA-Subduction プロジェクトにより作成されたデータベース(以降 NGA-Sub データベースと呼ぶ)は以下の7つの地域からとなっており、それぞれの地域における地震データマグニチュードと震源距離の関係図を図 3.2.1-1 に示す。この図から、データの数において、日本や台湾による地震記録が最も多いことが分かる。

1. Alaska
2. Cascadia
3. Central America and Mexico
4. Japan
5. New Zealand
6. South America
7. Taiwan

また、NGA-Sub データベースにおいて、震源特性に関するデータはモーメントマグニチュード (M)、地震タイプ (プレート間地震、プレート内地震など)、震源深さと断層上端深さ、観測点位置 (Forearc か Backarc) などがあり、また、伝播特性について断層最短距離 ( $R_{RUP}$ )、断層の地表面までの投影までの最短距離 ( $R_{JB}$ ) などが整備され、地盤特性については、地盤の平均的な S 波速度 ( $V_{S30}$ ) や盆地効果など深部地盤の影響を評価できる基盤までの深さ ( $Z_{2.5} = V_{s2.5} \text{km/s}$  までの深さ) などのデータが整備されている。一方、地震動強さのデータに関しては、地震動の最大値 (最大加速度 PGA、最大速度 PGV) や 0.01~20 秒までの 5%減衰の加速度応答スペクトル指標 RotD50 が整備されている。これらのデータベースは csv ファイルに格納され、flatfile として公表されていることから、本業務はこの flatfile を使用した。

#### (2) 対象地震とデータ

方法①②の両方法を用いた解析では、なるべくマグニチュード、震源深さなどの震源特性が同程度の地震を選ぶこととする。本業務で利用する NGA-sub のデータベースを調べて、M7.6 程度のプレート間地震のデータが複数の地域においてデータが揃えることから、表 3.2.1-1 に示す地震を解析対象とした。

また、概ね方法①②による結果が整合すると考えられることから、方法②の単独解析による地震を表 3.2.1-2 に示す通り選定した。方法②による単独解析は一つの地域において、M5.5

以上の地震、かつ  $M$  に応じたカットオフ距離より近い距離において観測記録が存在するという条件でデータを絞り込んだ。本年度の解析対象地域は台湾になることから、プレート間地震については合計 10 地震を検討対象とした。

選定した地震について観測記録の応答スペクトル (RotD50) を収集した。

表3.2.1-1 方法①②によるペア解析の解析対象地震のリスト

Region	NGA-sub EQID	Earthquake name	Date	Mw	Hypocenter location		
					Latitude	Longitude	Depth
CentralAmerica&Mexico	3000072	72	1991/4/22	7.65	9.674	-83.074	13
CentralAmerica&Mexico	3000105	105	2012/9/5	7.66	10.0242	-85.3884	20.7
Japan	4000011	156	2011/3/11	7.63	37.9143	144.751	11
Jpan	4000096	Miyagi-oki	1978/6/12	7.65	38.1496	142.1672	36.9798
SouthAmerica	6000055	South.Peru.as	2001/7/7	7.64	-17.543	-72.077	20
SouthAmerica	6000080	Iquique.afs	2014/4/3	7.76	-20.5165	-70.4689	25.6509

表3.2.1-2 方法②による単独解析のリスト

No.	EQID	Name	Year	Month/Day	Region	Mw	Type	Latitude	Longitude	Depth	nd
1	7000004	181985	1994	317	Taiwan	5.56	0	24.049	122.3197	17.3	10
2	7000005	174342	1994	523	Taiwan	6.15	0	23.98267	122.5723	13.17	24
3	7000009	107617	1995	403	Taiwan	5.67	0	24.0095	122.272	8.89	114
4	7000016	951652	1996	305	Taiwan	6.34	0	23.96667	122.2683	3.83	224
5	7000017	951664	1996	305	Taiwan	5.88	0	23.98817	122.1812	7.98	140
6	7000018	955906	1996	329	Taiwan	5.78	0	24.086	122.1717	23.34	52
7	7000044	2944860	2002	331	Taiwan	7.12	0	24.1602	122.172	33	422
8	7000054	10925162	2008	510	Taiwan	5.68	0	23.93817	122.5275	24.71	108
9	7000057	15084155	2009	713	Taiwan	6.36	0	24.01233	122.2195	13.21	326
10	7000074	603160286	2013	628	Taiwan	5.69	0	24.02683	122.2195	16.62	139

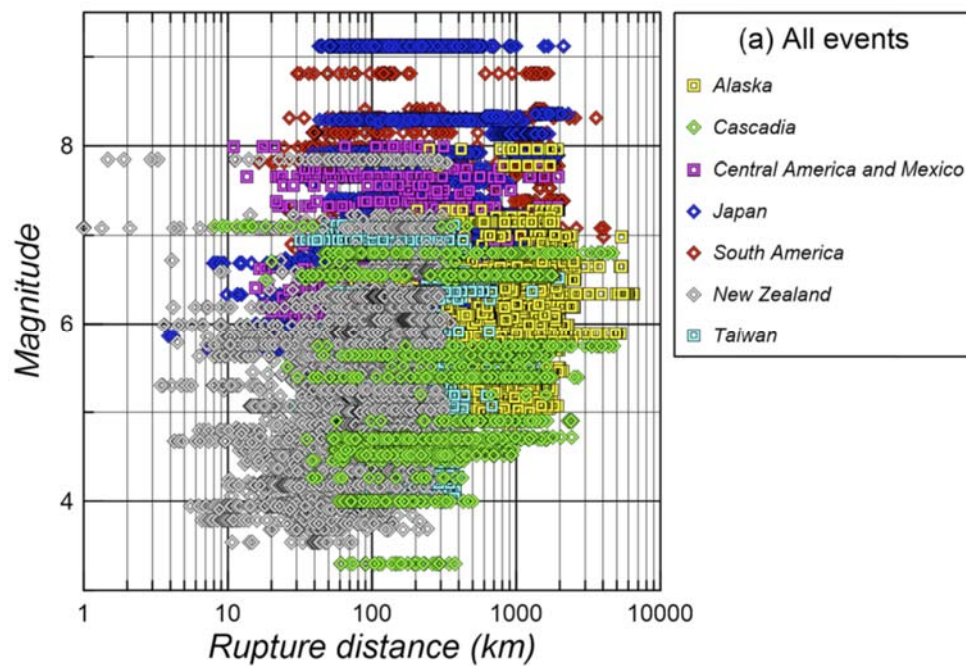


図3.2.1-1 本業務で利用したNGA-subデータベースにおける観測記録のマグニチュードと震源距離の分布図（Bozorgnia and Stewart (2020)より引用）

### 3.2.1.3 解析結果

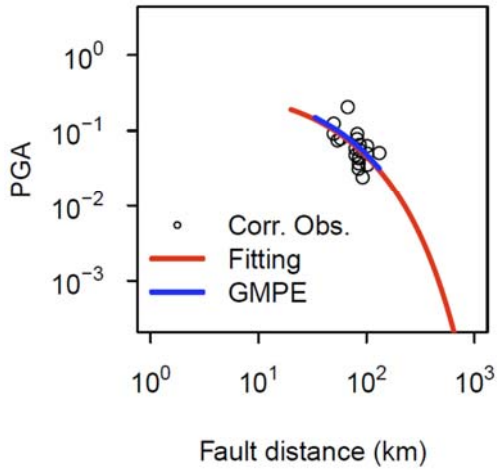
#### (1) 方法①②による同時解析の結果

方法①では、検討対象地震について、観測記録に震源距離（幾何減衰と粘性減衰による影響を表す）による影響を除去できるように回帰分析して、得られた当該地震の平均的な地震動強さのパラメータ  $b(T)$  について比較し、地域間の相対的な地震動強さについて考察を行い、地域性に関する検討を行った。方法②では、観測記録と Si *et al.* (2020)による地震動予測式（GMPE）の平均残差を計算した。方法①と②の解析対象の地震動強さはいずれも応答スペクトル（RotD50）である。方法①による回帰分析から得られた回帰曲線と地震動予測式の予測値と観測値の比較を図 3.2.1.2～図 3.2.1.10 に示す。図 3.2.1.11 は、方法①による対象地震の平均的な地震動強さの評価結果が 1978 年宮城沖地震を基準に基準化した相対強さを番号で示したものである。図 3.2.1.12 は方法②による平均的な残差  $\delta(T)$  に基づいて得られた対象地震の地震動相対強さを番号で示したものである。これらの結果から、方法①と②の結果が同程度であることから、方法②の有効性が確認されたものと考えられる。

#### (2) 方法②地震動予測式を介した方法の解析結果

台湾のプレート間地震について方法②を適用して得られた地震動予測式とそれぞれの地震の観測記録との平均的残差（黒実線）及びすべての地震の平均残差の平均値（赤実線）を図 3.2.1-13 に示す。この結果は使用した地震動予測式に対して観測記録の相対的な地震動強さを示すものになる。図から、台湾のプレート間地震の平均残差の平均値は、長周期成分はほぼ地震動予測式と同程度であるが、短周期成分は地震動予測式より小さいことが読み取れる。ただ、対象地震の数は少なく、ばらつきもみられることから、今回の結果に基づいて直ちに結論をつけることが難しいと考えられる。今後観測記録をさらに増やして解析を行うことが望ましい。

3000072 72 1991 422



3000105 105 2012 905

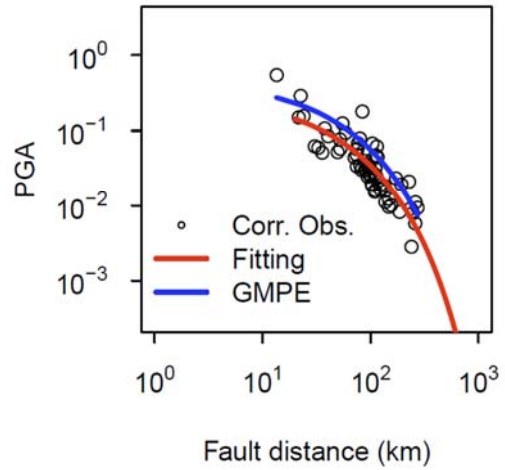
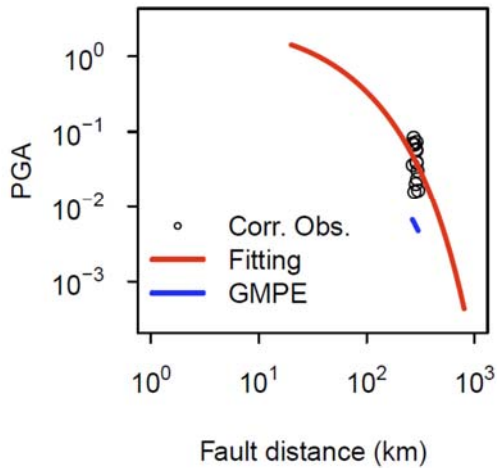


図3.2.1-2 観測記録と回帰モデルのフィッティング結果と地震動予測式による評価結果の比較 (PGA,1/3)

4000011 156 2011 311



4000096 Miyagi-oki 1978 612

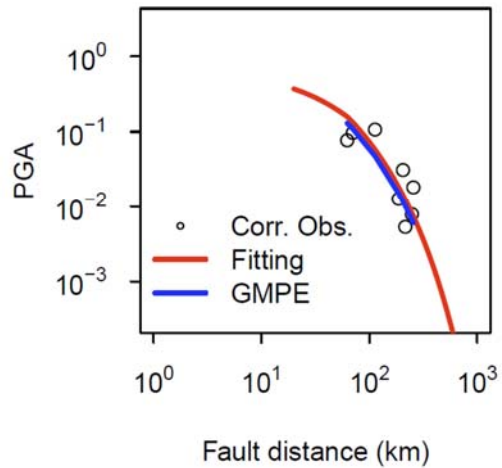


図3.2.1-3 観測記録と回帰モデルのフィッティング結果と地震動予測式による評価結果の比較 (PGA,2/3)

6000055 South.Peru.as 2001 70

6000080 Iquique.afs 2014 403

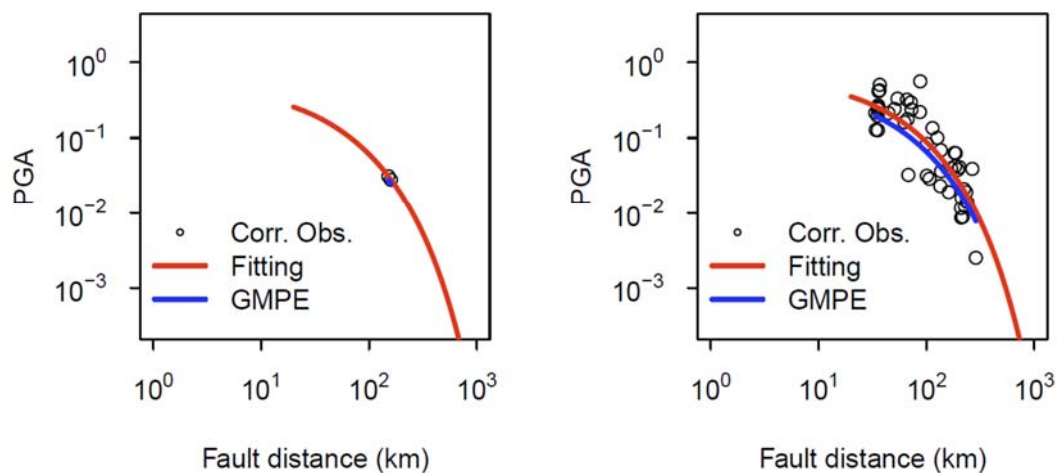


図3.2.1-4 観測記録と回帰モデルのフィッティング結果と地震動予測式による評価結果の比較 (PGA,3/3)

3000072 72 1991 422

3000105 105 2012 905

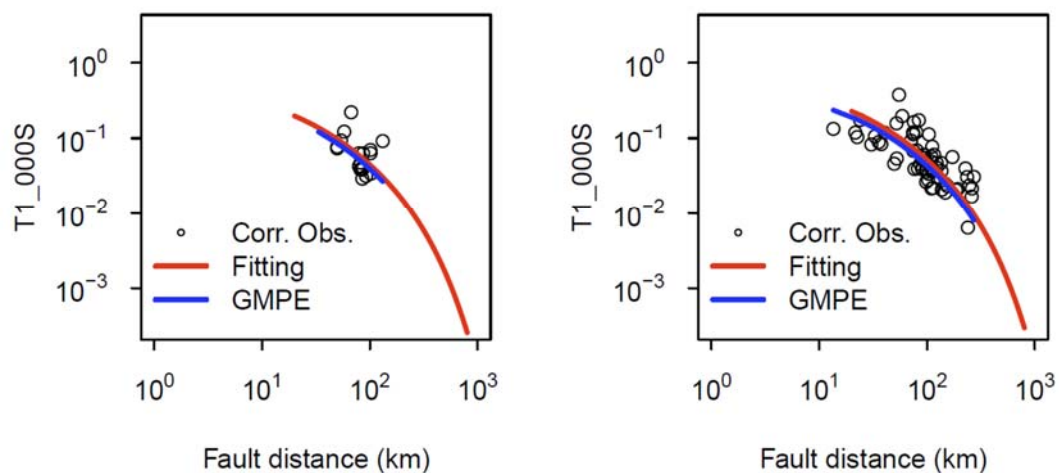


図3.2.1-5 観測記録と回帰モデルのフィッティング結果と地震動予測式による評価結果の比較 (T=1.0,1/3)



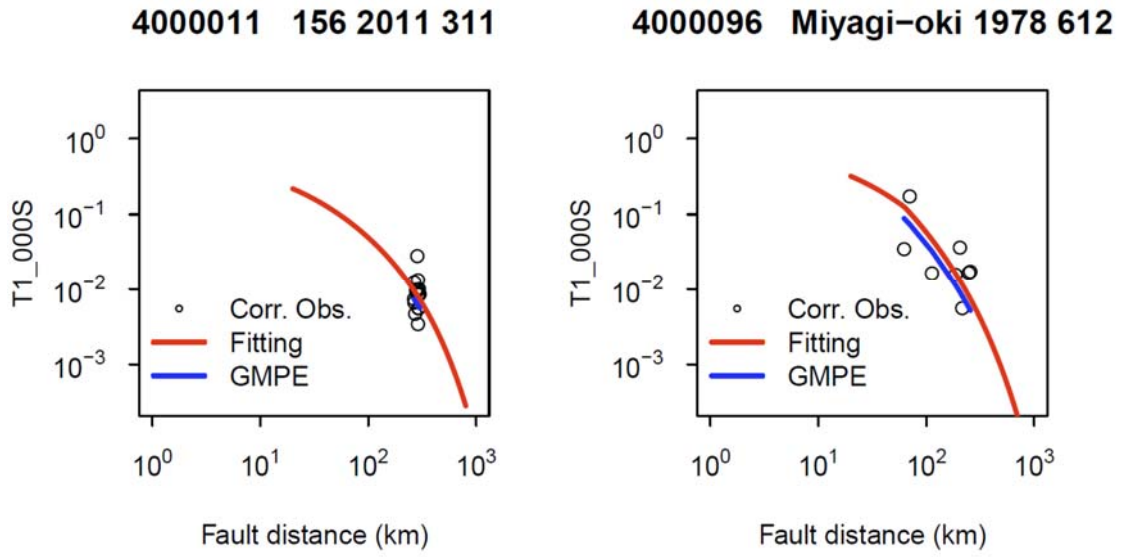


図3.2.1-6 観測記録と回帰モデルのフィッティング結果と地震動予測式による評価結果の比較 (T=1.0,2/3)

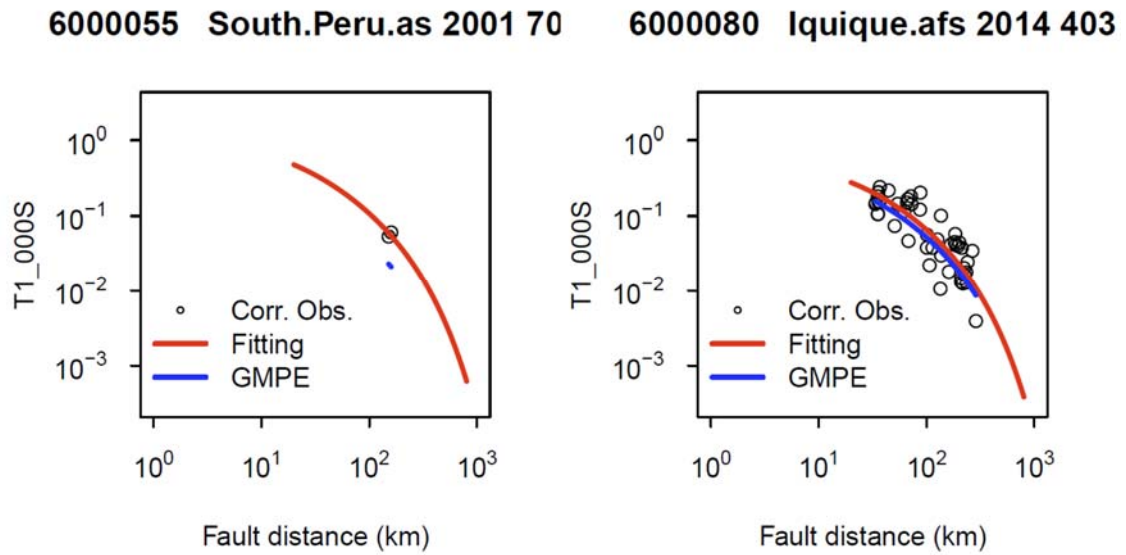


図3.2.1-7 観測記録と回帰モデルのフィッティング結果と地震動予測式による評価結果の比較 (T=1.0,3/3)

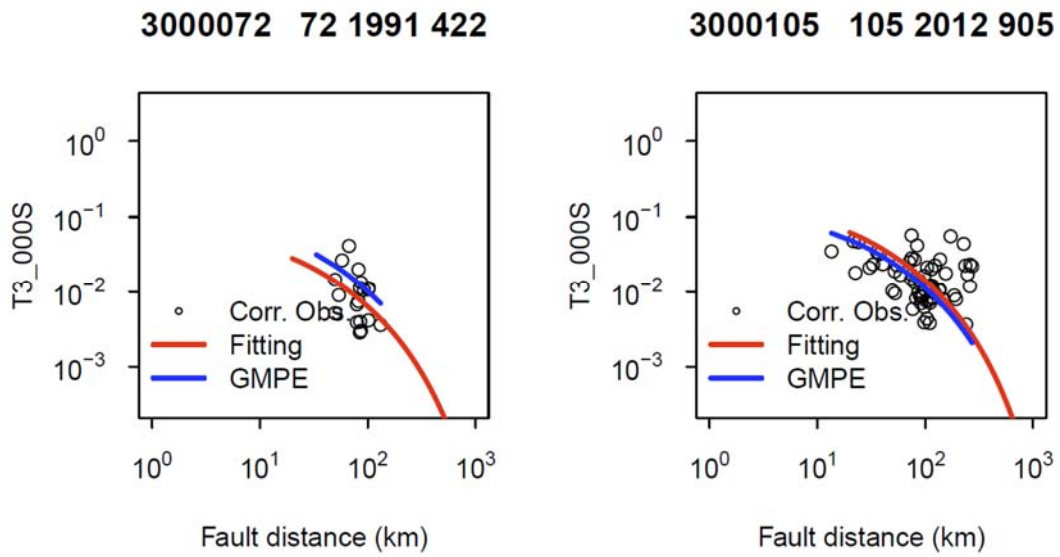


図3.2.1-8 観測記録と回帰モデルのフィッティング結果と地震動予測式による評価結果の比較 (T=3.0,1/3)

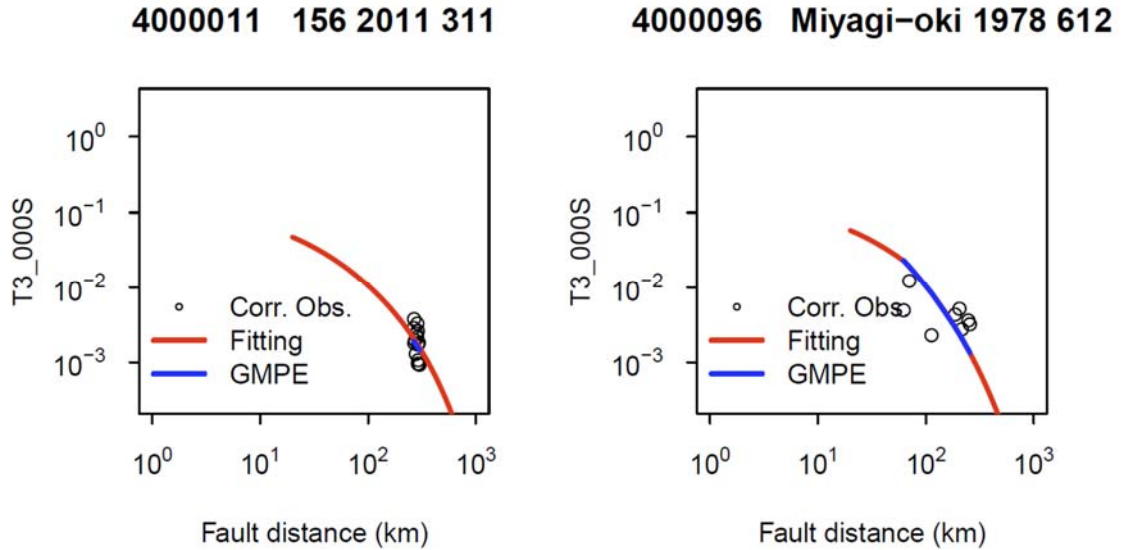


図3.2.1-9 観測記録と回帰モデルのフィッティング結果と地震動予測式による評価結果の比較 (T=3.0,2/3)

6000055 South.Peru.as 2001 70

6000080 Iquique.afs 2014 403

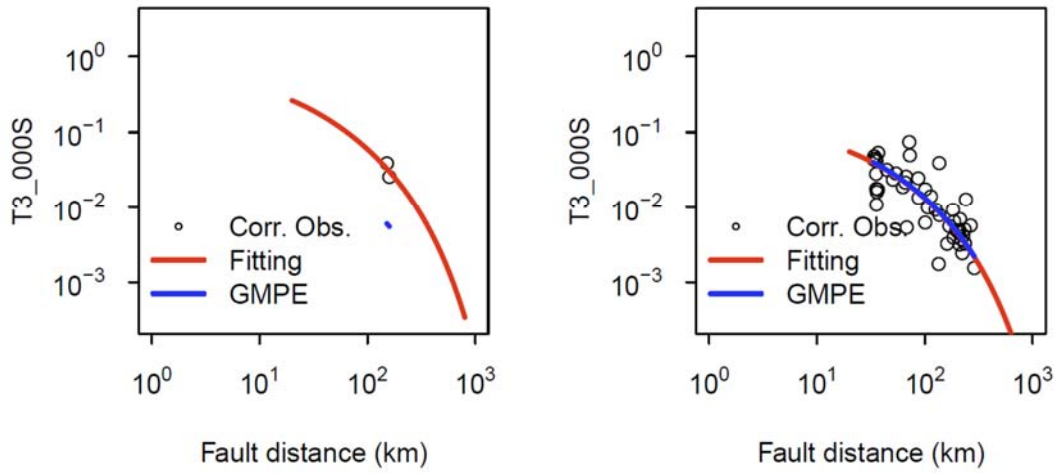


図3.2.1-10 観測記録と回帰モデルのフィッティング結果と地震動予測式による評価結果の比比較 (T=3.0,3/3)

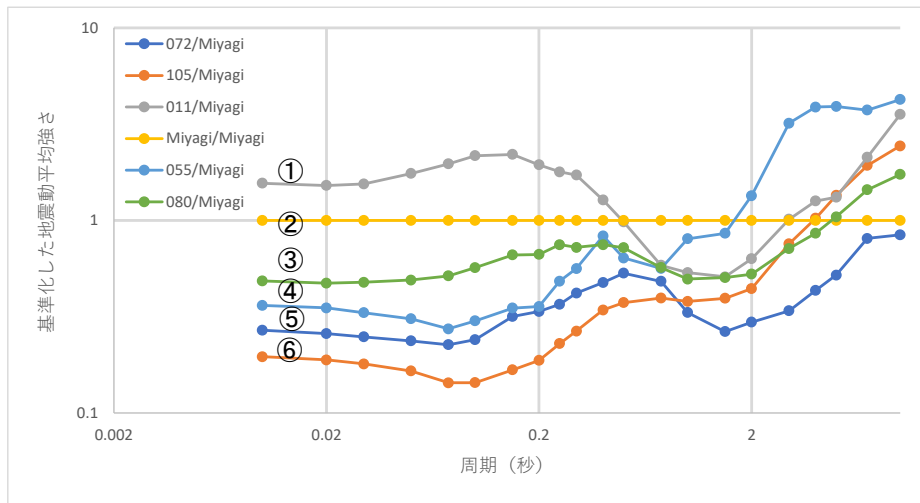


図3.2.1-11 方法①による対象地震による地震動の相対的な強さ

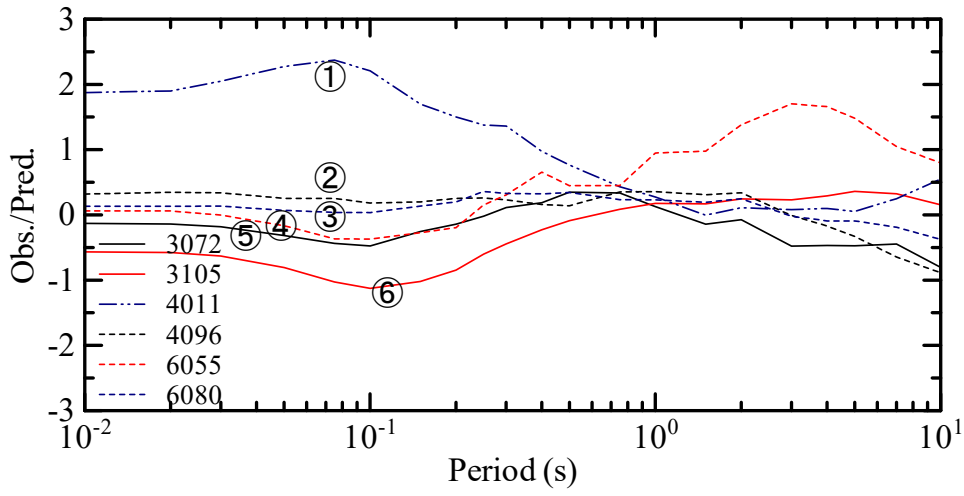


図3.2.1-12 方法②による対象地震による地震動の相対的な強さ

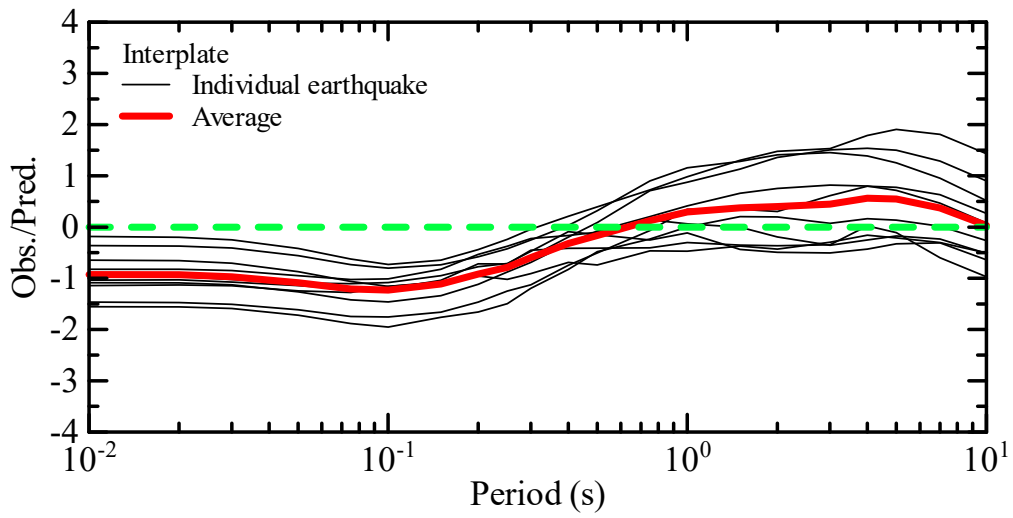


図3.2.1-13 方法②による対象地震による地震動の相対的な強さ

#### 3.2.1.4 プレート間地震による地震動強さの地域性について

本項の検討では、方法①②の同時解析を行うため、日本、南米チリ及び中米メキシコで発生したプレート間地震について M7.6 程度の地震データしか用いていないが、その解析の結果から、短周期成分においては、日本、南米チリ及び中米メキシコの順で地震動が強いという地域性が示唆される結果となった。また、台湾周辺で発生した M5.5 以上のプレート間地震の 10 地震について方法②の GMPE を介した方法で評価した結果では、0.3 秒より長周期成分において観測記録の平均が日本のデータで開発された GMPE と整合するが、それより短周期成分は観測記録のほうが若干小さいことが分かった。

#### 3.2.1.5 まとめ

本業務では、M7.6 程度のプレート間地震のデータについて、方法①による解析方法と、方法②の GMPE を介した方法で得られた結果の比較により、総じて両者の結果が整合的であることが確認されることから、方法②の GMPE を介した方法は地域性検討に用いることが可能であることが示唆された。今後方法②を用いて検討対象地震を増やして更なる検討を行うことが望ましい。

NGA-sub における台湾の地震について、M5.5 以上のプレート間地震を絞り込んだ結果、合計 10 地震があった。これらの地震について方法②の GMPE を介した方法で評価した結果では、0.3 秒より長周期成分において観測記録の平均が日本のデータで開発された GMPE と整合するが、それより短周期成分は観測記録のほうが若干小さいことが分かった。ただ、対象地震の数は少なく、ばらつきもみられることから、今回の結果に基づいて直ちに結論をつけることが難しいと考えられる。今後観測記録を増やして解析を行うことが望ましい。

### 3.2.2 海洋プレート内地震の地震動特性

海洋プレート内地震の場合でも、プレート間地震の場合と同じように以下の2つの方法により地震動強さの地域性を評価することとする。

方法①：地震規模を示すマグニチュード（M）、震源深さなどの震源特性が同程度の地震において地盤特性や伝播特性が同程度の観測記録同士の比較を行う方法である。ただ、震源特性や地盤特性が同程度で、震源距離も同程度の観測記録が数少ないので、マグニチュードの同程度の地震同士の観測記録について回帰分析を行うことにより求められる平均的な地震動強さを比較することによって地震動強さの地域性を議論するのが現実である。ここで、この方法をペア解析法と呼ぶこととする。

方法②：震源特性、伝播特性および地盤特性は汎用的な地震動予測式（GMPE）と観測記録との残差平均を計算することによって評価し、GMPE を介して地域性を評価する方法である。この方法では、マグニチュードなどのことなる地震についても相対的な強弱を評価できることから、GMPE の適用範囲内であれば任意の地震について地震動強さの地域性を評価できるものと考えられる。ここで、この方法について GMPE を介した方法と呼ぶこととする。

本業務ではまず方法①②の両方を用いて、方法①の解析条件に満足する地震記録の得られている日本、中南米メキシコ、Cascadia などの地域の地震について評価を行い、方法①②の有効性を確認する。次に方法②が GMPE の適用範囲内であれば任意の地震について地震動強さの地域性を評価できることから、その有効性が確認されることを条件に、南海トラフと同じようにフィリピン海プレートの沈みこみによる地震の多い台湾のプレート内地震について解析を行い、地震動予測式（GMPE）で表される日本の平均的な地震動強さと台湾地震のそれとの違いを評価することとする。

### 3.2.2.1 検討方法

#### (1) 方法①ペア解析法

地震のマグニチュード(M)、震源深さなどの震源特性が同程度の地震にの観測記録について地震動予測式の回帰モデルを用いて地震動の平均的な地震動強さを求めて地震間の相互比較によって知震動強さの地域性の評価を行うこととする。そのための回帰モデルは Si *et al.* (2020)と同じものとし、(3.2.2-1)式～(3.2.2-10)式からなる。式中、平均的な地震動強さのパラメータは  $b(T)$ である。なお、これらの式においてその他のパラメータの定義や係数は Si *et al.* (2020)を参照するものとする。

$$\log_{10} A(T) = b(T) + g(T, R_{rup}) - k(T)R_{rup} + G(T) \quad (3.2.2-1)$$

ここに、

$$g(T, X) = \begin{cases} -\log_{10} [X + C(T)] & D \leq \text{Moho depth or } X < 1.7D \\ 0.6 \log_{10} [1.7D + C(T)] - 1.6 \log_{10} [X + C(T)] & D > \text{Moho depth and } X \geq 1.7D \end{cases} \quad (3.2.2-2)$$

$$C(T) = \begin{cases} 0.0055 \cdot 10^{0.5 \min(M8.3)} & \text{if } T < 0.3 \text{ sec} \\ [0.000810 - 0.00897 \log_{10}(T)] \cdot 10^{0.5 \min(M8.3)} & \text{if } 0.3 \text{ sec} < T < 0.6 \text{ sec} \\ 0.0028 \cdot 10^{0.5 \min(M8.3)} & \text{if } T > 0.6 \text{ sec} \end{cases} \quad (3.2.2-3)$$

$$k(T) = \begin{cases} 0.003 & \text{if } T < 0.3 \text{ sec} \\ 0.000126 - 0.00332 \log_{10}(T) & \text{if } 0.3 \text{ sec} < T < 0.6 \text{ sec} \\ 0.002 & \text{if } T > 0.6 \text{ sec} \end{cases} \quad (3.2.2-4)$$

$$G(T) = G_s(T) + G_d(T) \quad (3.2.2-5)$$

$$G_s(T) = \ln [F_{lin}(T)] + \ln [F_{nl}(T)] \quad (3.2.2-6)$$

$$\ln [F_{lin}(T)] = \begin{cases} c(T) \ln \left( \frac{V_{s30}}{V_{ref}} \right) & \text{if } V_{s30} \leq V_c(T) \\ c(T) \ln \left[ \frac{V_c(T)}{V_{ref}} \right] & \text{if } V_{s30} > V_c(T) \end{cases} \quad (3.2.2-7)$$



$$\ln[F_{nl}(T)] = f_1 + f_2(T) \ln \left[ \frac{\text{PGA}_r(T) + f_3}{f_3} \right] \quad (3.2.2-8)$$

$$f_2(T) = 0.5f_4 \left[ \exp\{f_5(T) \cdot [\min(V_{s30}, 760) - 360]\} - \exp\{f_5(T) \cdot (760 - 360)\} \right] \quad (3.2.2-9)$$

$$G_d(T) = C_d(T) + D_d(T)Z_{2.5} \quad (3.2.2-10)$$

上記の回帰式を地震ごとに観測記録に適用すると、 $b(T)$ が求められるので、これをその地震の代表的な地震動レベルとみなす。すべての地震について周期ごとに  $b(T)$ を求めることによって地震間の地震動強さの比較ができる。

(2) 方法②地震動予測式を介した方法

震源特性、伝播特性および地盤特性を評価できる汎用的な地震動予測式（GMPE）と観測記録との残差を計算することで、GMPEを介して地域性を評価する。ここに、GMPEは *Si et al. (2020)*によるものを用いることとし、詳細な計算式は(3.2.2-1)式～(3.2.2-10)式に加えて  $b(T)$  を定める(3.2.2-11)式と(3.2.2-13)式が加わる。こちらも必要な回帰係数は *Si et al. (2020)*で示されているものを用いる。

$$b(T) = \begin{cases} a_1(T)M + d_0(T)S_0 + d_1(T)S_1 + h(T)D + e & \text{if } T < 2.0 \text{ sec and } M < 8.3 \text{ or } T \geq 2.0 \text{ sec and } M < 7.5 \\ a_1(T)M + [a_2(T) - a_1(T)](M - 8.3) + d_0(T)S_0 + d_1(T)S_1 + h(T)D + e & \text{if } T < 2.0 \text{ sec and } M > 8.3 \\ a_1(T)M + [a_2(T) - a_1(T)](M - 7.5) + d_0(T)S_0 + d_1(T)S_1 + h(T)D + e & \text{if } T \geq 2.0 \text{ sec and } M > 7.5 \end{cases} \quad (3.2.2-11)$$

$$S_0 = \begin{cases} 1 & \text{Interplate earthquake} \\ 0 & \text{Intraplate earthquake} \end{cases} \quad (3.2.2-12)$$

$$S_1 = \begin{cases} 0 & \text{Interplate earthquake} \\ 1 & \text{Intraplate earthquake} \end{cases} \quad (3.2.2-13)$$

解析では、(3.2.2-1)式～(3.2.2-13)式に示す *Si et al. (2020)*による地震動予測式と観測記録の残差の平均  $\delta(T)$ を地震ごと、周期ごとに求め、その値によって対象地震の平均的強さの順位が判断される。なお、本業務は短周期成分が主なターゲットになることから、 $\delta(T)$ の比較は0.5秒よりも短周期成分について行うものとする。

$$\delta(T) = \frac{1}{n} \sum_{k=1}^n \log_{10}(Obs_k / GMPE_k) \quad (3.2.2-14)$$

### 3.2.2.2 解析対象地震とデータ

#### (1) 地震動データベースの概要

本業務で利用する NGA-Subduction プロジェクトにより作成されたデータベース(以降 NGA-Sub データベースと呼ぶ)は以下の7つの地域からとなっており、それぞれの地域における地震データマグニチュードと震源距離の関係図を図 3.2.2-1 に示す。この図から、データの数において、日本や台湾による地震記録が最も多いことが分かる。

1. Alaska (AK)
2. Cascadia (CASC)
3. Central America and Mexico (CAM)
4. Japan (JP)
5. New Zealand (NZ)
6. South America (SA)
7. Taiwan (TW)

また、NGA-Sub データベースにおいて、震源特性に関するデータはモーメントマグニチュード (M)、地震タイプ (プレート間地震、プレート内地震など)、震源深さと断層上端深さ、観測点位置 (Forearc か Backarc) などがあり、また、伝播特性について断層最短距離 ( $R_{RUP}$ )、断層の地表面までの投影までの最短距離 ( $R_{JB}$ ) などが整備され、地盤特性については、地盤の平均的な S 波速度 ( $V_{S30}$ ) や盆地効果など深部地盤の影響を評価できる基盤までの深さ ( $Z_{2.5} = V_{s2.5} \text{km/s}$  までの深さ) などのデータが整備されている。一方、地震動強さのデータに関しては、地震動の最大値 (最大加速度 PGA、最大速度 PGV) や 0.01~20 秒までの 5%減衰の加速度応答スペクトル指標 RotD50 が整備されている。これらのデータベースは csv ファイルに格納され、flatfile として公表されていることから、本業務はこの flatfile を使用した。

#### (2) 対象地震とデータ

方法①②の両方法を用いた解析では、なるべくマグニチュード、震源深さなどの震源特性が同程度の地震を選ぶこととする。本業務で利用する NGA-sub のデータベースを調べて、M6.8 程度のプレート内地震のデータが複数の地域においてデータが揃えることから、表 3.2.2-1 に示す地震を解析対象とした。

また、概ね方法①②による結果が整合すると考えられることから、方法②の単独解析による地震を表 3.2.2-2 に示す通り選定した。方法②による単独解析は一つの地域において、M5.5

以上の地震、かつ  $M$  に応じたカットオフ距離より近い距離において観測記録が存在するという条件でデータを絞り込んだ。本年度の解析対象地域は台湾になることから、プレート内地震については合計 10 地震を検討対象とした。

選定した地震について観測記録の応答スペクトル (RotD50) を収集した。

表3.2.2-1 方法①②による同時解析の解析対象地震のリスト

Region	NGA-sub EQID	Earthquake name	Date	Mw	Hypocenter location		
					Latitude	Longitude	Depth
Japan	4000063	Geiyo	2001/3/24	6.83	34.1298	132.7025	45.8808
TWN	7000045	7418598	2004/10/15	6.59	24.47083	122.7778	88.02
Japan	4000224	Middlelwate	2008/7/23	6.82	39.739	141.6665	114.8789
Cascadia	2000004	Nisqually	2001/2/28	6.8	47.1574	-122.68	53.1749

表3.2.2-2 方法②による単独解析のリスト

No.	EQID	Name	Year	Month/Day	Region	Mw	Type	Latitude	Longitude	Depth	nd
1	7000002	189914	1994	120	Taiwan	5.53	1	24.07067	121.8505	56.94	198
2	7000007	149126	1994	1012	Taiwan	5.55	1	24.79217	122.0357	76.58	85
3	7000012	100506	1995	625	Taiwan	5.97	1	24.53917	121.6993	48.86	333
4	7000014	60466	1995	1201	Taiwan	5.6	1	24.5745	121.638	48.2	199
5	7000041	1884421	2001	613	Taiwan	5.56	1	24.40933	122.4015	71.23	277
6	7000045	7418598	2004	1015	Taiwan	6.59	1	24.47083	122.7778	88.02	390
7	7000048	Pingtung.Doublet1	2006	1226	Taiwan	7.02	1	21.88703	120.5684	44.1	418
8	7000049	Pingtung.Doublet2	2006	1226	Taiwan	6.94	1	22.02975	120.4051	33.8	432
9	7000050	13203024	2007	906	Taiwan	6.28	1	24.24617	122.3272	50.75	476
10	7000072	601111906	2012	609	Taiwan	5.91	1	24.45667	122.3298	73.41	520

### 3.2.2.3 解析結果

#### (1) 方法①②による同時解析の結果

方法①では、検討対象地震について、観測記録に震源距離（幾何減衰と粘性減衰による影響を表す）による影響を除去できるように回帰分析して、得られた当該地震の平均的な地震動強さのパラメータ  $b(T)$  について比較し、地域間の相対的な地震動強さについて考察を行い、地域性に関する検討を行った。方法②では、観測記録と Si *et al.* (2020)による地震動予測式（GMPE）の平均残差を計算した。方法①と②の解析対象の地震動強さはいずれも応答スペクトル（RotD50）である。方法①による回帰分析から得られた回帰曲線と地震動予測式の予測値と観測値の比較を図 3.2.2.1～図 3.2.2.6 に示す。図 3.2.2.7 は、方法①による対象地震の平均的な地震動強さの評価結果が 2001 年芸予地震を基準に基準化した相対強さを番号で示したものである。図 3.2.2.8 は方法②による平均的な残差  $\delta(T)$  に基づいて得られた対象地震の地震動相対強さを示したものである。これらの結果から、方法①の結果と方法②の結果の比較を行い、方法②による結果は深さの影響が評価されたことから方法①と若干順位変動があるが、変動の原因は震源深さとマグニチュードにより説明されることから、総じて両者の結果が整合的であり、むしろ方法②の結果がより合理的であることが確認できた。このことから方法②の有効性であると思われる。

#### (2) 方法②単独解析の結果

台湾のプレート内地震について方法②を適用して得られた地震動予測式とそれぞれの地震の観測記録との平均的残差（黒実線）及びすべての地震の平均残差の平均値（赤実線）を図 3.2.2-9 に示し、プレート間地震とプレート内地震の平均残差の平均値の比較を図 3.2.2-10 に示す。この結果は使用した地震動予測式に対して観測記録の相対的な地震動強さを示すものになる。図から、台湾のプレート内地震の平均残差の平均値は、長周期成分はほぼ地震動予測式と同程度であるが、短周期成分は地震動予測式より小さいことが読み取れ、この結果はプレート間地震とプレート内地震では同程度であることが図 3.2.2-10 から確認できる。ただ、こちらも対象地震の数は少なく、ばらつきもみられることから、今回の結果に基づいて直ちに結論をつけることが難しいと考えられる。今後検討対象地震を増やして更なる検討を行うことが望ましい。

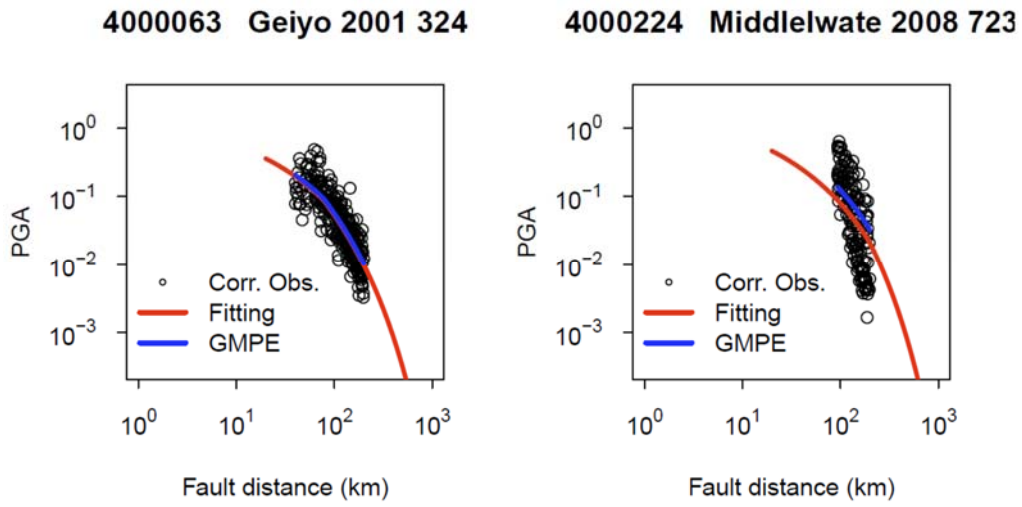


図3.2.2-1 観測記録と回帰モデルのフィッティング結果と地震動予測式による評価結果の比較 (PGA,1/2)

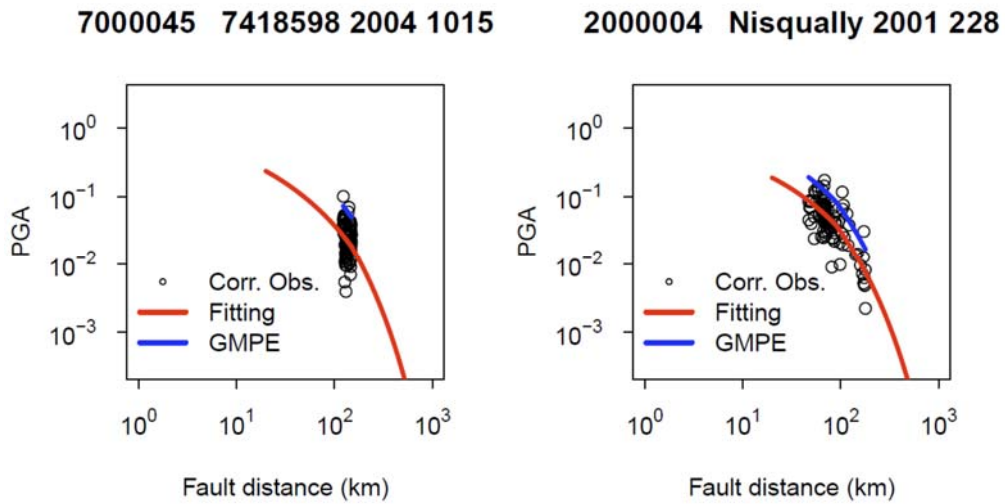


図3.2.2-2 観測記録と回帰モデルのフィッティング結果と地震動予測式による評価結果の比較 (PGA,2/2)

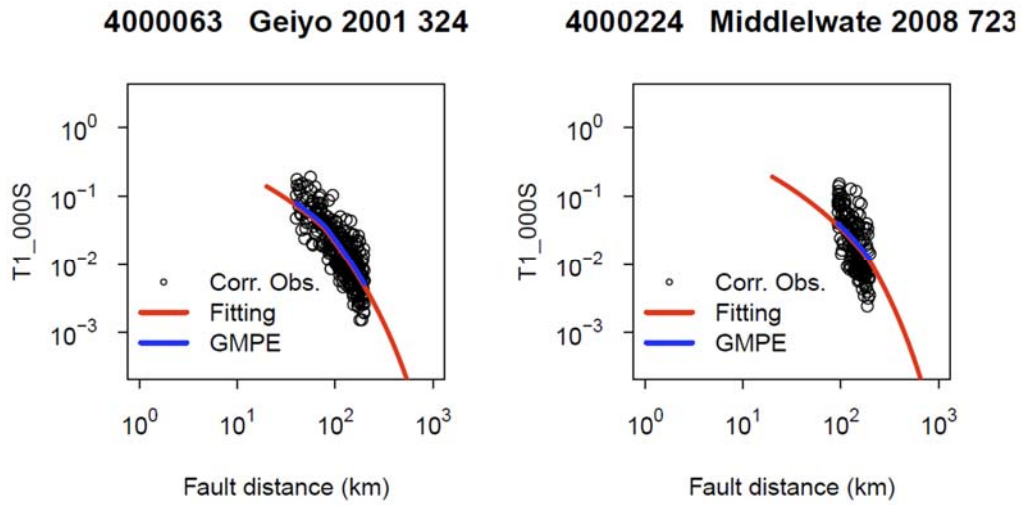


図3.2.2-3 観測記録と回帰モデルのフィッティング結果と地震動予測式による評価結果の比較 (T=1.0s, 1/2)

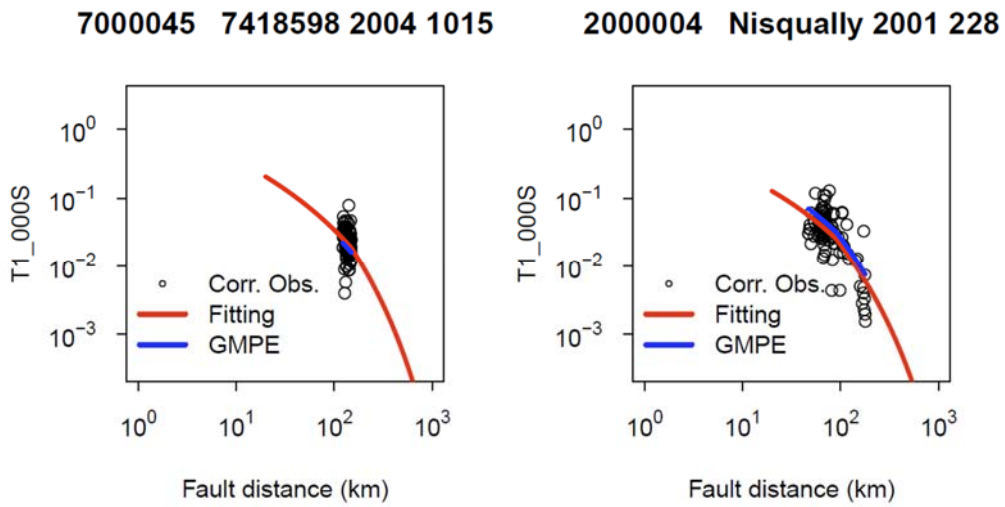


図3.2.2-4 観測記録と回帰モデルのフィッティング結果と地震動予測式による評価結果の比較 (T=1.0s, 2/2)



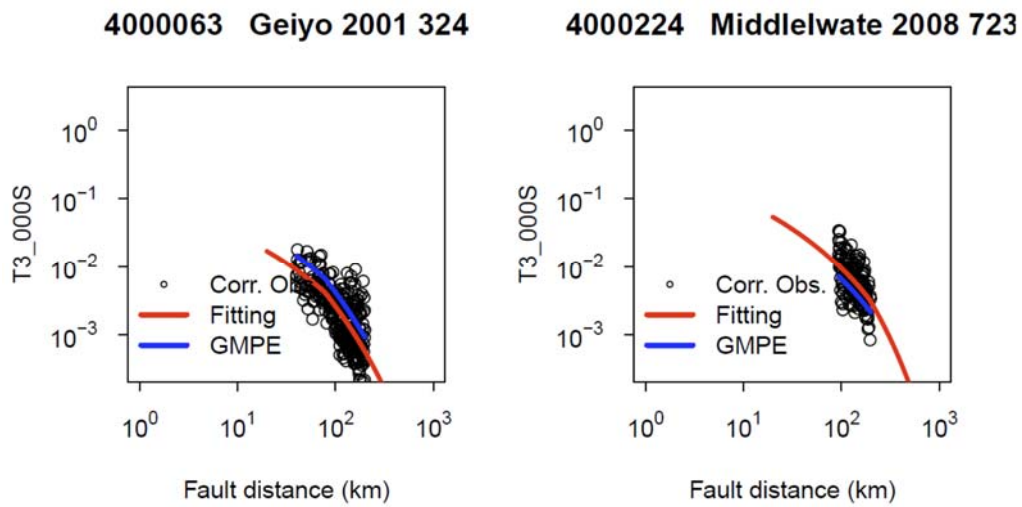


図3.2.2-5 観測記録と回帰モデルのフィッティング結果と地震動予測式による評価結果の比較 (T=3.0s, 1/2)

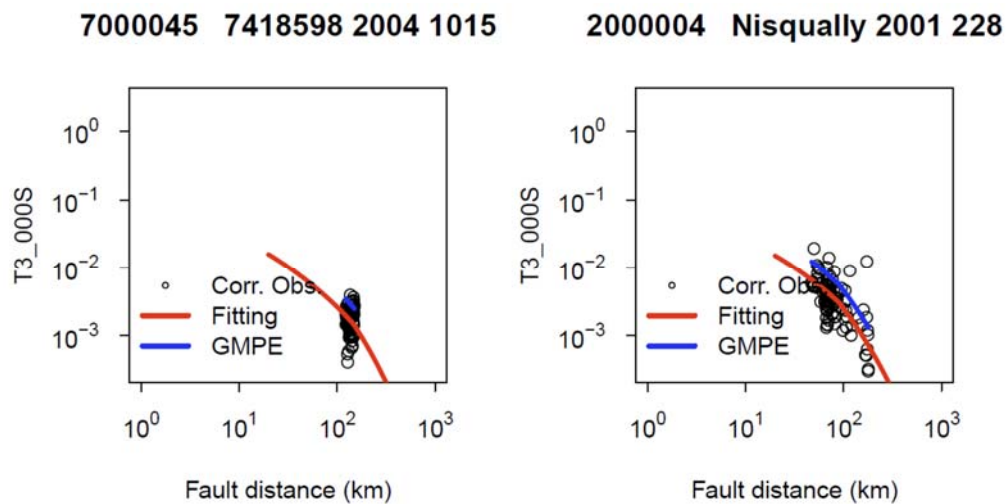


図3.2.2-6 観測記録と回帰モデルのフィッティング結果と地震動予測式による評価結果の比較 (T=3.0s, 2/2)

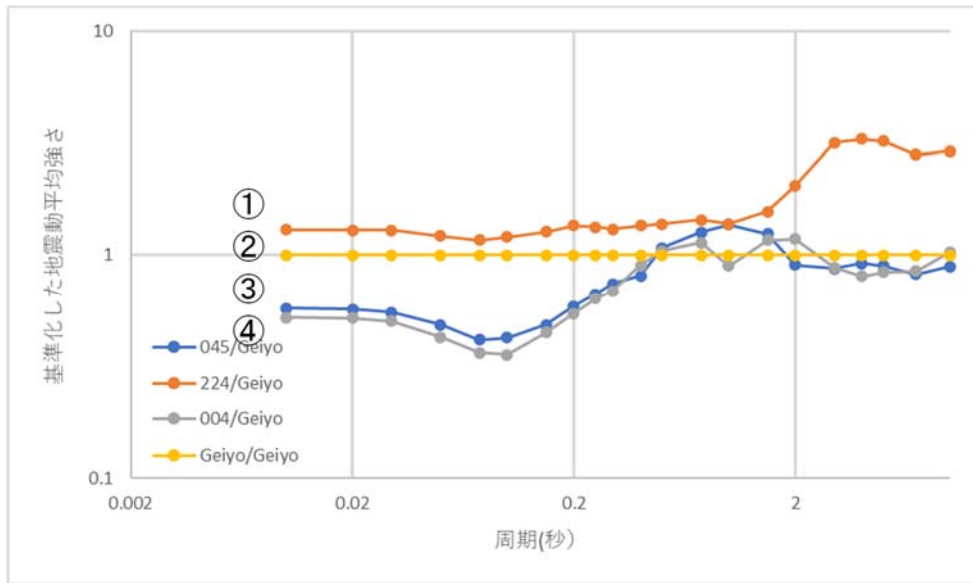


図3.2.2-7 方法①による対象地震による地震動の相対的な強さ

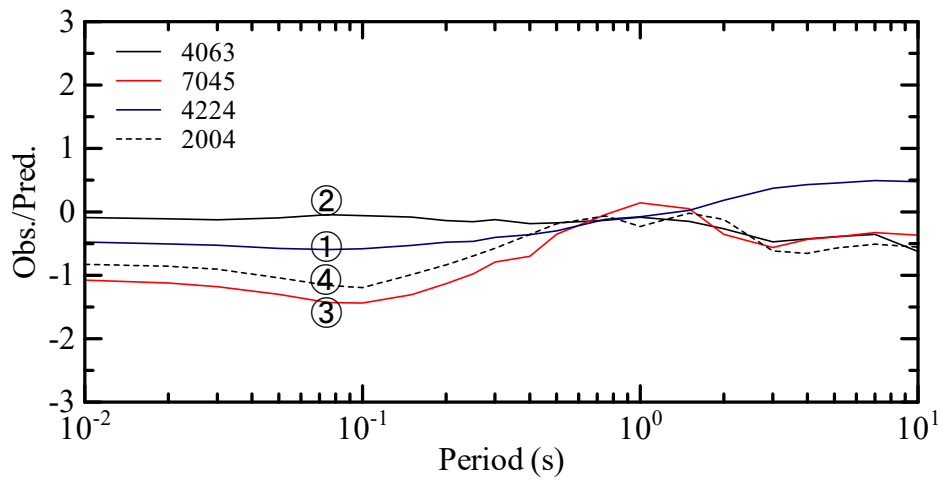


図3.2.2-8 方法②による対象地震による地震動の相対的な強さ

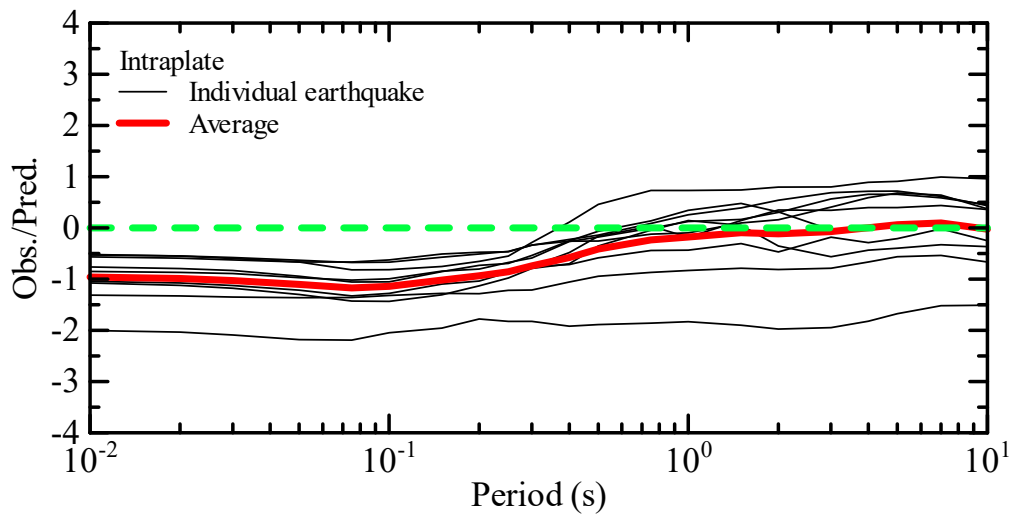


図3.2.2-9 方法②による対象地震による地震動の相対的な強さ

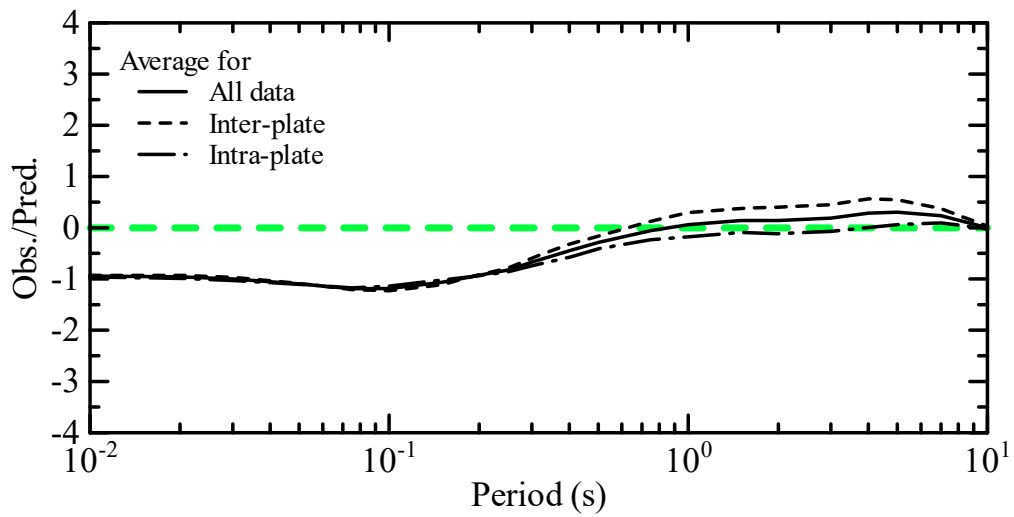


図3.2.2-10 方法②によるプレート境界地震とプレート内地震による地震動相対強さ評価結果とその平均の比較

#### 3.2.2.4 海洋プレート内地震による地震動強さの地域性について

本項の検討では、方法①②の同時解析を行うため、日本、Cascadia 及び台湾で発生した海洋プレート内地震について M6.8 の地震データしか用いていないが、その解析の結果から、短周期成分においては、日本、Cascadia 及び台湾の順で地震動が強いという地域性が示唆される結果となった。また、台湾周辺で発生した M5.5 以上の海洋プレート内地震の 10 地震について方法②の GMPE を介した方法で評価した結果では、0.3 秒より長周期成分において観測記録の平均が日本のデータで開発された GMPE と整合するが、それより短周期成分は観測記録のほうが若干小さいことが分かった。

#### 3.2.2.5 まとめ

本業務では、M6.8 程度のプレート内地震のデータについて、方法①の観測記録を統計処理した結果と、方法②のGMPEを介して得られた結果との比較を行い、総じて両者の結果が整合的であり、方法②のGMPEを介した方法は地域性検討に用いることが可能であることが示唆された。今後方法②を用いて検討対象地震を増やして更なる検討を行うことが望ましい。

NGA-sub における台湾の地震について、M5.5 以上のプレート内地震を絞り込んだ結果、合計 10 地震があった。これらの地震について方法②の GMPE を介した方法で評価した結果では、0.3 秒より長周期成分において観測記録の平均が日本のデータで開発された GMPE と整合するが、それより短周期成分は観測記録のほうが若干小さいことが分かった。ただ、対象地震の数は少なく、ばらつきもみられることから、今回の結果に基づいて直ちに結論をつけることが難しいと考えられる。今後観測記録を増やして解析を行うことが望ましい。

### 3.2.3 まとめ

本業務では、M7.6 程度のプレート境界地震と M6.8 程度のプレート内地震のデータについて、方法①の観測記録を統計処理した結果と、方法②の GMPE を介して得られた結果との比較を行い、総じて両者の結果が整合的であり、方法②の GMPE を介した方法は地域性検討に用いることが可能であることが示唆された。

NGA-sub における台湾の地震について、M5.5 以上の潜り込む地震を絞り込んだ結果、プレート境界地震とプレート内地震はそれぞれ 10 地震あり、合計 20 地震があった。これらの地震について震源距離に依存した距離範囲のデータセットと地震タイプを考慮した地震動予測式との比較を行い、その結果 0.3 秒より長周期成分においては観測記録の平均が日本のデータで開発された GMPE と整合するが、それより短周期成分は観測記録のほうが若干小さいことが分かった。ただ、対象地震の数は少なく、ばらつきもみられることから、今回の結果に基づいて直ちに結論をつけることが難しいと考えられる。

なお、今後の課題として、それぞれの地域に対して多くの対象地震を検討できる方法②の地震動評価式を介した方法を用いて、地震動の地域性について検討を行うことが望ましいと考えられる。

### 3.2節の参考文献

- 1) Pacific Earthquake Engineering Research center, PEER (2020): Data Resources for NGA-Subduction Project, PEER Report 2020/02, Y Bozorgnia (NGA-Sub PI), JP Stewart (Editor), UC Berkeley (Center Headquarters), 162 pages.
- 2) Seyhan, E and JP Stewart (2014): Semi-empirical nonlinear site amplification from NGA-West 2 data and simulations, Earthquake Spectra, 30, pp. 1241-1256.
- 3) Si H., Midorikawa S., Kishida T. (2020): Development of NGA-Sub Ground-Motion Model of 5%-Damped Pseudo-Spectral Acceleration Based on Database for Subduction Earthquakes in Japan, PEER Report 2020/06, Pacific Earthquake Engineering Research Center, UC Berkeley (Center Headquarters).





## 4. 結 論

本研究では、特性化震源モデルを用いた「断層モデル法」による地震動評価の精度を向上させるために、国内外で起きた海溝型地震を対象に、地震動解析や分析等を実施することとし、以下 2 項目の内容を実施した。

### (1) プレート間地震の地震動の再現解析に係る検討

まず、特性化震源モデルの設定に係る地震動解析及び再現解析においては、2005 年宮城県沖地震 ( $M_w$  7.1)、2003 年十勝沖地震 ( $M_w$  8.2)、2010 年チリ Maule 地震 ( $M_w$  8.8) を対象地震として、短周期地震動 (周期 1 秒以下) に着目し、特性化震源モデルの設定に係る地震動解析、強震動予測レシピの適用性に関する再現解析等を行うとともに、プレート間地震の地震動評価における現状及び課題について整理した。再現解析を実施する際の特性化震源モデルについては、強震動評価レシピに倣った比較的単純なモデルに加え、実際の震源過程等を考慮したやや複雑なモデルによる比較検討を行い、観測記録の再現性への影響等を確認した。規模の異なる 3 つのプレート間地震の強震動予測レシピの適用性に関する検討結果を踏まえた、プレート間地震の地震動評価における、共通の現状及び課題に関する主な知見を下記にまとめる。

#### ① 平均応力降下量の評価式

強震動予測レシピに従い、平均応力降下量の評価式として、Eshelby (1957)による円形クラックの式を用いているが、全無限弾性体の理論式であるため、破壊が海溝軸まで達する第 2 ステージより大きい地震への適用性については今後の課題と考えられる。

#### ② 地震モーメントと断層面積の関係

2005 年宮城県沖地震及び 2003 年十勝沖地震は、田島・他 (2013)による 3 つのステージのうち第 1 ステージに相当する地震で、断層面積は地震モーメントの 1/3 乗に比例し、2010 年チリ Maule 地震は、断層幅の飽和に起因する第 2 ステージに相当する地震で、断層面積は地震モーメントの 1/2 乗に比例すると考えられる。したがって、地震モーメントと断層面積の関係において、対象地震によって地震規模による違いを考慮することが重要と考えられる。

#### ③ 短周期レベルの評価

2005 年宮城県沖地震の短周期レベルは、太平洋プレートで発生するプレート間地震の中

でも大きめであることから、佐藤 (2010)による経験式の 2 倍で評価している。2003 年十勝沖地震の短周期レベルは佐藤 (2010)による経験式と整合しており、2010 年チリ Maule 地震の短周期レベルはチリで発生した過去の地震 (2015 年チリ Illapel 地震,  $M_w$  8.3) を参考に、壇・他 (2001)による経験式の 1 倍で評価している。したがって、短周期レベルの評価において、対象地震によって地域性による違いを考慮することが重要と考えられる。

#### ④ 地震動評価

各地震についての強震動予測レシピによる特性化震源モデルの地震動評価において、いずれも、短周期側 (周期 1 秒以下) の観測記録を概ねよく再現できているが、共通の課題として、地震規模ごとの周期帯域の震源特性や、対象周期帯域に応じた地震動の計算手法や検証方法などについて引き続き、調査・分析を行い、長周期側を含めた広帯域の再現性を向上することが重要と考えられる。

つぎに、震源パラメータのスケーリング則に係る検討においては、既往の研究 (原子力規制庁, 2018, 2019) で収集した国内外のプレート間地震の断層パラメータのデータベースに、前節で得られた、地震動解析対象地震の震源断層パラメータを加え、既往のスケーリング則等との比較を行った。得られた主な知見を下記にまとめる。

##### ① プレート間地震の地震モーメント $M_0$ と断層面積 $S$ との関係

2005 年宮城県沖地震 ( $M_w$  7.1) の特性化震源モデルは、Murotani *et al.* (2008)による断層面積  $S$  と地震モーメント  $M_0$  の経験式を、2003 年十勝沖地震 ( $M_w$  8.2) の特性化震源モデルは、宇津(2001)による断層面積  $S$  と地震モーメント  $M_0$  の経験式を、2010 年チリ Maule 地震 ( $M_w$  8.8) の特性化震源モデルは、田島・他 (2013) による断層面積  $S$  と地震モーメント  $M_0$  との経験式を満足している。2011 年東北地方太平洋沖地震 ( $M_w$  9.0) の有効断面積は既往の経験式 (宇津 (2001)等) より小さめとなっている。

##### ② プレート間地震の地震モーメント $M_0$ と短周期レベル $A$ との関係

2005 年宮城県沖地震 ( $M_w$  7.1) の特性化震源モデルは、佐藤(2010)による地震モーメント  $M_0$  と短周期レベル  $A$  の経験式の 2 倍で、2003 年十勝沖地震 ( $M_w$  8.2) の特性化震源モデルは、佐藤 (2010)による地震モーメント  $M_0$  と短周期レベル  $A$  との経験式を、2010 年チリ Maule 地震 ( $M_w$  8.8) の特性化震源モデルは、壇・他 (2001)による地震モーメント  $M_0$  と短周期レベル  $A$  との経験式を満足している。なお、2011 年東北地方太平洋沖地震 ( $M_w$  9.0) の応力降下量分布の検討で得られた短周期レベルは Dan *et al.* (2001)と同等あるいは小さめである。

##### ③ プレート間地震の地震モーメント $M_0$ とアスペリティの面積 $S_a$ との関係

2005年宮城県沖地震 ( $M_w$  7.1) の特性化震源モデルは、佐藤 (2010)による地震モーメント  $M_0$  とアスペリティの面積  $S_a$  の  $1/2.6$  倍程度で小さい。2003年十勝沖地震 ( $M_w$  8.2) と2010年チリ Maule 地震 ( $M_w$  8.8) の特性化震源モデルの面積  $S_a$  は、Murotani *et al.* (2008) による地震モーメント  $M_0$  とアスペリティの面積  $S_a$  の経験則に比べて小さく、佐藤 (2010) による地震モーメント  $M_0$  とアスペリティの面積  $S_a$  の経験則に比べて大きい。2011年東北地方太平洋沖地震 ( $M_w$  9.0) の応力降下量分布の検討で得られたアスペリティ面積は佐藤 (2010)と調和的である。

## (2) 海溝型地震の震源及び地震動の地域性の調査

まず、地域ごとの震源特性の調査においては、国内外で発生したプレート間地震及び海洋プレート内地震について、地震モーメントと短周期レベルの関係に関する震源特性を調査・分析し、日本と他の地域の類似性や相違性等を整理した。また、海溝型地震のうち海洋プレート内地震については、複数地域を対象に地震が起こる位置や最大マグニチュード等に係る情報を収集・整理し、比較検討を行った。得られた主な知見を下記にまとめる。

### ① プレート間地震の震源特性の地域性

日本のプレート間地震の平均は既往の経験式 (壇・他, 2001)より大きく、国外のプレート間地震の平均は既往の経験式 (壇・他, 2001)よりやや小さめである。日本の太平洋プレートの地震の短周期レベルは、フィリピン海プレートの地震に比べて大きく、太平洋プレートを対象とした既往の経験式 (佐藤, 2010)と整合している。一方、国外のプレート間地震の場合、Central America の地震の短周期レベルは、Central Chile の地震よりやや小さめである。

### ② 海洋プレート内地震の震源特性の地域性

日本の海洋プレート内地震では規模依存性が見られ、既往の経験則 (笹谷・他, 2006)よりやや小さめであるが、国外の海洋プレート内地震は規模によらず、既往の経験則とほぼ整合している。日本の海洋プレート内地震は、太平洋プレートとフィリピン海プレートともに全体の平均がほぼ同程度で、既往の経験則よりやや小さいが、地震規模が  $M_w$  6 以上の場合に着目すると、太平洋プレートの地震 ( $M_w$  6 以上) の短周期レベルは、概ね既往の経験則と整合しているが、フィリピン海プレートの地震 ( $M_w$  6 以上) は既往の経験則の  $1/2$  倍~1 倍の間である。一方、国外の海洋プレート内地震の場合、Cascadia, Central America, Central Chile の短周期レベルは、ほぼ同程度で地域別の差は小さい。

### ③ 海洋プレート内地震の発生場所と最大マグニチュード

複数地域を対象に、海洋プレート内地震が起こる位置や最大マグニチュード等に係る情報を収集・整理し、比較検討を行った結果、文献調査対象の地域ごとの最大マグニチュードは、日本の太平洋プレートでは  $M_w$  8.2 (1994 年北海道東方沖地震)、日本のフィリピン海プレートでは  $M_w$  7.1 (1855 年安政江戸地震)、Cascadia では  $M_w$  6.8 (1949 年米国 Olympia 地震)、Central America では  $M_w$  8.2 (2017 年メキシコ Chiapas 地震)、Central Chile では  $M_w$  7.7 (2005 年チリ Tarapaca 地震)、Romania では  $M_w$  7.4 (1977 年ルーマニア Vrancea 地震)であった。

つぎに、地域ごとの地震動特性の調査においては、国内外で発生したプレート間地震及び海洋プレート内地震に係る強震動記録を収集・整理し、地域ごとに距離減衰式等による地震動レベルとの比較を行い、日本と他の地域の地震動特性の類似性や相違性等を整理した。得られた主な知見を下記にまとめる。

#### ① プレート間地震の地震動特性の地域性

観測記録の統計処理に基づく方法①と、GMPE を介する方法②の同時解析を行うため、日本、南米チリ及び中米メキシコで発生したプレート間地震について  $M$  7.6 程度の地震データしか用いていないが、その解析の結果から、短周期成分においては、日本、南米チリ及び中米メキシコの順で地震動が強いという地域性が示唆された。また、台湾周辺で発生した  $M$  5.5 以上のプレート間地震の 10 地震について方法②で評価した結果では、0.3 秒より長周期成分において観測記録の平均が日本のデータで開発された GMPE と整合するが、それより短周期成分は観測記録のほうが若干小さいことが分かった。

#### ② 海洋プレート内地震の地震動特性の地域性

方法①と方法②の同時解析を行うため、日本、Cascadia 及び台湾で発生した海洋プレート内地震について  $M$  6.8 の地震データしか用いていないが、その解析の結果から、短周期成分においては、日本、Cascadia 及び台湾の順で地震動が強いという地域性が示唆された。また、台湾周辺で発生した  $M$  5.5 以上の海洋プレート内地震の 10 地震について方法②で評価した結果では、0.3 秒より長周期成分において観測記録の平均が日本のデータで開発された GMPE と整合するが、それより短周期成分は観測記録のほうが若干小さいことが分かった。

#### ③ 地域性検討の方法

$M$  7.6 程度のプレート境界地震と  $M$  6.8 程度の海洋プレート内地震のデータについて、方法①の観測記録を統計処理した結果と、方法②の GMPE を介して得られた結果との比較を行い、総じて両者の結果が整合的であり、方法②の GMPE を介した方法は地域性検討に用いることが可能であることが示唆された。

付録. Estimation of static stress drop from slip distributions of source inversion results for the 2011 off the Pacific coast of Tohoku earthquake (3Q-Lab)

## **ORI-REPORT**

# **Estimation of static stress drop from slip distributions of source inversion results for the 2011 off the Pacific coast of Tohoku earthquake**

**By**

**Luis A. Dalguer**  
**3Q-Lab GmbH**

e-mail: [luis.dalguer@alumni.ethz.ch](mailto:luis.dalguer@alumni.ethz.ch)

**Project reference:** LUMP SUM WORK ORDER (LD1, 2020FY)

**Submitted date of revised version:** 17 January, 2021

## Table of contents

<b>Summary.....</b>	<b>3</b>
<b>1. Introduction.....</b>	<b>4</b>
<b>2. General description of kinematic source models.....</b>	<b>4</b>
2.1 Strong ground motion inversion of Yoshida K. et al. (2011) (Yos-K).....	4
2.2 Strong ground motion inversion of Yokota et al. (2011) (Yok).....	6
2.3 Strong ground motion inversion of Suzuki et al. (2011) (Suz).....	7
2.4 Strong ground motion inversion of Yoshida Y. et al. (2011) (Yos-Y).....	8
2.5 Strong ground motion inversion of Koketsu et al. (2011) (Kok-s).....	9
2.6 Join inversion of strong ground motion, teleseismic and geodetic data of Koketsu et al. (2011) (Kok-j).....	10
2.7 Join inversion of teleseismic and high rate GPS data of Ammon et al. (2011) (Amm).....	11
2.8 Teleseismic inversion of Yagi and Fukahata (2011) (Yagi).....	12
2.9 Teleseismic inversion of Lay et al. (2011) (Lay).....	13
<b>3. Methodology.....</b>	<b>14</b>
3.1 Pre-processing of data.....	14
3.2 Technique of static stress drop calculation.....	20
3.3 Effective fault dimension.....	22
<b>4. Stress drop calculation.....</b>	<b>23</b>
<b>5. Conclusions and discussions.....</b>	<b>30</b>
<b>References.....</b>	<b>34</b>

# Estimation of static stress drop from slip distributions of source inversion results for the 2011 off the Pacific coast of Tohoku earthquake

Author: Luis A. Dalguer (3Q-Lab GmbH, Switzerland)

Rivised version, January 17, 2021

## Summary

In this project, a quantitative estimation of the static stress drop distributions on the fault for 9 kinematic slip models of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku earthquake have been developed. The kinematic final slip models derived from source inversions published in peer reviewed journals have been used. Five source models were inferred by strong ground motion data, one by join inversion of Strong Motion, Teleseismic and Geodetic data, one by join inversion of Teleseismic and high rate GPS data and two by Teleseismic data.

The final slip is introduced as a boundary condition on a fault model represented by the split-node technique to estimate the final stress change (static stress drop). The problem is tackled using a volumetric 3D FDM technique that solve the elastostatic equation. Before calculation of the stress drop, the final slip distribution of the original kinematic source model is interpolated to a high-resolution model with 500 m grid size elements, then it is smoothed to remove sharp components that introduce abrupt discontinuities on the slip distribution. The smoothing is done with low pass filter using the moving average technique. In all the source models the free-surface (sea floor) rupture is assumed for static stress drop calculation.

For the evaluation of the calculates static stress drop, the effective source dimension of each fault model is estimated following Thingbaijam and Mai (2016) procedure based on the slip distribution. Then the asperities are defined also based on slip distribution following Dalguer et al. (2004, 2008) criterium, in which asperity is defined as a region in the fault in which the  $D \geq 0.6D_{max}$ . Where  $D$  is the slip and  $D_{max}$  is the maximum slip over the entire fault ruptured area. Finally, average and maximum values of stress drop and slip are calculated on the asperity, background and shallow zone of the fault.

Overall, the 9 kinematic source model have the common feature of having a large patch of slip at the shallow zone, identified as asperity. This patch also matches with the concentrations of stress drop. The kinematic source models that do not use strong ground motion for the inversion generate larger average values of stress drop and slip in the total effective rupture area, asperity and background. One remarkable features of the average stress drop at the shallow area, independent of the inversion dataset, have been identified for four models. The models are characterized with negative stress drop dominating the shallow-layer zone. The rest have positive stress drop, some of them comparable to the average stress drop of the asperity. The models with negative stress drop at the shallow zone is consistent with the concept of weak-shallow layer (SL). The main feature of this SL zone is that it operates during rupture with an enhanced energy absorption mechanism. The ratio properties of asperities with respect to the background asperity and total effective rupture area indicate that the 2011 Tohoku earthquake is a typical earthquake in statistical sense.

# 1. Introduction

The 11 March 2011 Mw 9 Tohoku earthquake occurred in the subduction zone between the Pacific and North American plates in northeastern Honshu, Japan. This giant event was recorded by a vast strong motion, teleseismic, geodetic and tsunami networks. This dense amount of observed data allowed to several authors develop source inversions to infer images of the slip distribution to investigate source features of this earthquake. Several inversion models have been published using either one type of observed dataset and/or join inversion using different combinations of the observed dataset (e.g. Ammon et al., 2011; Fujii et al., 2011; Ide et al., 2011; Lay et al., 2011; Lee et al., 2011; Ozawa et al., 2011; Suzuki et al., 2011; Yagi and Fukahata, 2011; Yokota et al., 2011; Yoshida K. et al., 2011; Yoshida Y. et al., 2011). In this project the static stress drop distributions from some of these kinematic source models have been calculated to evaluate the stress characteristics on the asperity areas, back ground of the asperities and at the shallow region. Table 1 shows the list of source slip models used in this study, the type of source inversion and the corresponding acronym used here after to refer the respective model.

**Table 1.** Source inversion models used for calculation of static stress drop

Source model reference	Type of inversion	Acronym
Yoshida K. et al. (2011)	Strong ground motion	Yos-K
Yokota et al. (2011)	Strong ground motion	Yok
Suzuki et al. (2011)	Strong ground motion	Suz
Yoshida Y. et al. (2011)	Strong ground motion	Yos-Y
Koketsu et al. (2011)	Strong ground motion	Kok-s
Koketsu et al. (2011)	Join inversion (Strong Motion, Teleseismic, Geodetic)	Kok-j
Ammon et al. (2011)	Join inversion (Teleseismic, high rate GPS)	Amm
Yagi and Fukahata (2011)	Teleseismic inversion	Yagi
Lay et al. (2011)	Strong Motion	Lay

## 2. General description of kinematic source models

The 9 kinematic source models are briefly described here. These descriptions were obtained from the corresponding published paper and/or from digital data obtained from the authors. The parameters described here mainly correspond to the source properties, this includes the velocity structure (or rigidity structure) that corresponds to the underground structure at the source region. More detailed description of the models and data can be found in the corresponding paper and files of the digital data. The descriptions provided here were used for the calculation of static stress drop. If some modifications are done, it is also specified.

### 2.1 Strong ground motion inversion of Yoshida K. et al. (2011) (Yos-K)

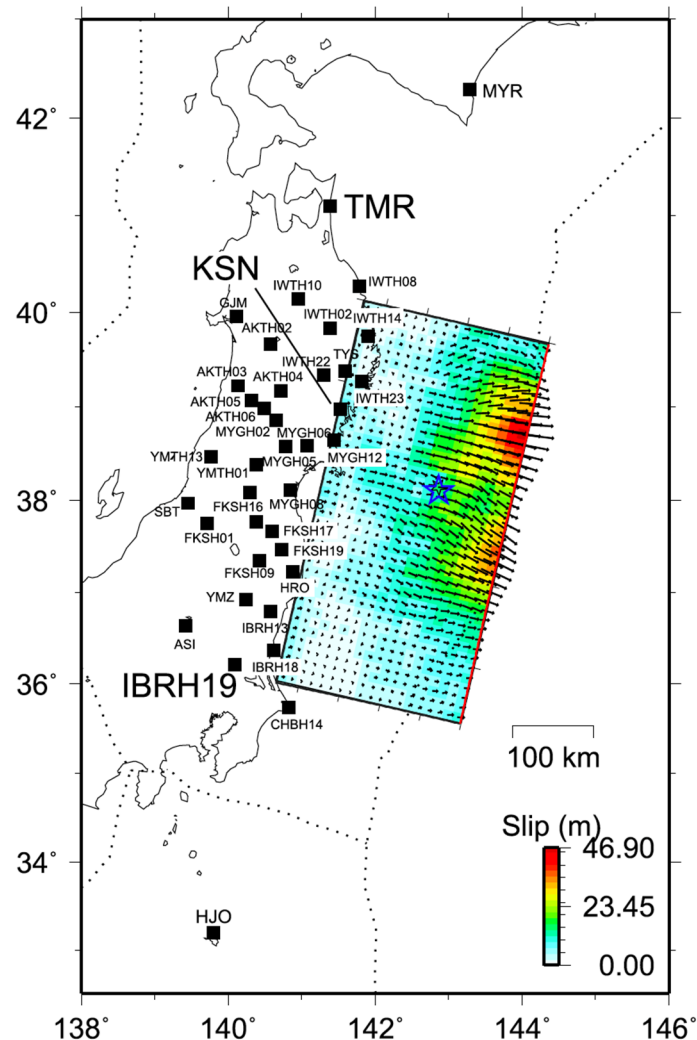
The **Yos-K** source model used multi-time-window linear waveform inversion method using long-period strong-ground motion data obtained from 37 near-source stations of F-net and KiK-net, and 1 station (MYR, Sasatani et al., 2002) of Hokkaido University. The data were windowed for 300 s, starting at P-wave arrival time, and band-pass filtered between periods of 200 s to 20 s (0.005–0.05 Hz). A single dipping planar fault with dip angle of 10° and fault size of 468 km along strike and 228 km along dip were assumed. The hypocenter is located at 38.103°N latitude, 142.861°E, longitude and 23.7 km depth. The velocity structure model proposed by Wu et al. (2008, 2009) was used for all the stations. The authors provided the digital data shown in Table 2. The fault is discretized in 741 subfaults of 12 km x 12 km dimensions, distributed with 39 subfaults along strike and 19 along dip.



Figure 1 shows station location of ground motion records used for the inversion and the final slip obtained by Yoshida K. et al. (2011). The final source slip model shows a large asperity (about 300 km x 100 km) located on the shallower part of the fault with a maximum slip of about 47 m.

**Table 2.** Velocity-structure model used in the source inversion of **Yos-K** source model

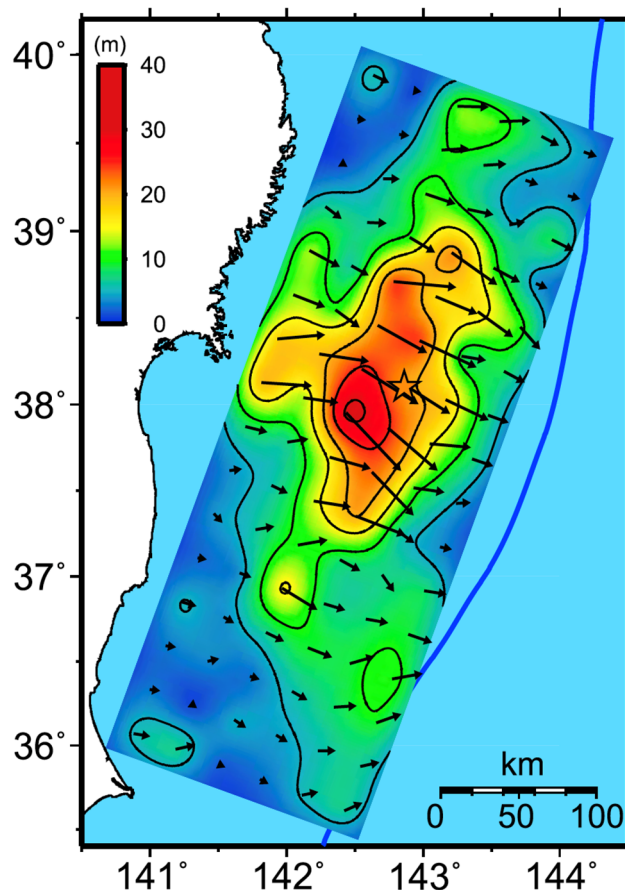
Depth (km)	V <sub>p</sub> (m/s)	V <sub>s</sub> (m/s)	Density (kg/m <sup>3</sup> )
0	6080	3500	2640
5	6230	3600	2650
13	6350	3640	2700
21	6550	3680	2750
27	6950	3960	2900
32	7600	4290	3100
40	7690	4310	3150
65	7730	4340	3200
90	8270	4560	3300
120	8370	4610	3350



**Figure 1.** Projection of the final slip distribution on the map. The star and squares indicate respectively the rupture starting point and the strong-motion stations that are used for the inversion. The dotted line shows plate boundaries (After Yoshida K. et al., 2011)

## 2.2 Strong ground motion inversion of Yokota et al. (2011) (Yok)

Yokota et al. (2011) developed a joint inversion using strong motion, teleseismic, geodetic, and tsunami datasets, as well as separate inversions for each dataset. In this project the strong ground motion inversion model referred as **Yok** source model is used and here described. This source model used 20 K-NET and KiK-net stations (see Figure 1a in Yokota et al., 2011). The recorded acceleration data passed bandpass filter of 10 s to 100 s (0.01–0.1 Hz) and integrated into ground velocities for the inversion. A three segmented dipping planar fault with dip angle of 5°, 12° and 20° has been used (see Figure 1b in Yokota et al., 2011). But in this project, a dipping angle of 12° is assumed. The fault size of 480 km along strike and 180 km along dip were assumed. The hypocenter is located at latitude: 38.103°N, longitude: 142.861°E, and 17 km depth. The fault is discretized in 96 subfaults of 30 km x 30 km dimensions, distributed with 16 subfaults along strike and 6 along dip. The rigidity structure for the inversion was Extracted from the Japan Integrated Velocity Structure Model (JIVSM) (Koketsu et al., 2008). But because my limitation to extract models from the JIVSM. The velocity structure shown in Table 2 is used for calculation of static stress drop. It is expected that this velocity structure may not significantly change results, since this model also corresponds to the Tohoku region. Figure 2 shows the final slip distribution obtained by the strong ground motion inversion.



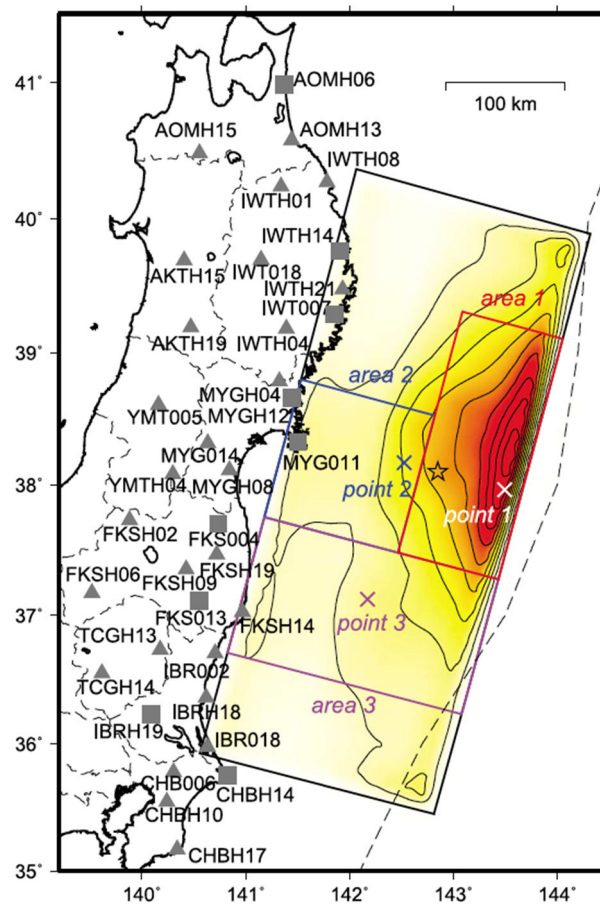
**Figure 2.** Projection of the final slip distribution on the Tohoku area map obtained by strong ground motion inversion. (After Yokota. et al., 2011)

### 2.3 Strong ground motion inversion of Suzuki et al. (2011) (Suz)

The **Suz** source model used a multi-time-window linear waveform inversion method to derive a slip image. Strong-motion data from 10 K-NET stations observed on the ground surface and of 26 KiK-net stations recorded at boreholes were used. S-wave portion of velocity waveforms in the frequency range of 0.01- to 0.125-Hz were extracted. A single rectangular planar fault model with dip angle  $13^\circ$  was assumed. The fault has dimensions of 510 km length along strike, 210 km width along dip. It is subdivided in 39 subfaults of 30 km x 30 km dimensions, distributed with 17 subfaults along strike and 7 along dip. The rupture hypocenter was set to  $38.10^\circ\text{N}$  latitude,  $142.85^\circ\text{E}$  longitude and 24 km depth. The used velocity structure model is shown in Table 3. Figure 3 shows the final slip distribution, in which a large asperity is identified at the shallow zone (red rectangle) with a maximum slip of 48 m at the east of the hypocenter near the trench axis.

**Table 3.** Velocity-structure model used in the source inversion of **Suz** source model

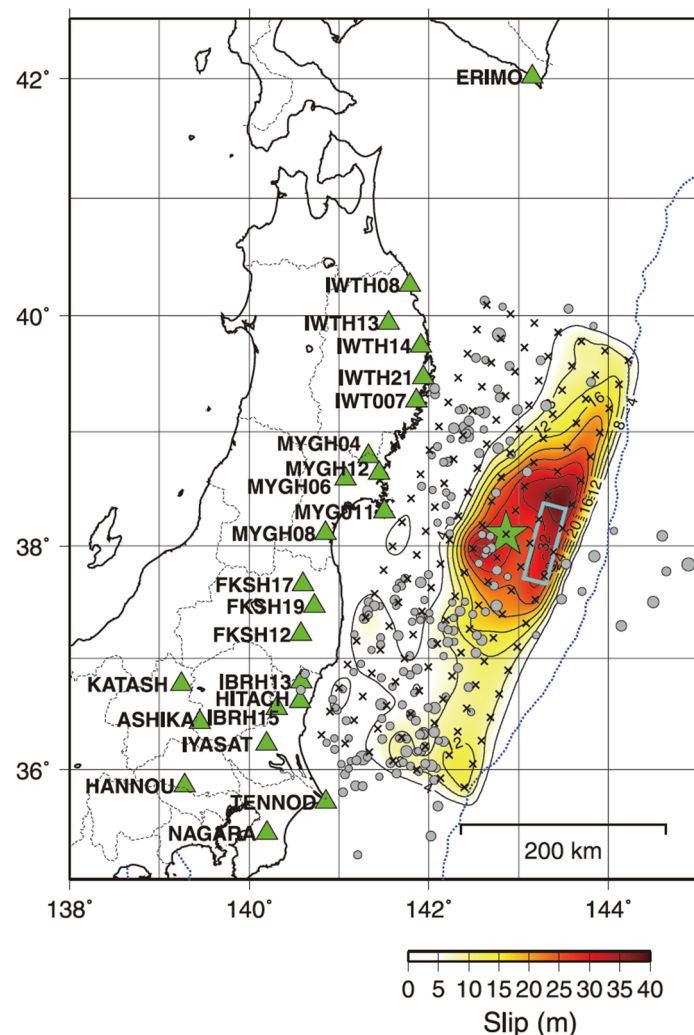
Depth (km)	$V_p$ (m/s)	$V_s$ (m/s)	Density ( $\text{kg/m}^3$ )
0	5700	3300	2700
10	6000	3400	2750
13	6600	3700	2950
32	7800	4400	3250
100	8000	3500	3400
200	8300	4600	3500



**Figure 3.** Projection of the final slip distribution on the map. The star and triangles indicate respectively the rupture starting point and the strong-motion stations that are used for the inversion. The dotted line shows plate boundaries (After Suzuki. et al., 2011)

## 2.4 Strong ground motion inversion of Yoshida Y. et al. (2011) (Yos-Y)

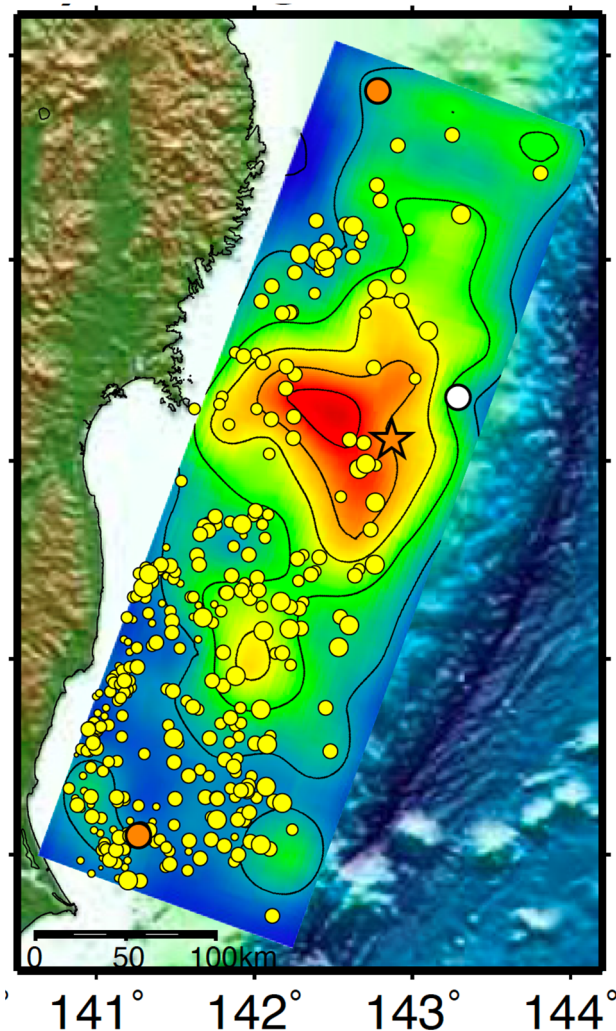
Yoshida Y. et al. (2011) developed separately source inversion respectively for strong ground motion and teleseismic dataset. Here the strong ground motion inversion model referred as **Yos-Y** source model is used and described. This source model is the results of regional strong motion inversion of 23 seismograms from K-NET (Kinoshita, 1998) and KiK-net stations (Aoi et al., 2000), deployed by the National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention (NIED) and from the JMA (Figure 4). The acceleration seismograms were integrated to velocity, then the data were band-pass filtered between 0.01 and 0.15 Hz and decimated to 0.5 Hz. 250 s of data, starting from 10 s before the P wave arrivals has been retrieved. A single dipping planar fault with dip angle of  $9^\circ$  has been used. The fault size of 475 km along strike and 175 km along dip were assumed. The hypocenter is located at latitude:  $38.103^\circ\text{N}$ , longitude:  $142.861^\circ\text{E}$ , and 23.7 km depth. The fault is discretized in 133 subfaults of 25 km x 25 km dimensions, distributed with 19 subfaults along strike and 7 along dip. Figure 4 shows the final slip distribution obtained by the strong ground motion inversion. On the velocity structure, Yoshida Y. et al. (2011) refers to a model from Wu et al. (2008), that is the same referred by Yoshida K. et al. (2011), therefore the velocity structure shown in Table 2 is assumed to be the same for Yoshida Y. et al. (2011).



**Figure 4.** Projection of the final slip distribution on the map. The star and green triangles indicate respectively the rupture starting point and the strong-motion stations that were used for the inversion (After Yoshida Y. et al., 2011)

## 2.5 Strong ground motion inversion of Koketsu et al. (2011) (Kok-s)

Koketsu et al. (2011) developed a joint inversion using strong motion, teleseismic and geodetic, as well as separate inversions for each dataset. Here the strong ground motion inversion model referred as **Kok-s** source model is used and described. The strong motion inversion uses the method of Yoshida et al. (1996) with the revisions of Hikima and Koketsu (2005) and Green's functions of Koketsu (1985). 20 K-NET/KiK-net stations are selected and applied a bandpass filter of 10 to 100 s (0.01–0.1 Hz) to the three-component records, and then integrated into ground velocities. A single dipping planar fault with dip angle of  $12^\circ$  has been used. The fault size of 480 km along strike and 150 km along dip were assumed. The hypocenter is located at latitude:  $38.103^\circ\text{N}$ , longitude:  $142.86^\circ\text{E}$ , and 17 km depth. The fault is discretized in 96 subfaults of 30 km x 30 km dimensions, distributed with 16 subfaults along strike and 5 along dip. The rigidity structure for the inversion was Extracted from JIVSM. But because my limitation to extract models from the JIVSM. The velocity structure shown in Table 2 is used for calculation of static stress drop. It is expected that this velocity structure may not significantly change results, since this model also corresponds to the Tohoku source region. Figure 5 shows the final slip distribution obtained by the strong ground motion inversion.

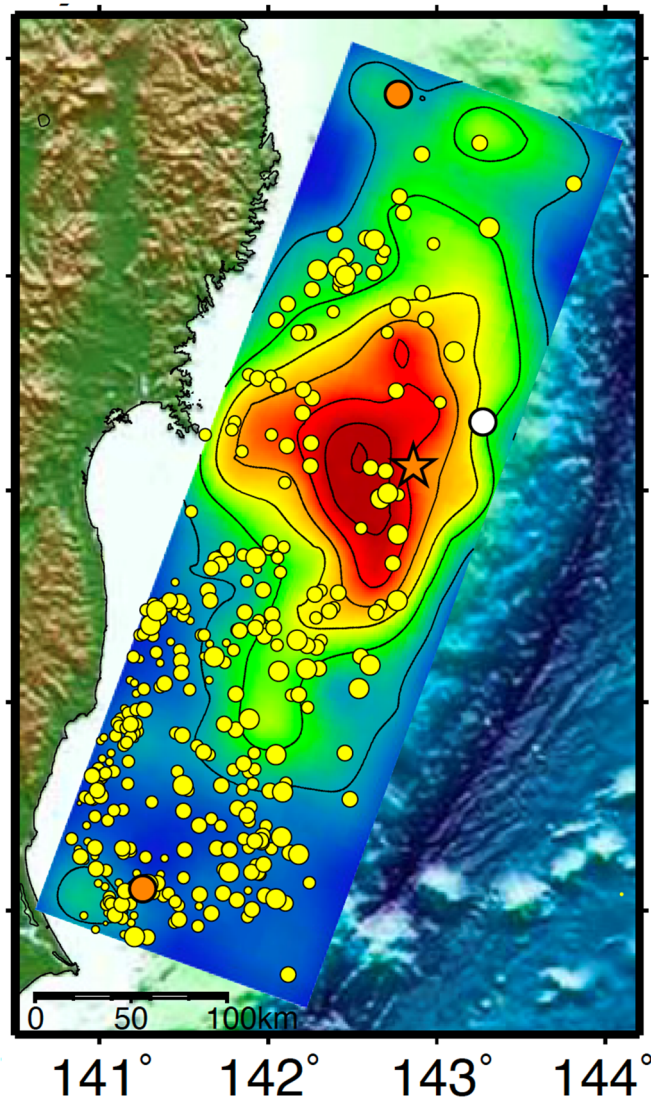


**Figure 5.** Projection of the final slip distribution on the Tohoku area map obtained by strong ground motion inversion. (After Koketsu et al., 2011)



## 2.6 Join inversion of strong ground motion, teleseismic and geodetic data of Koketsu et al. (2011) (Kok-j)

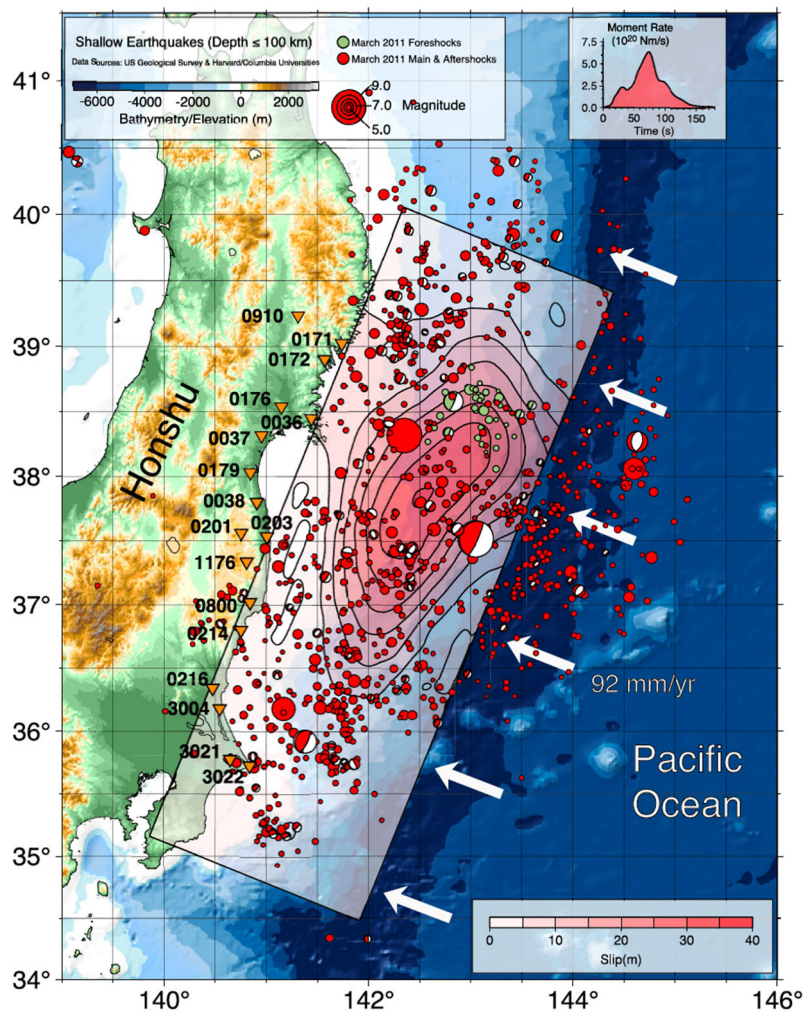
The **Kok-j** source model is the result of join inversion using strong motion, teleseismic and geodetic dataset developed by Koketsu et al. (2011). The inversion methodology, fault geometrical description, the number of subfaults, rigidity structure, as well as the strong ground motion data are the same as the **Kok-s** source model mentioned in the previous sub-section 2.4. For the teleseismic data set, the GSN stations at epicentral distances of  $30^{\circ}$  to  $100^{\circ}$  (Fig. 3A of Koketsu et al., 2011) were selected, removing instrumental responses from P-wave records observed at these stations, and integrated them into ground displacements using a bandpass filter of 4 to 500 s. For the geodetic data, 16 GEONET stations (Fig. 3B of Koketsu et al., 2011) were selected and calculated two-component static displacements by comparing averages before and immediately after the mainshock. Green's functions calculations follow the methods of Kikuchi and Kanamori (1991), Koketsu (1985), and Zhu and Rivera (2002), respectively for strong ground motion, teleseismic and geodetic data. Figure 6 shows the final slip distribution obtained by the join inversion.



**Figure 6.** Projection of the final slip distribution on the Tohoku area map obtained by join inversion of strong ground motion teleseismic and geodetic data. (After Koketsu et al., 2011)

## 2.7 Join inversion of teleseismic and high rate GPS data of Ammon et al. (2011) (Amm)

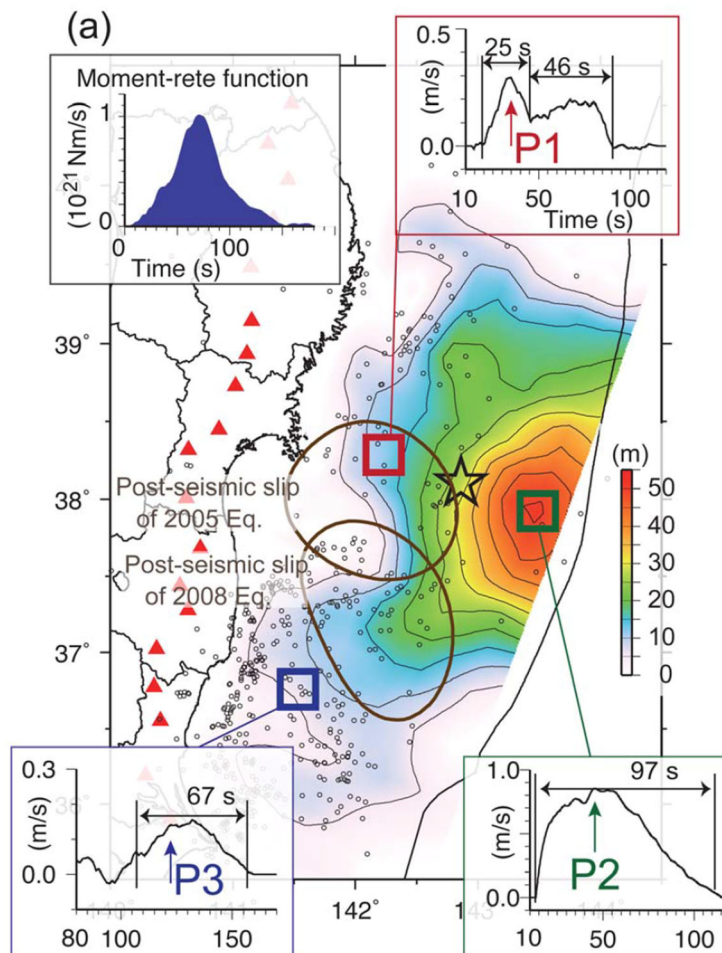
The **Amm** source model invert teleseismic P waves and broadband Rayleigh wave observations with high-rate GPS recordings. 39 P waveforms, 31 Rayleigh wave (R1) relative source time functions (RSTFs) and 15 three component of GPS (hrGPS) ground motion signals were used. Teleseismic P and R1 waveforms were obtained from the Federation of Digital Seismic Networks through the Incorporated Research Institutions for Seismology (IRIS) data center. The hrGPS data were made available by JPL, using GPS recordings collected by the Geospatial Information Authority (GSI) of Japan. Instrument effects were removed from the P waveforms to produce displacements seismograms. The hrGPS observations were provided in units of displacement. A single dipping planar fault with dip angle of  $12^\circ$  has been used. The slip model (digital data) has been retrieved from the SRCMOD database (<http://equake-rc.info/SRCMOD/>). This SRCMOD database shows that a fault size of 600 km along strike and 210 km along dip were assumed. The hypocenter is located at latitude:  $38.3^\circ\text{N}$ , longitude:  $142.34^\circ\text{E}$ , and 28.04 km depth. The fault is discretized in 560 subfaults of 15 km x 15 km dimensions, distributed with 40 subfaults along strike and 14 along dip. A one-layer rigidity structure of 34.6 GPa has been used in the inversion. But in order to make more realistic the calculation in this project, the 1-D velocity structure shown in Table 2 was used for calculation of static stress drop. Figure 7 shows the final slip distribution obtained by the join inversion.



**Figure 7.** Projection of the final slip distribution (contours) on the map. Inverted triangles indicate hrGPS stations. Red circles are foreshocks and aftershocks distribution (After Ammon et al., 2011).

## 2.8 Teleseismic inversion of Yagi and Fukahata (2011) (Yagi)

The **Yagi** source model inverted teleseismic P-wave data recorded at 51 broadband network stations. Observed waveforms were shifted so that first arrivals aligned with the first break at the hypocenter and then converted into velocity waveforms with a sampling interval of 1.2 s. The waveforms passed a Butterworth band pass filter between 0.001 and 0.38 Hz. A single dipping planar fault with dip angle of  $12^\circ$  has been used. The slip model (digital data) has been retrieved from the SRCMOD database (<http://equake-rc.info/SRCMOD/>). This SRCMOD database shows that a fault size of 500 km along strike and 200 km along dip were assumed. The hypocenter is located at latitude:  $38.103^\circ\text{N}$ , longitude:  $142.86^\circ\text{E}$ , and 22 km depth. The fault is discretized in 560 subfaults of 20 km x 20 km dimensions, distributed with 25 subfaults along strike and 10 along dip. A one-layer rigidity structure has been used in the inversion. Values of the rigidity is not available. But in order to make more realistic the calculation in this project, the 1-D velocity structure shown in Table 2 was used for calculation of static stress drop. Figure 8 shows the final slip distribution obtained by the teleseismic inversion.



**Figure 8.** Map view of inverted total slip distribution. The black circles are the first three-days aftershocks. The top left inset shows the moment-rate function of the mainshock, and the insets of the other corners show the slip-rate function at each space patch. The star represents the epicenter of the main shock. Red triangles indicate strong motion stations (After Yagi and Fukahata, 2011). More description of the figure please see Fig. 1 of Yagi and Fukahata (2011).

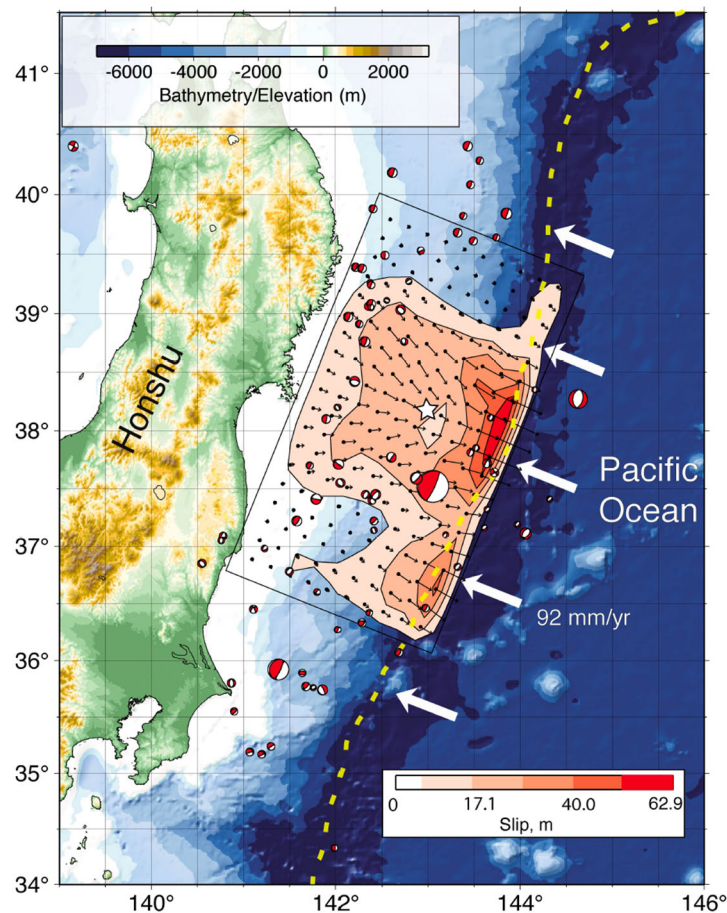


## 2.9 Teleseismic inversion of Lay et al. (2011) (Lay)

The Lay source model is obtained from least-squares inversion of teleseismic P-wave data. The data set used is comprised of 38 teleseismic broadband P-wave ground motions from stations, with epicentral distances greater than  $50^\circ$ , of the Federation of Digital Seismic Networks (FDSN), accessed through the Incorporated Research Institutions for Seismology (IRIS) data center. Inversion is constrained with P-waves long periods waveforms out to  $\sim 80\text{--}120$  s. A single dipping planar fault with dip angle of  $10^\circ$  has been used. The slip model (digital data) has been retrieved from the SRCMOD database (<http://equake-rc.info/SRCMOD/>). This SRCMOD database shows that a fault size of 380 km along strike and 200 km along dip were assumed. The hypocenter is located at latitude:  $38.147^\circ\text{N}$ , longitude:  $142.915^\circ\text{E}$ , and 17 km depth. The fault is discretized in 560 subfaults of 20 km x 20 km dimensions, distributed with 19 subfaults along strike and 10 along dip. A 1-D velocity structure (Table 3) was used for the inversion. Figure 9 shows the final slip distribution obtained by the teleseismic inversion.

**Table 4.** Velocity-structure model used in the source inversion of Lay source model

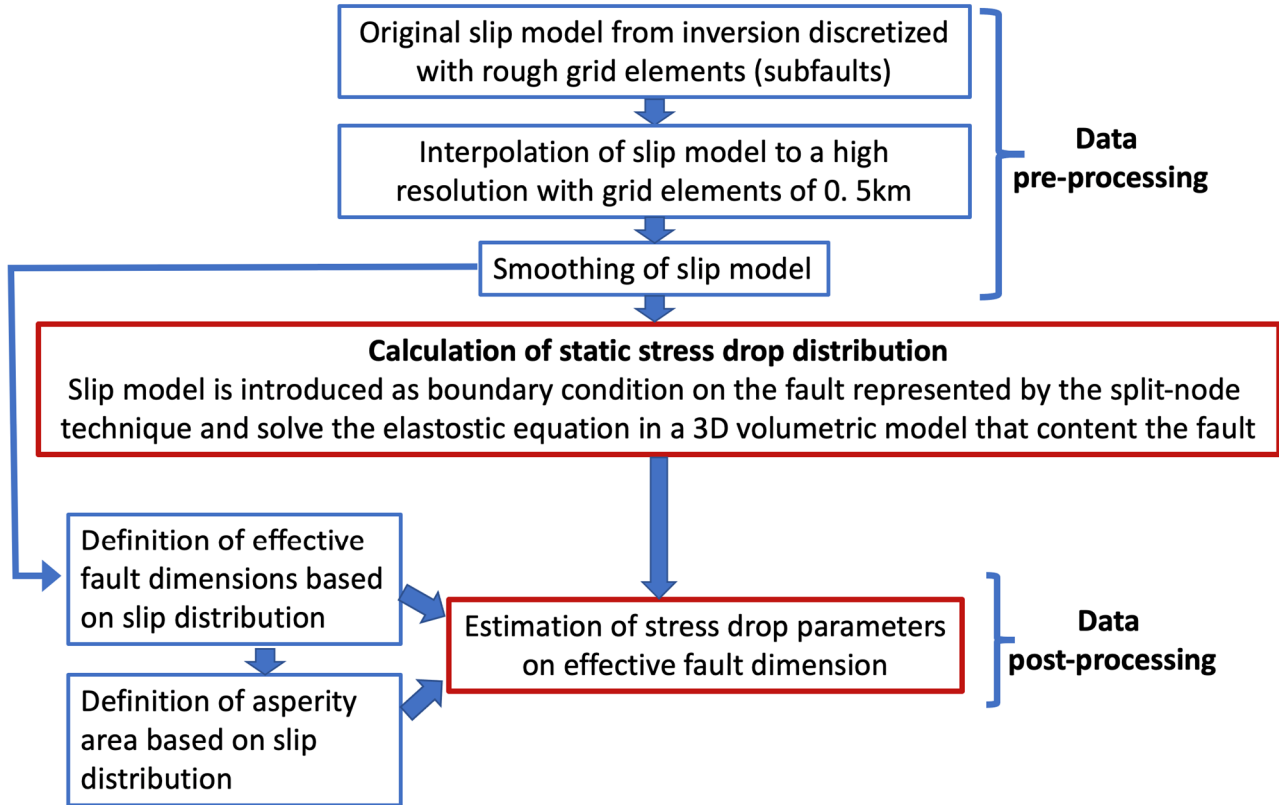
Depth (km)	$V_p$ (m/s)	$V_s$ (m/s)	Density ( $\text{kg/m}^3$ )
0-4	4400	2510	2000
4-14	6000	3460	2600
14-30	6700	3870	2900
30-half space	7700	4500	3300



**Figure 9.** Map of the 11 March 2011 Tohoku great earthquake slip model. The yellow dashed curve indicates the position of the trench deep. White arrows indicate the relative plate motion of the Pacific plate, holding the Japan mainland fixed (After Lay et al., 2011)

### 3. Methodology

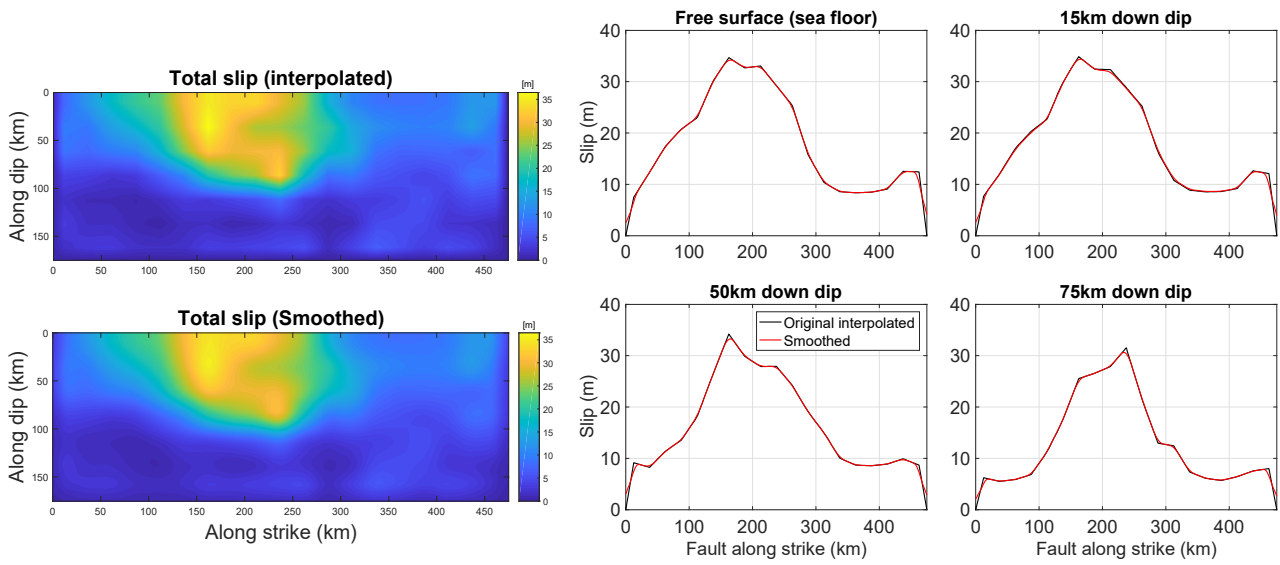
The general procedure for the calculation of stress drop distribution and stress drop parameters is schematically described in the flow chart of Figure 10. Each step is described in the following subsections



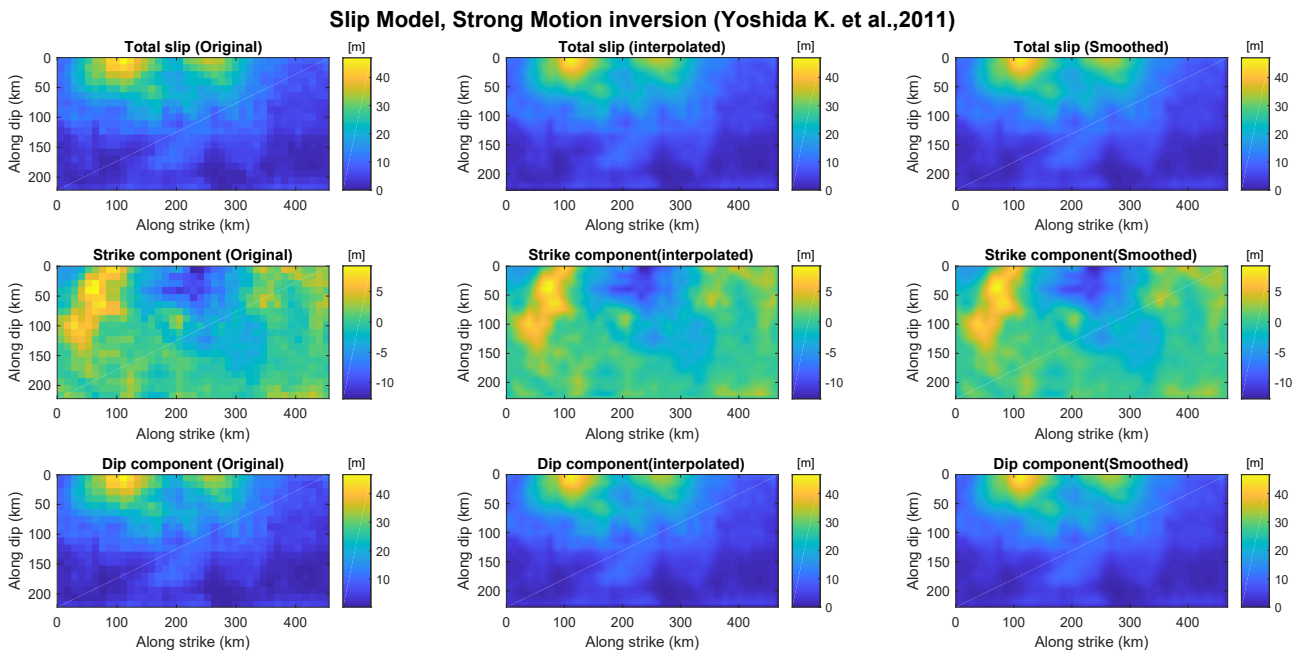
**Figure 10.** Flow chart that schematical describe the steps for the calculation of stress drop parameters

#### 3.1 Pre-processing of data

The grid resolutions (subfaults) of the original kinematic source inversion models vary in the range of 12km to 30km. These models are converted to high resolution grid by interpolating the slip. A linear interpolation method from the matlab tool is used. The high-resolution grid for all the models is of 0.5km in each direction. This resolution provides slip distributions for more accurate estimation of asperity areas and locations. The interpolated slip model still conserves sharp components that introduce abrupt discontinuities on the slip distribution. This sharp slip may produce strong numerical singularities during stress change calculation that can compromise the values of the calculated stress drop. In order to remove these sharp components, the kinematic slip is low pass filtered using the moving average technique with a window of 10km radius. Figure 11 shows an example of the **Yos-Y** source model, in which slip profiles along strike at different distance down dip are compared with original interpolated kinematic slip model (right side of Figure 11). The high-resolution smoothed model provides very smooth slip distributions appropriate for stress change calculations. Figures 12 to 20 show the original slip source model from the inversion, the interpolated and smoothed slip model of the total slip, dip and strike component respectively for all 9 kinematic slip models used in this project and described in the previous section and listed in Table 1.

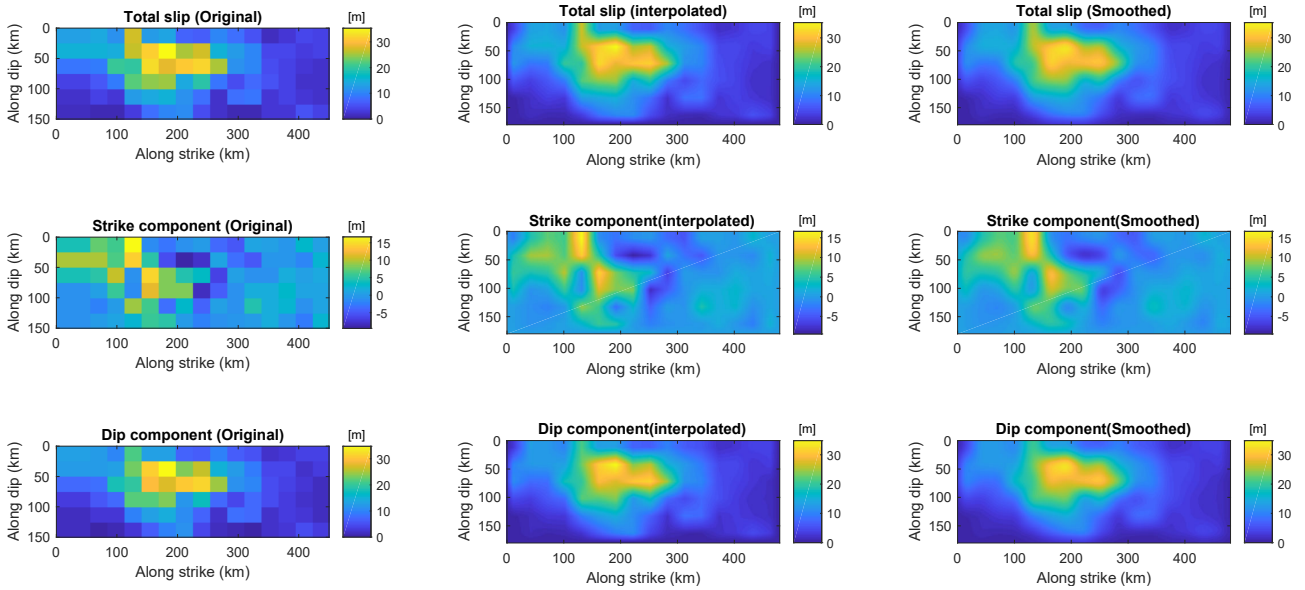


**Figure 11.** Yos-Y source slip model. (left) interpolated and smoothed. (right) comparison between interpolated and smoothed slip profiles a long strike at different down dip distances.



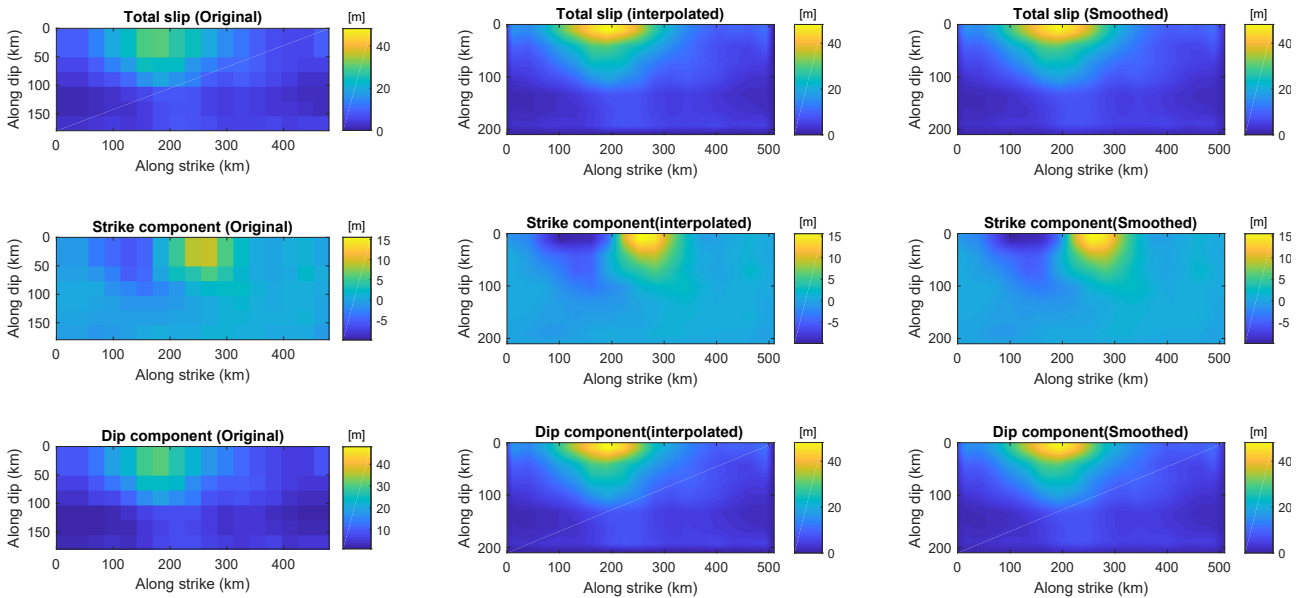
**Figure 12.** Yos-K source slip model distribution (total, strike and dip component). (left) Original from source inversion. (middle) interpolated. (right) smoothed.

**Slip Model, Strong Motion inversion (Yokota et al.,2011)**



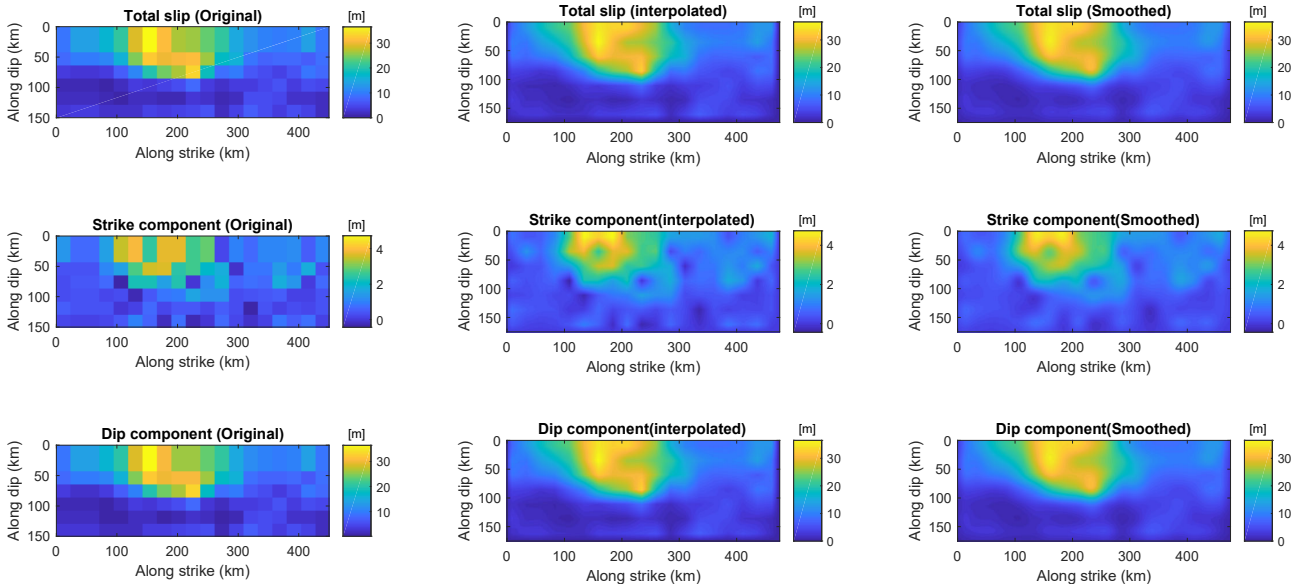
**Figure 13.** Yok source slip model distribution (total, strike and dip component). (left) Original from source inversion. (middle) interpolated. (right) smoothed.

**Slip Model, Strong Motion inversion (Suzuki et al., 2011)**



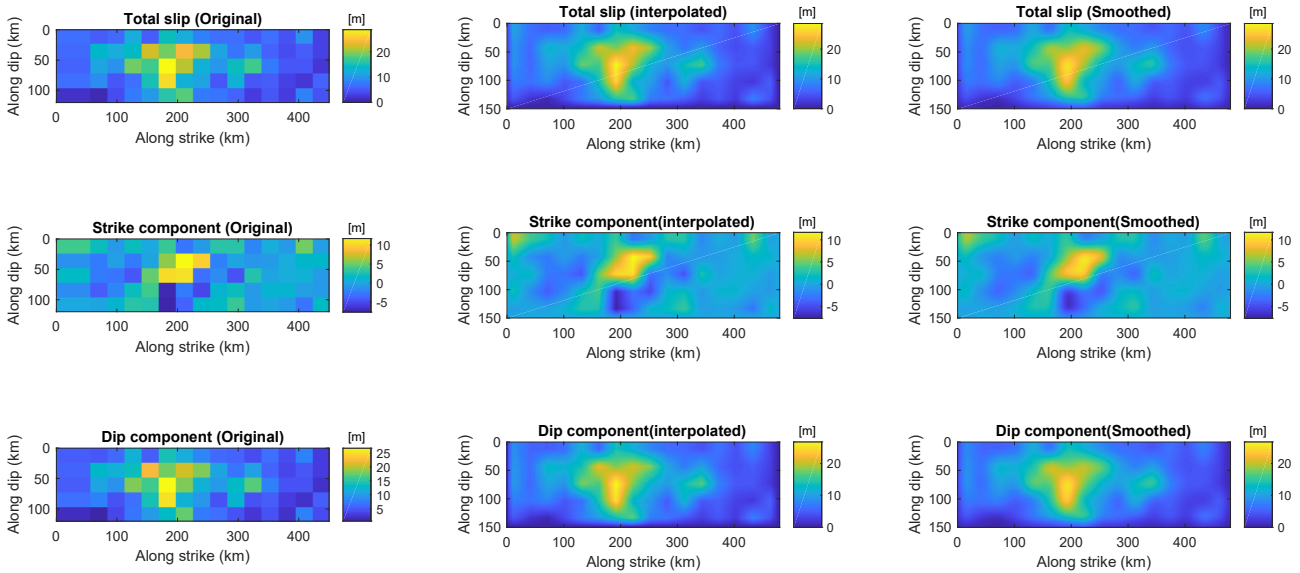
**Figure 14.** Suz source slip model distribution (total, strike and dip component). (left) Original from source inversion. (middle) interpolated. (right) smoothed.

**Slip Model, Strong motion inversion (Yoshida Y. et al.,2011)**



**Figure 15.** Yos-Y source slip model distribution (total, strike and dip component). (left) Original from source inversion. (middle) interpolated. (right) smoothed.

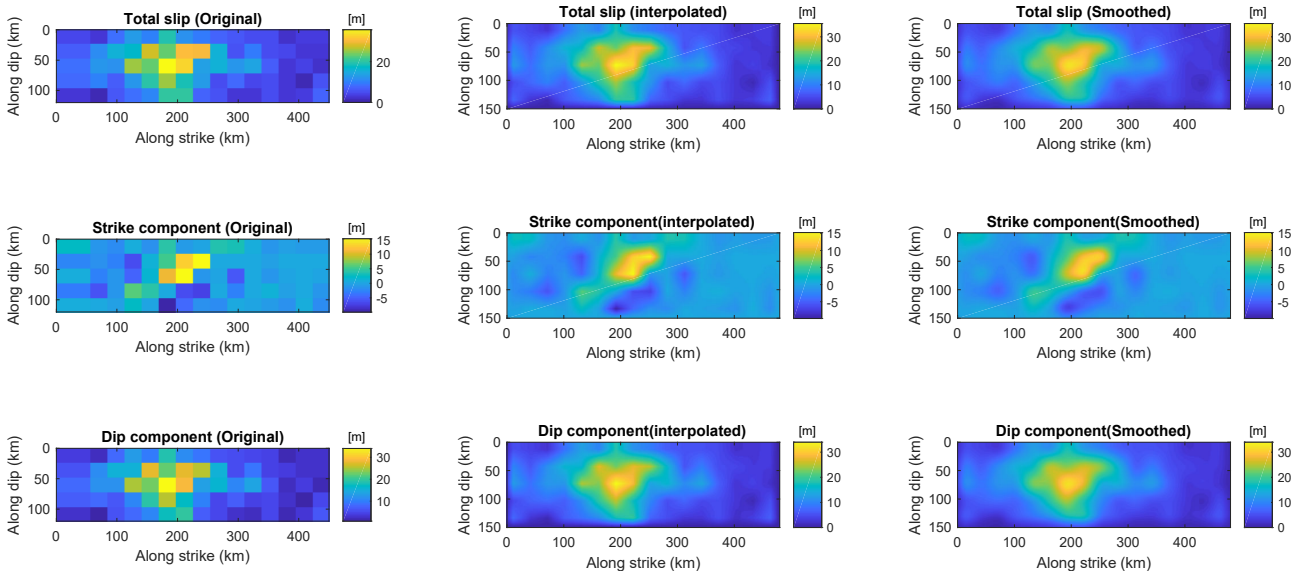
**Slip Model, Strong Motion inversion (Koketsu et al., 2011)**



**Figure 16.** Kok-s source slip model distribution (total, strike and dip component). (left) Original from source inversion. (middle) interpolated. (right) smoothed.

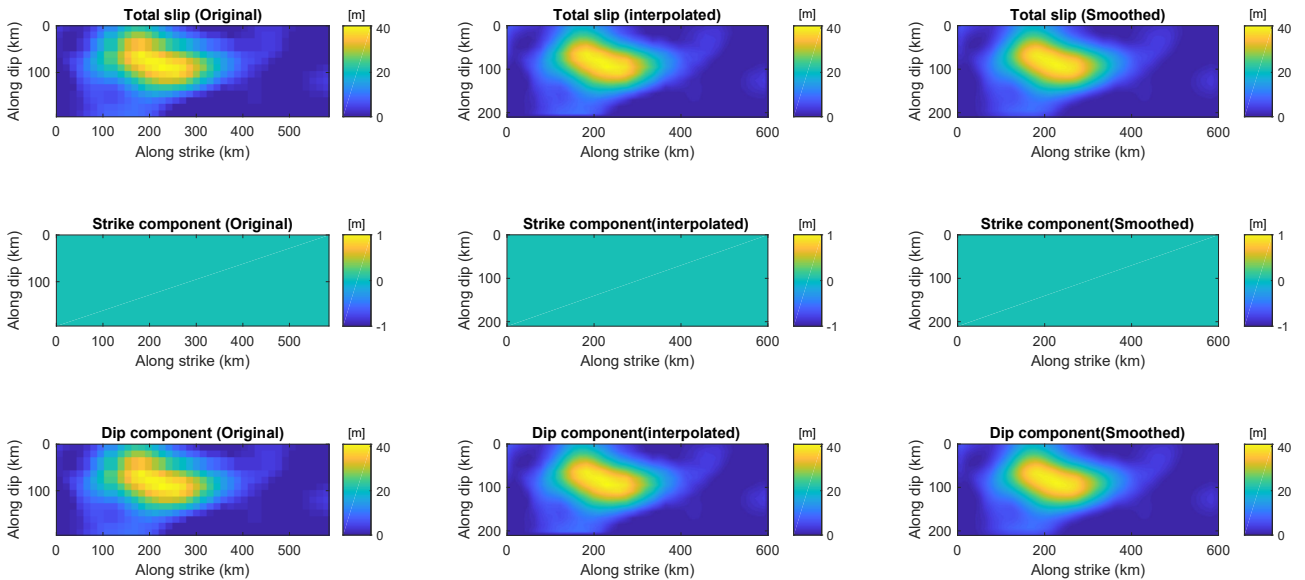


**Slip Model, Join inversion (Strong Motion, Teleseismic, Geodetic) (Koketsu et al., 2011)**



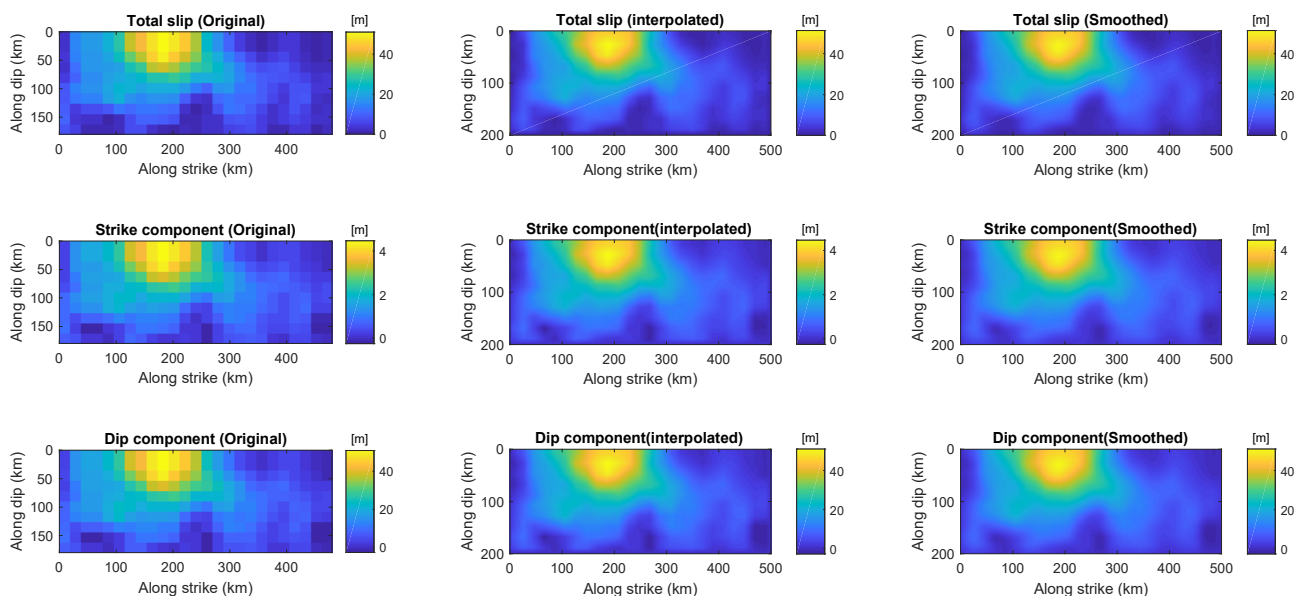
**Figure 17.** Kok-j source slip model distribution (total, strike and dip component). (left) Original from source inversion. (middle) interpolated. (right) smoothed.

**Slip Model, Join inversion (Teleseismic, high rate GPS) (Ammon et al., 2011)**



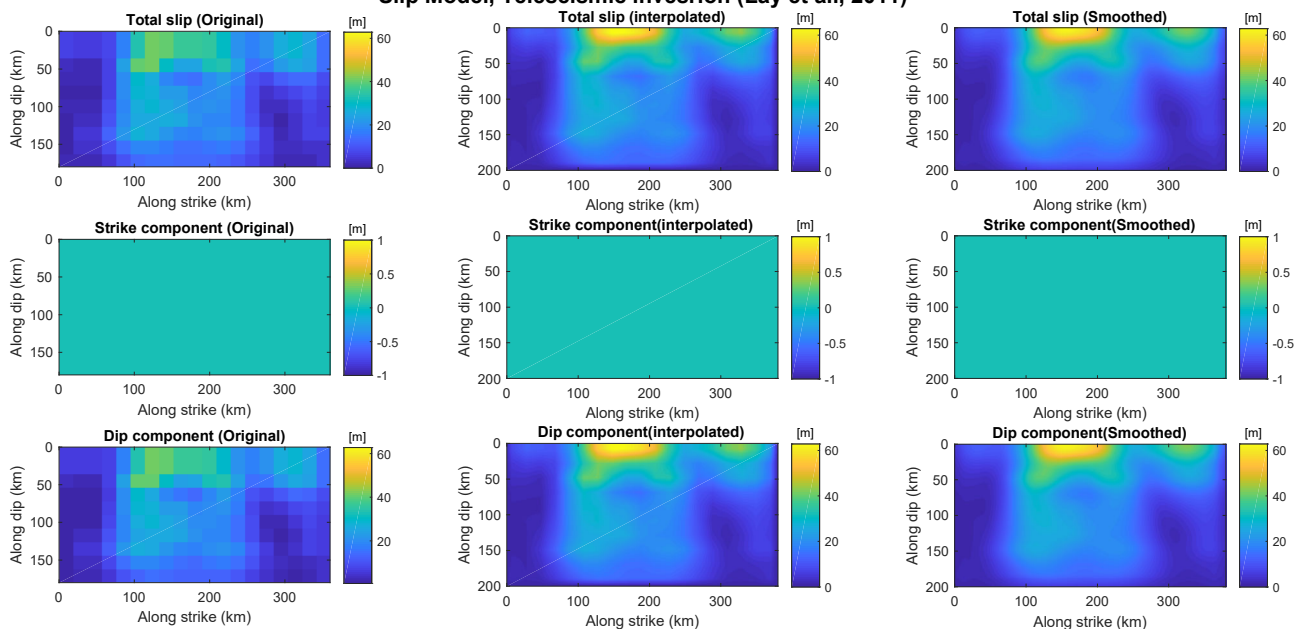
**Figure 18.** Amm source slip model distribution (total, strike and dip component). (left) Original from source inversion. (middle) interpolated. (right) smoothed.

**Slip Model, Teleseismic inversion (Yagi and Fukahata, 2011)**



**Figure 19.** Yagi source slip model distribution (total, strike and dip component). (left) Original from source inversion. (middle) interpolated. (right) smoothed.

**Slip Model, Teleseismic inversion (Lay et al., 2011)**



**Figure 20.** Lay source slip model distribution (total, strike and dip component). (left) Original from source inversion. (middle) interpolated. (right) smoothed.

### 3.2 Technique of static stress drop calculation

Final shear-stress is locally computed via the elastostatic equations using the final distribution from kinematic inversion as a boundary condition on the fault plane. This is achieved by applying a 3-D finite difference method that uses the traction-at-split-node method (Day et al., 2005, Dalguer and Day, 2007; Dalguer, 2012). Calculations have been developed using the generalized Finite Difference Method (FDM) scheme code developed by Ely et al. (2008, 2009) that can utilize structured hexahedral grids to mesh irregular geometry following a second-order accurate support operator scheme (e.g., Shashkov, 1996) with the capability to model general fault geometry and topography. The code is parallelized, using Message Passing Interface (MPI), for multiprocessor execution, and is highly scalable, enabling large-scale earthquake simulations. The code, originally developed to solve the 3-D elastodynamic equations (Equations 1-3) for spontaneous dynamic rupture simulation, has been modified to introduce the kinematic slip as boundary condition on the fault, allowing the calculation of the shear stress change kinematically constrained (e.g. Causse et al., 2013). Viscous damping terms in the form of Kelvin-Voigt proportional to the strain-rate components were originally introduced in the equations as a device to suppress short-wavelength oscillations. Then, the linearized 3-D equation of motions as represented by Ely et al. (2008, 2009) are given by

$$\partial_t \dot{\mathbf{u}} = \rho^{-1} \nabla \sigma \quad (1)$$

$$\sigma = \lambda \text{trace}(\mathbf{g}) \mathbf{I} + \mu (\mathbf{g} + \mathbf{g}^T) \quad (2)$$

$$\mathbf{g} = \nabla (\mathbf{u} + \gamma \dot{\mathbf{u}}) \quad (3)$$

Where  $\sigma$  is the stress tensor,  $\mathbf{u}$  and  $\dot{\mathbf{u}}$  are respectively the displacement and velocity vectors,  $\rho$  is density,  $\lambda$  and  $\mu$  are elastic moduli and  $\gamma$  is viscosity introduced to artificially damp the system.

As mentioned before, the viscous damping term was originally introduced to regularize the numerical solution of the elastodynamic problem, rather than to represent a physical damping (e.g. Day et al., 2005; Dalguer and Day, 2007; Ely et al. 2008, 2009). For the static problem performed in this project, the same set of Equations 1-3 of the dynamic problem is essentially used, except that the damping terms are used so that the velocities are damped out to achieve faster convergence to the static solution. Similar procedure to perform static simulations has been done by for example Oglesby and Day (2001). These authors developed static simulations for the 1999 Chi-Chi (Taiwan) earthquake. For the purpose of calculation of the static shear stress, initially the fault is excited dynamically with impulsive slip velocity functions consistent with the final slip of the kinematic source model, then the propagated waves are forced to quickly be dumped, remaining the static deformation to solve the elastostatic equation at the final computation. Detail description of the stress drop formulation acting on the fault plane is described as follow.

#### *Split-nodes fault representation for calculation of stress drop*

The fault represented by split-nodes (Day et al., 2005, Dalguer and Day, 2007; Dalguer, 2012) in the numerical model is shown in Figure 21. As shown in this figure, a given fault plane node is split into plus-side and minus-side parts. The two halves of a split node interact only through a traction ( $T$ ) acting on the interface between them (e.g. Day et al., 2005). The lumped nodal elements that take portions of the of Equations 1-3 are represented by the nodal forces acting at the respective half nodes. The plus-side and minus-side nodes then have respective concentrated masses  $M^+$   $M^-$ , and experience respective elastic restoring forces,  $R^+$  and  $R^-$ . These forces represent the stress divergence terms in the equations (1-3) but are partitioned into separate contributions from each side of the fault plane. The



equation of motions at a given split node approximated by central time differencing at time  $t$  and integrated to estimate the nodal velocity and displacement components are:

$$\dot{u}^{\pm}\left(t+\frac{\Delta t}{2}\right)=\dot{u}^{\pm}\left(t-\frac{\Delta t}{2}\right)+\frac{\Delta t}{M^{\pm}}\left\{R^{\pm}(t)\pm A\left[T^0-T(t)\right]\right\} \quad (4)$$

where  $\Delta t$  is the time step,  $A$  is the area of the fault surface associated with the given split done,  $T$  is the fault plane shear traction (absolute value of stress acting on the fault) and  $T^0$  is the initial stress. Then the slip velocity is given by

$$\Delta\dot{u}=\dot{u}^+-\dot{u}^- \quad (5)$$

Equations 4 and 5 are usually solved to evaluate the shear traction  $T$  against friction for spontaneous dynamic rupture simulations (e.g. Day et al., 2005, Dalguer and Day, 2007; Ely et al., 2009; Dalguer, 2012). But since the slip velocity is known as a boundary condition on the fault, the stress change (stress drop) caused by the input slip can be calculated as follow.

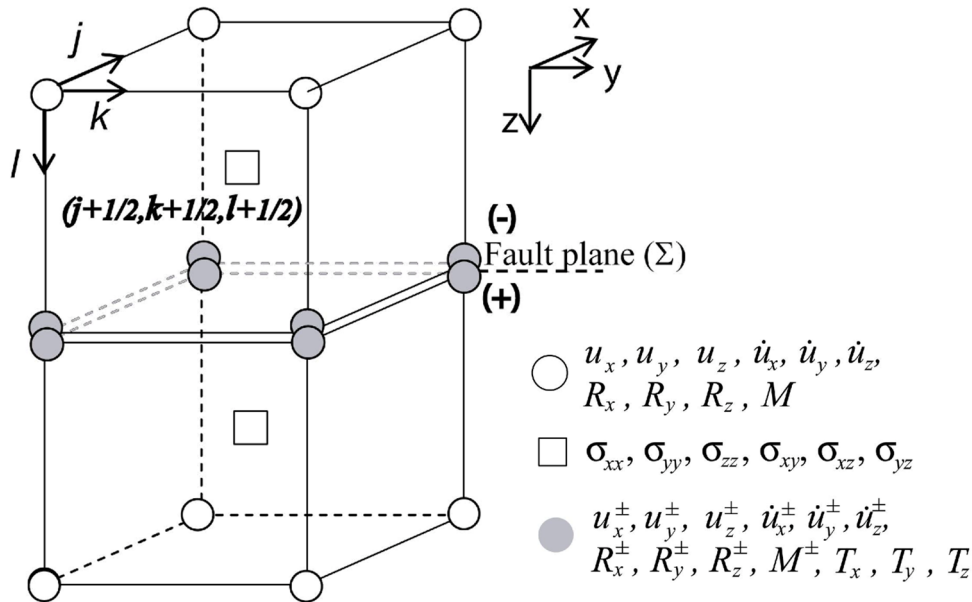
The stress drop at time  $t$  is given by

$$\Delta\sigma(t)=T^0-T(t) \quad (6)$$

Combining equations 4, 5 and 6, the stress drop is then given by

$$\Delta\sigma(t)=\frac{M^+M^-\left[\Delta\dot{u}\left(t+\frac{\Delta t}{2}\right)-\Delta\dot{u}\left(t-\frac{\Delta t}{2}\right)\right]-\Delta t\left(M^-R^+-M^+R^-\right)}{\Delta tA\left(M^++M^-\right)} \quad (7)$$

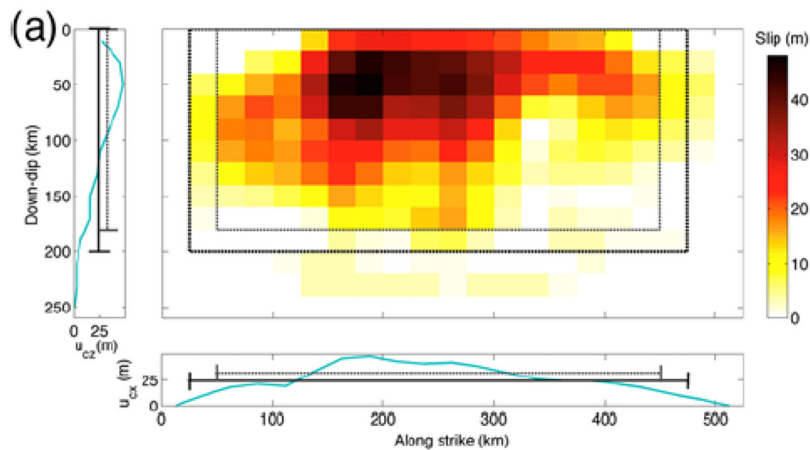
The static stress drop is therefore the value at the final computation time when cease the dynamic motion remaining the static deformation in the system surrounding the fault.



**Figure 21.** Split node geometry to represent the fault illustrated for two cubic unit cells of the finite difference discretization. Mass ( $M^{\pm}$ ) is split, and separate elastic restoring forces ( $R^{\pm}$ ) act on the two halves. The two halves of a split node interact only through shear and normal tractions ( $T$ ) at the interface.

### 3.3 Effective fault dimension

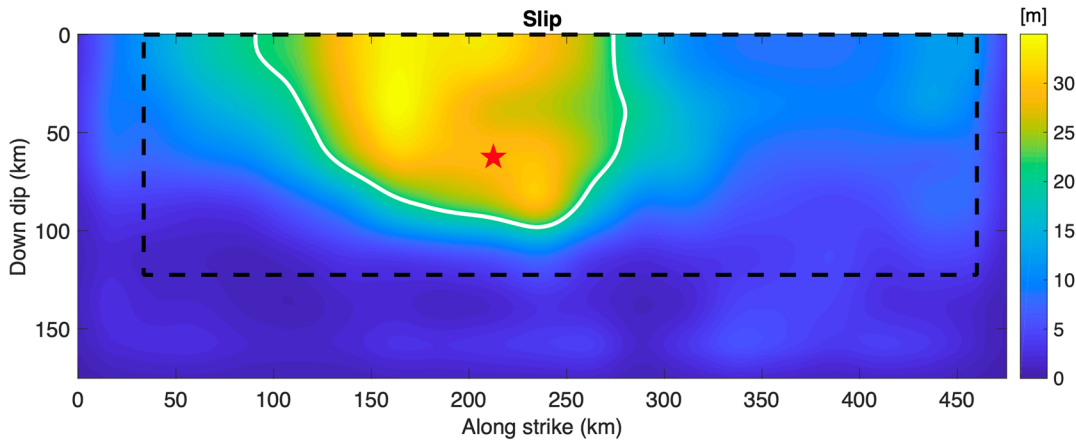
One specific feature of the source inversion procedure relevant for the definition of asperities and average calculations of stress drop that will be described in the next sub-section is the definition of the effective fault dimensions. The final models of source images may result in unnecessary areas that contain superfluous low or zero slip at the fault edges. This usually occurs because prior to the inversion calculation the fault dimensions are assumed and they can be too large. In order to correct for it, the source rupture models are trimmed to estimate the effective source dimensions. The trimming procedure proposed by Thingbaijam and Mai (2016) that is an extension of the approach of Mai and Beroza (2000) is used. This trimming procedure basically consists in the estimation of effective length and width of the fault from the corresponding autocorrelation widths along-strike and down-dip direction of the slip distribution. The slip distribution is described in term of an autocorrelation function (ACF) with the correlation lengths, then an iterative process determines the largest dimension that fits the autocorrelation width, so that the difference between the two is less than or equal to the fault size (Thingbaijam and Mai, 2016). Figure 22 shows an example of a trimmed source slip models, in which the effective dimensions are calculated.



**Figure 22.** Example of a kinematic fault rupture model, in which the effective source dimensions (thick lines) are estimated by adjusting the autocorrelation width of slip summed along dip  $u_{cz}$  and strike  $u_{cx}$  (lighter lines) (After Thingbaijam and Mai 2016)

### 3.4 Asperity Definition

The asperity is located at the effective source dimension and defined as a region in the fault in which the slip ( $D$ ) exceeds a specified threshold. There are several criteria to define asperities based on the slip distribution (e.g. Somerville et al., 1999; Mai et al., 2005; Dalguer et al., 2004, 2008). In a previous ORI project, Dalguer (2020) described and compared different criteria for set of surface-rupturing earthquakes and found that the criterium of Dalguer et al. (2004, 2008) produces stable solutions to identified concentrated patched of large slip. This approach is based on simplified dynamic rupture simulations, in which asperity is defined as the areas in which slip satisfies relation  $D \geq 0.6D_{max}$ , where  $D_{max}$  is the maximum slip of the entire fault rupture area. Figure 23 shows an example of the asperity location of the **Yos-Y** source slip model.



**Figure 23.** Asperity location (white line) at the effective fault area (black dashed line) for the **Yos-Y** source slip model. Red star indicates the hypocenter.

#### 4. Stress drop calculation

In this section the result of the static stress drop calculation and estimation of stress drop parameters such as average and maximum values are presented for all the 9 kinematic source inversion models. The methodology follows the flow chart represented in Figure 10 and steps described in the previous section. Since the rupture process of the 2011 Tohoku earthquake reached the seafloor, as demonstrated by several authors (e.g. Brodsky et al., 2020), the calculation of the stress drop distribution has been developed assuming a surface-rupturing earthquake. The summary of the stress drop parameters obtained from the effective fault area, such as average values on the fault, on the asperity, on the background the asperity, at the shallow zone (20 km wide along dip) and maximum stress drop are presented in Table 5. For completeness, this table also includes short-period levels as defined by Dan et al. (2001, 2015), the corresponding values of the slip, as well as general information of the source slip models and rupture area (effective, asperity and high stress drop area). This summary of stress drop and slip are represented in Figure 24 in the form of bar plots for each parameter and each source model. Figures 25 to 33 show images of the static stress drop and final slip distributions respectively for the 9 kinematic slip models. In each model, the asperity and effective fault area are specified.

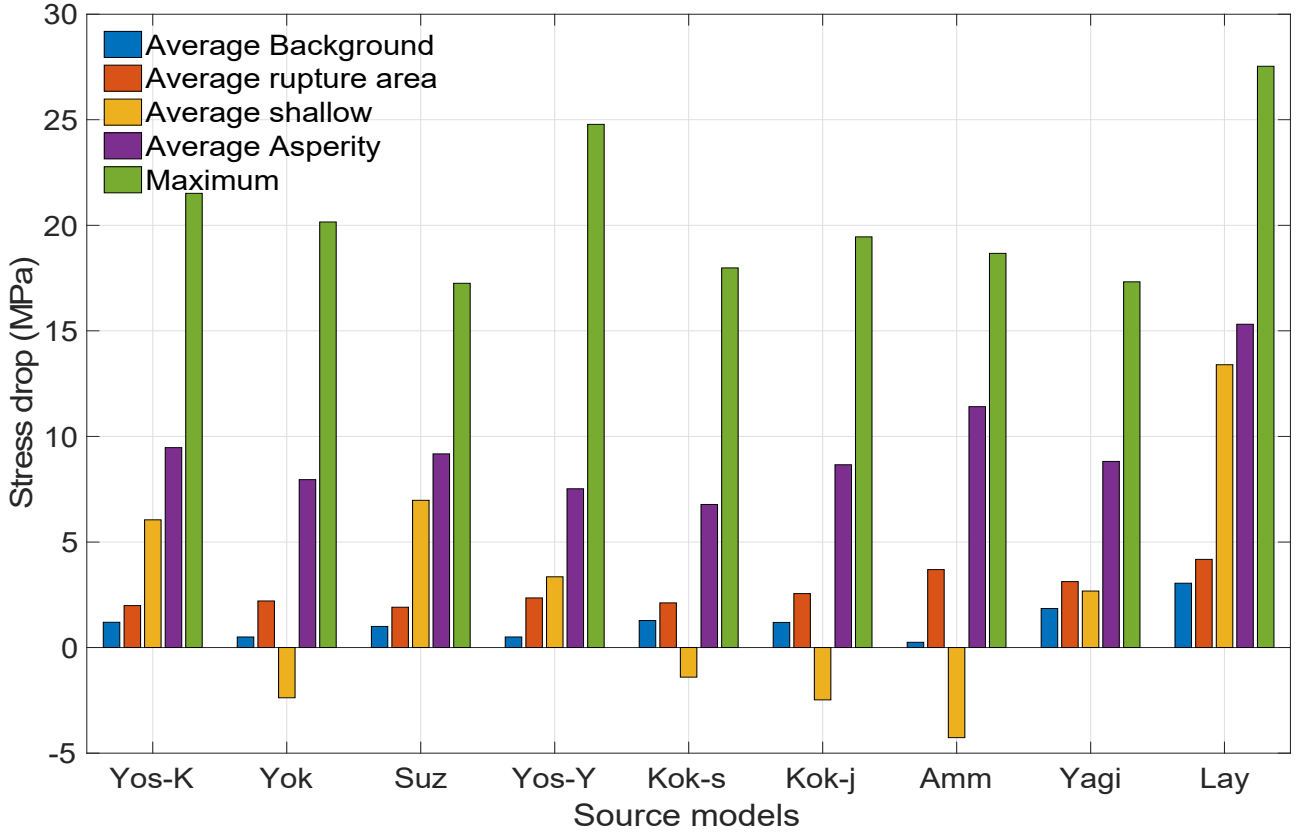
As seen in the summary plot of stress drop (Figure 24), there are some clear distinction between source models that use strong ground motion for the inversion (**Yos-K, Yok, Suz, Yos-Y, Kok-s, Kok-j**) and those that do not use (**Amm, Yagi, Lay**). The latter generate larger average values of stress drop and slip of the total effective rupture area, asperity and background. For the average of the shallow zone and maximum values of stress drop, no clear distinction between these two groups. Nevertheless, there are two remarkable features of the average stress drop at the shallow area, independent of the inversion dataset. One group content negative stress drop (**Yok, Kok-s, Kok-j, Amm**), the rest have positive stress drop, some of them comparable to the average stress drop of the asperity. The models with negative stress drop at the shallow zone is consistent with the concept of weak-shallow layer (SL). This concept says that the rupture in the SL zone may operate in a distinctive manner from the rest of the fault (e.g. Dalguer et al, 2019). This is due to the formation of incompetent fault gouge, cracking and other forms of brittle rock damage (e.g., Marone, 1998; Marone and Scholz, 1988; Scholz, 2002). This damage zone can be accumulated during the lifetime of a fault. The main feature of this SL zone is that it operates during rupture with an enhanced energy absorption mechanism. This feature of SL zone can also be visualized in the corresponding stress drop and slip images of the mentioned models with negative stress drop (Figures 26, 29, 30, 31). These models have also the lowest average values of slip at the SL zone (bottom of Figure 24). The rest of the models have in general concentration of slip and stress drop at the shallow zone.

**Table 5.** Summary of stress drop and slip parameters and general information of the source models

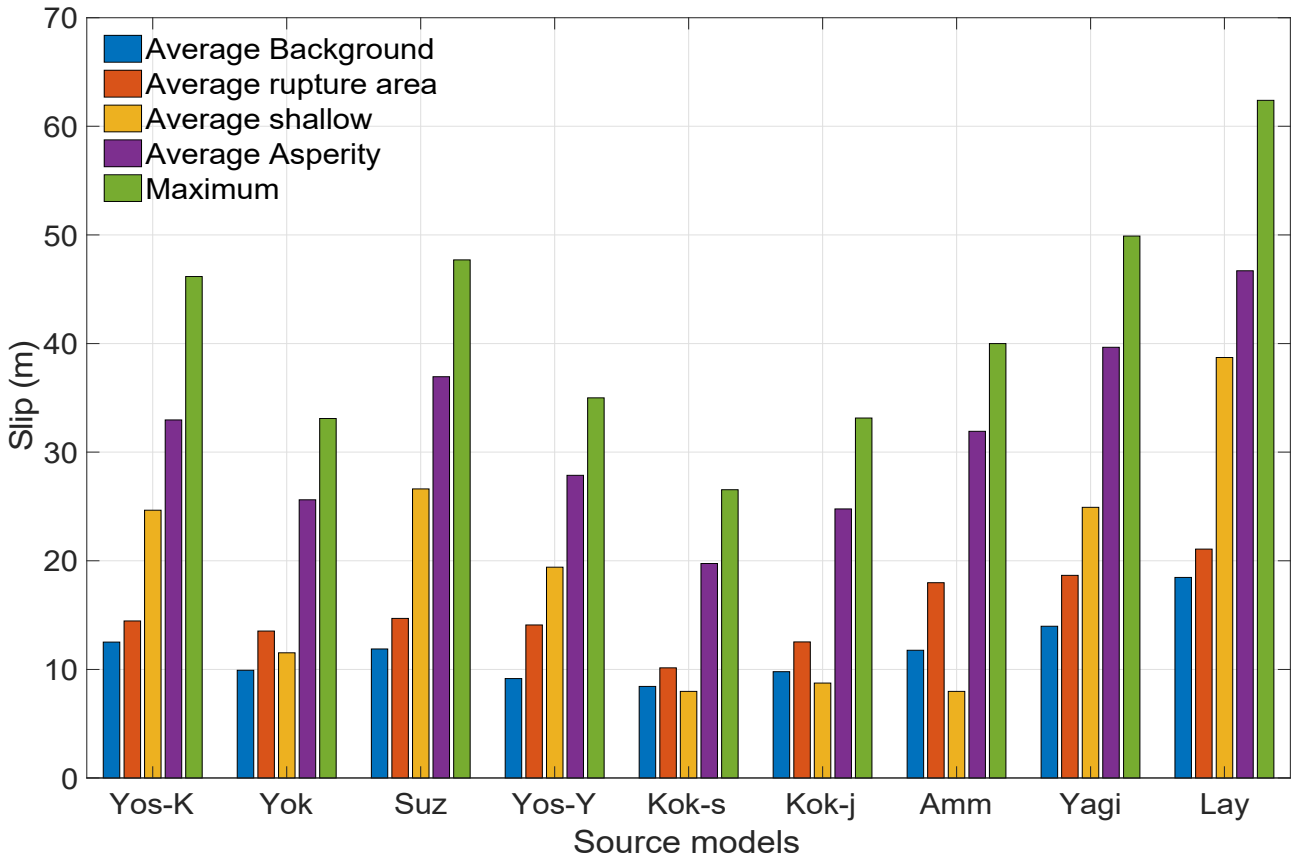
Parameters \ Model	Yos-K	Yok	Suz	Yos-Y	Kok-s	Kok-j	Amm	Yagi	Lay
<b>Mw</b>	9.0	9.0	9.0	9.0	9.0	9.0	9.0	9.11	9.0
<b>Mo</b>	4.3e22	4.2e22	4.42e22	4.3e22	3.4e22	3.8e22	3.9e22	5.75e22	3.55e22
<b>Hypo Lat.</b>	38.103	38.103	38.1	38.103	38.103	38.103	38.3	38.103	38.147
<b>Hypo Lon.</b>	142.861	142.861	142.85	142.861	142.86	142.86	142.34	142.86	142.915
<b>Hypo Depth (km)</b>	23.7	17.0	24.0	23.74	17.0	17.0	28.04	22.0	17.0
<b>Hypo along strike (km)</b>	198	195.0	225.0	212.5	195.0	195.0	184.57	190.0	170.0
<b>Hypo along dip (km)</b>	90	75.0	75.0	62.5	45.0	45.0	130.05	80.0	90.0
<b>Effective Width (km)</b>	161.5	160.0	146.5	122.5	143.5	142.5	163.5	167.5	165.0
<b>Effective length (km)</b>	408	347.0	399.5	426.5	385.0	338.0	305.5	151.5	292.5
<b>Effective Area (km<sup>2</sup>)</b>	65892.0	55520.0	58526.75	52246.25	55247.5	48165.0	49949.25	58876.25	48262.5
<b>Asperity Area (km<sup>2</sup>)</b>	6331.5	12841.75	6624.25	13853.25	8450.75	8861.0	15475.25	10796.25	4461.5
<b>High Stress Drop Area (km<sup>2</sup>)</b>	2598.5	5459.75	3309.75	5891.25	3838.50	4420.5	8545.25	4641.25	2506.5
<b>D</b>	14.47	13.54	14.7	14.1	10.15	12.53	17.98	18.67	21.07
<b>D<sub>asp</sub></b>	32.97	25.62	36.94	27.88	19.75	24.78	31.93	39.65	46.71
<b>D<sub>b</sub></b>	12.51	9.925	11.88	9.16	8.43	9.79	11.76	13.98	18.47
<b>D<sub>s</sub></b>	24.66	11.53	26.62	19.41	7.98	8.75	7.98	24.92	38.72
<b>D<sub>max</sub></b>	46.17	33.1	47.7	35.00	26.55	33.15	40.00	49.9	62.4
<b>Δσ</b>	1.99	2.21	1.91	2.35	2.12	2.56	3.69	3.12	4.18
<b>Δσ<sub>asp</sub></b>	9.47	7.95	9.17	7.52	6.78	8.66	11.41	8.82	15.31
<b>Δσ<sub>b</sub></b>	1.20	0.5	1.0	0.5	1.28	1.19	0.25	1.85	3.05
<b>Δσ<sub>s</sub></b>	6.05	-2.38	6.97	3.35	-1.4	-2.48	-4.27	2.68	13.39
<b>Δσ<sub>max</sub></b>	21.51	20.16	17.25	24.78	17.981	19.45	18.67	17.32	27.53
<b>A<sub>asp</sub> (N-m/s<sup>2</sup>)</b>	7.0e19	9.5e19	7.0e19	9.2e19	6.5e19	8.2e19	1.4e20	8.8e19	9.8e19
<b>A<sub>eff</sub> (N-m/s<sup>2</sup>)</b>	1.1e20	1.1e20	8.5e19	1.0e20	9.2e19	1.1e20	1.5e20	1.2e20	1.5e20

\* **D** and **Δσ** are respectively average values of slip (m) and static stress drop (MPa) on the effective rupture area. The subscripts **asp**, **b** and **s**, indicate the average values respectively at the asperity, background asperity and shallow zone (first 20km dip). The subscript **max** indicates the maximum values on the effective rupture area. **A** is the short-period level as defined by Dan et al. (2001,2015) and the corresponding subscripts **asp** and **eff** are respectively the **A** from asperity and effective area. The high stress-drop area corresponds to the area in the asperity, in which stress drop is larger than the average stress drop of the asperity ( $\Delta\sigma_{asp}$ )

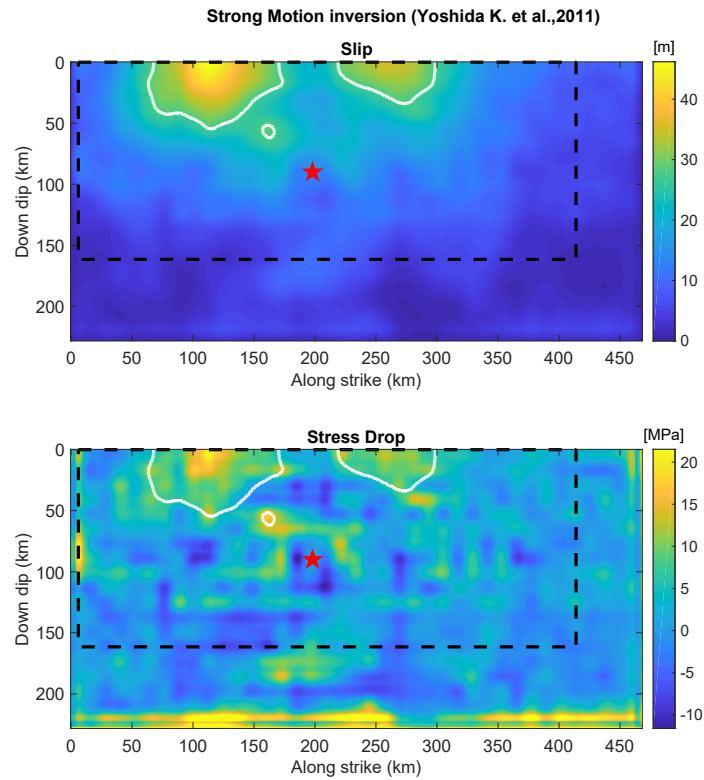
### Summary Stress Drop parameters



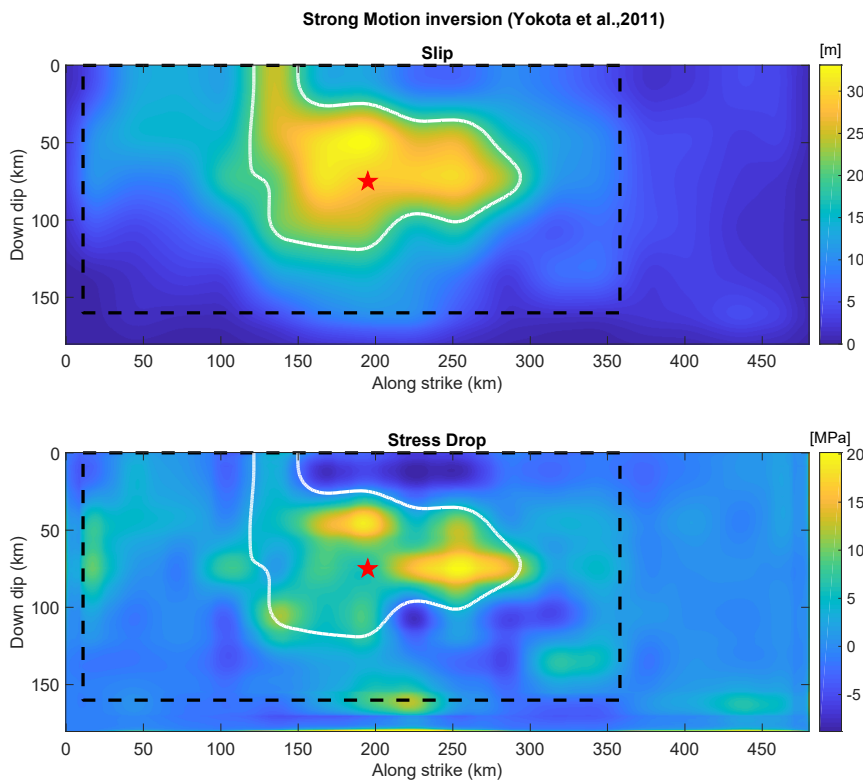
### Summary Slip parameters



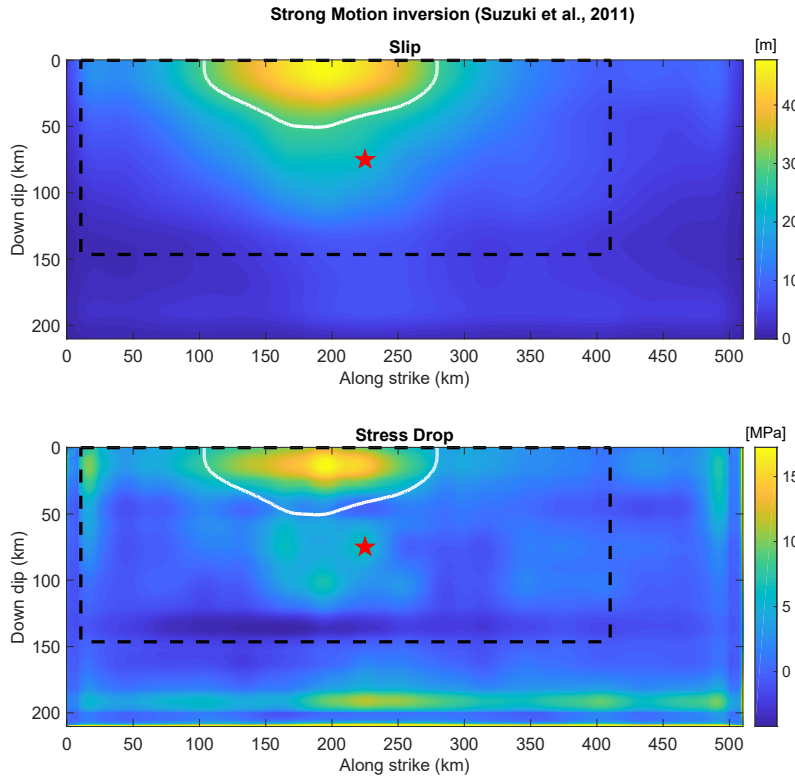
**Figure 24.** Summary of stress drop (top) and slip parameters(bottom) estimated for the 9 kinematic source inversion models



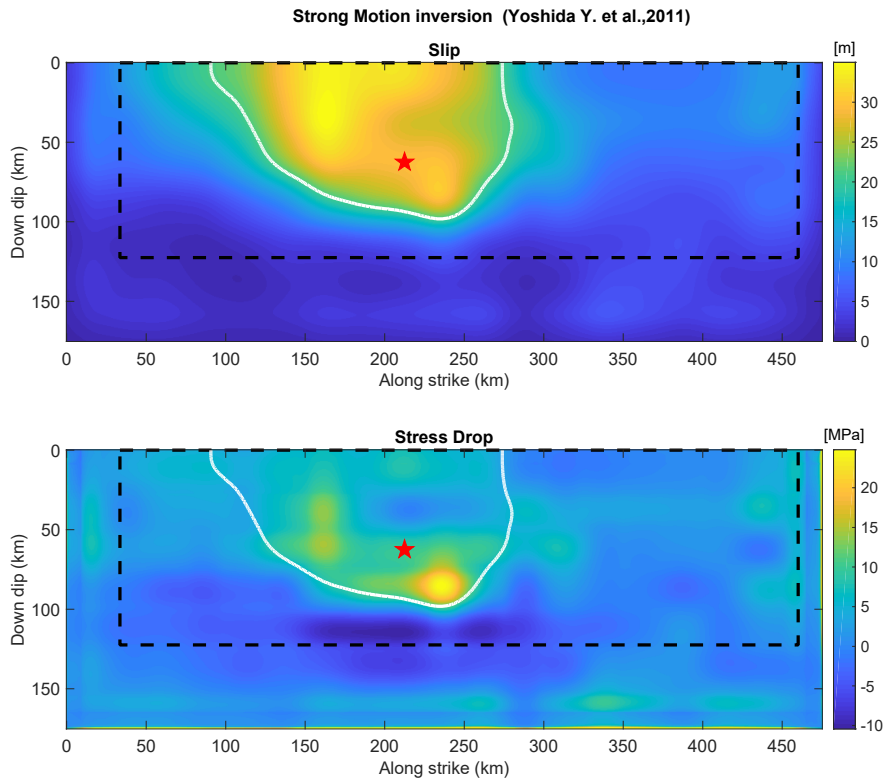
**Figure 25.** Smoothed slip (top) and calculated static stress drop (bottom) distribution for the **Yos-K** source model. Asperity location and effective fault area are denoted, respectively, by white line and black dashed line. Red star indicates the hypocenter.



**Figure 26.** Smoothed slip (top) and calculated static stress drop (bottom) distribution for the **Yok** source model. Asperity location and effective fault area are denoted, respectively, by white line and black dashed line. Red star indicates the hypocenter.

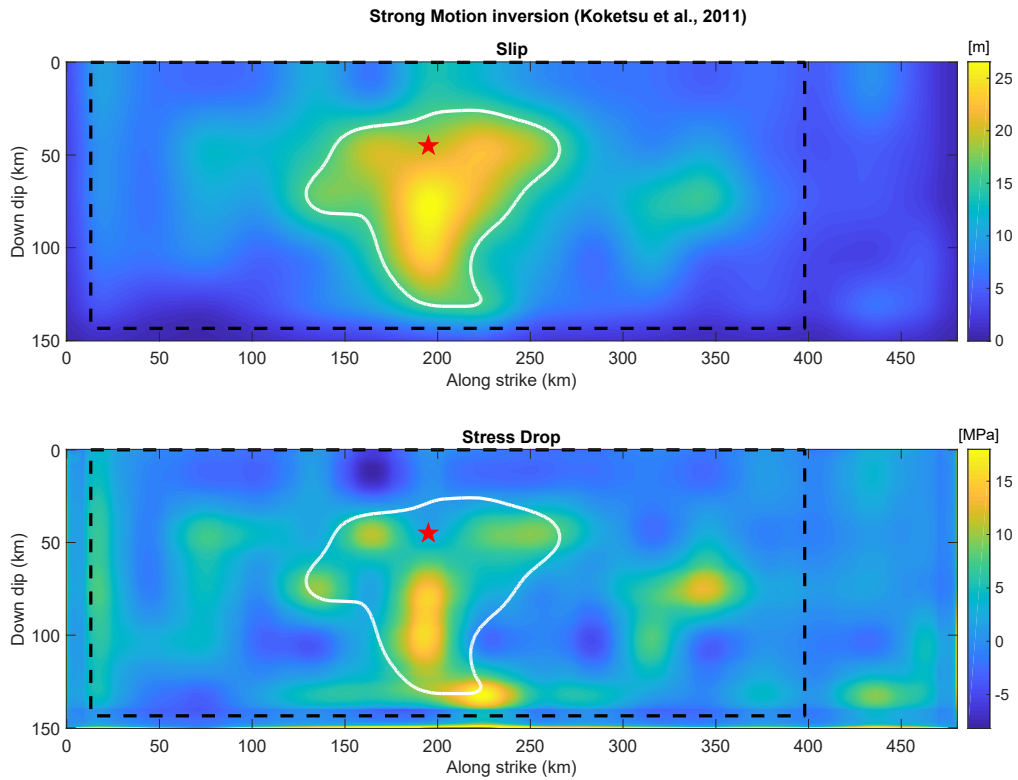


**Figure 27.** Smoothed slip (top) and calculated static stress drop (bottom) distribution for the **Suz** source model. Asperity location and effective fault area are denoted, respectively, by white line and black dashed line. Red star indicates the hypocenter.

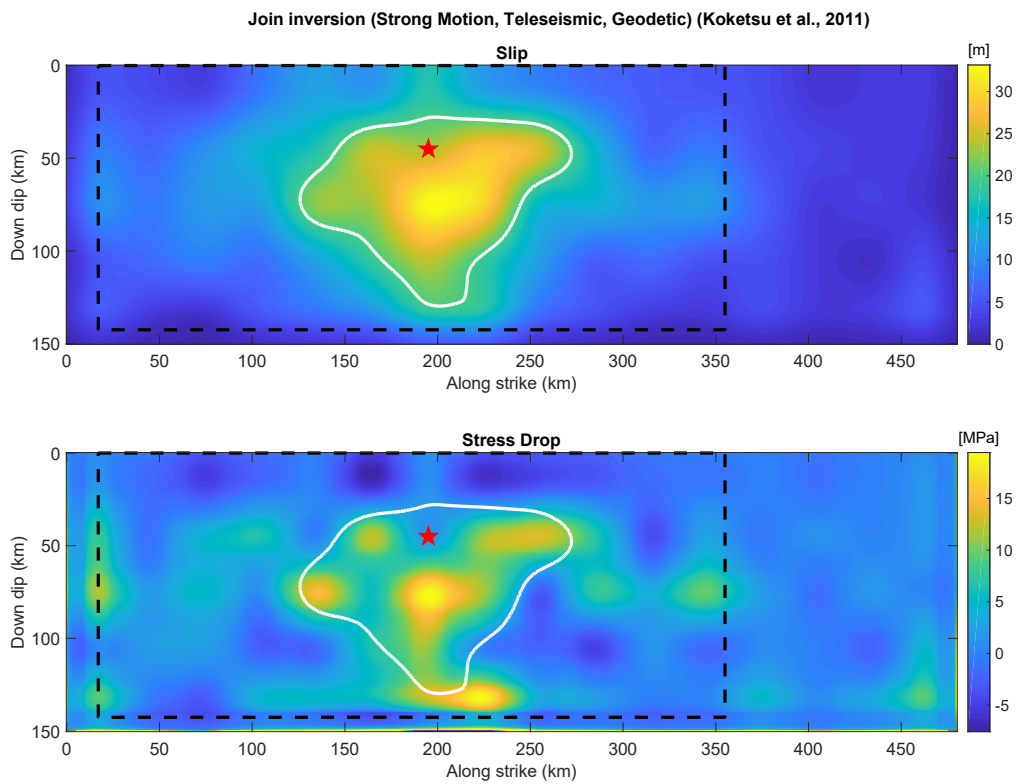


**Figure 28.** Smoothed slip (top) and calculated static stress drop (bottom) distribution for the **Yos-Y** source model. Asperity location and effective fault area are denoted, respectively, by white line and black dashed line. Red star indicates the hypocenter.



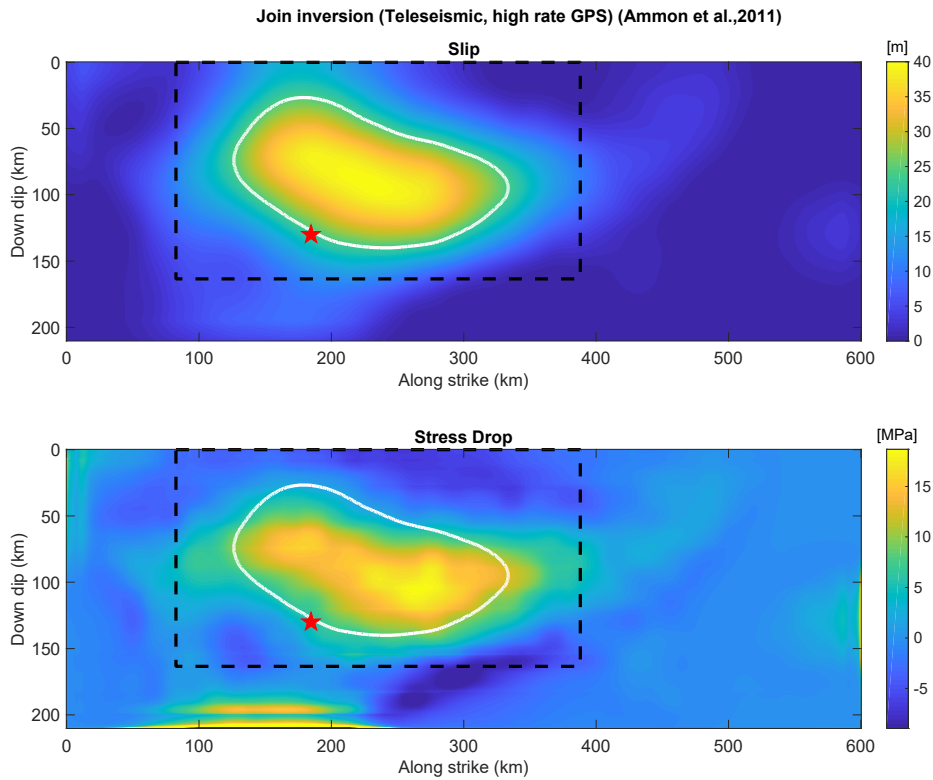


**Figure 29.** Smoothed slip (top) and calculated static stress drop (bottom) distribution for the **Kok-s** source model. Asperity location and effective fault area are denoted, respectively, by white line and black dashed line. Red star indicates the hypocenter.

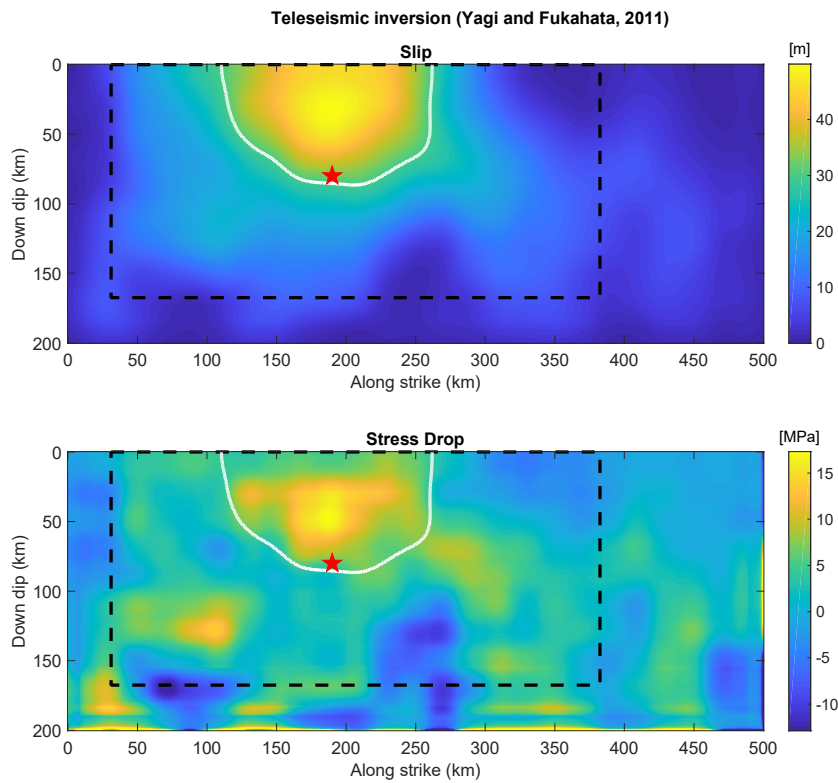


**Figure 30.** Smoothed slip (top) and calculated static stress drop (bottom) distribution for the **Kok-j** source model. Asperity location and effective fault area are denoted, respectively, by white line and black dashed line. Red star indicates the hypocenter.

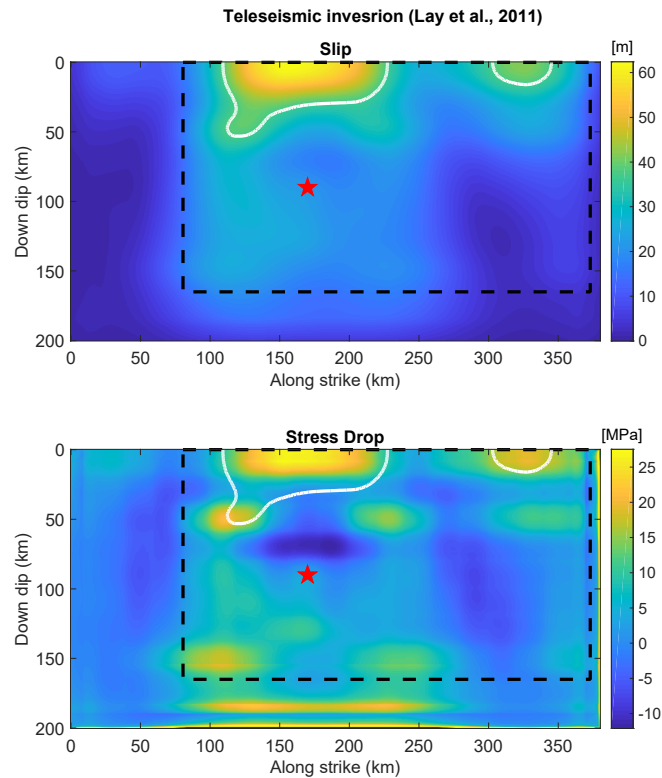




**Figure 31.** Smoothed slip (top) and calculated static stress drop (bottom) distribution for the **Amm** source model. Asperity location and effective fault area are denoted, respectively, by white line and black dashed line. Red star indicates the hypocenter.



**Figure 32.** Smoothed slip (top) and calculated static stress drop (bottom) distribution for the **Yagi** source model. Asperity location and effective fault area are denoted, respectively, by white line and black dashed line. Red star indicates the hypocenter.



**Figure 33.** Smoothed slip (top) and calculated static stress drop (bottom) distribution for the **Lay** source model. Asperity location and effective fault area are denoted, respectively, by white line and black dashed line. Red star indicates the hypocenter.

## 5. Conclusions and discussions

The static stress drop distributions of 9 kinematic source inversion models for the 2011 Tohoku earthquake have been calculated. Five source models were inverted by strong ground motion dataset, one by joint inversion of Strong Motion, Teleseismic and Geodetic data, one by joint inversion of Teleseismic and high-rate GPS data and two by Teleseismic data. Overall, the 9 kinematic source model have the common feature of having a large patch of slip at the shallow zone, identified as asperity. This patch also matches with the concentrations of stress drop.

In all the models, stress drop distribution is more heterogeneous than the slip distribution, as can be seen in Figure 25-33. This level of heterogeneity is expected, as the stress is proportional to the partial derivative of the slip with respect to space when solving the elastostatic equations, therefore the shortest wavelengths of stresses are distributed on the fault. Due to this physical feature, it is important to avoid artificial sharp discontinuities of slip, usually present in kinematic source inversion model. For this reason, the kinematic slip model has been smoothed to remove those sharp components. But the smoothness of the slip does not remove the artificial strong discontinuities at the fault boundaries present for the numerical simulations. This may create singularities of stress. In fact, this is the case of almost all the models. As seen the static stress drop distribution in Figure 25-33, the artificial borders (left, right and bottom) of the fault are dominated by high stress drop. As mentioned before, they are singularities originated during calculation due to the strong discontinuities of slip at the borders, as such these high values of stress drop are artificially generated and do not need to be considered for the analysis. The definition of the effective fault area prevented to use most of the artificial high stress drop (see Figure 25-33) in the analysis. All the evaluation of stress drop has been developed from values within the effective area.

All the kinematic source inversion models used in this study do not consider surface-rupturing, that is, it was assumed that the fault did not reach the seafloor. But it is well accepted by the scientific community that the fault rupture of this earthquake reached the seafloor, as demonstrated by several authors (e.g. Brodsky et al., 2020). Therefore, in order to develop a more realistic analysis, the calculation of the stress drop distribution has been developed assuming a surface-rupturing earthquake.

From the analysis of stress drop distribution on the fault, the following features have been identified:

-The kinematic source models that do not use strong ground motion for the inversion generate larger average values of stress drop and slip of the total effective rupture area, asperity and background.

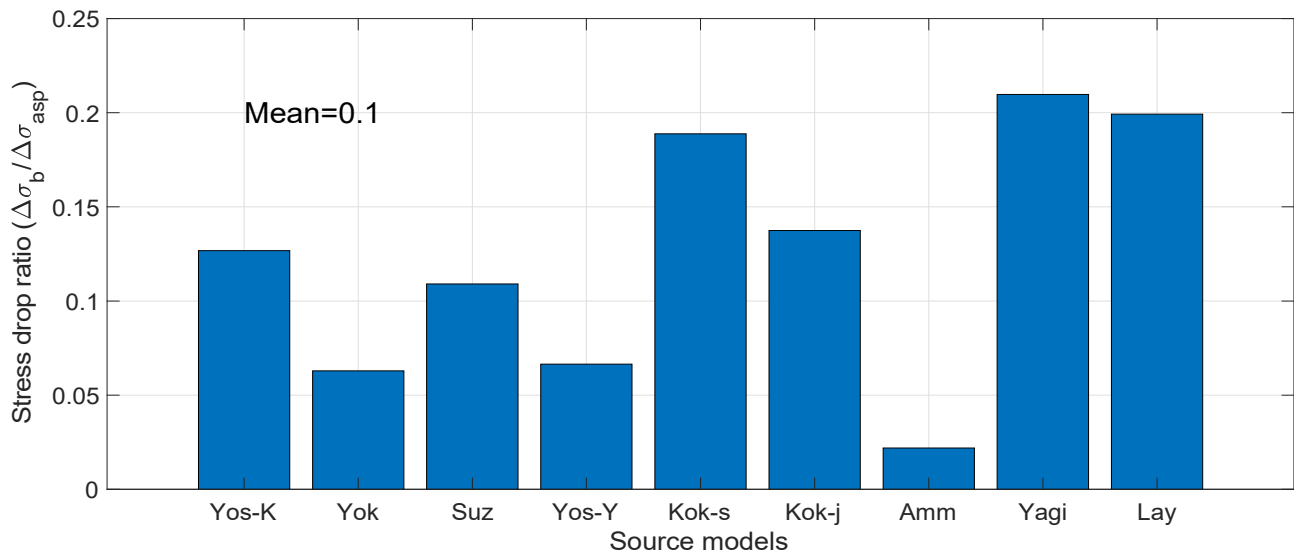
-For the average of the shallow zone and maximum values of stress drop, there are no clear distinction between models that use and not use strong ground motion dataset.

-One remarkable feature of the average stress drop at the shallow area, independent of the inversion dataset has been identified. Four models (**Yok, Kok-s, Kok-j, Amm**) are characterized with negative stress drop dominating the shallow-layer zone. The rest have positive stress drop, some of them comparable to the average stress drop of the asperity. The models with negative stress drop at the shallow zone is consistent with the concept of weak-shallow layer (SL). The main feature of this SL zone is that it operates during rupture with an enhanced energy absorption mechanism (e.g. Dalguer et al., 2019).

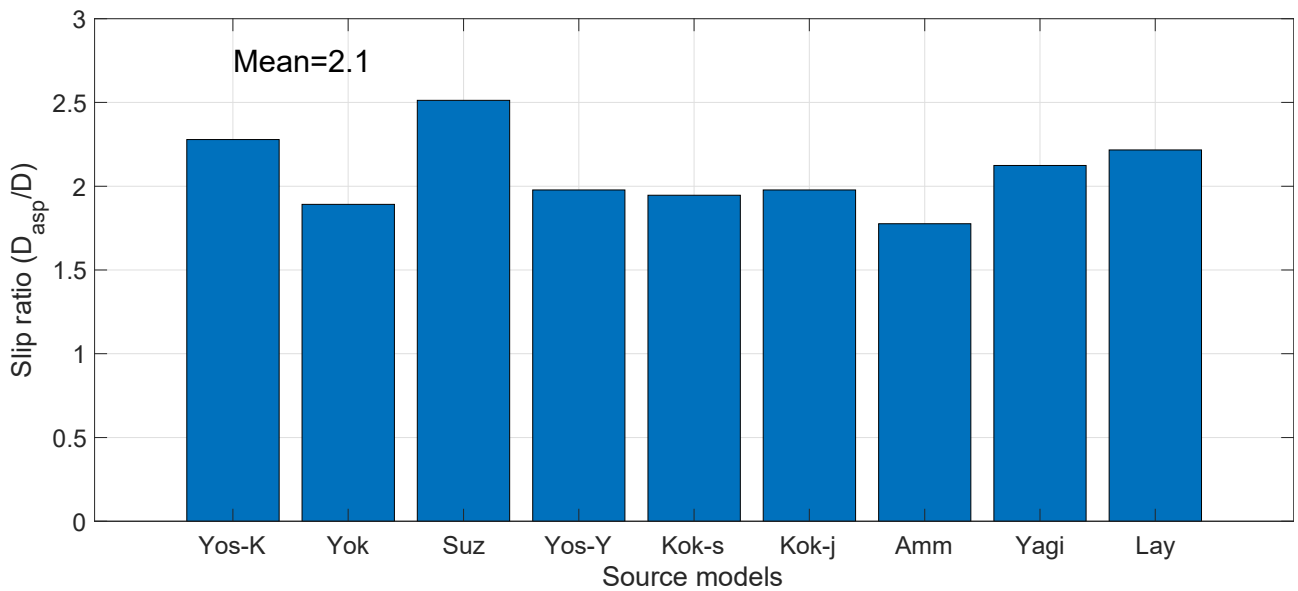
-The ratio of average stress drop between background and asperity ( $\Delta\sigma_b/\Delta\sigma_{asp}$ ) varies in the range of around 0.05 to 0.2 (Figure 34). Considering all the 9 source models, the mean is 0.1. These estimations are very consistent to the ratios proposed by Dalguer et al. (2008) for models with one asperity consistent with the empirical model proposed by Somerville et al. (1999). The latter authors analyzed kinematic images from source inversions of past earthquakes and proposed two key statistical properties: (1) the average of combined asperity area is 0.22 times the total rupture area and (2) the ratio between the average asperity slip and average total slip is 2.0. These statistical properties proposed by Somerville et al. (1999) are also consistent with the kinematic slip models evaluated here. Figure 35 shows the ratio between the average asperity slip ( $D_{asp}$ ) and average total slip ( $D$ ) of the effective area, in which values are around nearly 2 with mean value of 2.1 considering the 9 kinematic models. Similarly, Figure 36 shows the ratio between asperity area and total effective rupture area. Values vary between 0.1 and 0.3, with mean value of 0.2 considering all the models. These ratio properties of asperity indicate that the 2011 Tohoku earthquake is a typical earthquake in statistical sense.

-The ratio of high stress-drop area and asperity area varies in the range of 0.41 to 0.56 with a mean of 0.5 (Figure 37). Therefore, high-stress-drop area within the asperity covers around 50% of the asperity area. The definition of high stress-drop area within the asperity is assumed when the stress drop is larger than the average stress-drop of the asperity.

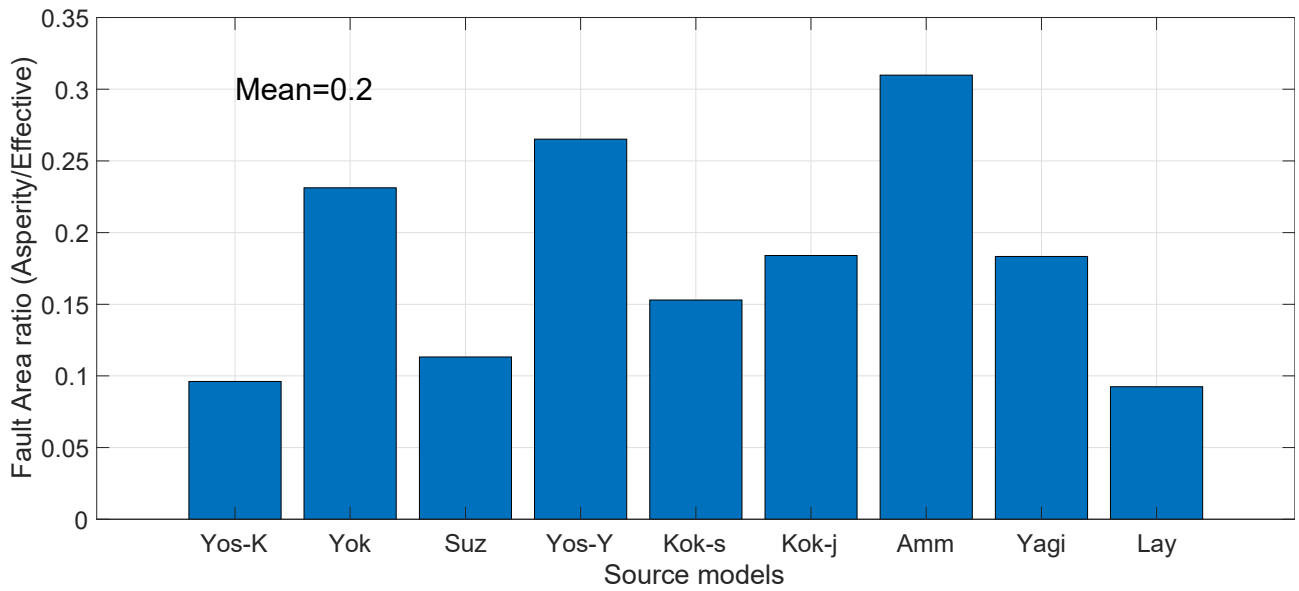
-The short-period level ( $A$ ) as defined by Dan et al. (2001 and 2015) has been also calculated for each model (see table 5). Following Equation 24 of Dan et al. (2001), in which the total  $A$  is the square root of the summation of the square of each fault element  $A_n$ , two values of  $A$  have been calculated: one from the asperity area ( $A_{asp}$ ) and another from the total effective fault area ( $A_{eff}$ ). Since the square of each  $A_n$ , calculated, only elements with positive stress drop have been considered. Figure 38 shows the  $A$  values for each model. In average, considering the 9 models,  $A_{asp}= 8.9e19$  N-m/s<sup>2</sup> and  $A_{eff}= 11.4e19$  N-m/s<sup>2</sup>. This suggests that the asperity contributes with around 80% to the short-period level.



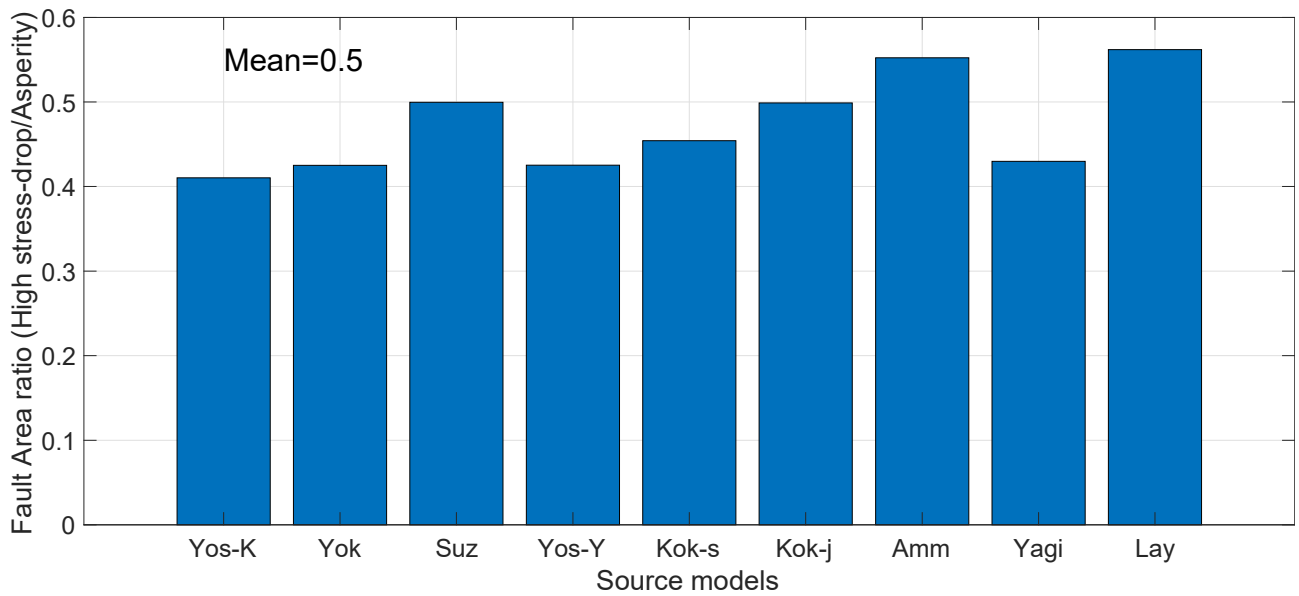
**Figure 34.** Ratio of average stress drop between background and asperity ( $\Delta\sigma_b/\Delta\sigma_{asp}$ ) for all the source models



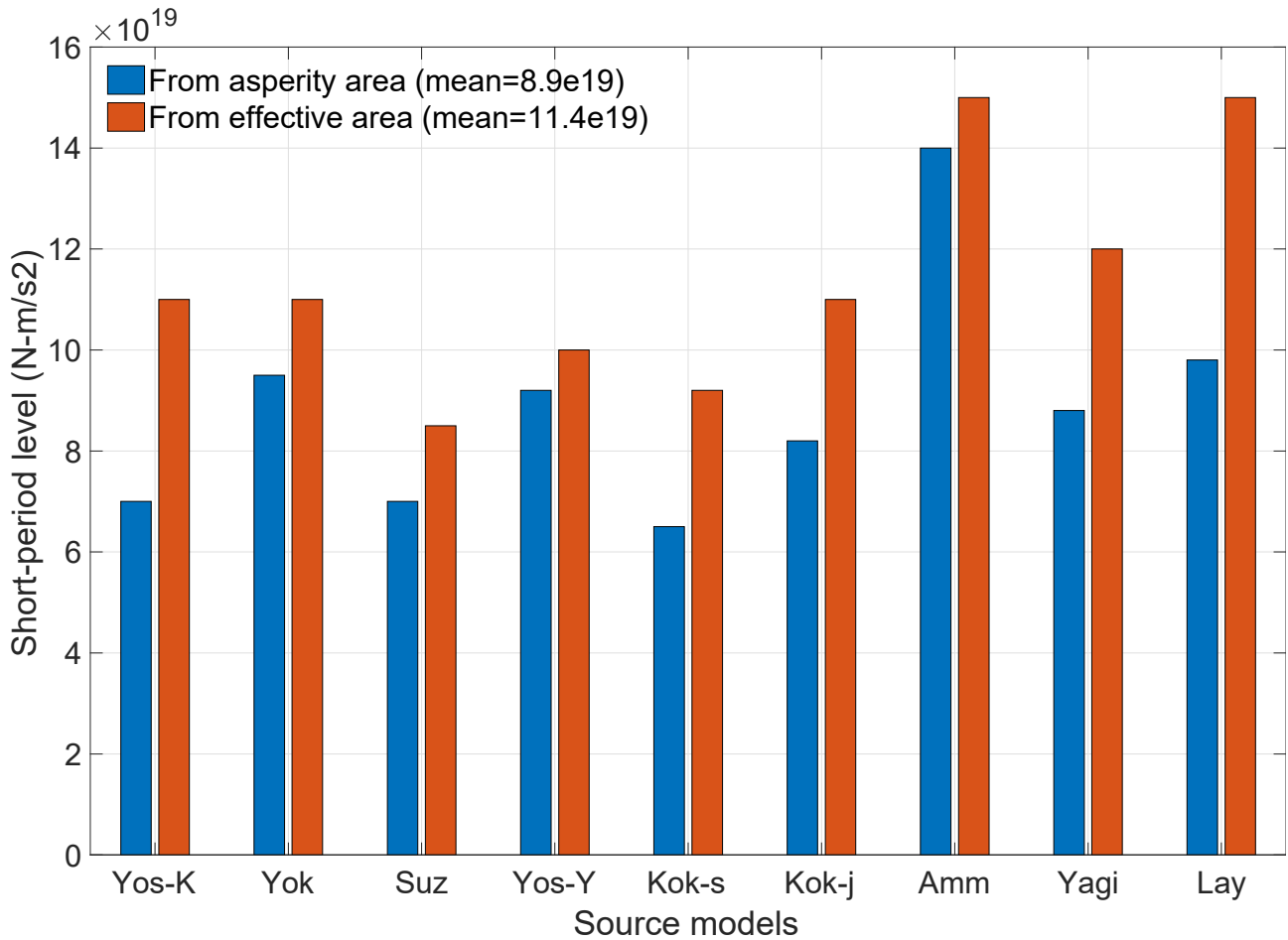
**Figure 35.** Ratio of between average slip on asperity area and average slip on total effective rupture area for all the source models



**Figure 36.** Ratio between asperity area and total total effective rupture area for all the source models



**Figure 37** Ratio between high stress drop area in asperity and asperity area for all the source models



**Figure 38** Short-period level as defined by Dan et al. (2001, 2015) from asperity area (blue bar) and effective fault area (red bar) for all the source models

## References

- Ammon1, Ch. J.; Th. Lay, H. Kanamori and M. Clevelandd (2011), A rupture model of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake, *Earth Planets Space*, 63, 693–696.
- Brodsky, E.E., J.J. Mori, L. Anderson, F.M. Chester, M. Conin, E.M. Dunham, N. Eguchi, P.M. Fulton, R. Hino, T. Hirose, M.J. Ikari, T. Ishikawa, T. Jeppson, Y. Kano, J. Kirkpatrick, S. Kodaira, W. Lin, Y. Nakamura, H.S. Rabinowitz, C. Regalla, F. Remitti, C. Rowe, D.M. Saffer, S. Saito, J. Sample, Y. Sanada, H.M. Savage, T. Sun, S. Toczko, K. Ujiie, M. Wolfson-Schwehr, T. Yang, The State of Stress on the Fault Before, During, and After a Major Earthquake, *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences*, 48, 49–74, doi.org/10.1146/annurev-earth-053018-060507, 2020.
- Causse, M.; L. A. Dalguer and P. M. Mai (2013), Variability of Dynamic Source Parameters Inferred from Kinematic Models of Past Earthquakes, *Geophys. J. Int.* doi: 10.1093/gji/ggt478.
- Dalguer, L. A. (2012), Numerical Algorithms for Earthquake Rupture Dynamic Modeling. In *“The mechanics of faulting: From Laboratory to Real Earthquakes”*, Research Signpost, 93-124, ISBN 978-81-308-0502-3, Editors A. Bizzarri and H Bath.

- Dalguer, L.A. (2020). Quantitative estimation of fault sizes (trimmed), relative locations of asperities, and relative locations of hypocenters, *Report prepared for ORI project*, February 08, 2020.
- Dalguer, L. A. and Day, S. M. (2007), Staggered-Grid Split-Nodes Method for Spontaneous Rupture Simulation. *J. Geophys. Res.*, 112, B02302, doi:10.1029/2006JB004467.
- Dalguer, L. A., H. Miyake, and K. Irikura (2004). Characterization of dynamic asperity source models for simulating strong ground motion, *Proceedings of the 13th World Conference on Earthquake Engineering (13WCEE)*, Vancouver, B.C., Canada, August 1-6, 2004, Paper No. 3286.
- Dalguer, L.A., H. Miyake, S.M. Day and K. Irikura (2008), Surface Rupturing and Buried Dynamic Rupture Models Calibrated with Statistical Observations of Past Earthquakes. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 98, 1147-1161, doi: 10.1785/0120070134.
- Dalguer, L.A., H. Wu, Y. Matsumoto, K. Irikura, T. Takahama and M. Tonagi (2019), Development of dynamic asperity models to predict surface fault displacement caused by earthquakes. *Pure Appl. Geophys (PAGEOPH)*. DOI: 10.1007/s00024-019-02255-8.
- Dan, K., Watanabe, M., Sato, T., and Ishii, T. (2001). Short-period source spectra inferred from variableslip rupture models and modeling of earthquake faults for strong motion prediction by semiempirical method, *Journal of Structural and Construction Engineering*, No. 545, pp. 51-62 (in Japanese with English abstract).
- Dan, K., K. Irie, D. Ju, N. Shimazu, and H. Torita (2015). Procedure of estimating parameters of fault models of inland earthquakes caused by long reverse faults for strong motion prediction, *Transactions of the 23<sup>rd</sup> Conference on Structural Mechanics in Reactor Technology (SMiRT-23)*, Manchester, United Kingdom - August 10-14, 2015, Division IV, Paper ID 117.
- Day, S. M., L.A. Dalguer, N. Lapusta, and Y. Liu (2005). *Comparison of finite difference and boundary integral solutions to three-dimensional spontaneous rupture*, *J. Geophys. Res.*, 110, B12307, doi:10.1029/2005JB003813.
- Ely, G. P., S. M. Day and J.-B. Minster (2008). A support- $\circledast$ -operator method for viscoelastic wave modelling in 3- $\circledast$ -D heterogeneous media, *Geophysical Journal International*, 172(1) 331-344.
- Ely, G., S. M. Day and J-B. Minster (2009). A support-operator method for 3D rupture dynamics, *Geophysical Journal International*, 177 1140-1150, DOI: 10.1111/j.1365 246X.2009.04117.x.
- Fujii, Y., K. Satake, S. Sakai, M. Shinohara, and T. Kanazawa (2011), Tsunami source of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku, Japan earthquake, *Earth Planets Space*, 63, 815–820, doi:10.5047/eps.2011.06.010.
- Hikima, K., Koketsu, K., 2005. Rupture processes of the 2004 Chuetsu (mid-Niigata prefecture) earthquake, Japan: A series of events in a complex fault system. *Geophys. Res. Lett.* 32, L18303. doi:10.1029/2005GL023588.
- Ide, S., A. Baltay, and G. Beroza (2011), Shallow dynamic overshoot and energetic deep rupture in the 2011 Mw 9.0 Tohoku-Oki earthquake, *Science*, 332, 1426–1429, doi:10.1126/science.1207020.

- Kohketsu, K., 1985. The extended reflectivity method for synthetic near-field seismograms. *J. Phys. Earth* 33, 121–131.
- Koketsu, K., H. Miyake, H. Fujiwara, and T. Hashimoto (2008), Progress towards a Japan integrated velocity structure model and long-period ground motion hazard map, Paper S10-038 presented at the 14th World Conference on Earthquake Engineering, Int. Assoc. for Earthquake Eng., Beijing, 12–17 Oct.
- Koketsu, K.; Y. Yokota, N. Nishimura, Y. Yagi, Sh. Miyazaki, K. Satake, Y. Fujii, H. Miyake, Sh. Sakai, Y. Yamanaka and T. Okada (2011), A unified source model for the 2011 Tohoku earthquake, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 310, 480–487, doi:10.1016/j.epsl.2011.09.009.
- Lay, Th.; Ch. J. Ammon<sup>2</sup>, H. Kanamori, L.Xue and M. J. Kim (2011). Possible large near-trench slip during the 2011 Mw 9.0 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake, *Earth Planets Space*, 63, 687–692.
- Lee, S.-J., B.-S. Huang, M. Ando, H.-C. Chiu, and J.-H. Wang (2011). Evidence of large scale repeating slip during the 2011 Tohoku-Oki earthquake, *Geophys. Res. Lett.* 38, no. 19, L19306, doi: 10.1029/2011GL049580.
- Mai, P. M., and G. C. Beroza (2000). Source scaling properties from finite-fault-rupture models, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 90, 604–615.
- Mai, P. M., P. Spudich, and J. Boatwright (2005). Hypocenter locations in finite-source rupture models. *Bull. Seis. Soc. Am* 95(3): 965-980. [SEP]
- Marone, C. (1998). Laboratory-derived friction laws and their application to seismic faulting, *Ann. Revs. Earth Plan. Sci.* 26, 643–696.
- Marone, C., and C. H. Scholz (1988). The depth of seismic faulting and the upper transition from stable to unstable slip regimes, *Geophys. Res. Lett.* 15, 621–624.
- Oglesby, D. D. and S. M. Day (2001). Fault Geometry and the Dynamics of the 1999 Chi-Chi (Taiwan) Earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.* 95, 1099–1111.
- Ozawa, S., T. Nishimura, H. Suito, T. Kobayashi, M. Tobita, and T. Imakiire (2011), Coseismic and postseismic slip of the 2011 magnitude-9 Tohoku Oki earthquake, *Nature*, 475, 373–376, doi:10.1038/nature10227.
- Sasatani, T., T. Maeda, K. Yoshida, N. Morikawa, M. Ichiyanagi, Y. Motoya, and M. Kasahara, Strong-motion Observation in Hokkaido with Broadband, Velocity-type Seismometers, *Geophys. Bull. Hokkaido Univ.*, 65, 335–345, 2002.
- Shashkov, M. (1996). *Conservative Finite-Difference Methods on general grids*, CRC Press, Boca Raton, FL.
- Scholz, Ch. (2002). *The mechanism of earthquakes and faulting*, Cambridge University Press, 2<sup>nd</sup> ed., ISBN 0-521-65540-4.



- Somerville, P., K. Irikura, R. Graves, S. Sawada, D. Wald, N. Abrahamson, Y. Iwasaki, T. Kagawa, N. Smith, and A. Kowada (1999). Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion, *Seismol. Res. Lett.* 70, no. 1, 59–80.
- Suzuki, W.; Sh. Aoi, H. Sekiguchi, and T. Kunugi (2011), Rupture process of the 2011 Tohoku Oki mega-thrust earthquake (M9.0) inverted from strong-motion data, *Geophys. Res. Lett.* 38, L00G16, doi:10.1029/2011GL049136.
- Thingbaijam, K.K.S. and P. M. Mai (2016). Evidence for Truncated Exponential Probability Distribution of Earthquake Slip. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 106, no. 4, 1802–1816. doi: 10.1785/0120150291.
- Wu, C., K. Koketsu, and H. Miyake (2008), Source processes of the 1978 and 2005 Miyagi-oki, Japan, earthquakes: Repeated rupture of asperities over successive large earthquakes, *J. Geophys. Res.*, 113, B08316, doi:10.1029/2007JB005189.
- Wu, C., K. Koketsu, and H. Miyake (2009), Correction to “Source processes of the 1978 and 2005 Miyagi-oki, Japan, earthquakes: Repeated rupture of asperities over successive large earthquakes”, *J. Geophys. Res.*, 113, B08316.
- Yagi, Y. and Y. Fukahata (2011), Rupture process of the 2011 Tohoku-oki earthquake and absolute elastic strain release, *Geophys. Res. Lett.* 38, L19307, doi:10.1029/2011GL048701.
- Yokota, Y.; K. Koketsu, Y. Fujii, K. Satake, Sh. Sakai, M. Shinohara, and T. Kanazawa (2011), Joint inversion of strong motion, teleseismic, geodetic, and tsunami datasets for the rupture process of the 2011 Tohoku earthquake, *Geophys. Res. Lett.* 38, L00G21, doi:10.1029/2011GL050098.
- Yoshida K., K. Miyakoshi, and K. Irikura (2011) Source process of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake inferred from waveform inversion with long-period strong-motion records, *Earth Planets Space*, 63, 577–582.
- Yoshida, S., Koketsu, K., Shibasaki, B., Sagiya, T., Kato, T., Yoshida, Y. (1996). Joint inversion of the near- and far-field waveforms and geodetic data for the rupture process of the 1995 Kobe earthquake. *J. Phys. Earth* 44, 437–454.
- Zhu, L., Rivera, L.A., 2002. A note on the dynamic and static displacements from a point source in multilayered media. *Geophys. J. Int.* 148, 619–627.

