

2.2 海溝型地震の震源特性の調査

既往研究による海溝型地震の運動学的震源モデルを 15 地震以上収集し、Somerville et al. (1999) によるトリミング手法等を用いてそれらすべり量分布（不均質震源モデル）から震源断層領域及びアスペリティ領域を抽出した。また、破壊開始点やアスペリティ領域等の深さ方向の分布を分析し、既往研究で得られた SMGA モデル等との比較を行った。

2.2.1 震源モデルの収集・整理

Mai and Thingbaijam (2014) による震源モデルデータベースから表 2-25、表 2-26、に示すデータを収集した。収集地震は、計 18 地震（79 文献）である。

表 2-25 収集した震源モデル

earthquake name	地域名	Author	Date	Latitude (° N)	Longitude (° E)	Depth (km)	Magnitude (Mw)	Seismic moment (Nm)	S : 断層面積 (km ²)	Sa : アスペ リティ面積 (km ²)	Sa/S	震源断層 深さ (km)	アスペリティ 深さ (km)	地震モーメント の幾何平均 (Nm)	震源深さの 幾何平均 (km)	震源断層深さ の幾何平均 (km)	アスペリティ深 さの幾何平均 (km)
2006年 千島列島	国内 (太平洋)	Hayes (2017)	15-Nov-06	46.51	153.39	15.25	8.3	3.55E+21	43904.00	9800.00	0.22	17.95	8.49				
		Ji (UCSB, Kuril (2006))	15-Nov-06	46.6216	153.2723	25.86	8.3	3.16E+21	35750.00	10000.00	0.28	19.43	11.40	3.65E+21	17.54	16.53	9.44
		Lay et al. (2009)	15-Nov-06	46.592	153.266	12.00	8.4	5.02E+21	24000.00	6800.00	0.28	12.00	6.29				
2007年 インドネシアBenkulu地震	Sumatra	Sladen (Caltech, Kuril 2006)	15-Nov-06	46.607	153.23	20.00	8.3	3.16E+21	41580.00	10080.00	0.24	17.83	13.06				
		Gusman et al. (2010)	12-Sep-07	-4.52	101.374	21.23	8.5	6.70E+21	70000.00	15000.00	0.21	21.78	23.73				
		Gusman et al. (2010)	12-Sep-07	-4.52	101.374	21.23	8.5	6.70E+21	80000.00	21875.00	0.27	23.73	21.78				
		Hayes (2017)	12-Sep-07	-4.517	101.382	30.00	8.4	6.04E+21	45056.00	8960.00	0.20	36.21	38.58				
		Ji (UCSB, Benkulu 2007)	12-Sep-07	-4.5469	101.3795	29.57	8.4	4.47E+21	70180.00	25520.00	0.28	25.05	28.30	5.38E+21	26.58	28.08	28.91
		Konca (Caltech, Benkulu 2007)	12-Sep-07	-4.5321	101.3918	30.00	8.4	4.47E+21	67392.00	18144.00	0.27	25.01	28.76				
		Konca et al. (2008)	12-Sep-07	-4.5453	101.378	29.41	8.4	4.47E+21	81920.00	19968.00	0.24	41.83	35.94				
		Hayes (2017)	12-Sep-07	-2.62	100.84	35.00	7.9	8.12E+20	8475.04	2421.44	0.29	34.99	34.99				
		Ji and Zeng (Pagai 2007)	12-Sep-07	-2.7156	100.8011	44.64	7.9	7.94E+20	21875.00	5750.00	0.26	39.75	38.69	7.98E+20	39.52	36.13	38.68
		Konca et al. (2008)	12-Sep-07	-2.7637	100.4982	34.71	7.9	7.94E+20	36720.00	7920.00	0.22	28.24	36.36				
2007年 ソロモン群島地震	Solomon	Sladen and Konca (Caltech, Pagai 2007)	12-Sep-07	-2.5151	100.9139	45.00	7.9	7.94E+20	25080.00	5280.00	0.21	43.37	45.46				
		Hayes (2017)	1-Apr-07	-8.46	157.04	10.00	8.2	2.67E+21	2920.00	7440.00	0.32	19.57	10.33	2.05E+21	10.77	17.57	10.81
		Ji (UCSB, Solomon Islands 2007)	1-Apr-07	-8.4878	156.9636	11.61	8.1	1.58E+21	21600.00	4200.00	0.19	15.79	11.31				
2007年 ペルーPisco地震	Peru	Hayes (2017)	15-Aug-07	-13.39	-76.6	39.00	8.2	2.33E+21	26880.00	9120.00	0.34	26.87	17.48				
		Ji and Zeng (Peru 2007)	15-Aug-07	-13.3758	-76.5213	29.42	8.0	1.12E+21	20736.00	5508.00	0.27	25.33	23.05	1.35E+21	36.24	30.64	23.57
		Konca (Caltech, Peru 2007)	15-Aug-07	-13.0483	-76.5427	39.00	8.0	1.12E+21	24960.00	7800.00	0.31	39.00	31.91				
2007年 千島列島地震	国内 (太平洋)	Sladen (Caltech, Peru 2007)	15-Aug-07	-13.3247	-76.5154	38.55	8.0	1.12E+21	20880.00	5040.00	0.24	33.20	24.03				
		Hayes (2017)	13-Jan-07	46.24	154.52	7.50	8.2	2.43E+21	16268.00	3486.00	0.21	25.78	11.15	1.82E+21	11.08	18.91	9.80
		Ji (UCSB, Kuril 2007)	13-Jan-07	46.2856	154.4348	18.15	8.1	1.58E+21	6720.00	1720.00	0.26	16.04	10.72				
2008年 インドネシアSimeulue地震	Sumatra	Sladen (Caltech, Kuril 2007)	13-Jan-07	46.2542	154.432	10.00	8.1	1.58E+21	7280.00	2040.00	0.28	16.36	7.88				
		Hayes (2017)	20-Feb-08	2.77	95.96	26.00	7.4	1.59E+20	4800.00	1200.00	0.25	29.12	32.23				
		Hayes and Ji (Simeulue 2008)	20-Feb-08	2.7074	95.9661	23.55	7.4	1.41E+20	18000.00	3250.00	0.18	27.50	26.44	1.47E+20	24.77	27.43	28.60
2010年 インドネシアスマトラ地震	Sumatra	Sladen (Caltech, Simeulue 2008)	20-Feb-08	2.7313	95.9707	24.81	7.4	1.41E+20	17024.00	3968.00	0.23	25.78	27.46				
		Hayes (2017)	25-Oct-10	-3.464	100.084	15.00	7.8	5.67E+20	25350.00	6000.00	0.24	18.02	12.02	4.75E+20	16.17	16.99	12.60
		Hayes (NEIC, Southern Sumatra 2010)	25-Oct-10	-3.5003	100.0793	17.44	7.7	3.98E+20	32340.00	8400.00	0.26	16.03	13.21				
2010年 チリMaule地震	So. Chile	Hayes (2017)	9-May-10	3.75	96.02	38.00	7.2	9.50E+19	1848.00	630.00	0.34	39.29	39.94	8.20E+19	41.19	41.45	40.92
		Hayes (NEIC, Northern Sumatra 2010)	9-May-10	3.7137	96.0833	44.64	7.2	7.08E+19	2268.00	324.00	0.14	43.74	41.93				
		Delouis et al. (2010)	27-Feb-10	-36.208	-72.963	31.64	8.8	1.78E+22	83200.00	19200.00	0.23	19.28	21.34				
		Hayes (2017)	27-Feb-10	-36.22	-73.174	25.00	8.9	2.45E+22	90081.25	26181.25	0.29	21.30	17.47				
		Hayes (NEIC, Maule 2010)	27-Feb-10	-35.8765	-72.7746	33.76	8.8	1.60E+22	86400.00	21600.00	0.25	24.49	21.92				
		Lorito et al. (2011)	27-Feb-10	-36.12	-72.9	22.90	8.8	1.78E+22									
		Lorito et al. (2011)	27-Feb-10	-36.12	-72.9	22.90	8.8	1.78E+22									
		Luttrell et al. (2011)	27-Feb-10	-36	-73	20.34	8.8	1.78E+22	71708.00	9456.00	0.13	20.39	15.30	1.91E+22	26.92	25.71	24.34
		Pollitz et al. (2011)	27-Feb-10	-35.917	-72.886	20.12	8.8	1.97E+22	71544.84	15694.71	0.22	33.77	37.23				
		Shao et al. (UCSB, Maule 2010)	27-Feb-10	-35.85	-72.72	37.00	8.9	2.51E+22	78540.00	14790.00	0.19	29.12	29.84				
		Sladen (Caltech, Maule 2010)	27-Feb-10	-35.846	-72.719	35.00	8.8	1.74E+22	102600.00	25650.00	0.25	36.80	36.44				

表 2-26 収集した震源モデル

earthquake name	地域名	Author	Date	Latitude (°N)	Longitude (°E)	Depth (km)	Magnitude (Mw)	Seismic moment (Nm)	S:断層面積 (km ²)	Sa:アスペリ ティ面積 (km ²)	Sa/S	震源断層深 さ (km)	アスペリティ深 さ (km)	地震モーメント の幾何平均 (Nm)	震源深さの 幾何平均 (km)	震源断層深さ の幾何平均 (km)	アスペリティ深 さの幾何平均 (km)		
2011年 東北地方太平洋沖地震	国内 (太平洋)	Ammon et al. (2011)	11-Mar-11	38.3	142.34	28.04	9.0	3.90E+22	49500.00	12150.00	0.25	16.59	18.15						
			11-Mar-11	38.1035	142.861	20.32	9.0	3.55E+22	60000.00	15000.00	0.25	18.14	12.10						
			11-Mar-11	38.1035	142.861	20.32	9.0	3.55E+22	30000.00	10000.00	0.33	18.14	6.05						
			11-Mar-11	38.104	142.861	13.47	9.0	3.55E+22	60000.00	24000.00	0.40	14.57	5.64						
			11-Mar-11	38.104	142.861	13.47	9.0	3.55E+22	60000.00	24000.00	0.40	14.57	5.64						
			11-Mar-11	38.3509	142.4562	28.82	9.1	4.22E+22	143000.00	32000.00	0.22	27.05	18.18						
			11-Mar-11	38.32	142.37	24.40	9.0	4.79E+22	90055.00	19920.00	0.22	18.75	20.68						
			3-Nov-11	38.1	142.85	24.96	9.0	3.55E+22	94668.00	23005.50	0.24	33.07	22.66						
			11-Mar-11	38.147	142.915	17.00	9.0	3.55E+22	64000.00	11600.00	0.18	17.00	4.37						
			11-Mar-11	38.1035	142.861	20.32	9.0	3.55E+22	80000.00	20000.00	0.25	18.14	6.05						
			11-Mar-11	38.1035	142.861	12.77	9.0	3.55E+22	100000.00	30000.00	0.30	12.15	7.53						
			11-Mar-11	38.1035	142.861	12.77	9.0	3.55E+22	52500.00	6250.00	0.12	7.39	1.74						
			11-Mar-11	38.322	142.369	24.00	9.1	5.01E+22	100000.00	27500.00	0.28	20.53	11.84						
			11-Mar-11	38.322	142.369	24.00	9.1	4.84E+22	100000.00	20500.00	0.21	20.53	11.17						
			11-Mar-11	38.1	142.86	23.00	9.1	5.01E+22	67500.00	15000.00	0.22	21.26	16.05						
			11-Mar-11	38.1	142.86	23.00	9.1	5.01E+22	54000.00	12000.00	0.22	21.26	12.58						
			11-Mar-11	38.0373	142.842	20.37	9.0	3.55E+22	104500.00	19500.00	0.19	18.81	12.31						
2012年 インドネシアスマトラ地震	Sumatra	Wei and Sladen (Caltech, Tohoku 2011) Yagi and Fukahata (2011)a Yamazaki et al. (2011) Yue and Lay (2013) Hayes (2017) Hayes (NEIC, Sumatra 2012)a Hayes (NEIC, Sumatra 2012)b Hayes (NEIC, Sumatra 2012)c Shao et al. (UCSB, sumatra 2012) Wei (Caltech, Sumatra 2012) Yue et al. (2012) Hayes (2017) Hayes (NEIC, Oaxaca 2012) Wei (Caltech, Oaxaca 2012) Wei et al. (2013b) Ye et al. (2013)	11-Mar-11	38.19	142.68	21.00	9.1	5.50E+22	81000.00	20000.00	0.25	17.53	10.58						
			11-Mar-11	38.1	142.8	21.00	9.1	6.00E+22	115000.00	36500.00	0.32	19.44	16.51						
			11-Mar-11	38.103	142.86	22.00	9.1	5.75E+22	79200.00	22000.00	0.28	22.00	13.68						
			11-Mar-11	38.107	142.916	18.34	9.0	3.55E+22	60000.00	13200.00	0.22	18.34	7.19						
			11-Mar-11	38.107	142.916	20.00	9.0	5.92E+22	48600.00	16200.00	0.33	17.35	10.57						
			11-Apr-12	2.3484	93.0725	23.00	8.7	1.23E+22	15840.00	3780.00	0.24	22.99	17.43						
			11-Apr-12	2.3658	93.0812	21.36	8.6	7.76E+21	13200.00	3375.00	0.26	21.36	18.57						
			11-Apr-12	2.3554	93.0545	21.00	8.6	7.76E+21	9360.00	2700.00	0.29	21.00	15.01						
			11-Apr-12	2.31	93.06	22.90	8.6	1.02E+22	12000.00	3600.00	0.30	22.90	13.05						
			11-Apr-12	2.311	93.063	22.00	8.6	8.90E+21	16740.00	4500.00	0.27	22.00	13.01						
			11-Apr-12	2.31	93.06	30.00	8.7	1.26E+22											
			20-Mar-12	16.5	-98.22	20.00	7.4	1.78E+20	6587.50	1023.00	0.16	15.46	19.64						
			20-Mar-12	16.6478	-98.1829	19.74	7.4	1.41E+20	12852.00	1728.00	0.13	17.82	18.52						
			20-Mar-12	16.662	-98.187	20.00	7.4	1.41E+20	4125.00	1050.00	0.25	16.06	19.44						
			24-May-13	54.874	153.281	620.00	8.4	4.80E+21											
			24-May-13	54.874	153.281	608.00	8.3	5.02E+21	11700.00	2700.00	0.23	605.40	606.70						
2013年 メキシコOaxaca地震	Central America	Hayes (NEIC, Oaxaca 2012) Wei (Caltech, Oaxaca 2012) Wei et al. (2013b) Ye et al. (2013)	1-Apr-14	-19.6298	-70.8634	25.00	8.2	2.48E+21	43440.00	8160.00	0.19	36.74	33.14						
			1-Apr-14	-19.6298	-70.8634	25.00	8.2	2.48E+21	42750.00	10650.00	0.25	25.41	30.06						
			1-Apr-14	-19.6423	-70.817	21.55	8.1	1.98E+21	34108.80	9504.00	0.28	24.70	14.73						
			16-Sep-15	-31.5952	-71.6728	29.00	8.2	2.91E+21	22100.00	6300.00	0.29	21.12	18.53						
2014年 チリIquique地震	Central Chile	Wei (Caltech, Iquique 2014) Hayes (2017) Wei (Caltech, Iquique 2014) Hayes (2017)	1-Apr-14	-19.6423	-70.817	21.55	8.1	1.98E+21	34108.80	9504.00	0.28	24.70	14.73						
			16-Sep-15	-31.5952	-71.6728	29.00	8.2	2.91E+21	22100.00	6300.00	0.29	21.12	18.53						
			16-Sep-15	-31.637	-71.741	25.00	8.3	3.33E+21	2400.00	800.00	0.33	14.05	9.08						
			2-Mar-16	-4.905	94.236	24.00	7.8	6.02E+20	2400.00	800.00	0.33	14.05	9.08						
2015年 チリIllapel地震	Central Chile	Hayes (2017) Hayes (2017) Hayes (2017) Hayes (2017)	2-Mar-16	-4.905	94.236	24.00	7.8	6.02E+20	2400.00	800.00	0.33	14.05	9.08						
			2-Mar-16	-4.905	94.236	23.00	7.8	6.00E+20	1500.00	400.00	0.27	5.82	3.36						
			8-Sep-17	14.85	-84.11	18.00	8.1	1.88E+21	8450.00	2275.00	0.27	35.28	27.88						
			8-Sep-17	14.85	-84.11	18.00	8.1	1.88E+21	8450.00	2275.00	0.27	35.28	27.88						
2016年 インドネシアスマトラ南西地震	Sumatra	Okuwaki and Yagi (2017) Okuwaki and Yagi (2017) Okuwaki and Yagi (2017) Okuwaki and Yagi (2017)	2-Mar-16	-4.905	94.236	24.00	7.8	6.02E+20	2400.00	800.00	0.33	14.05	9.08						
			2-Mar-16	-4.905	94.236	23.00	7.8	6.00E+20	1500.00	400.00	0.27	5.82	3.36						
			8-Sep-17	14.85	-84.11	18.00	8.1	1.88E+21	8450.00	2275.00	0.27	35.28	27.88						
			8-Sep-17	14.85	-84.11	18.00	8.1	1.88E+21	8450.00	2275.00	0.27	35.28	27.88						
2017年 メキシコChilpancingo地震	Central America	Okuwaki and Yagi (2017) Okuwaki and Yagi (2017) Okuwaki and Yagi (2017) Okuwaki and Yagi (2017)	8-Sep-17	14.85	-84.11	18.00	8.1	1.88E+21	8450.00	2275.00	0.27	35.28	27.88						
			8-Sep-17	14.85	-84.11	18.00	8.1	1.88E+21	8450.00	2275.00	0.27	35.28	27.88						
			8-Sep-17	14.85	-84.11	18.00	8.1	1.88E+21	8450.00	2275.00	0.27	35.28	27.88						
			8-Sep-17	14.85	-84.11	18.00	8.1	1.88E+21	8450.00	2275.00	0.27	35.28	27.88						

表 2-27 スケーリング則の検証及び深さ方向の分布に関する分析に用いたデータ

地震名	date	M_W	M_0	震源断層面積 (km^2)	アスペリ ティ 面積 (km^2)	震源 深さ (km)	震源断層平均 深さ (km)	アスペリ ティ平均 深さ (km)
2006 年千島列 島地震	2006 11/15	8.3	3.65×10^{21}	34543.85	9053.13	17.54	16.53	9.44
2007 年インド ネシア Benkulu 地震	2007 9/12	8.5	5.38×10^{21}	67872.22	17340.01	26.58	28.08	28.91
2007 年インド ネシア Pagai 地震	2007 9/12	8.2	7.98×10^{20}	20327.31	4912.19	39.52	36.13	38.68
2007 年ソロモ ン群島地震	2007 4/1	8.2	2.05×10^{21}	22250.21	5589.99	10.77	17.57	10.81
2007 年ペルー Pisco 地震	2007 8/15	8.2	1.35×10^{21}	23215.73	6666.20	36.24	30.64	23.57
2007 年千島列 島地震	2007 1/13	8.2	1.82×10^{21}	9267.12	2304.07	11.08	18.91	9.80
2008 年インド ネシア Simeulue 地震	2008 2/20	7.4	1.47×10^{20}	11372.57	2491.98	24.77	27.43	28.60
2010 年インド ネシアスマト ラ地震	2010 10/25	7.8	4.75×10^{20}	28632.48	7099.30	16.17	16.99	12.60
2010 年インド ネシア北部ス マトラ地震	2010 5/9	7.2	8.20×10^{19}	2047.26	451.80	41.19	41.45	40.92
2010 年チリ Maule 地震	2010 2/27	8.8	1.91×10^{22}	82839.32	17996.18	26.92	25.71	24.34
2011 年東北地 方太平洋沖地 震	2011 3/11	9.0	4.23×10^{22}	72558.68	18079.46	20.08	18.09	9.87
2012 年インド ネシアスマト ラ地震	2012 4/11	8.7	9.73×10^{21}	13149.47	3542.66	23.20	22.04	15.25
2012 年メキシ コ Oaxaca 地震	2012 3/20	7.4	1.52×10^{20}	7042.15	1228.96	19.91	16.42	19.19
2013 年オホー ツク海地震	2013 5/24	8.4	4.91×10^{21}	11700.00	2700.00	613.97	605.40	606.70
2014 年チリ Iquique 地震	2014 4/1	8.1	1.98×10^{21}	43093.62	9322.23	23.21	30.55	31.56
2015 年チリ Illapel 地震	2015 9/16	8.2	3.11×10^{21}	27455.50	7737.91	26.93	22.84	16.52
2016 年インド ネシアスマト ラ南西地震	2016 3/2	7.8	6.01×10^{20}	1897.37	565.69	23.49	9.04	5.53
2017 年メキシ コ Chiapas 地 震	2017 9/8	8.1	1.88×10^{21}	8450.00	2050.00	18.00	35.28	27.88

2.2.2 震源断層領域及びアスペリティ領域の抽出

収集した震源モデルに対して、Somerville et al. (1999) によるトリミング手法等を用い、震源断層領域及びアスペリティ領域を抽出した。抽出したアスペリティ領域及び震源断層領域の面積を表 2-25、表 2-26 に示す。なお、地震モーメント、アスペリティ領域、震源断層領域の面積は、モデルが複数ある場合は、幾何平均を採用した。

2.2.3 スケーリング則の検証

表 2-25、表 2-26 より、本検討で用いたデータを表 2-27 に再整理した。抽出したアスペリティ領域及び震源断層領域の面積について、大崎総合研究所(2023)の結果及び既往の経験的スケーリング則との比較を行った。地震モーメントと震源断層面積との関係では以下の 4 つの既往のスケーリング則との比較を行った。

- Utsu (2001)
- Murotani et al. (2008)
- Tajima et al. (2013)
- Dan et al. (2018)

地震モーメントとアスペリティ面積の関係については、以下の 3 つの既往のスケーリング則との比較を行った。Tajima et al. (2013) については、アスペリティ面積比を 20%と仮定して、元の地震モーメントと震源断層面積との関係に 0.2 倍をかけた式を用いた。

- Somerville et al. (1999)
- Murotani et al. (2008)
- Tajima et al. (2013) $\times 0.2$ (アスペリティ面積比 20%と仮定)

スケーリング則との比較をする際は、図 2-89 に示す大崎総合研究所 (2023) の検討と同様に、地域特性を把握するため、プレートごとに検討した。本検討で収集した地震に該当する地域は、国内 (太平洋)・Peru・Solomon・Sumatra・So.Chile・Central Chile・Central America の計 7 地域である。収集した地震のうち、2007 年千島列島地震、2012 年インドネシアスマトラ地震、2016 年インドネシアスマトラ南西地震は、アウターライズ地震であり、2013 年オホーツク地震、2017 年メキシコ Chiapas 地震はスラブ内地震であることから、地震タイプの違いによる傾向を調査するため、これら 5 つの地震は、海洋プレート内地震として、プレート境界型地震である他の 13 地震とは別で過年度の結果及びスケーリング則との比較を行った。海洋プレート内地震の地震モーメントと震源断層面積の関係で比較する既往のスケーリング則は以下の 2 つである

- Somerville et al. (1999)
- Iwata and Asano (2010)

また、海洋プレート内地震の地震モーメントとアスペリティ面積の関係については、以下の3つのスケーリング則との比較を行った。

- Somerville et al. (1999)
- Sasatani et al. (2006)
- Iwata and Asano (2010)

図 2-90 から図 2-96 には、プレート境界型地震の検討結果を示す。また、図 2-97 と図 2-98 には、海洋プレート内地震の検討結果を示す。海外の海洋プレート内地震における地震モーメントと断層面積の検討については、大崎総合研究所（2022, 2023）でも検討されていないため本検討でも除いた。各比較図内の黒の縦線で示すのは、第2ステージと第3ステージの境界である。

本検討の結果は、Sumatra 地域を除いて、地震モーメントと断層面積の関係及び地震モーメントとアスペリティ面積の関係の両者において、地域に関わらず過年度の結果及び既往のスケーリング則と概ね整合的である。Sumatra 地域については、過年度の結果においてもばらつきが大きい結果となっていることから、地域性による効果であることが考えられる。

海洋プレート内の結果では、Okhotsk 地域と Sumatra 地域の地震は、Iwata and Asano (2010)のスケーリング則に整合的である。Central America 地域では内陸地殻内地震を対象としたスケーリング則である Somerville et al. (1999)と整合的であるが、図中赤丸で示す Central America 地域の過年度の結果も同様な傾向を示しているため、プレート境界型地震における Sumatra 地域と同様に、地域性による効果であることが考えられる。

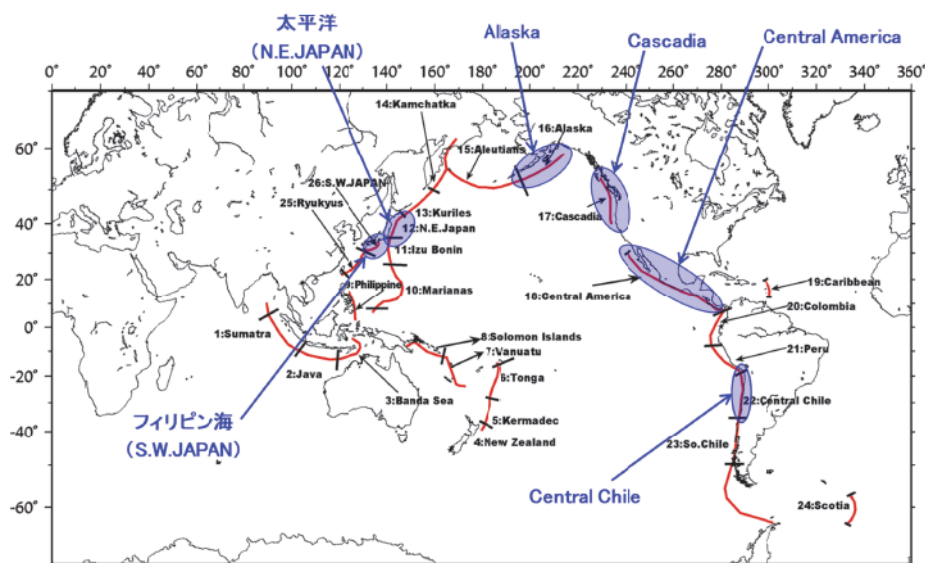


図 2-89 スケーリング則の検証で検討したプレートの地域
(R4 海溝型報告書より)

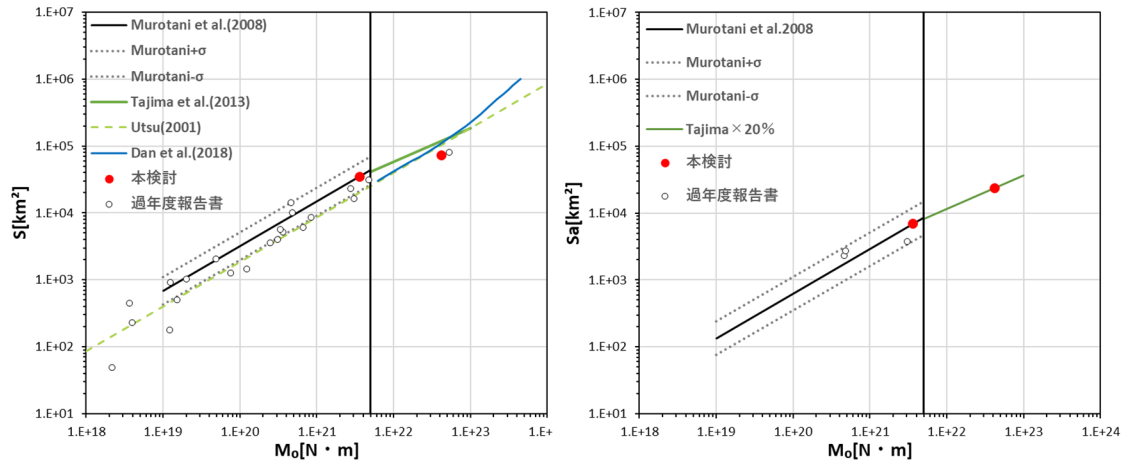


図 2-90 国内（太平洋）における過年度結果とスケーリング則との比較
(左 : $M_0 - S$ 右 : $M_0 - S_a$)

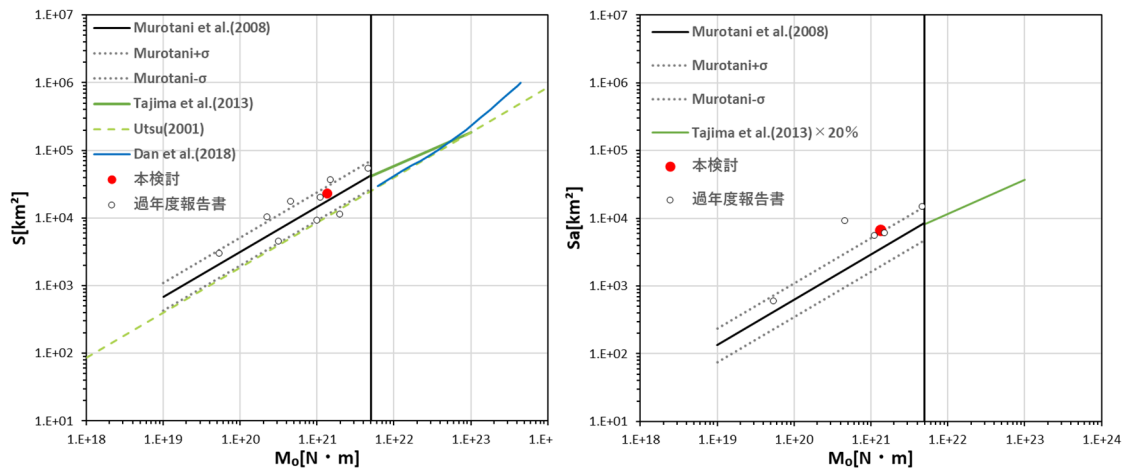


図 2-91 Peruにおける過年度結果とスケーリング則との比較
(左 : $M_0 - S$ 右 : $M_0 - S_a$)

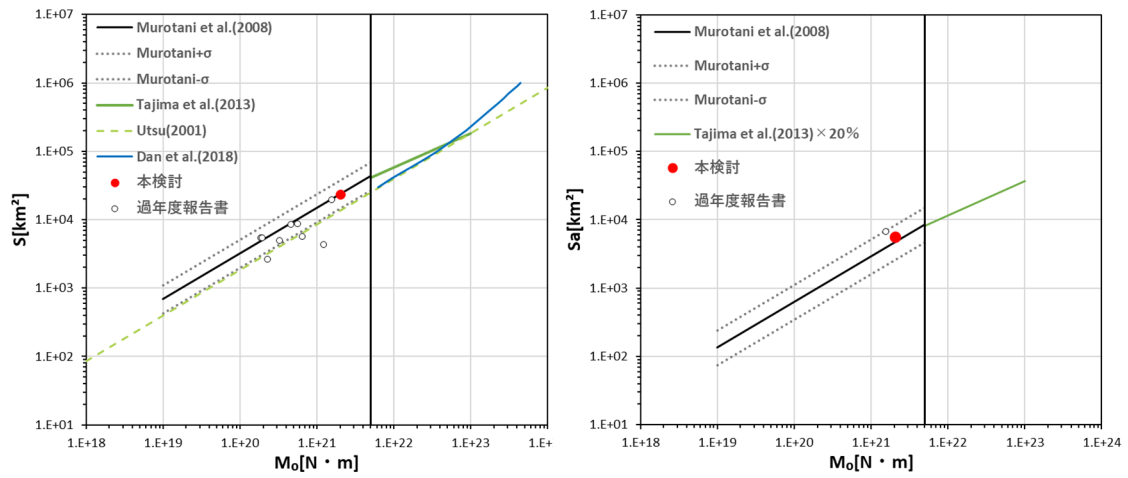


図 2-92 Solomon における過年度結果とスケーリング則との比較
(左 : $M_0 - S$ 右 : $M_0 - S_a$)

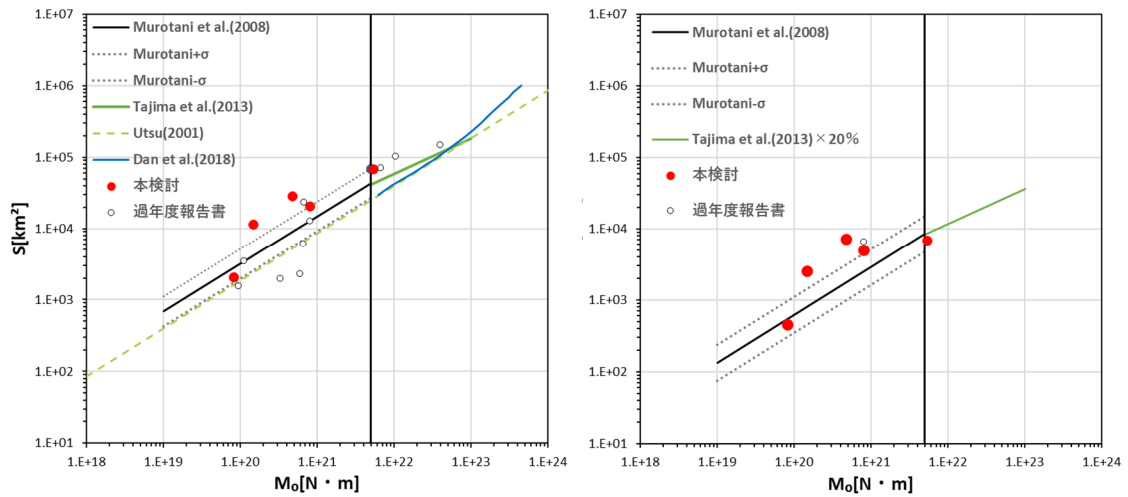


図 2-93 Sumatra における過年度結果とスケーリング則との比較
(左 : $M_0 - S$ 右 : $M_0 - S_a$)

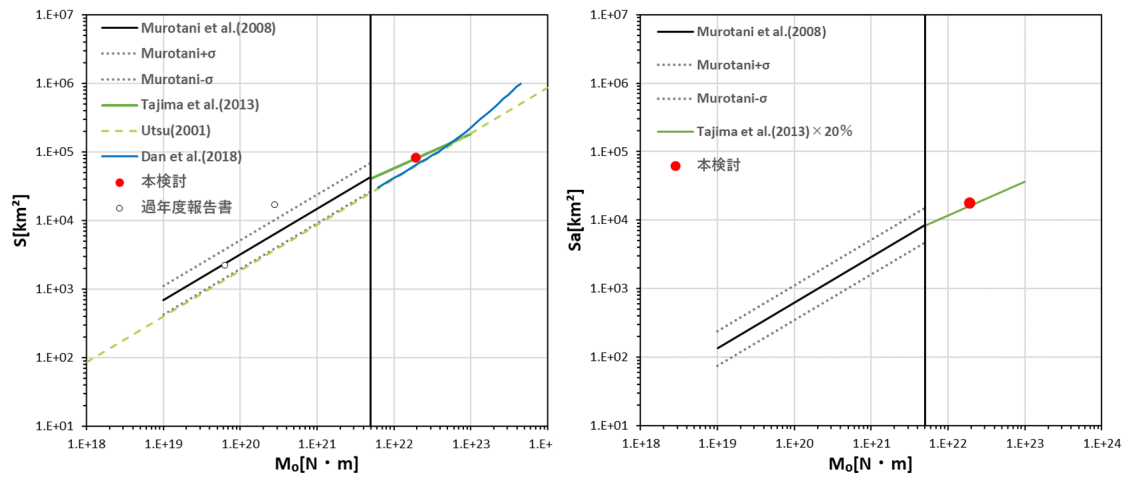


図 2-94 So. Chile における過年度結果とスケーリング則との比較
(左 : $M_0 - S$ 右 : $M_0 - S_a$)

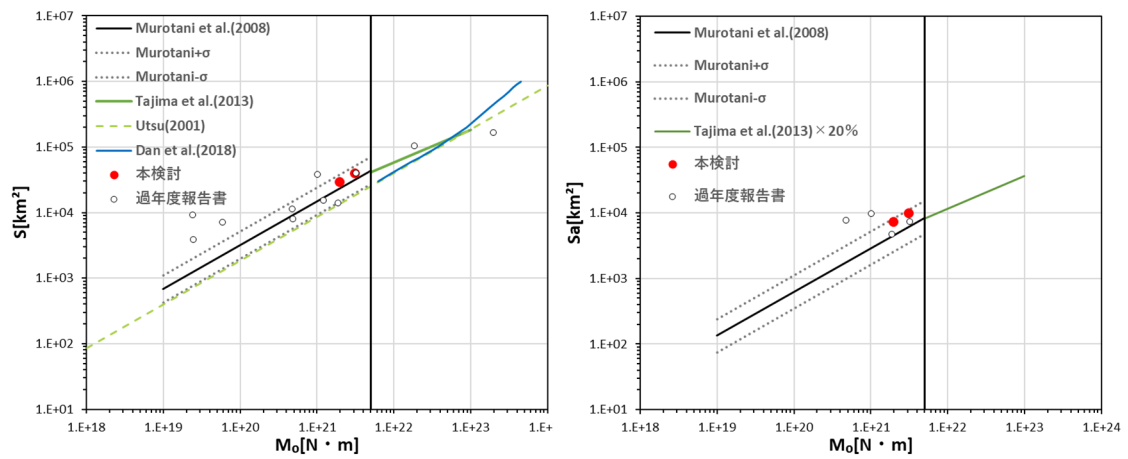


図 2-95 Central Chile における過年度結果とスケーリング則との比較
(左 : $M_0 - S$ 右 : $M_0 - S_a$)

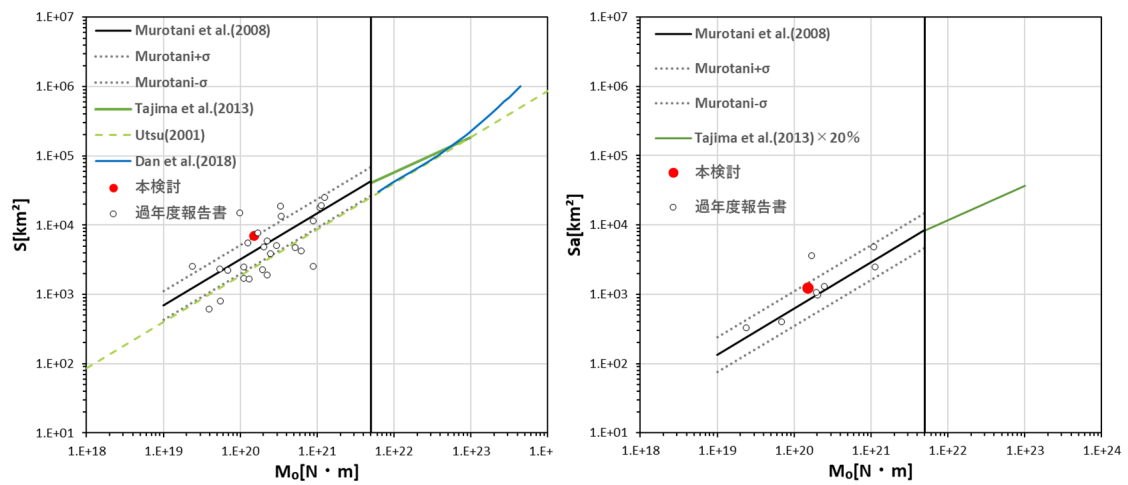


図 2-96 Central America における過年度結果とスケーリング則との比較
(左: $M_0 - S$ 右: $M_0 - S_a$)

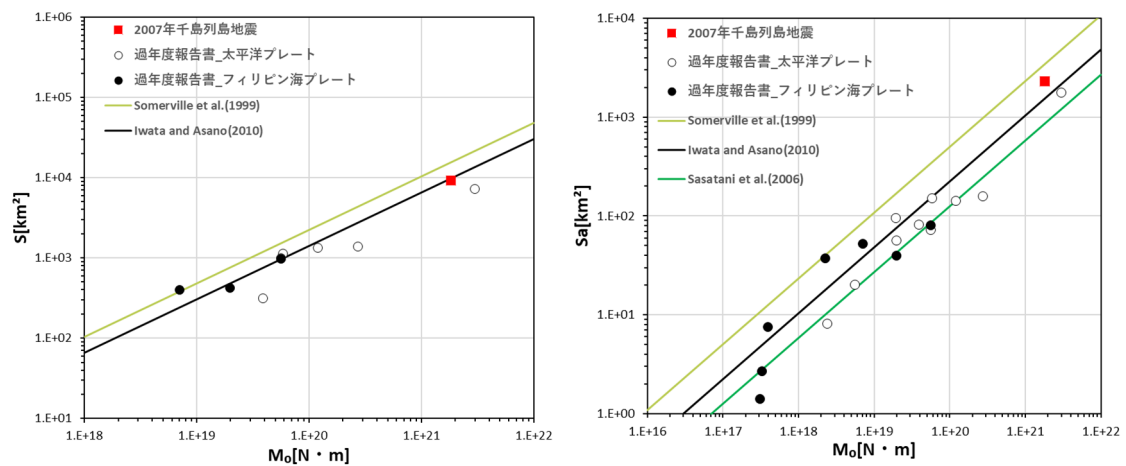


図 2-97 国内（太平洋）における海洋プレート内地震の過年度結果とスケーリング則との比較
(左: $M_0 - S$ 右: $M_0 - S_a$)

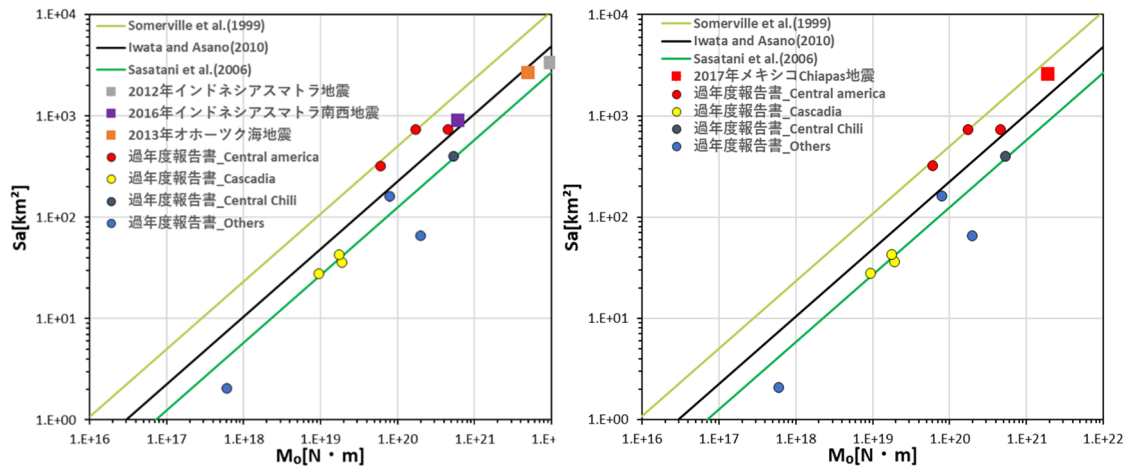


図 2-98 $M_0 - S_a$ 関係における海外の海洋プレート内地震の過年度結果とスケーリング則との比較（左：Okhotsk と Sumatra 右：Central America）

2.2.4 深さ方向の分布に関する分析

破壊開始点やアスペリティ領域等について、深さ方向の分布を分析した。本検討では、アスペリティ領域及び震源断層領域の平均深さには、震源モデルより抽出したアスペリティ領域及び震源断層領域に該当する要素断層の中心深さを平均した値を採用した。その結果を表 2-27 に示す。なお、アスペリティ領域及び震源断層領域の面積と同様に、モデルが複数あるものについては、幾何平均を採用した。

図 2-99 には、震源深さに対するアスペリティの平均深さの関係と断層平均深さに対するアスペリティの平均深さの関係と震源深さとアスペリティの平均深さについて、断層上端深さからのみた断層幅内の相対的深さ（%）の関係を示す。また、図中黒の×印に、2022 年福島県沖の地震の結果を示す。なお、それぞれの図の色は、プレートの地域で分けた。図 2-100 のうち、赤い色で示す 1 つの地震が断層上端深さに対する震源深さにおいて、100%を越えているが、これは、震源の位置が震源断層の領域より深い位置にあることを示している。

図 2-99 より、アスペリティの平均深さは、震源深さ及び断層平均深さに対して浅くなる傾向がある。また、図 2-100 より、アスペリティの平均深さ及び震源深さは、断層内の比較的深い位置に集中する傾向が見られる。

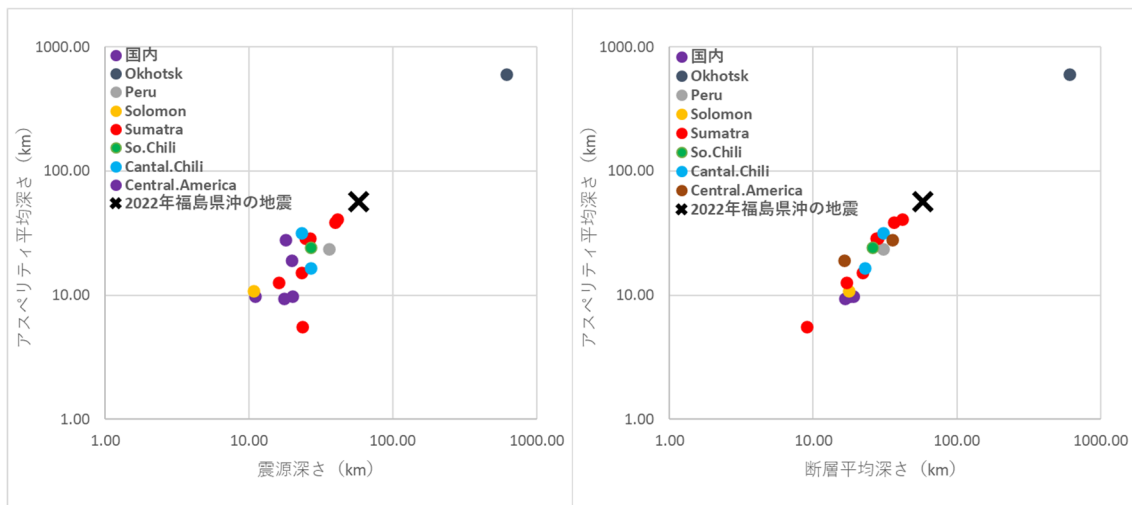


図 2-99 左：震源深さに対するアスペリティの平均深さの関係 左：断層平均深さに対するアスペリティの平均深さ

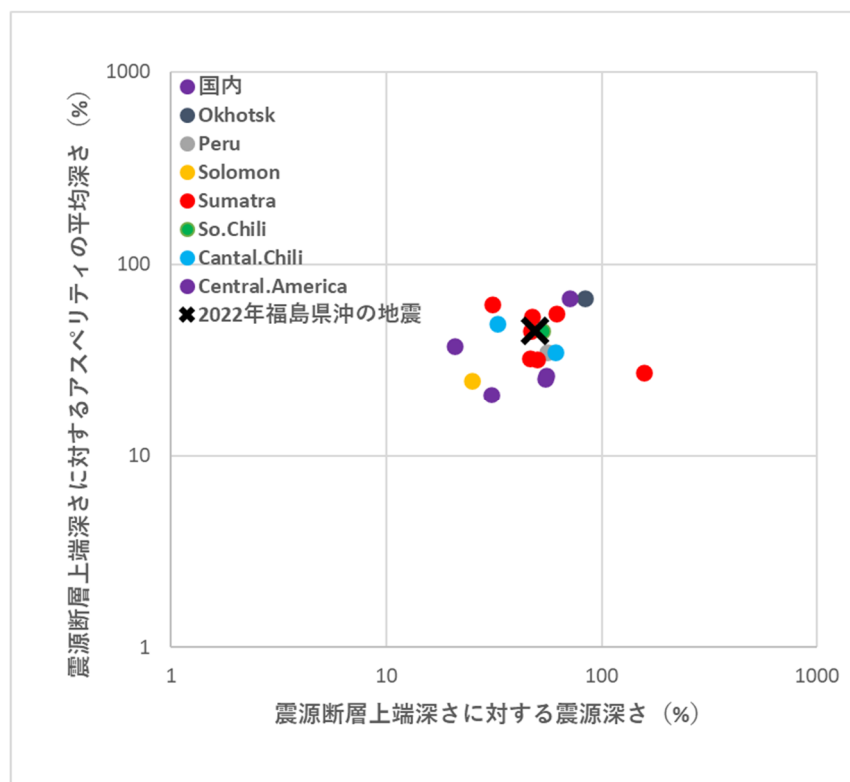


図 2-100 震源深さとアスペリティの平均深さの断層上端深さからみた断層幅内の相対深さ (%)

2.3 スケーリング則の検証

本節では、本検討の対象地震である 2023 年トルコ・シリア地震、2022 年台湾池上地震、2022 年福島県沖の地震について構築した SMGA モデルを既往のスケーリング則と比較した。断層面積及び、アスペリティ面積は震源インバージョン結果より Somerville et al. (1999) によるトリミング手法で抽出したものを利用した。また、2022 年台湾池上地震については、2 つのセグメントを用いて、Somerville et al. (1999) によるトリミング手法を適用すると、セグメント 1 の深部の両端部及び、セグメント 2 の浅部の比較的すべり量の大きな領域の影響により、トリミングが行えず、地震モーメントに対する断層面積がスケーリング則から大きく外れる結果となる。そこで、セグメント 1 の深部両端部及び、セグメント 2 の浅部の比較的大きな領域が計算波形に及ぼす影響度の検証を行った。

2.3.1 内陸地震のスケーリング則の検証

A) 2023 台湾池上地震におけるトリミングの検証

当該地震では、セグメント 1 の深部両端部及び、セグメント 2 の浅部のすべり量の大きな領域が計算波形に及ぼす影響度の検証を行った。検討方針は、セグメント 2 及び、図 2-101 の赤枠に示す範囲のすべり量を 0 とした場合の計算波形が主要動に及ぼす影響度を確認し、影響度が少ない場合には該当する領域のすべり量を 0 とする。計算地点を図 2-102 に示す。

図 2-103 と図 2-104 に結果を示す。比較結果より、セグメント 2 及びセグメント 1 の断層端部の領域が主要度に及ぼす影響度は低いと考えられる。よって、本検討では、セグメント 2 及びセグメント 1 の断層端部の領域のすべり量を 0 とし、Somerville et al. (1999) によるトリミング手法を用いて断層面積、アスペリティ面積を検討した。

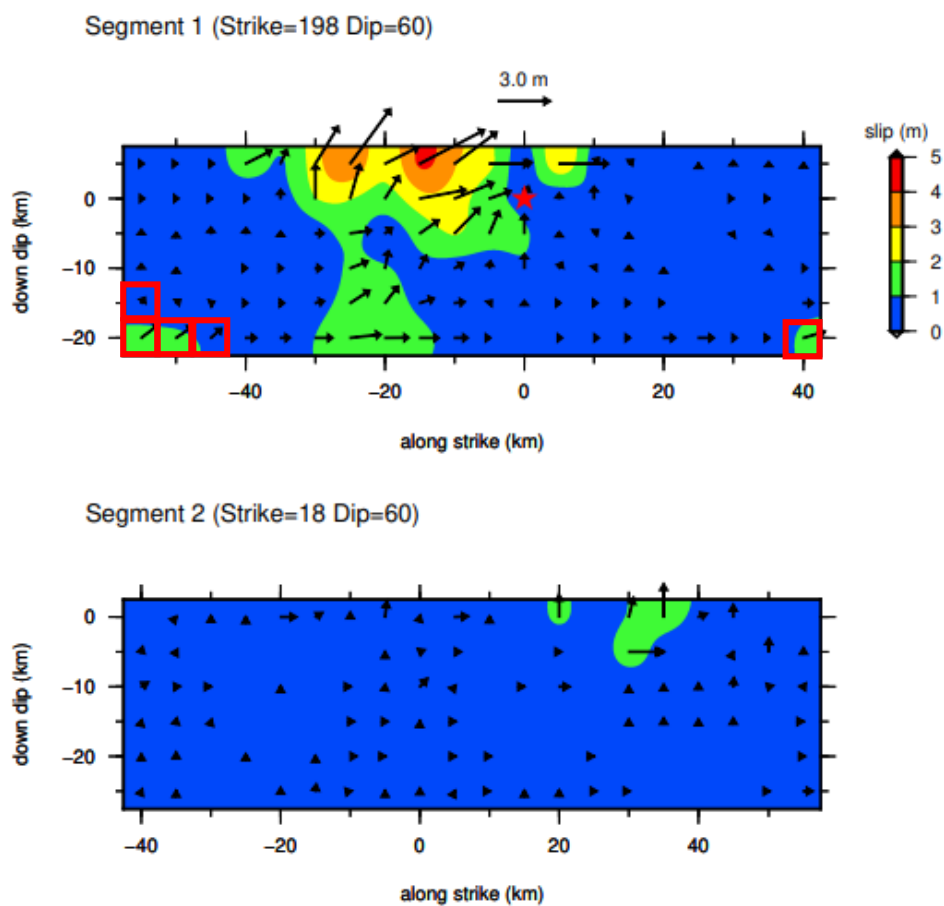


図 2-101 2022 年台湾池上地震におけるトリミングの検証

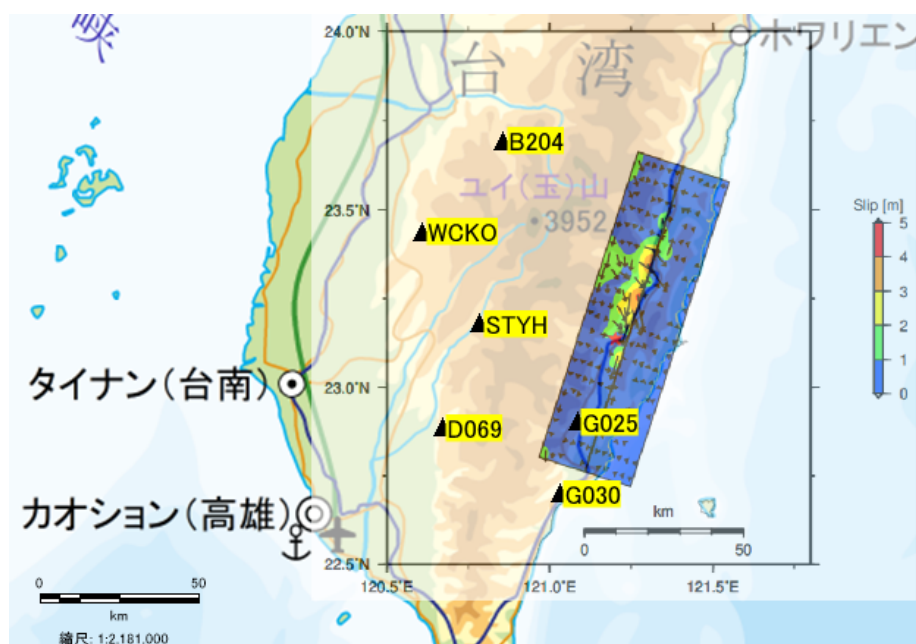
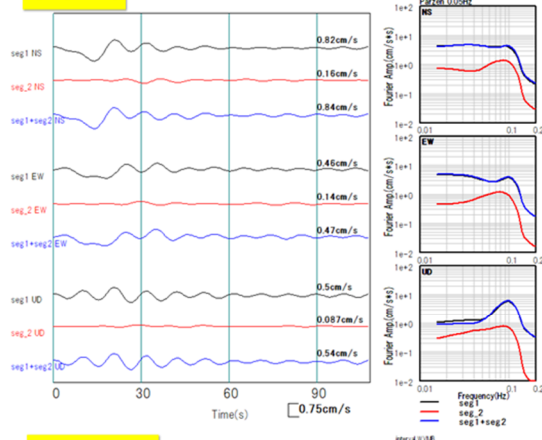
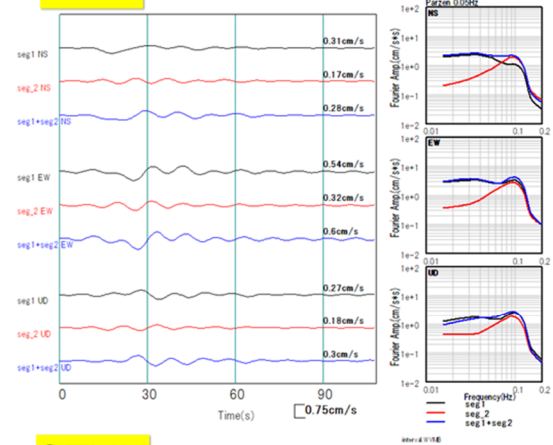


図 2-102 2022 年台湾池上地震のトリミングの検証に用いた観測点

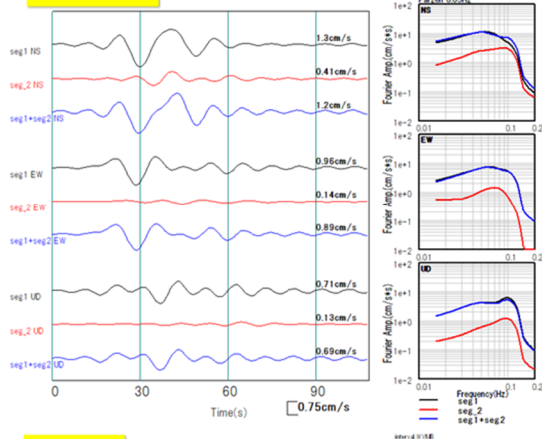
G025



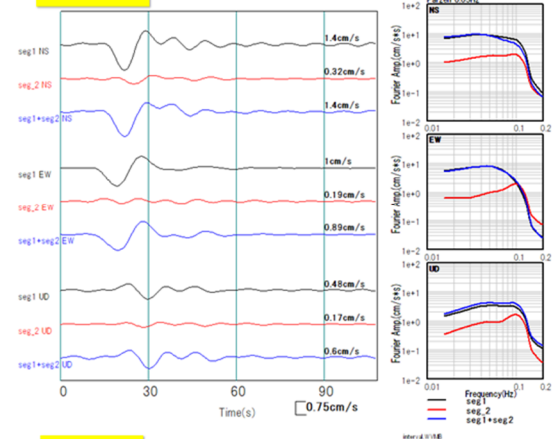
G030



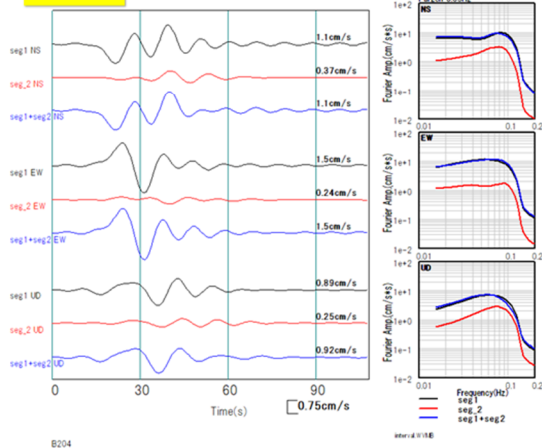
WCKO



STYH



B204



D069

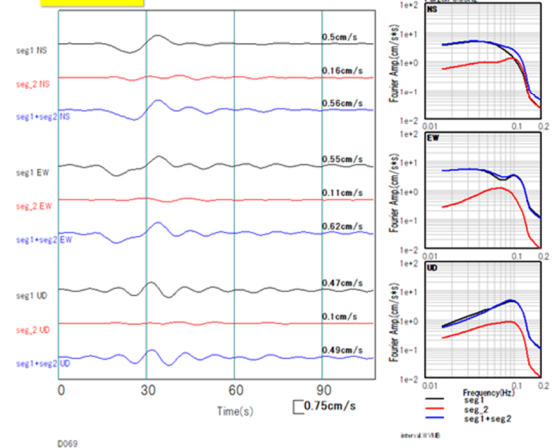
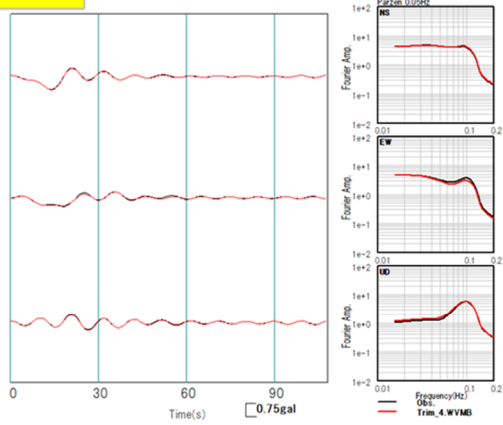


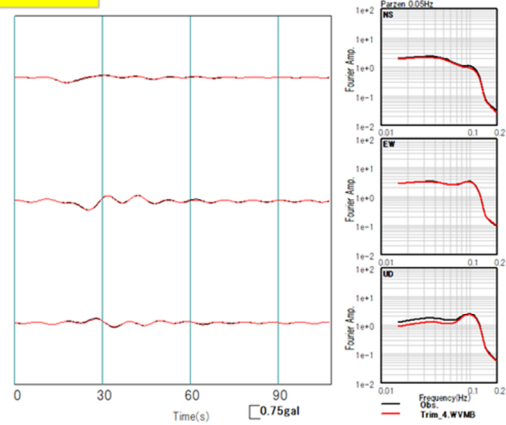
図 2-103 セグメント 2 の影響度の検証

(黒線 : セグメント 1 の波形 赤線 : セグメント 2 の波形 青線 : セグメント 1 とセグメント 2 を合成した波形)

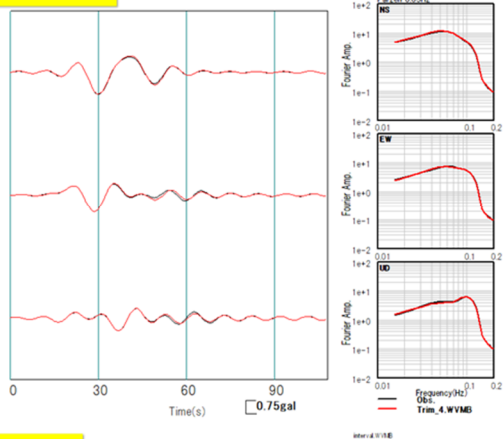
G025



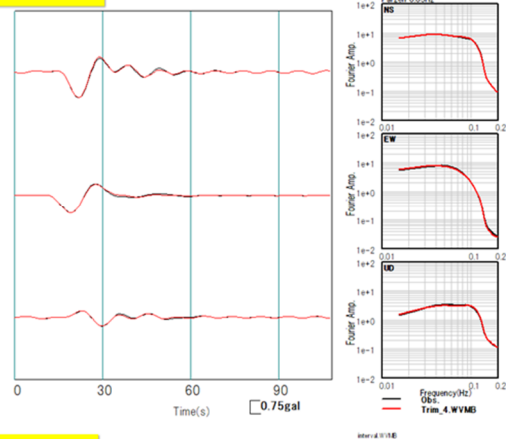
G030



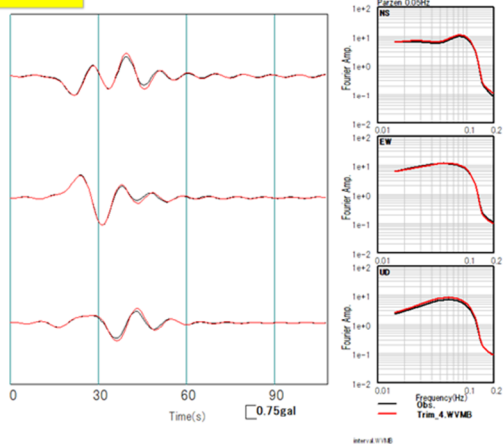
WCKO



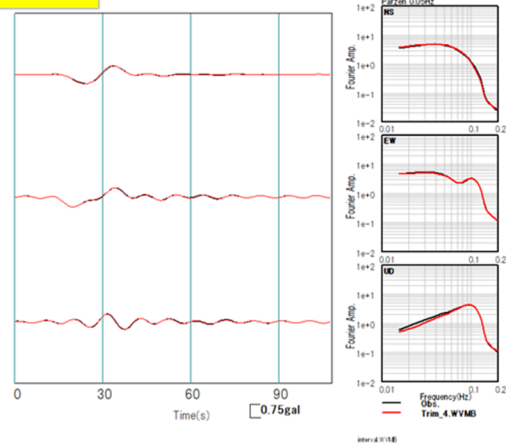
STYH



B204



D069



B204

D069

図 2-104 セグメント1の断層端部のすべりによる影響度の検証
(黒線：セグメント1の波形 赤線：セグメント1より端部のすべり量を0とした波形)

B) スケーリング則の検証

地震モーメントと短周期レベルの関係及び、地震モーメントと断層面積、SMGA 面積の関係、地震モーメントとアスペリティ面積について、既往のスケーリング則との比較を図 2-105、図 2-106、図 2-107 にそれぞれ示す。両地震ともに、短周期レベル、断層面積、SMGA 面積、アスペリティ面積のいずれにおいても既往のスケーリング則と概ね整合的である。

M_0 -A

・ 藤堂・他（2022）：内陸地殻内地震の関係式

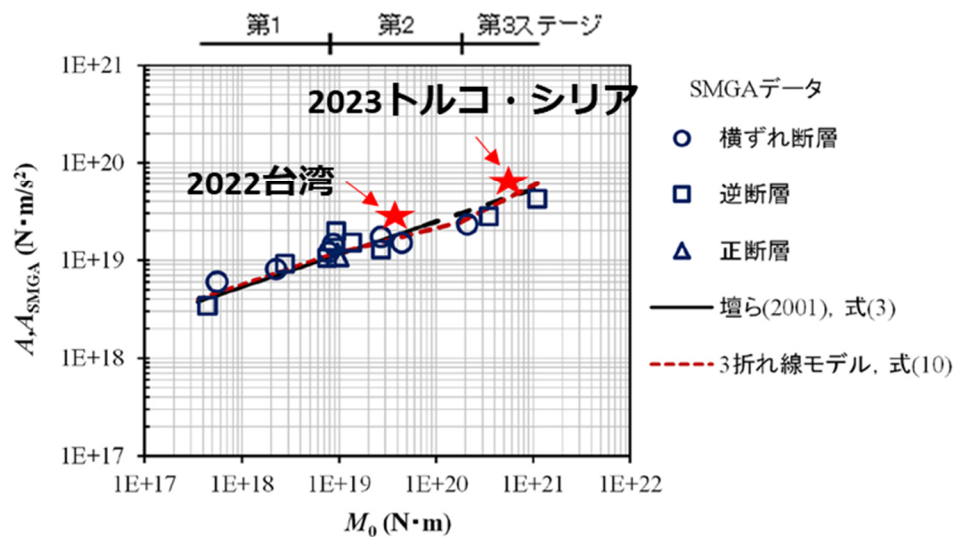


図 2-105 地震モーメントと短周期レベルの関係におけるスケーリング則との比較

$$M_0 - S_{\text{SMGA}}$$

・ 藤堂・他（2022）：内陸地殻内地震の関係式

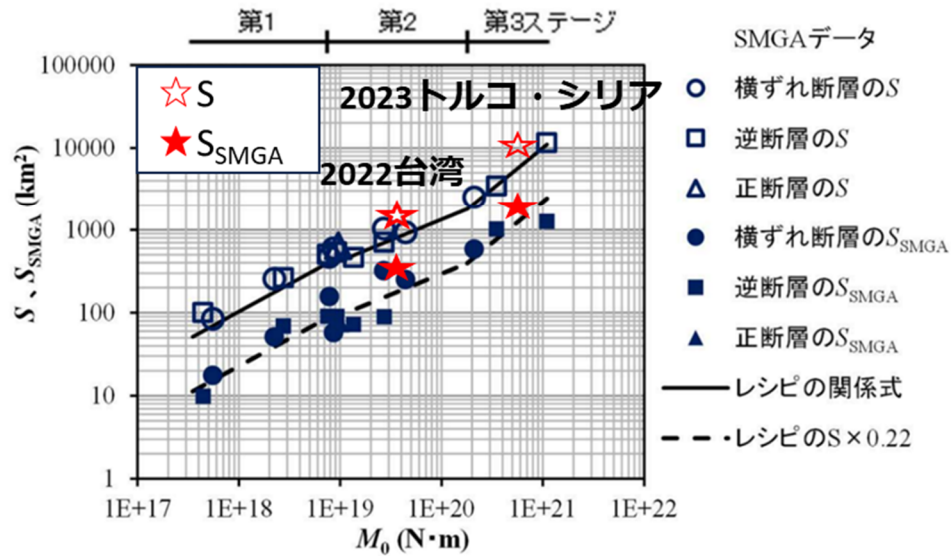


図 2-106 地震モーメントと断層面積及び SMGA 面積の関係におけるスケーリング則との比較

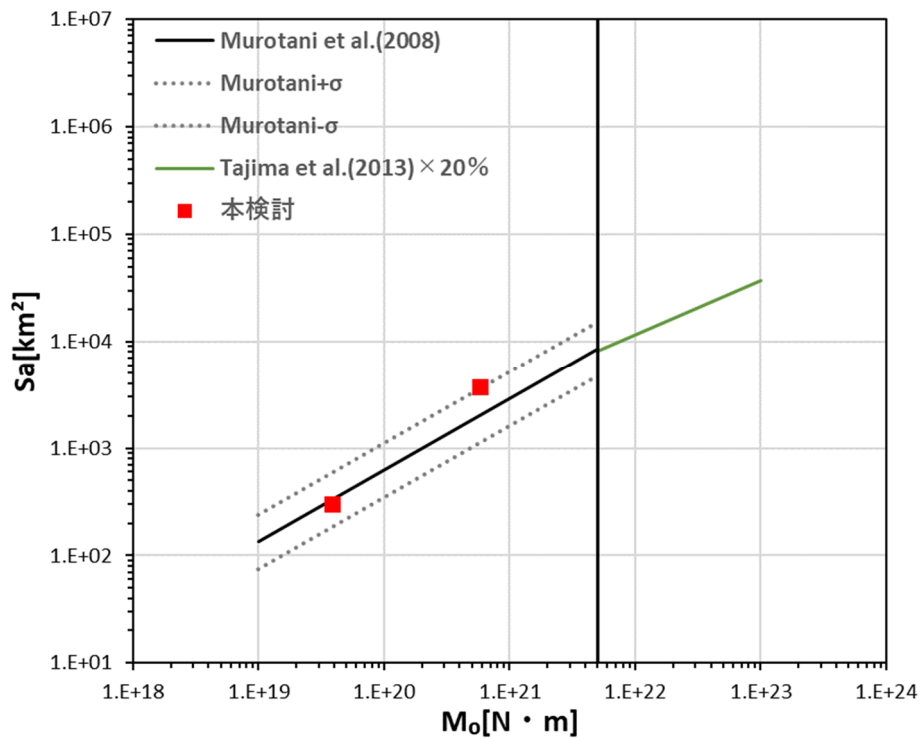


図 2-107 2023 年トルコ・シリア地震及び 2022 年台湾池上地震のアスペリティ面積とスケーリング則の比較

2.3.2 海溝型地震のスケーリング則の検証

2022 年福島県沖の地震について、地震モーメントと短周期レベルの関係及び、地震モーメントと SMGA 面積、地震モーメントとアスペリティ面積の関係において既往のスケーリング則との比較を図 2-108、図 2-109 に示す。短周期レベル、SMGA 面積のいずれもスケーリング則と概ね整合的である。

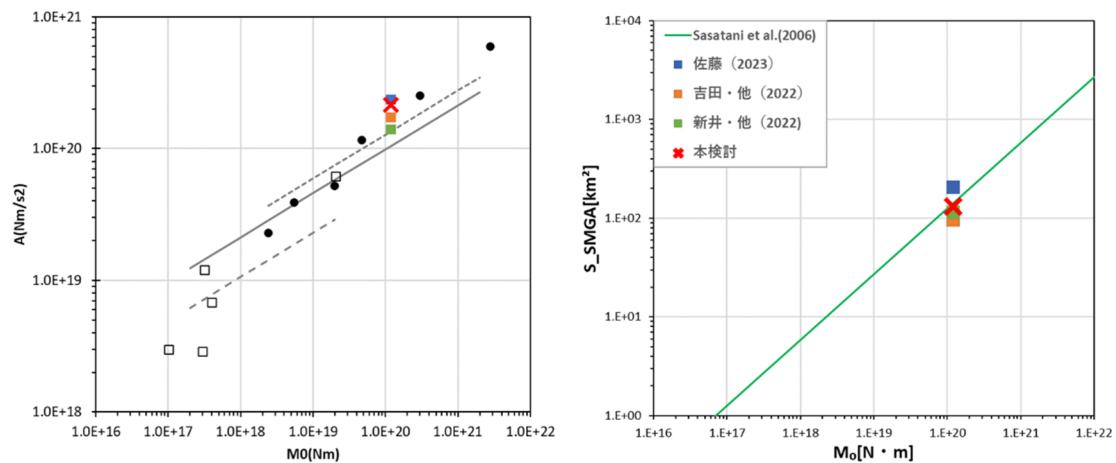


図 2-108 スケーリング則との比較

(左：地震モーメントと短周期レベルにおける既往研究とスケーリング則との比較
右：地震モーメントと SMGA 面積における既往研究とスケーリング則との比較)

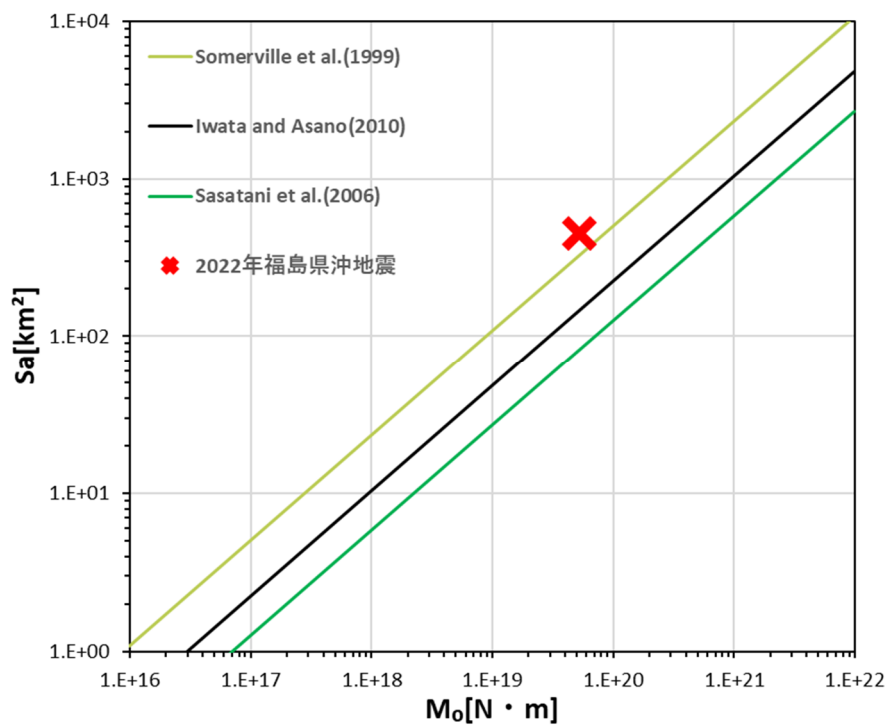


図 2-109 地震モーメントとアスペリティ面積におけるスケーリング則との比較

2.4 強震動予測のための「レシピ」の流れ

本節では、本事業の位置づけを明確にするために、1998 年に入倉・他により提示された強震動予測のための「レシピ」のうち断層モデルの設定法について、その後の流れも含めて解説するとともに、最新の研究を紹介する。また、これらを受けて、「レシピ」の今後の骨格について考察する。

2.4.1 強震動予測のための「レシピ」の進化

強震動予測のための「レシピ」は、下のように、大きく、第1世代、第2世代、第3世代の3つに分類できる。

(a) 第1世代：「入倉レシピ」

第1世代は、入倉・他 (1998) により提案された強震動予測のための断層パラメータの設定手順で、「レシピ」という用語がはじめて使われた。提案者の名前を冠して研究者間では、「入倉レシピ」と呼んでいた。「入倉レシピ」では、強震動を生成する領域、すなわち強震動生成域 (SMGA: Strong Motion Generation Area) を円形クラックの式で表される力学モデル (図 2-110 に示すような応力降下量とすべり量とをつなぐモデル) を用いている。また、強震動生成域は複数あってもよく、イメージとしては、(Papageorgiou and Aki, 1983) による多重円形クラックモデル (specific barrier model) であり、強震動生成域の円周上ではすべりは0に拘束されている。「入倉レシピ」は、内閣府 (2012) により、南海トラフの巨大地震による強震動予測などに用いられている。

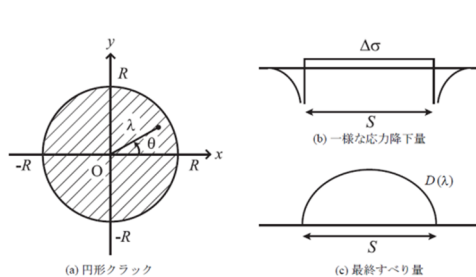


図 2-110 円形クラックの応力降下量とすべり量 (壇, 2008)

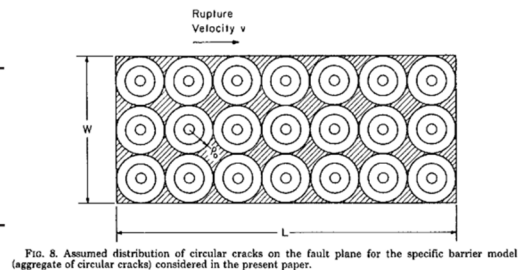


FIG. 8. Assumed distribution of circular cracks on the fault plane for the specific barrier model (aggregate of circular cracks) considered in the present paper.

図 2-111 多重円形クラックモデル (Papageorgiou and Aki, 1983)

1995 年兵庫県南部地震 (阪神・淡路大震災) では、図 2-112 に示すように、震度 7 の震災の帯ができた。その後、その原因が周期 1 秒程度の強震動であることが分かった。

松島・川瀬 (2009) は、図 2-113 に示すように、これらの強震動の 1 波ずつが、アスペリティから放出されたものであることを示した。ここでいうアスペリティとは、「入倉レシピ」でいう強震動生成域と同じで、図 2-113 には背景領域もあるが、そこからの地震波の放出はないとされている。

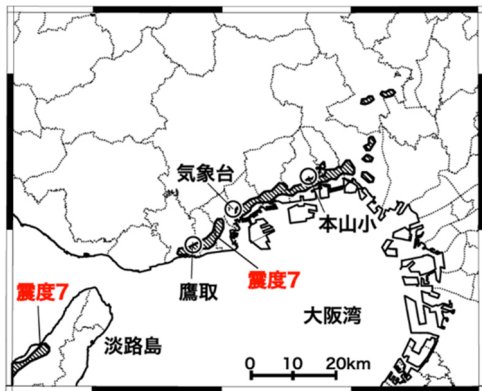


図 2-112 兵庫県南部地震の震災の帯
(松島・川瀬, 2009)

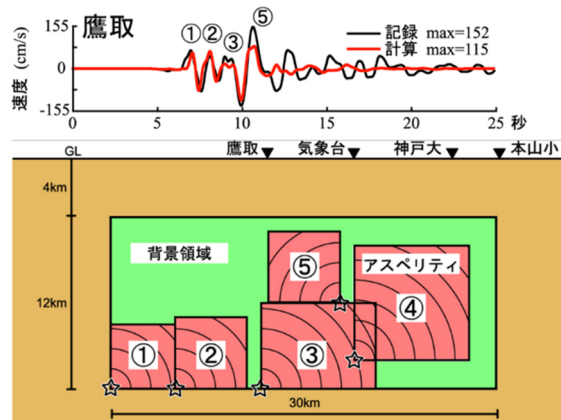


図 2-113 強震動パルスとアスペリティ
(松島・川瀬, 2009)

(b) 第2世代：「入倉修正レシピ」

図 2-113 に示すアスペリティの集合体では、強震動は説明できても、断層面全体による地震モーメントが説明できず、実際の値の半分程度となる。

そこで導入されたのが、図 2-114 に示すアスペリティモデル (Das and Kostrov, 1986) である。アスペリティモデルは、応力降下をおこさない背景領域（正確には、すでに蓄積された応力が解放されている領域）から構成される断層モデルである。図 2-114 にアスペリティモデルの震源時間関数とアスペリティモデルのアスペリティを円形クラックモデルに置き換えた時の震源時間関数を示す。震源時間関数で増加部分と減少部分が、アスペリティモデルと円形クラックモデルでは同じなので、短周期成分の振幅は同じであるが、震源時間関数と横軸との囲む面積（地震モーメント）は、アスペリティモデルの方が大きい。

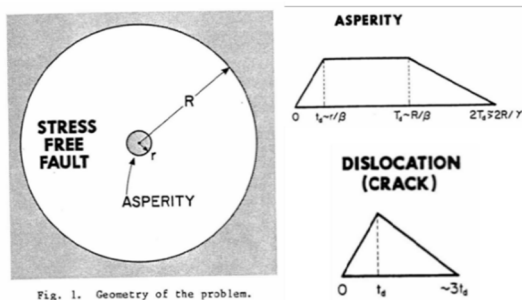


図 2-114 アスペリティモデル
(Das and Kostrov, 1986)

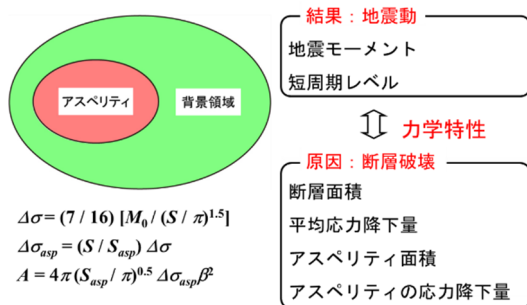


図 2-115 アスペリティモデルの力学特性

このような単純化された断層モデルを用いる利点としては、下の 2 点が考えられる。

1) 起こった地震の震源を解釈しやすい。

1995 年兵庫県南部地震では、図 2-113 に示すように、神戸の下に 5 個のアスペリティが同定されており、強震動パルスを生成した。同様に、1923 年関東地震では、小田原と館山の下にアスペリティが 1 個ずつ同定されている。

2) これから起こると想定される地震の震源を設定しやすい。

これから起こると想定されている糸魚川-静岡構造線の地震や南海トラフの巨大地震の震源を設定しやすく、すでに強震動の予測事例も多く蓄積されている。

アスペリティモデルを記述する主なパラメータは、図 2-115 に示すように 6 つではあるが、それ以外のパラメータを含めると、図 2-116 に示すように 27 個ある。これらの断層パラメータは、下のように、3 つに分類できる。

1) 活断層調査などから設定するもの

断層長さや傾斜角

2) 経験的な関係式で算定するもの

断層長さや断層面積から算定する地震モーメントなど

3) 理論的な関係式で算定するもの

図 2-115 の左下に示した式などによるアスペリティの面積の算定など

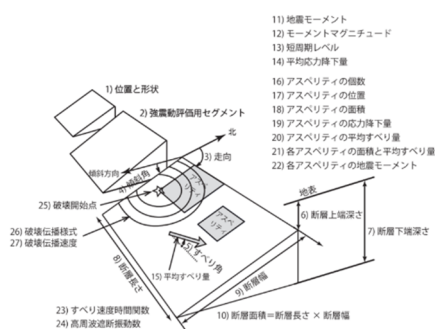


図 2-116 強震動予測に用いる断層パラメータ (壇, 2008)

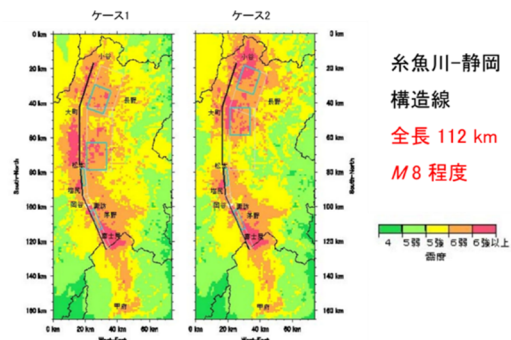


図 2-117 強震動評価結果の例 (地震調査研究推進本部, 2002)

Irikura *et al.* (2002) は、これらの断層パラメータの設定手順を整理し、「修正入倉レシピ」として発表した。また、地震調査研究推進本部 (2017) では、断層モデルの設定方法だけでなく、地下構造モデルの設定方法や強震動の計算方法、および予測結果の検証方法も加え

て、広く適用できるように「レシピ」として発表した。

地震調査研究推進本部 (2002) では、「レシピ」の有効性を示すために、糸魚川 - 静岡構造線のうち、長さ 112 km の部分の断層モデルを作成して、強震動を計算した。図 2-117 は、強震動評価結果を震度にして示したものである。

また、図 2-118 は、強震動の予測結果の例で、速度パルスが見られる。一方、図 2-119 は、強震動の予測結果を検証するために、司・翌川 (1999) による距離減衰式と比較したもので、両者がきわめてよく対応しているのがわかる。

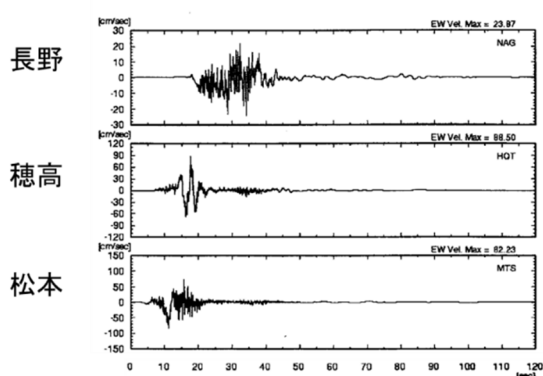


図 2-118 速度波形の例
(地震調査研究推進本部, 2002)

ケース1

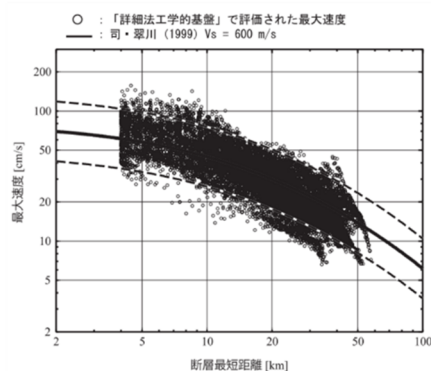


図 2-119 予測結果の検証
(地震調査研究推進本部, 2002)

図 2-119 では、強震動の予測結果の検証のために、距離減衰式との整合性を示しているが、「レシピ」では、予測結果の検証方法として、下の3つを示している。

- 1) 過去の地震の観測記録
- 2) 過去の地震の震度分布
- 3) 記録を統計処理した距離減衰式

ここに、距離減衰式とは、多くの地震記録を統計処理して、その最大加速度や最大速度、応答スペクトルなどを、マグニチュード、震源距離、地盤条件などを入力パラメータとして、式で表したものである。

(c) 第3世代 (研究開発中)

第2世代の「修正入倉レシピ」では、強震動の予測を中心にしていたこと、その根拠が図 2-113 に示したように、断層破壊が地震面に達していない地震によるものであったことによるが、2016 年に起こった熊本地震では永久変位を含む強震記録が得られたため、浅部断層もモデルに含める研究が行われている。入倉・倉橋 (2017) では、「レシピ」の浅部断層への拡張としているので、ここでは「拡張レシピ」と呼ぶこととする。

本章では、以降、現在開発中の「拡張レシピ」に関連する研究を整理した。

2.4.2 地震調査研究推進本部の「レシピ」の課題

地震調査研究推進本部 (2017) の「レシピ」では、図 2-120 に示すように、断層を3つのステージに分けて扱っている。これは、3 (スリー) ステージモデルと呼ばれている。

第1ステージでは、断層面が応力を蓄積できる地震発生層の中にとどまっている状態である。第1ステージの地震では、断層の周上ですべり量はゼロとなっており、この条件は円形クラックモデルと同じである。第1ステージの地震の断層長さ L と幅 W およびすべり量 D はほぼ比例することが知られている。

第2ステージでは、断層破壊が地震発生層の下端に達するとともに、地表面まで達し、断層幅がこれ以上は大きくなれない状態である。第1ステージの地震では、断層の周上ですべり量はゼロであったが、第2ステージの地震では、断層の上端 (地表面) ではすべり量がゼロとはならない。

第3ステージでは、断層長さがさらに長くなり、断層面上のすべり量が飽和し、これ以上は大きくすべらない状態である。第3ステージの地震では、第2ステージの地震と同じく断層の上端 (地表面) ではすべり量がゼロとはならない。

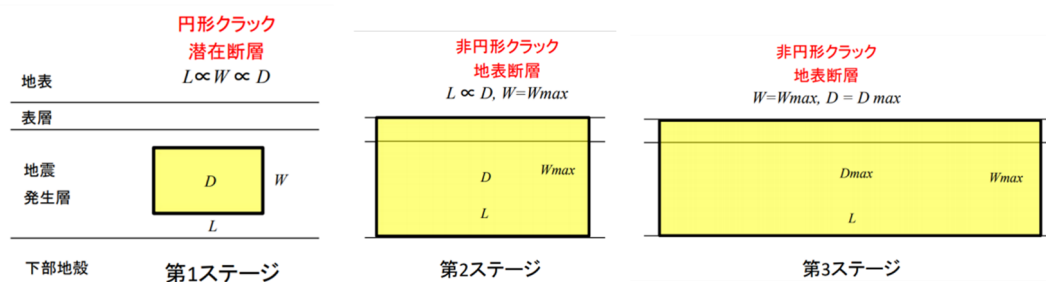


図 2-120 巨視的断層パラメータの3 (スリー) ステージモデル

上述したように、断層を3つのステージに分けた根拠を図 2-121 と図 2-122 に示す。

図 2-121 は、断層長さと幅との関係 (渡辺・他, 2002 に加筆) である。図中、○は横ずれ断層による内陸地震のもので、断層長さが短いうちは断層長さと幅は比例して大きくなるが、断層長さが 30 km 程度で、幅は約 15 km で一定値になることがわかる。同様に、図中の●で示した沈み込み帯におけるプレート境界地震では、断層長さが 300 km 程度で幅は約 150 km で一定値となることがわかる。

図 2-122 は、内陸地震の断層長さと地表変位量との関係 (Murotani *et al.*, 2014) である。図より、断層長さが約 100 km 程度以上で地表変位量は 10 m 程度の一定値となることがわかる。

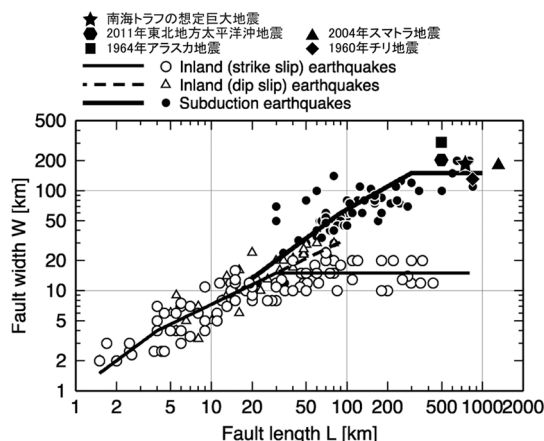


図 2-121 断層長さと地表変位量との関係
(渡辺・他, 2002 に加筆)

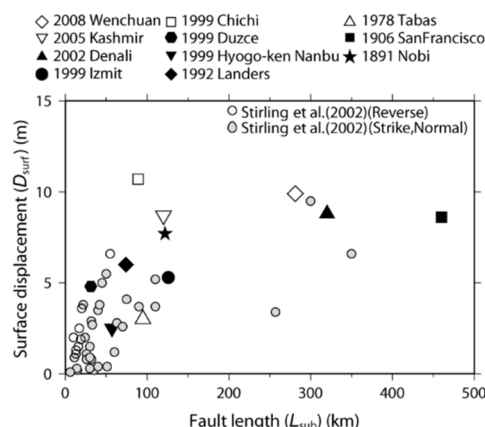


図 2-122 断層長さと地表変位量との関係 (Murotani *et al.*, 2014)

「レシピ」では、断層全体を地中に埋まった円形クラックモデルとして平均応力降下量を算定しているのが、このモデルは、図 2-120 に示した第 1 ステージの地震を想定している。しかし、第 2 ステージや第 3 ステージの地震では、断層が地表面に達して、自由表面になっていること、および断層の形状が横長になっていることにより、地中に埋まった円形クラックモデルではモデル化できない。このことについては、「レシピ」に下の記述がある。

震源断層の長さが震源断層の幅に比べて十分に大きい長大な断層に対して、円形破壊面を仮定することは必ずしも適当ではないことが指摘されている。「レシピ」では、巨視的震源特性である地震モーメント M_0 ($\text{N}\cdot\text{m}$) を、円形破壊面を仮定しない (3)'式および(4)'式から推定しているが、微視的震源特性であるアスペリティの総面積の推定には、円形破壊面を仮定したスケーリング則から導出される (12)~(15)式を適用している。このような方法では、結果的に震源断層全体の面積が大きくなるほど、既往の調査・研究成果と比較して過大評価となる傾向にあるため、微視的震源特性についても円形破壊面を仮定しないスケーリング則を適用する必要がある。しかし、長大な断層のアスペリティに関するスケーリング則については、そのデータも少ないことから、未解決の研究課題となっている。そこで、このような場合には、(12)~(15)式を用いず、Somerville *et al.* (1999) による震源断層全体の面積に対するアスペリティの総面積の比率、約22%からアスペリティの総面積を推定する方法がある。ただし、この場合には、アスペリティの応力降下量の算出方法にも注意する必要がある。この方法については、(d) 震源断層全体及びアスペリティの静的応力降下量と実効応力及び背景領域の実効応力で説明する。

平均応力降下量の算定式の課題を顕著に示したのが、2016 年熊本地震 ($M7.3$) である。2016 年熊本地震では、図 2-123 で黒い楕円で示したように、布田川断層帯の東部と日奈久断層帯の北部が破壊した (地震調査研究推進本部「熊本県の地震活動の特徴」に加筆)。

布田川・日奈久断層帯では、熊本地震の前に、強震動評価が行われ、結果が公開されていた (地震調査研究推進本部, 2014)。図 2-124 には、布田川断層の布田川区間の破壊を想定したときの西原村 (地表断層まで 700 m) における予想擬似速度応答スペクトルと 2016 年

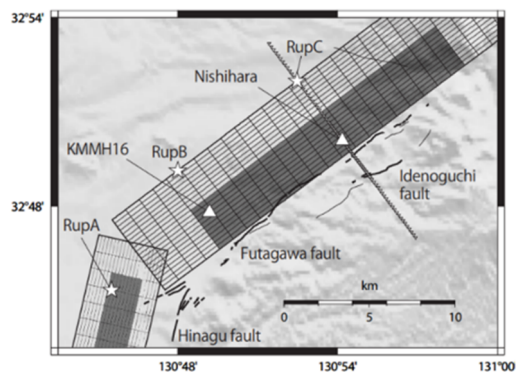


図 2-125 「レシピ」で作成した 2016 年熊本地震の断層モデル（田中・他, 2018）

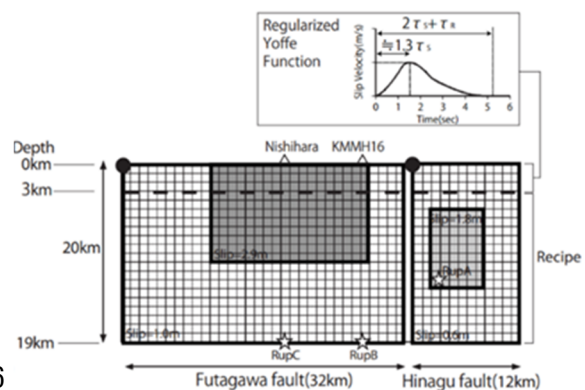


図 2-126 「レシピ」で作成した 2016 年熊本地震の断層モデル（田中・他, 2018）

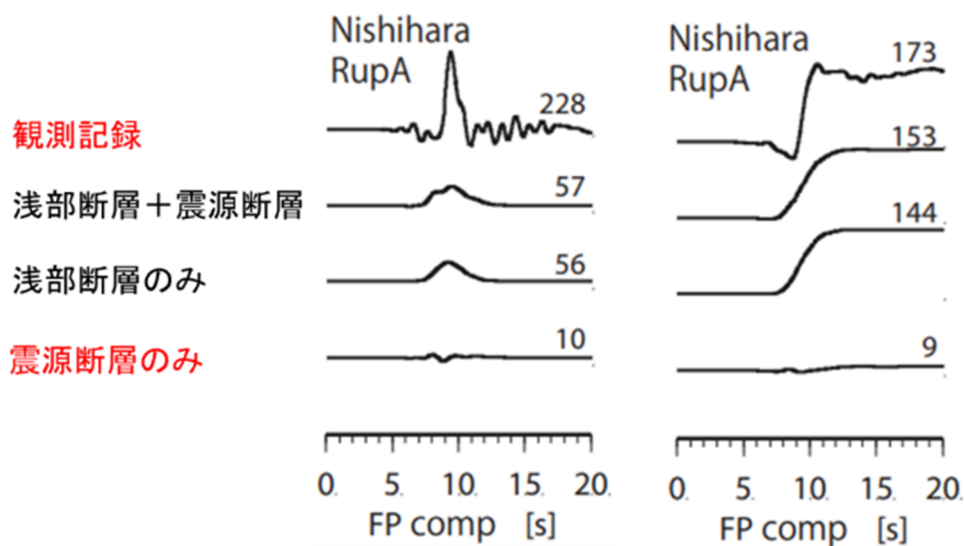


図 2-127 観測波形と計算波形との比較（田中・他, 2018）

つぎに、田中・他 (2018) は、図 2-127 に示す計算波形がさらに観測記録に近づくように、図 2-128 と図 2-129 に示した Model-02 と Model-03 を提示した。Model-02 では、浅部断層の大すべり域のすべり量をアスペリティのすべり量の 1.4 倍とするとともに、立ち上がり時間を半分にしている。Model-03 では、出ノロ（いでのくち）断層を追加して、西原における地震波の放射特性が大きくなるようにしている。

図 2-130 に、Model-02 と Model-03 を用いて計算した波形(SYN02 と SYN03)を観測記録とともに示す。図より、Model-02 および Model-03 とともに、速度波形はやや過少評価となっているものの、変位波形は観測記録を再現していることがわかる。

Model-02: すべり量を1.4倍、立ち上がり時間を半分

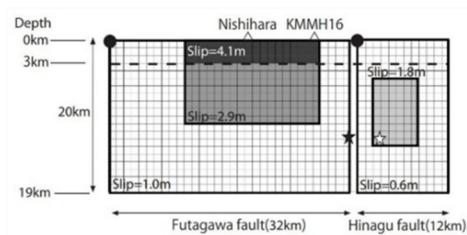


図 2-128 浅部断層を改良したモデル
(田中・他, 2018)

Model-03: 出ノ口(いでのくち)断層を追加

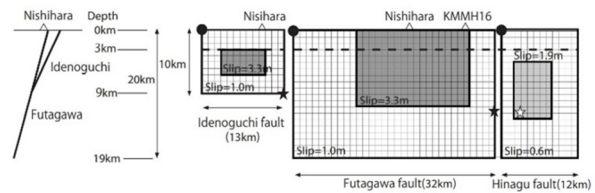


図 2-129 震源断層を改良したモデル
(田中・他, 2018)

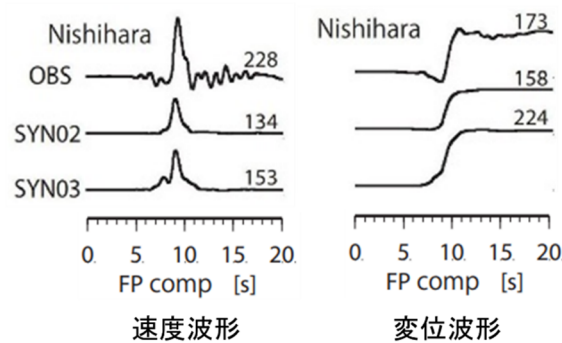


図 2-130 改良モデルによる計算波形 (田中・他, 2018)

以上、述べた田中・他 (2018) による改良のポイントは、下の2つである。

- 1) 地震本部の「レシピ」を用いる場合、前提条件として与える震源断層をどのように設定するかが非常に重要である。
- 2) 地表地震断層ごく近傍の地震動を予測する場合、「レシピ」では想定されていない浅部断層をモデル化する必要がある。

2.4.3 内陸型地震の力学モデルの例

断層破壊が地表に達する第2ステージと第3ステージの地震に対して、円形クラックモデルで平均応力降下量を算定するのは無理があるため、それに代わる式やそれらの式を用いた断層面積と地震モーメントの関係式が提案されている。

具体的には、Fujii and Matsu'ura (2000)、壇・他 (2011)、Hikima and Simmura (2020) による横ずれ断層を対象にした式、および Hikima and Simmura (2020) と壇・他 (2015) による逆断層を対象にした式がある。このうち、壇・他 (2011) による横ずれ断層を対象にした式は、入江・他 (2010) が行った地表地震断層を伴う横ずれ断層に対して、動力学的断層破壊シミュレーションを行った結果を応用したもので、入江・他 (2010) による力学モデルの例を図 2-131 に示す。図より、自由地表面の影響で、浅部断層に応力降下がなくとも大きなすべり

がでていることがわかる。このような現象は、すでに Shimazaki (1986) によって示されており、図 2-132 に示すように、断層長さ地震モーメントの関係の変化だけではなく、その遷移部分に地震モーメントの飛び移りがあることはわかっている。

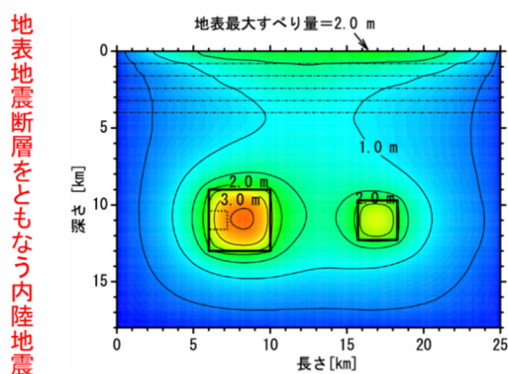


図 2-131 内陸型地震の動学的断層破壊シミュレーションの結果の例 (入江, 2010)

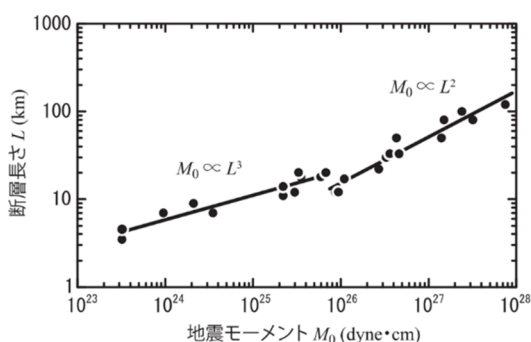
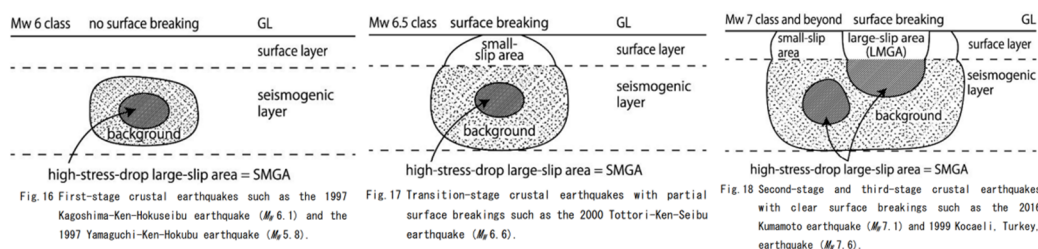


図 2 断層長さ地震モーメントの関係 (Shimazaki, 1986 より作成)¹⁶⁾

図 2-132 自由地表面の影響 (Shimazaki, 1986 に加筆)

2.4.4 内陸型地震の断層のイメージ

上述したような「レシピ」の課題と最新の研究成果に基づいて、断層のイメージを書いたのが図 2-133 である。図では、1997 年鹿児島県北西部地震や 1997 年山口県北部地震のようなマグニチュード 6 クラスの地震の場合、震源断層は地震発生層の中にとどまっていること、2000 年鳥取県西部地震のようなマグニチュード 6.5 クラスの地震の場合、震源断層は地震発生層の上端と下端に達し、さらに断層破壊の一部が地表面に達すること、および 1999 年トルコ Kocaeli 地震や 2016 年熊本地震のようなマグニチュード 7 クラス以上の地震の場合は、断層破壊が明瞭に地表面に現れることを示している。



(a) マグニチュード 6 クラス (b) マグニチュード 6.5 クラス (c) マグニチュード 7 クラス以上

図 2-133 内陸型地震の断層のイメージ (壇, 2020)

図 2-133 に示した浅部断層も含めた断層パラメータを決めるために、まず、図 2-116 に

示した 27 個の断層パラメータに背景領域の断層パラメータを 4 つ追加し、さらに、アスペリティの面積と平均すべり量を分離すると断層パラメータの数は、図 2-134 に示す 32 個になる。また、浅部断層を記述する断層パラメータを追加すると、図 2-135 に示す 41 個になる。

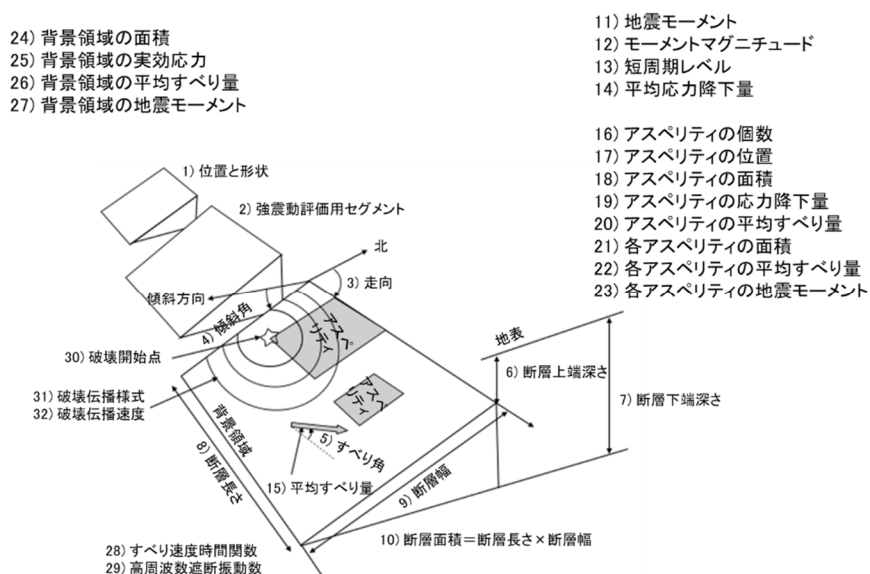


図 2-134 強震動予測に用いる断層パラメータ (壇, 2008 に加筆)

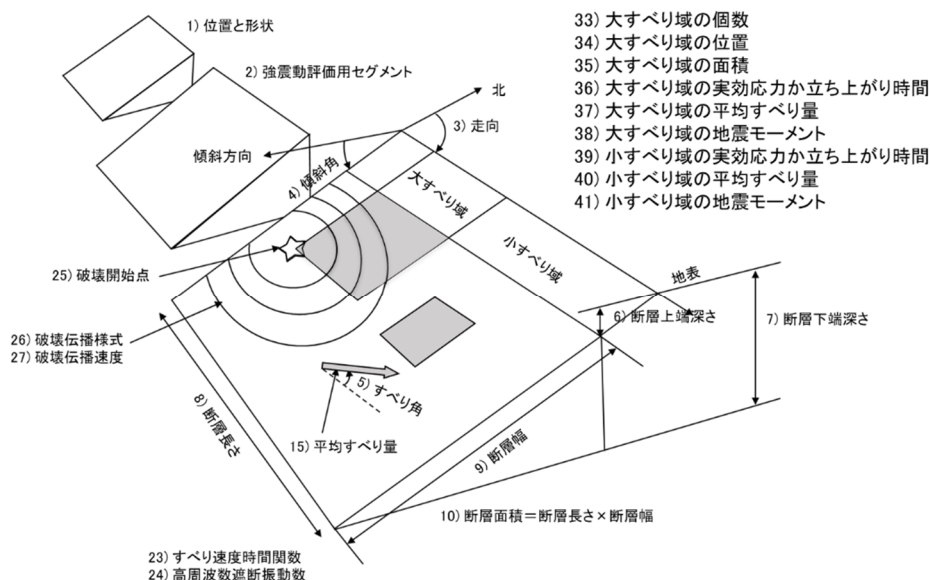


図 2-135 地表断層をともなう地震の強震動予測に用いる断層パラメータ (壇, 2008 に加筆)

図 2-135 や図 2-135 には、アスペリティの応力降下量と背景領域の実効応力が記載されているが、これらの物理量は、短周期地震動を計算するときに用いる経験的グリーン関数法や統計的グリーン関数法に必要であるものの、長周期地震動を計算するときに用いる理論的方法では必ずしも必要としない。

地震調査研究推進本部 (2017) の「レシピ」では、アスペリティモデルの面積 S_{asp} アスペリティモデルの応力降下量 $\Delta\sigma_{asp}$ は、全体の断層面積 S と地震モーメント M_0 および短周期レベル A から理論的な関係式を用いて算定されることになっているが、その根拠を下に述べる。

まず、図 2-136 に示すような 1 個のアスペリティが存在するアスペリティモデルを考える。図 2-137 は、単一アスペリティモデルの応力降下量とすべり量である。このとき、アスペリティモデルの地震モーメントが、全体の断層面積 S とアスペリティの面積 S_{asp} およびアスペリティの応力降下量 $\Delta\sigma_{asp}$ で表されることを示す。以下では、断層全体は地中に埋まっており、円形クラックモデルの境界条件、すなわち断層の周囲のすべりは 0 であると仮定する。

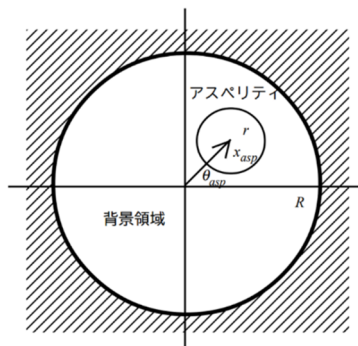


Fig. 1 Asperity model.

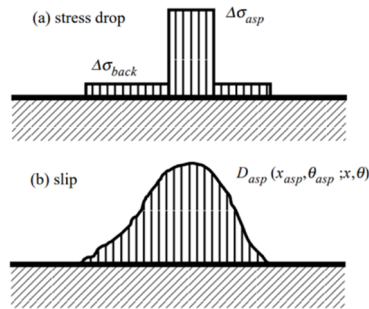


Fig. 2 Stress drop and slip of sperity model.

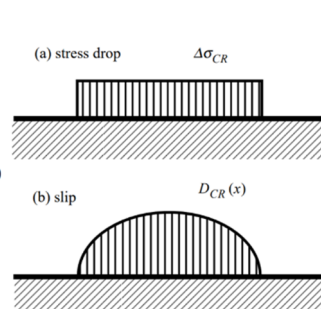


Fig. 3 Stress drop and slip of crack model.

図 2-136 単一アスペリティモデル (壇・他, 2002) 図 2-137 単一アスペリティモデルの応力降下量とすべり量 (壇・他, 2002) 図 2-138 円形クラックモデルの応力降下量とすべり量 (壇・他, 2002)

アスペリティの応力降下量 $\Delta\sigma_{asp}$ と平均応力降下量 $\Delta\sigma$ との間には、平均の定義により、

$$\Delta\sigma = \Delta\sigma_{asp} S_{asp}/S \quad (1)$$

の関係がある。図 2-115 では、これを変形して、

$$\Delta\sigma_{asp} = \Delta\sigma (S/S_{asp}) \quad (2)$$

としている。

このとき、単一アスペリティモデルの地震モーメントは、

$$M_0(x_{asp}, \theta_{asp}) = \mu \int D_{asp}(x_{asp}, \theta_{asp}; x, \theta) dS \quad (0 \leq x < R) \quad (3)$$

となる。一方、円形クラックモデルの応力降下量とすべり量を図 2-138 に示す。図で示した

すべり量は、式で書くと、

$$D_{CR}(x) = (24/7\pi) (R^2 - x^2)^{1/2} \Delta\sigma_{CR} / \mu \quad (4)$$

ここに、 x は中心からの距離である。

次に、アスペリティモデルの地震モーメントを求めるために、アスペリティモデルおよび円形クラック、それぞれの応力降下量とすべり量に相反定理を適用すると、

$$\begin{aligned} & \int \Delta\sigma_{asp} D_{CR}(x) dS_{asp} + \int \Delta\sigma_{back} D_{CR}(x) dS_{back} \\ &= \int \Delta\sigma_{CR} D_{asp}(x_{asp}, \theta_{asp}; x, \theta) dS \end{aligned} \quad (5)$$

となる。上式の左辺第一項は、

$$\begin{aligned} & \int \Delta\sigma_{asp} D_{CR}(x) dS_{asp} \\ &= \Delta\sigma_{asp} D_{CR}(x_{asp}) \pi r^2 \\ &= \Delta\sigma_{asp} (24/7) r^2 (R^2 - x_{asp}^2)^{1/2} \Delta\sigma_{CR} / \mu \end{aligned} \quad (6)$$

となり、左辺第二項は、

$$\begin{aligned} & \int \Delta\sigma_{back} D_{CR}(x) dS_{back} \\ &= \int \Delta\sigma_{back} D_{CR}(x) dS - \int \Delta\sigma_{back} D_{CR}(x) dS_{asp} \\ &= \Delta\sigma_{back} (16/7) R^3 \Delta\sigma_{CR} / \mu - \\ & \quad \Delta\sigma_{back} (24/7) r^2 (R^2 - x_{asp}^2)^{1/2} \Delta\sigma_{CR} / \mu \end{aligned} \quad (7)$$

となる。また右辺は、

$$\int \Delta\sigma_{CR} D_{asp}(x_{asp}, \theta_{asp}; x, \theta) dS = M_0(x_{asp}, \theta_{asp}) \Delta\sigma_{CR} / \mu \quad (8)$$

となるので、アスペリティモデルの地震モーメントは、

$$\begin{aligned} M_0(x_{asp}, \theta_{asp}) &= (24/7) r^2 (R^2 - x_{asp}^2)^{1/2} (\Delta\sigma_{asp} - \Delta\sigma_{back}) \\ & \quad + (16/7) R^3 \Delta\sigma_{back} \end{aligned} \quad (9)$$

となる。ここで、背景領域の応力降下量 $\Delta\sigma_{back}$ を 0 とすると、地震モーメントは、

$$M_0(x_{asp}, \theta_{asp}) = (24/7) r^2 (R^2 - x_{asp}^2)^{1/2} \Delta\sigma_{asp} \quad (10)$$

となる。上式は、アスペリティモデルが中央にあるとき、すなわち $x=0$ のとき、地震モーメントは $(24/7) r^2 R \Delta\sigma_{asp}$ の最大値をとり、縁にあるとき、すなわち $x \rightarrow R$ のとき、地震モーメントは 0 に近づくことを示している。

さらに、Boatwright (1988) と同じく、アスペリティが、半径 R の断層全体の中でランダムに存在する場合を考えて、地震モーメントの期待値を計算すると、

$$M_0 = \int M_0(x_{asp}, \theta_{asp}) dS / (\pi R^2) = (16/7) r^2 R \Delta \sigma_{asp} \quad (11)$$

を得る。

同様の方法で、多重アスペリティモデルの地震モーメントの期待値も求めることができる。図 2-139 には、多重アスペリティモデルを、図 2-140 には、多重アスペリティモデルの応力降下量とすべり量を示す。

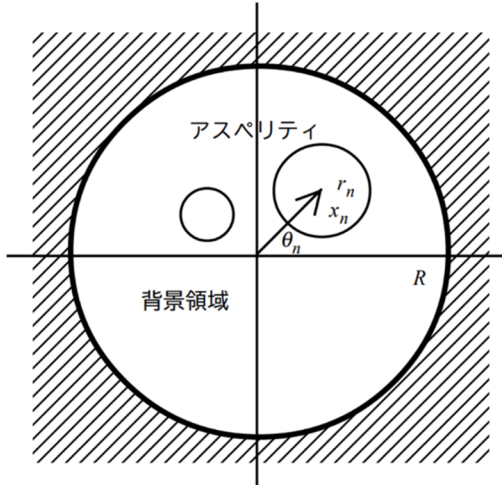


Fig. 4 Multi-asperity model.

図 2-139 多重アスペリティモデル
(壇・他, 2002)

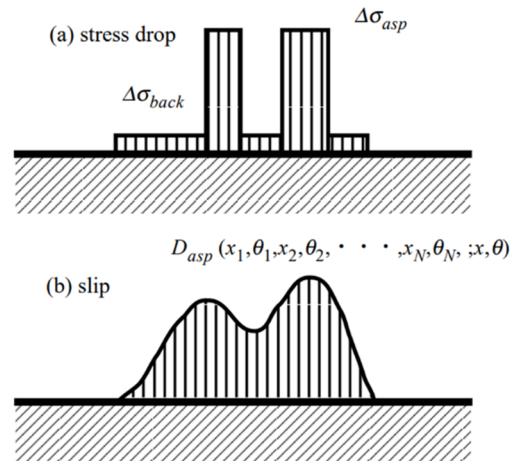


Fig. 5 Stress drop and slip of multi-asperity model.

図 2-140 多重アスペリティモデル
(壇・他, 2002)

単一アスペリティモデルと同じく、相反定理を用いると、地震モーメントの期待値は、

$$\begin{aligned} M_0 &= \int M_0(x_1, \theta_1, x_2, \theta_2, \dots, x_N, \theta_N) dS / (\pi R^2) \\ &= (16/7) r^2 R \Delta \sigma_{asp} \end{aligned} \quad (12)$$

となる。ここに、 r は N 個のアスペリティを面積が等しい 1 つの円形に置換したときの半径、すなわち、

$$\pi r^2 = \sum_n \pi r_n^2 \quad (13)$$

である。

以上より、アスペリティモデルの地震モーメントは、断層全体の面積とアスペリティの面積およびアスペリティの応力降下量で表されることが分かった。これは、震源スペクトルとしては、 $\omega=0$ での値が求まったことになる。

次に、 $\omega=0$ 以外での円振動数における震源スペクトルの値を動的断層破壊シミュレーションで確認した研究を述べる。壇・岡崎 (2008) は、図 2-141 に示すようなアスペリティモ

デルを用いて、断層上のすべり速度時間関数を積分して震源時間関数を求めた。

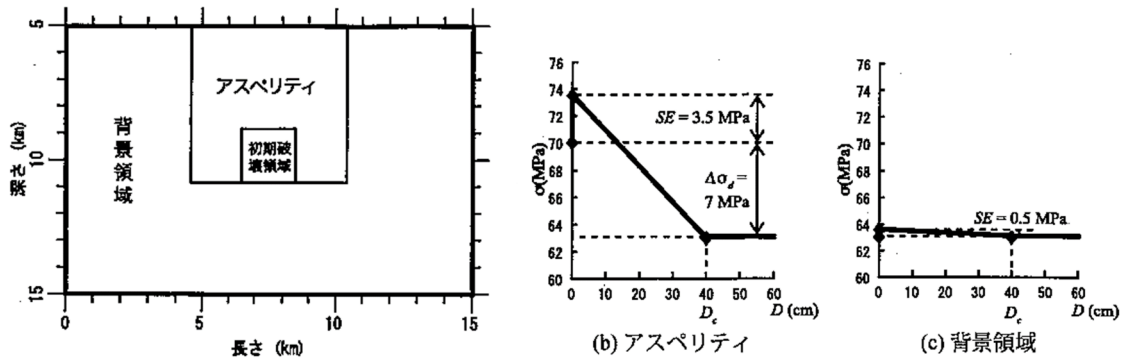


図 4 計算に用いたアスペリティモデル

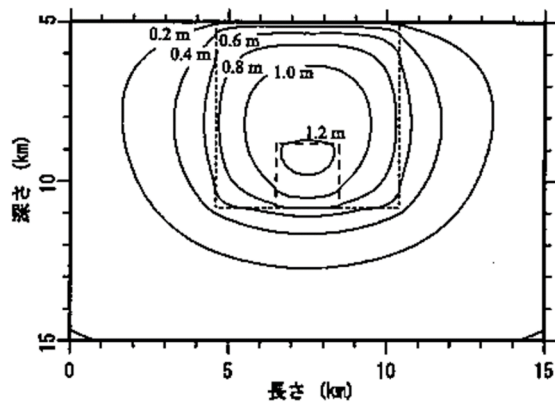
図 2-141 動力的検討に用いたアスペリティモデルとすべり弱化解 (壇・岡崎, 2008)

図 2-142 に、動力的断層破壊シミュレーションの結果を示す。(a)は最終すべり量、(b)はすべり速度時間関数、(c)は(b)のすべり時間関数から求めた震源時間関数、および(d)は震源時間関数のフーリエ振幅すなわち震源スペクトルである。図 2-142 (d)中、実線は動力的断層破壊シミュレーションの結果で、点線は、短周期レベルを「レシピ」での式

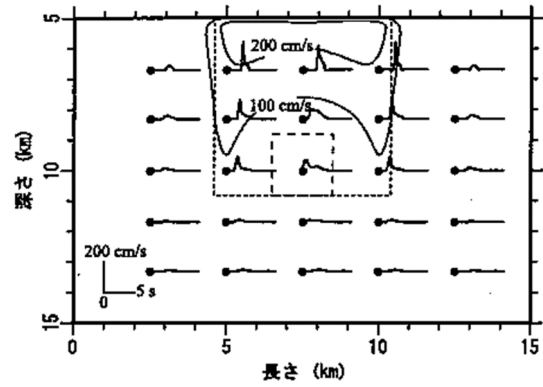
$$A=4\pi\beta^2\Delta\sigma_{asp}(S_{asp}/\pi)^{0.5} \quad (14)$$

で与えた曲線である (ただし、 $f_{max}=2$ Hz)。

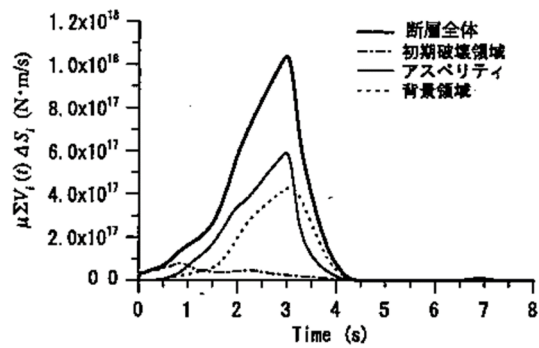
図より、(14) 式で示される「レシピ」での式は、動力的断層破壊シミュレーションによる短周期レベルとほぼ対応していることがわかる。



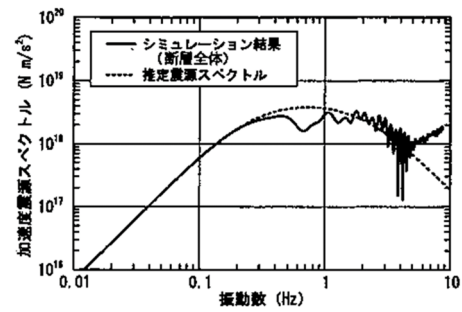
(a) 最終すべり分布



(b) 最大すべり速度分布および●印におけるすべり速度時間関数



(c) 震源時間関数



(d) 震源スペクトル

図 2-142 動力学的検討 (壇・岡崎, 2008)

2.4.5 内陸型地震の「拡張レシピ」の例

以上整理してきた内陸型地震の「拡張レシピ」に関連する研究成果を踏まえると、下記の4つの手順が考えられる。ここに、(ア)と(イ)は、「レシピ」の(ア)と(イ)の方法に対応した手順である。

- (1) 現行のレシピの暫定法をそのまま拡張（第2ステージと第3ステージの改良）
 - (ア) 震源断層長さと幅を先に設定する場合（地表断層長さ＝震源断層長さと仮定）
 - (イ) 地表断層長さから地表モーメントを先に設定する場合
- (2) 力学モデルに基づくレシピ（地表断層をとまなう地震で統一）
 - (ア) 震源断層長さと幅を先に設定する場合（地表断層長さ＝震源断層長さと仮定）
 - (イ) 地表断層長さから地震モーメントを先に設定する場合

図 2-143 は、現行のレシピの暫定法をそのまま拡張するときの断層面積と地震モーメントの関係及びアスペリティ面積（強震動生成域 SMGA 面積）と地震モーメントとの関係（藤堂・他, 2022）である。

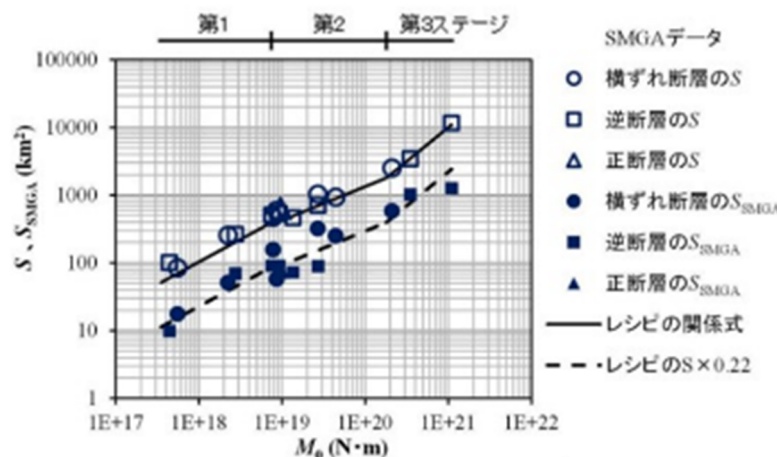


図 2-143 3ステージモデル（藤堂・他, 2022）

一方、図 2-144 には、力学モデルに基づく断層面積と地震モーメントの関係（壇・他, 2011）を実線で示す。同図には、点線と破線で地震調査研究推進本部の「レシピ」で採用されている第2ステージ用の入倉・三宅 (2001) の式および第3ステージ用の Murotani *et al.* (2010) の式も示しているが、実線は、これらの式を滑らかにつなぐものとなっていることがわかる。

これは、Scholz (2002) が図 2-145 に示しているように、地震は小地震と大地震の大きく2つに分類できることに対応している。

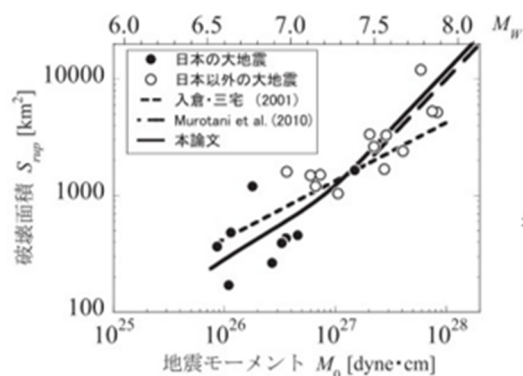
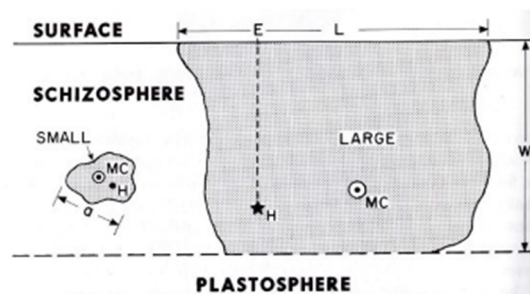


図 5 破壊面積と地震モーメントとの関係

図 2-144 力学モデルに基づく相似則
(壇・他, 2011)



地震発生層の中の小地震(左)と大地震(右)のイメージ
図 2-145 小地震と大地震 (Scholz, 2002)

ここでは、力学モデルに基づくレシピ (壇・他, 2021) について説明する。

図 2-146 には、「レシピ」の(ア)の方法に対応して、震源断層長さと幅を先に設定する場合の断層モデルのイメージを示す。この断層モデルは、地表断層長さ L_{sur} と地中の震源断層長さ L_{seis} が等しく、わかりやすい。また、図 2-147 には、「レシピ」の(イ)の方法に対して、地表断層長さから地震モーメントを先に設定する場合の断層モデルのイメージを示す。この断層モデルでは、地表断層長さ L_{sur} より、地中の地震断層長さ L_{seis} のほうが長くなることが多い。

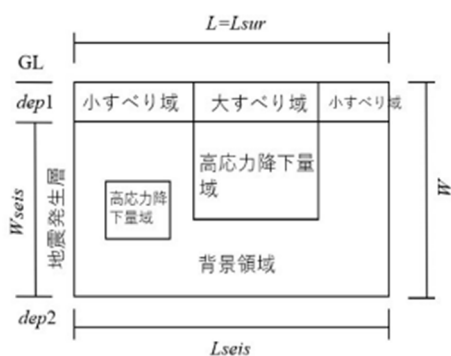


図 2-146 【手順 A】震源断層長さと幅
を先に設定する場合 (壇・他, 2021)

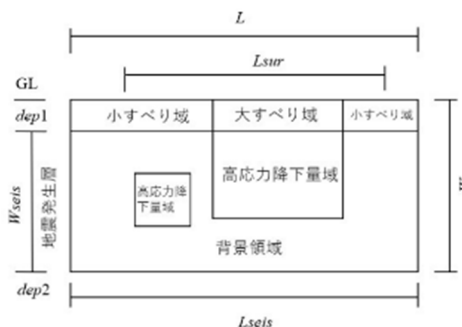


図 2-147 【手順 B】地表断層長さから
地震モーメントを先に設定する場合
(壇・他, 2021)

図 2-148 に、力学モデルに基づく内陸型地震の拡張レシピの例を示す。図中、左側は【手順 A】震源断層面積を先に設定する場合で、右側は【手順 B】マグニチュードを先に設定する場合である。

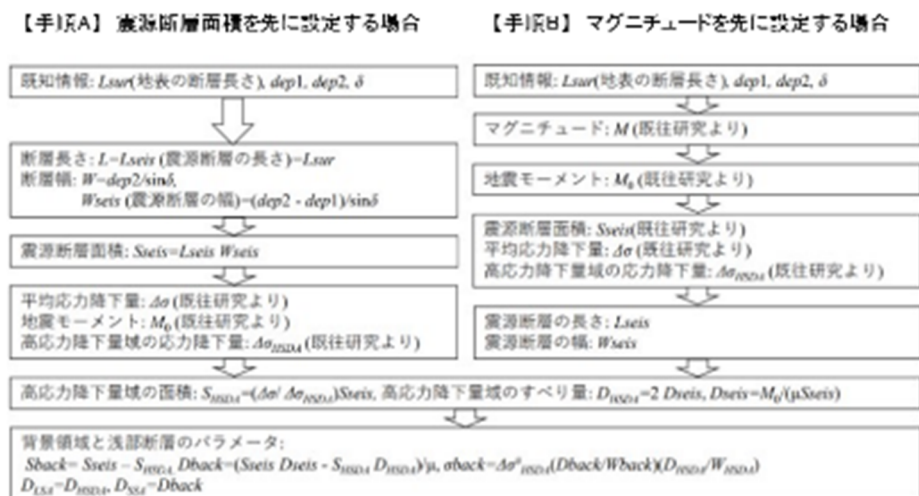


図 2-148 力学モデルに基づく内陸型地震の拡張レシピ (壇・他, 2021)

図 2-149 に、手順 A を熊本地震に適用して作成した断層モデル (Dan *et al.*, 2019) を示す。また、図 2-150 には、この断層モデルを用いて計算した波形を観測記録とともに示す。図中、黒い波形は観測記録で、青い波形は震源断層 (深部断層) のみによる計算波形、赤い波形は震源断層と浅部断層による計算波形である。図より、浅部断層を加えることにより、速度波形と変位波形の再現性が急激に上がっていることがわかる。

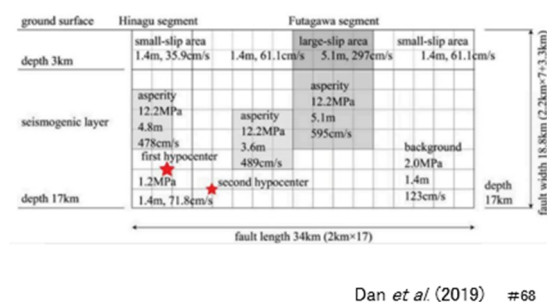


図 2-149 【手順 A】の熊本地震への適用例 (Dan *et al.*, 2019)

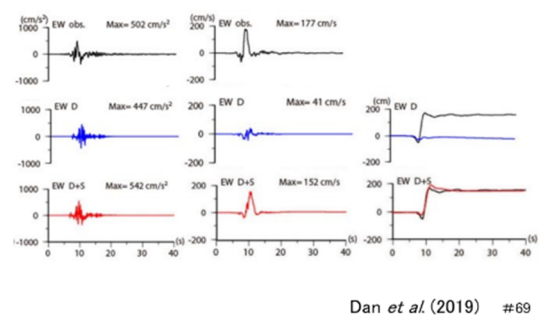


図 2-150 【手順 A】の熊本地震への適用例 (Dan *et al.*, 2019)

2.4.6 海溝型地震のうちプレート境界地震の力学モデルの例

前節で説明した内陸地震に関する研究は、海溝型地震のうち、プレート境界地震に対しても行われている。図 2-151 には、日本付近の海溝沿いのプレート境界を示す。北から千島海溝、日本海溝、伊豆・小笠原海溝、南西諸島海溝がプレート境界にあたる。

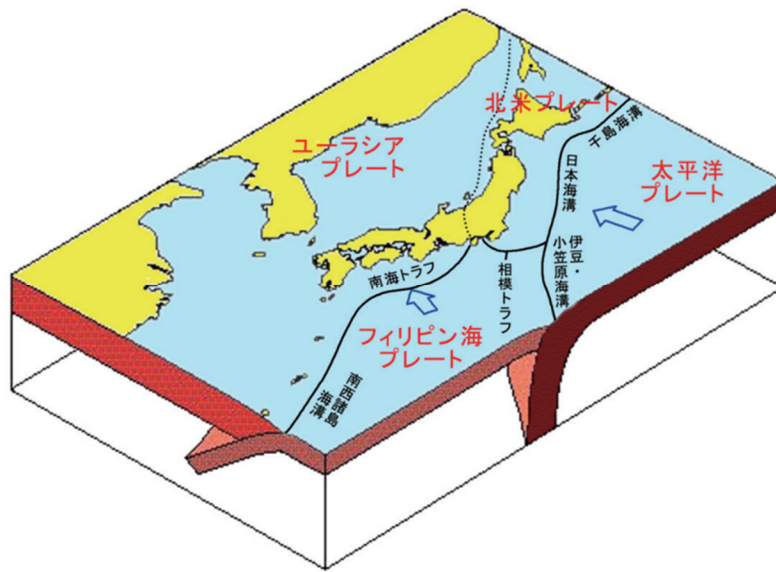
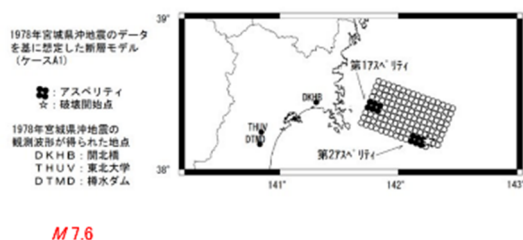


図 2-151 日本付近の海溝沿いのプレート境界の位置
(地震調査研究推進本部, 2009)

図 2-152 は、地震調査研究推進本部が「レシピ」をとりまとめたときに、その有効性を示すために設定した 1978 年宮城県沖地震の断層モデル (地震調査研究推進本部, 2005) である。図 2-153 には、黒線は 1978 年宮城県沖地震の観測速度波形を、赤線は統計的グリーン関数法で計算した速度波形を示す。図より、観測波形はほぼ再現されていることがわかる。



M7.6

図 2-152 1978 年宮城県沖地震のアスペリティモデル (地震調査研究推進本部, 2005)

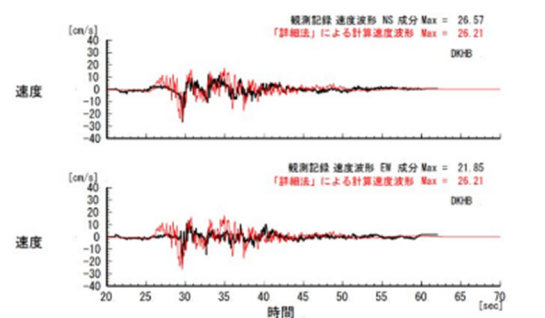


図 2-153 1978 年宮城県沖地震の観測記録の再現性 (地震調査研究推進本部, 2005)

その後、畑・他 (2004) は、宮城県沖地震が、1978 年のときより 1 回り小さい地震 (図 2-152 に示した断層モデルのうち、西側半分と東側半分が別々に破壊した仮定) のときの地震動を予測した。図 2-154 は、東側半分が破壊したとして設定した断層モデルである。マグニチュードは 7 程度である。

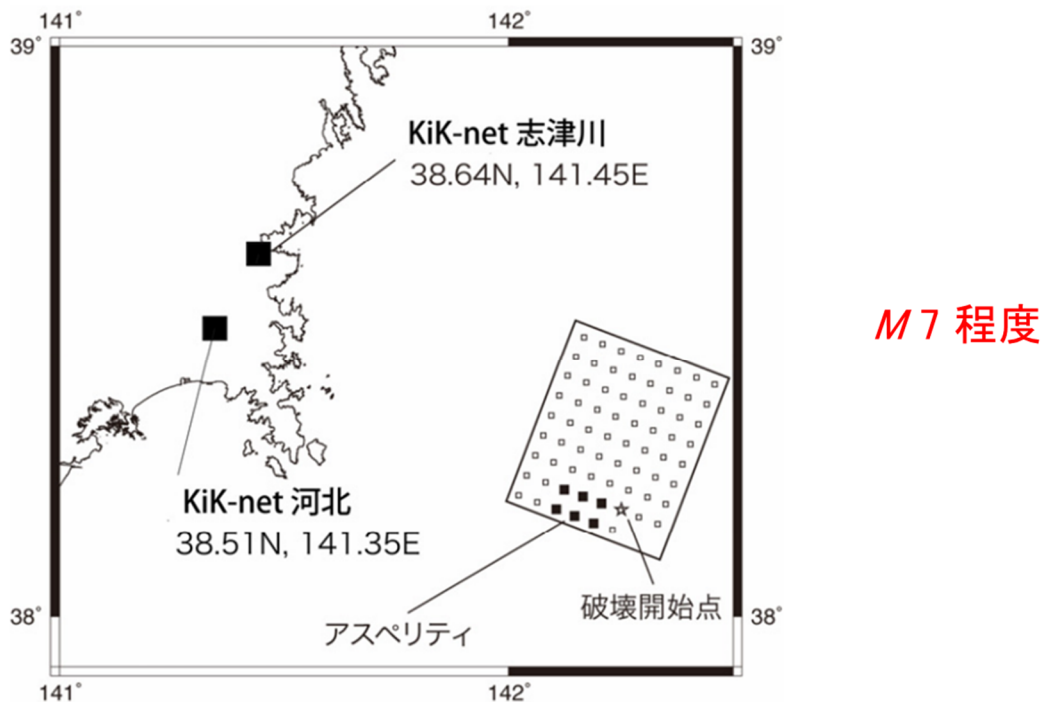


図 2-154 事前予測の例:宮城県沖地震 (畑・他, 2004)

その後、2005 年に、図 2-154 に示した部分が破壊して、M7.2 の地震が起こった。

図 2-155 の左欄には、上から、図 2-154 の断層モデルを用いて予測した KiK-net 志津川における計算波形、2005 年宮城県沖の地震の観測波形、計算波形に f_{max} の補正を加えた波形を示す。ここに、事前予測した波形は、観測波形に比べて短周期成分を多く含んでいたもので、短周期成分を低減させる f_{max} が異なっているとして補正を加えている。図 2-155 の右欄には、擬似速度応答スペクトルを示す。太線が観測で、破線が f_{max} の補正をする前、細線が f_{max} を補正した後である。図より、 f_{max} を補正することにより、0.1 秒より短い周期帯域で計算波形の応答スペクトルが観測波形の応答スペクトルに近づいてくることがわかる。

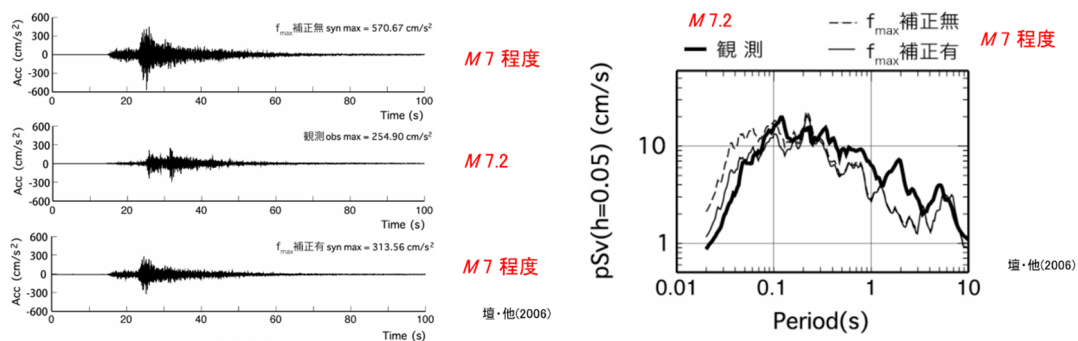


図 2-155 2005 年の宮城県沖の地震による事前予測結果の検証（壇・他，2006）

図 2-156 は、原子力規制委員会（2013）が原子力発電施設の津波安全性を検討するために示した海溝型地震のうちプレート境界地震に起因する津波波源の対象領域である。図 2-156 に示したプレート境界に対して、①千島海溝～日本海溝、②伊豆・小笠原海溝、③南海トラフ～南西諸島海溝の 3 つが示されている。①と③は長さ約 2000km、②は約 1500km であり、これらの領域が破壊した場合、第 3 ステージの地震となると考えられる。

図 2-157 は、動力学的断層破壊シミュレーションで計算したすべり量分布である。(a)は断層長さが 2011 年東北地方太平洋沖地震と同じく 500km の結果、(b)と(c)はそれぞれ 1000km と 2000km の結果である。図では、応力降下量の大きなアスペリティを断層の下端近くに配置しており、そこですべり量が大きくなっていること、および地表（海底）付近でも自由表面の影響で大きくなっていることがわかる。



図 2-156 海溝型地震のうちプレート境界地震に起因する津波波源の対象領域
(原子力規制委員会，2013)

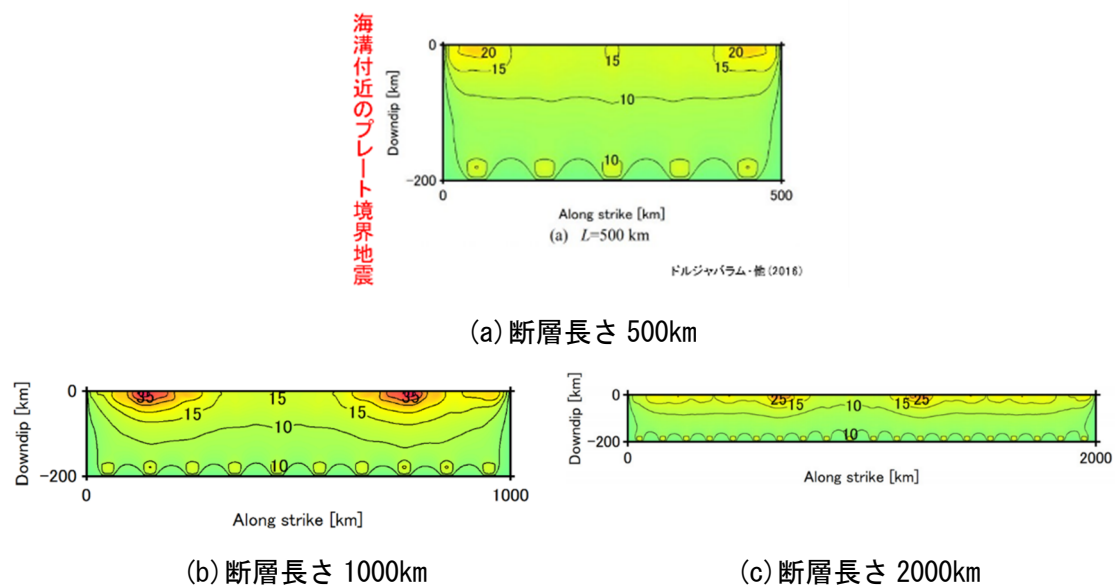


図 2-157 海溝型地震のうちプレート境界地震の場合の力学モデル
(ドルシャパラム・他, 2016)

動力学的断層破壊シミュレーションで示された図 2-157 に見られる海底付近の大すべり域は、実際の巨大地震のすべり量の分析に基づき、地震調査研究推進本部 (2017) の「津波レシピ」では、図 2-158 に示すような形で津波予測に用いられることになった。図中、(a) は大すべり域の設定例で、(b)は超大すべり域の設定例である。

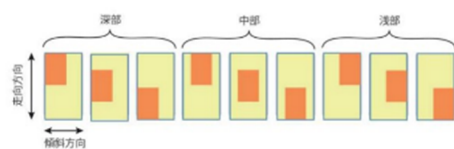


図 5 大すべり域の設定例
(橙色が大すべり域、黄色が背景領域を表す)

(a) 大すべり域の設定例



図 7 超大すべり域の設定例
(赤色が超大すべり域、橙色が大すべり域、黄色が背景領域を表す)

(b) 超大すべり域の設定例

図 2-158 地震本部 (2017) の「津波レシピ」による大すべり域と超大すべり域の設定例

2.4.7 海溝型地震のうちプレート境界地震の断層のイメージ

図 2-159 は、過去のプレート境界地震の断面上のすべり分布や図 2-157 に示した動力学的断層破壊シミュレーションの結果、および津波レシピを踏まえて提案された断層のイメージ (壇・他, 2020) である。(a)は M8 クラスの地震の断層面でほぼ 0 の領域にある。(b)は M8.5 クラスの地震の断層面で一部が海底に達して大すべり域を有していると同時に 0 の領域の下端にも達している。(c)は M9 クラス以上の地震の断層で、広い範囲で海底に達して、超大すべり域も有する。

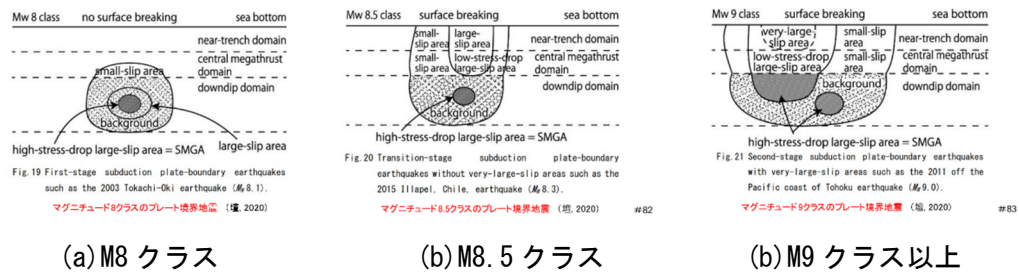


図 2-159 海溝型地震のうちプレート境界地震の断層のイメージ (壇・他, 2020)

2.4.8 海溝型地震のうちプレート境界地震の内陸型地震の「拡張レシピ」の例

図 2-159 に示した断層のイメージを、内陸地震と同様の考え方で「拡張レシピ」を考える
と下の 2 つとなる。

- (1) 内陸型地震の現行のレシピの暫定法を準用して拡張 (第 2 ステージの追加)

深部断層と浅部断層を先に仮定

- (2) 力学モデルに基づくレシピ (地表断層をとまなう地震で統一)

深部断層と浅部断層を先に仮定

図 2-160 には、力学モデルに基づく「拡張レシピ」の例 (Dan *et al.*, 2018) を示す。このフ
ローでは、深部断層の面積と浅部断層の面積が設定できれば、他のパラメータの値を決める
ことができる。断層面積 S が $30,000 \text{ km}^2$ 以上で $M_w < 8.9$ の場合、大すべり域のみを、断層面
積 S が $30,000 \text{ km}^2$ 以上で $M_w \leq 8.9$ の場合、大すべり域と超大すべり域を設定することにし
ている。また、過去の地震の断層モデルの分析より、平均動的応力降下量 $\Delta\sigma^\#$ を 1.0 MPa 、
アスぺリティの動的応力降下量 $\Delta\sigma^\#_{asp}$ を 19.9 MPa としている。

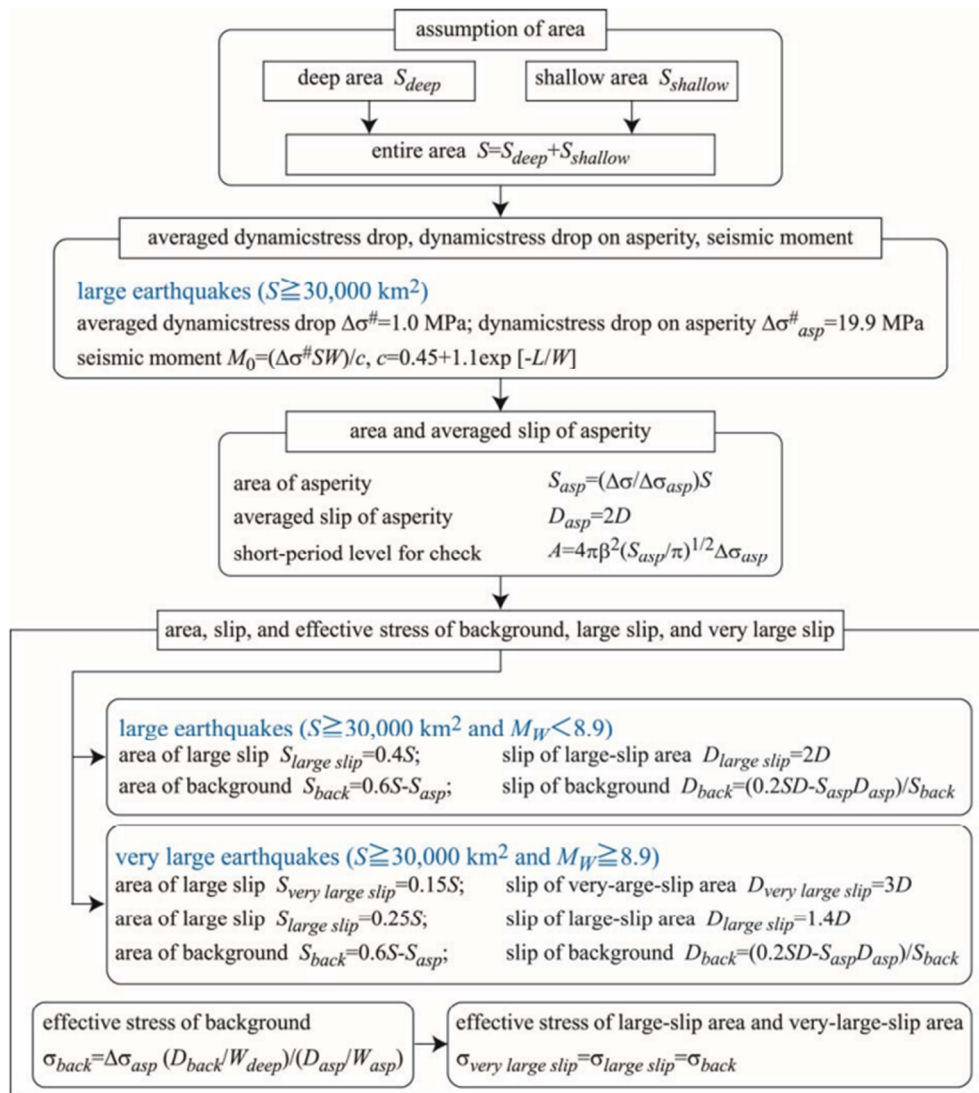


図 2-160 海溝型地震のうちプレート境界地震用の「拡張レシピ」の例
(Dan *et al.*, 2018)

上に示した「拡張レシピ」を 2011 年東北地方太平洋沖地震に適用して作成した断層モデルを図 2-161 に示す。

図 2-162 には、この断層を用いて MYGH12 (宮城県) において計算した波形を赤で、観測記録を黒で示す。また、図 2-163 には、FKSH17 (福島県) において計算した波形と観測記録を示す。図より、観測加速度波形がおおむね事後予測されているが、精度を上げるためには、各アスペリティの応力降下量を一律に与えるのではなく、宮城県沖では大きめで、茨城県沖では小さいといった地域性、もしくは不均質性を考慮する必要がある。

アスペリティの応力降下量の不均質性については、内陸地震に関しては、小穴・他 (2015) により確率モデルが提案されている。図 2-164 には横ずれ断層による内陸地震のアスペリ

ティ応力降下量モデル化の例を示す。

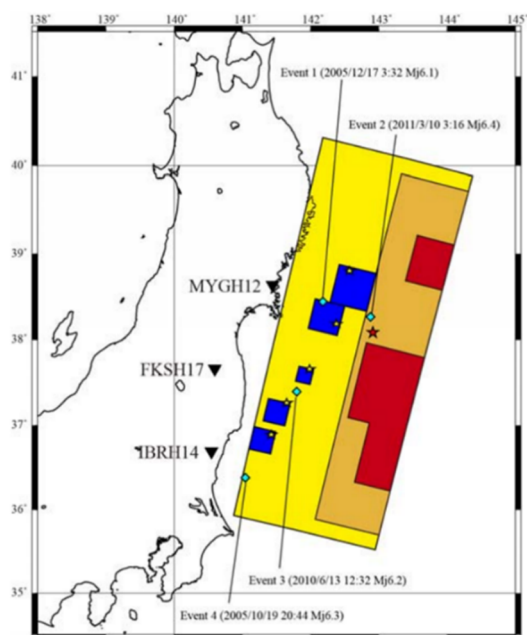


図 2-161 「拡張レシピ」の東北地方太平洋沖地震への適用例
(Dan *et al.*, 2018)

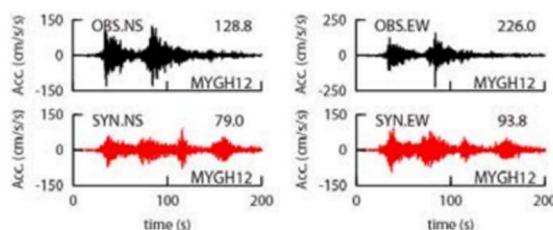


図 2-162 MYGH12 (宮城県)における観測加速度波形と計算加速度波形
(Dan *et al.*, 2018)

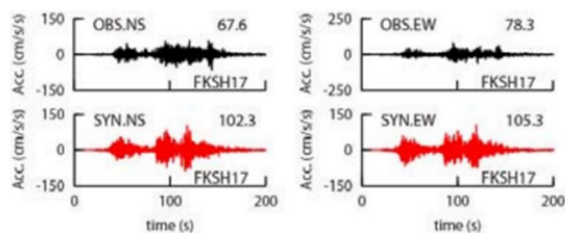


図 2-163 FKSH17 (福島県)における観測加速度波形と計算加速度波形
(Dan *et al.*, 2018)

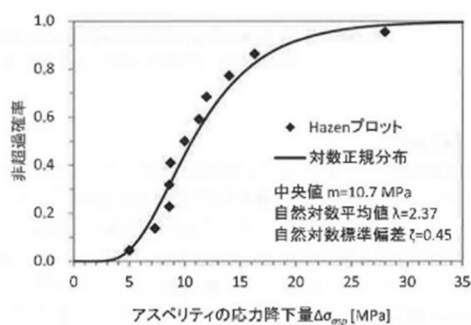


図 2-164 横ずれ断層による内陸型地震のアスペリティ (SMGA) の応力降下量の確率モデル (小穴・他, 2015)

図 2-165 は、図 2-160 に示した「拡張レシピ」を用いて作成した南海トラフの巨大地震 ($M_w 9.1$) の断層モデル (具・他, 2019) である。図中、濃い青や緑はアスペリティ、淡い青や緑などは背景領域、淡い黄は大すべり域、濃い黄は超大すべり域である。

図 2-166 は、図 2-161 に示した南海トラフの巨大地震の断層モデルを用いて、経験的グリーン関数法で計算した福島 (大阪府) における予測強震動である。周期 3 秒前後で告示ス

ペクトルの約 5 倍と、非常に大きな値となっている。

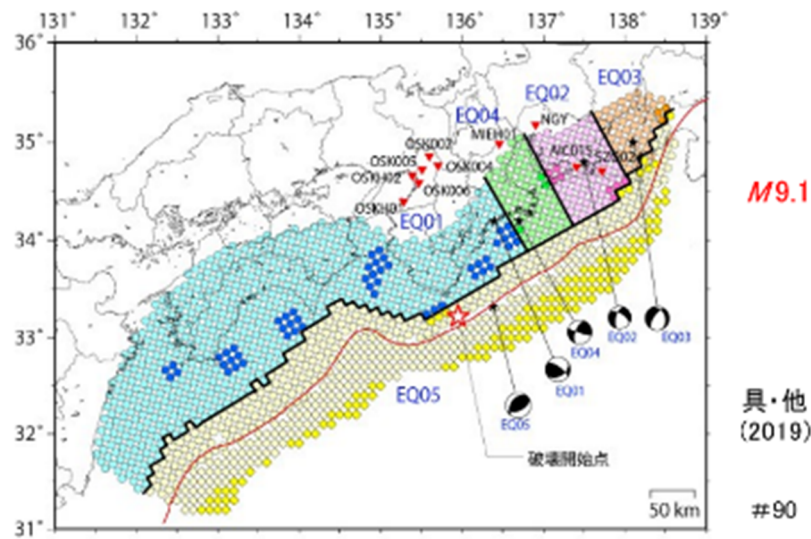


図 2-165 「拡張レシピ」による南海トラフの巨大地震の断層モデル(具・他, 2019)

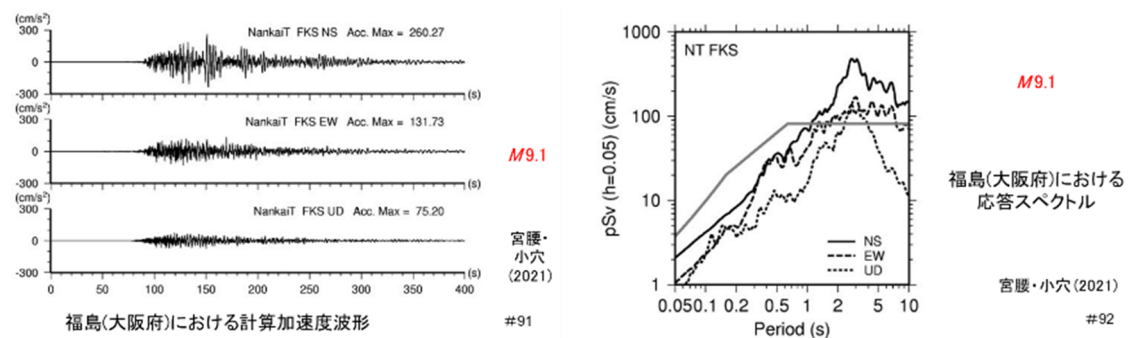


図 2-166 「拡張レシピ」による南海トラフの巨大地震の予測強震動 (宮腰・小穴, 2021)

上に示した予測強震動の妥当性を調べるために、計算波の計測震度と過去の南海トラフの巨大地震 (具体的には 1707 年宝永地震) のときの震度が比較されている。図 2-167 は、松浦・他 (2011) による 1707 年宝永地震の震度分布である。この図により、計算地点の震度を読み取って、予測強震動の計算震度と比較したのが、図 2-168 である。両者はほぼ整合することがわかる。

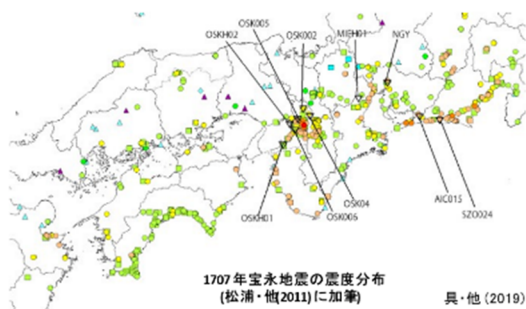


図 2-167 1707 年宝永地震の震度分布
(松浦・他, 2011 に加筆)

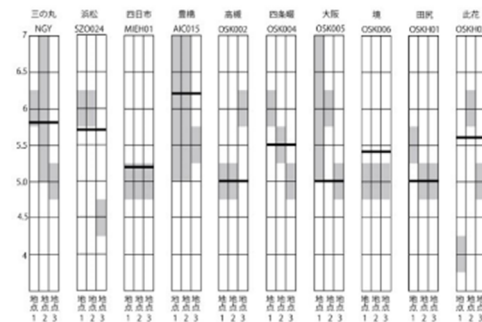


図 2-168 「拡張レシピ」による南海トラフの巨大地震の予測強震動の計測震度 (具・他, 2019)

図 2-160 に示した「拡張レシピ」は、千島海溝の巨大地震 ($M_w 9.1$) にも適用され、図 2-169 のような断層モデルとともに、経験的グリーン関数法で強震動が予測されている。

図 2-170 には、これまでに観測された強震動の応答スペクトルの包絡を②で、予測された強震動の応答スペクトルの包絡を③で示す。また、図中には、建築基準法の告示スペクトルも①で示す。これまでに観測された強震動の応答スペクトルの包絡や予測された強震動の応答スペクトルの包絡は、告示スペクトルの約 5 倍となっている。

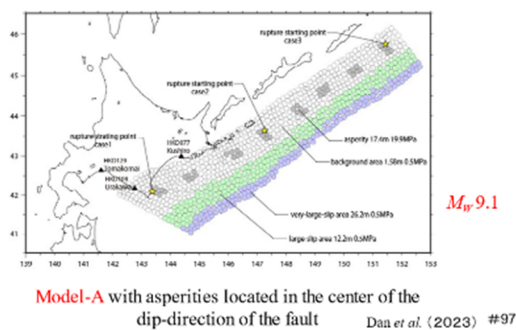


図 2-169 「拡張レシピ」による千島海溝の巨大地震の断層モデル
(Dan et al., 2023)

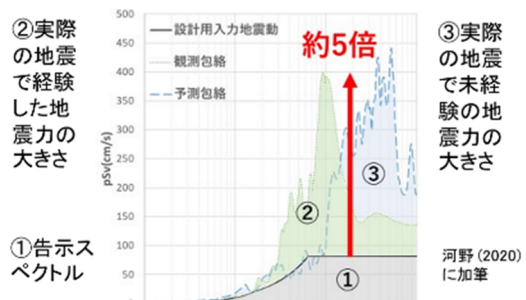


図 2-170 建築の耐震設計で用いられている告示スペクトルとそれを超える観測記録と予測強震動 (河野, 2020)

本節で説明した「拡張レシピ」による南海トラフの巨大地震の予測地震動の応用事例としては、すでに下のような実績がある。

- 1) 日本建築学会振動運営委員会(2019), 大会パネルディスカッション
「プレート境界地震による大振幅地震動の予測と耐震設計」
- 2) 日本建築学会免震構造小委員会(2020), 刊行物

「大振幅地震動に対する免震構造の設計」

3) 日本建築学会大地震時耐震性能評価小委員会 (2021), シンポジウム

「大振幅地震動に対する耐震性能評価」

4) NHK スペシャルでの建物応答への適用

第1部 (前半) 2023年3月4日 19:30 - 20:48

第1部 (後半) 2023年3月4日 22:00 - 22:54

第2部 2023年3月5日 21:00 - 21:59

2.4.9 今後の課題

浅部断層の扱いについて整理してきたが、これらの内容を踏まえると、下の2つの課題が考えられる。

1) 浅部断層の詳細なモデル化

図 2-172 に示した熊本地震の断層モデルの大すべり域のすべり量は約 4 m であり、この値を用いることにより、西原村の永久変位が説明できた。しかしながら、地表地震断層のすべり量は約 2 m であり、両者に乖離がある。

そこで、入倉・倉橋 (2017) は、ごく浅い断層 (地表から深さ数 100 m まで) にすべり量約 2 m を与えて、地表地震断層のすべり量を再現するとともに、西原村小森での永久変位は変わらないことを確認した。

同様に、納所・他 (2018) も、入倉・倉橋 (2017) の研究を参考に、図 2-171 に示すように、ごく浅い断層 (地表から深さ 0.3 km まで) にすべり量 2 m を与えて、地表地震断層のすべり量を再現するとともに、西原村小森での永久変位は変わらないことを確認した。



図 2-171 地表地震断層のすべり量と整合させたごく浅い断層のモデル
(納所・他, 2018)

一方、震源断層は、単純な長方形でモデル化されるのに対して、地表の地震断層や活断層

は、単純な直線ではないことがほとんどである。そこで、壇・他 (2020) は、図 2-172 に示すように、2016 年熊本地震を対象に、震源断層と地表の地震断層をつなぎ、その間は三角関係の集合体でモデル化した。この断層モデルを用いて得られた強震動と地殻変動を図 2-173 に示す。図より、永久変位を含む強震動が再現できていることがわかる。今後、このような詳細な断層モデルが要求される場面が増えると予想される。

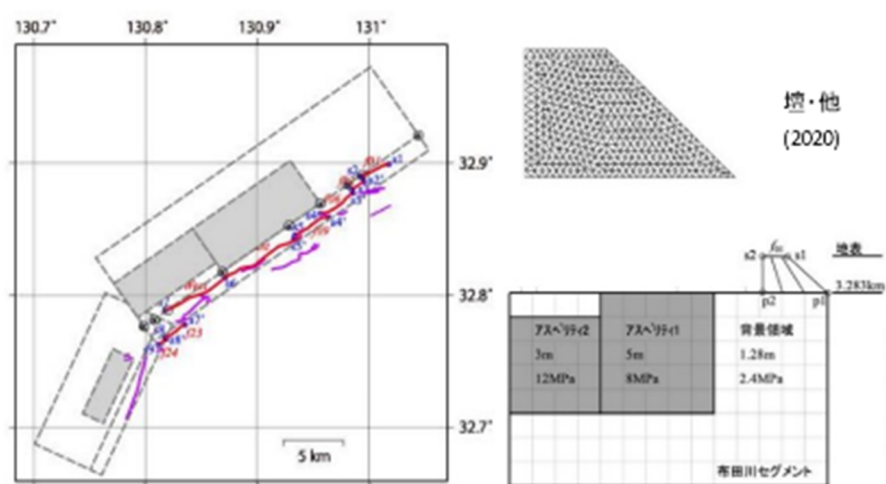


図 2-172 熊本地震の浅部断層の詳細なモデル化 (壇・他, 2020)

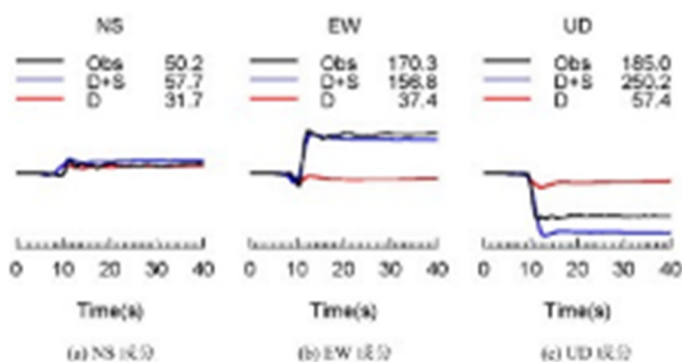


図 5 西原村における震動波形 (単位は cm) の比較

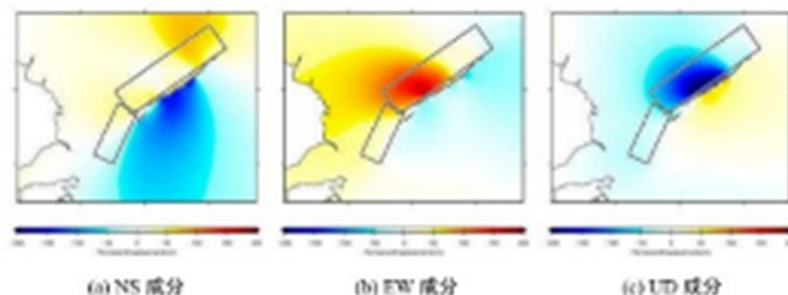


図 2-173 図 2-172 に示した断層モデルを用いて得られた強震動と地殻変動

2) 観測波形と震源における力学との対応

図 2-174 は断層面上の最終すべり速度と最大すべり量および応力降下量の空間分布のイメージで、応力降下量の大きいところと、すべり速度の大きいところと、すべり量の大きいところに対応している。地震調査研究推進本部 (2017) の「レシピ」は、このようなイメージで構成されている。

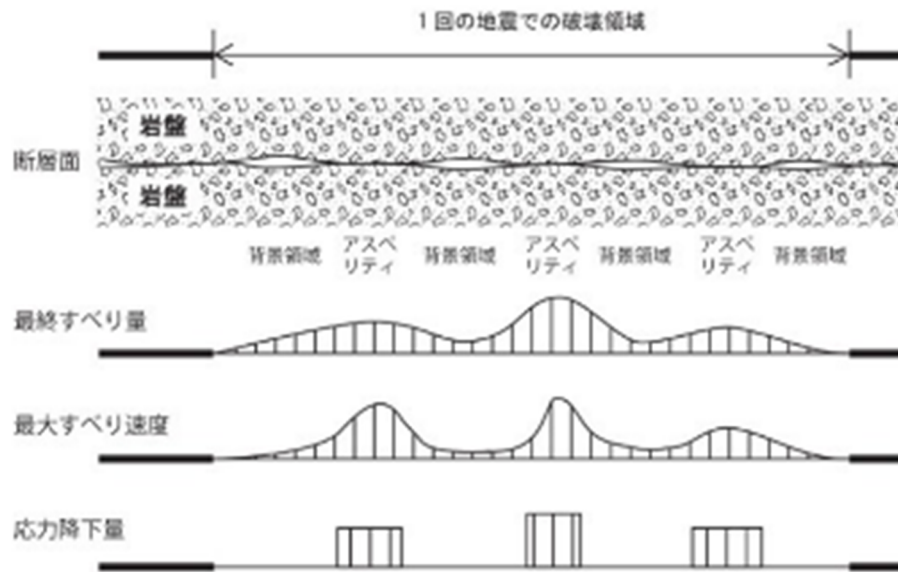


図 2-174 断層面のイメージ (壇, 2008)

一方、力学的な研究からは、すべり量は応力降下量とその断層サイズの積に比例し、長周期成分の放出に寄与する。また、すべり速度は応力降下量に比例し、中周期成分の放出に寄与するが、応力降下量は、すべり量の空間微分に比例し、すべり量に必ずしも比例しない。同様に、すべり加速度は、応力降下量と破壊伝播速度の空間微分に比例し、すべり量やすべり速度に必ずしも比例しない。

そこで、これらの力学的な背景と観測記録から同定されるすべり量とすべり速度および破壊伝播速度の空間微分との関係についても詳細な研究が望まれる。

2.5 まとめ

本章では、特性化震源モデル設定手法の高度化を目的として、2023 年トルコ・シリア地震、2022 年台湾池上地震、2022 年福島県沖の地震の 3 地震を対象に、地下構造モデルの高度化、強震動記録を用いた震源モデルの構築、短周期側に着目した SMGA モデルの構築、海溝型地震の震源特性の調査、震源パラメータのスケーリング則の検証を行った。

速度構造モデルの調整では、地震基盤以浅部を対象として、速度層の層厚を調整して、観測記録との整合性が向上する地盤モデルを構築した。

運動学的震源モデルの構築では、ジョイントインバージョンにより、遠地記録、強震記録、GNSS 記録の 3 つの観測記録を再現する不均質すべりモデルを構築した。

SMGA モデルの構築では、震源インバージョンの結果より得られたすべり量の大きい領域を参考に加速度波形、速度波形、フーリエスペクトルの再現を行った。得られた 3 地震の SMGA モデルは、既往のスケーリング則と概ね整合的な結果が得られた。

地表断層が現れた 2023 年トルコ・シリア地震及び 2022 年台湾池上地震についての LMGA に関する検討も行われている。田中・久田 (2023)では、2023 年トルコ・シリア地震を対象に、強震動予測レシピを地震発生層以浅に拡張する方法を用いて、地表地震断層から 2 km 程度以内の観測点における永久変位を含む長周期成分の再現を検討している。また、小穴・他 (2023)では、2022 年台湾池上地震を対象に、震源断層近傍における観測記録の再現を試み、SMGA に加えて LMGA を検討することで観測記録の再現性が向上することを示している。

本検討では、対象 3 地震について SMGA のみを対象にモデルの構築を行ったが、震源断層近傍の観測記録の再現性を向上させるためには、今後、LMGA を検討する必要があると考えられる。

海溝型地震のスケーリング則の検証では、収集した国内外の震源インバージョンより、断層面積、アスペリティ面積を抽出し、過年度の結果及び既往のスケーリング則との比較を行った。概ね過年度の結果、スケーリング則と整合的な結果であった一方で、地域性によるばらつきが一部地域で見られる結果となった。また、震源深さやアスペリティ領域の深さ方向の分布を整理し、震源断層領域との関係について検討を行った。その結果、アスペリティの平均深さ、震源深さは、抽出した震源断層領域内の深い位置に集中する傾向が得られた。

また、『強震動予測のための「レシピ」の流れ』として、本事業の位置づけを明確にするために、1998 年に入倉・他により提示された強震動予測のための「レシピ」のうち断層モデルの設定法について、その後の流れも含めて解説するとともに、最新の研究を紹介した。現在「レシピ」は第 3 世代（研究開発中）に入っており、浅部断層への「拡張レシピ」に関する研究を整理した。そのうえで、1) 浅部断層の詳細なモデル化、2) 観測波形と震源における力学との対応に関する研究が今後の重要課題と考えられる。

【参考文献】

- 赤池弘次 (1980), エントロピーとモデルの尤度, 日本物理学会誌 Vol.35, No.7, pp.608-614.
- Boatwright, John (1988): The seismic radiation from composite models of faulting, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 78, No. 2, pp. 489-508.
- 新井健介, 吉田昌平, 田中信也, 熊谷周治 (2022), 経験的グリーン関数法を用いた2022年3月16日福島県沖の地震の強震動生成域の推定, 日本地震工学会2022年大会梗概集, A-11-2, TS_20220055.
- 壇一男 (2008), 内陸地震による強震動予測のための断層モデルの設定方法ー捉え方とアスペリティモデルの力学特性ー, ORI 研究報告 08-01, 大崎総合研究所.
- 壇一男 (2020), 強震動予測に用いられる学術用語としての「アスペリティ」について, 日本建築学会構造系論文集, 第 85 巻, 第 778 号, pp. 1533-1543.
- 壇一男 (2021), 強震動と永久変位の再現と予測のための断層モデルに関する研究のレビューー2016 年熊本地震で明らかになったことを中心にー, 日本建築学会構造系論文集, 第 86 巻, 第 789 号, pp. 1495-1506.
- 壇一男, 武藤尊彦, 畑奈緒未, 神田順 (2006), シナリオ地震の生起確率を考慮した基準地震動策定に関する研究(その 7) 2005 年の宮城県沖の地震記録を用いた強震動予測結果の精度の検討, 日本建築学会大会学術講演梗概集(関東), B-1, 構造 I, pp. 29-30.
- 壇一男 (2017), 大振幅地震動の観測記録と予測波形および強震動予測手法の課題, シンポジウム「巨大地震への備えを目指す免震構造の取り組み」, 日本建築学会構造委員会振動運営委員会, pp. 13-22.
- 壇一男, ドルジャパラムサロル, 小穴温子, 新井健介, 藤原広行, 森川信之 (2020), 地表地震断層の詳細な位置情報を考慮した強震動と永久変位の予測のための断層破壊モデルの設定方法, 日本地球惑星科学連合 2020 年大会, SSS04-15.
- 壇一男, 岡崎敦 (2008), 矩形クラックモデルおよびアスペリティモデルで生成される短周期地震動に関する検討, 日本建築学会構造系論文集, 第 623 号, pp. 57-62.
- 壇一男, 具典淑, 入江紀嘉, アルズベイマサマン, 石井やよい (2011), 長大横ずれ断層による内陸地震の平均動的応力降下量の推定と強震動予測のためのアスペリティモデルの設定方法への応用, 日本建築学会構造系論文集, 第 670 号, pp. 2041-2050.
- 壇一男, 佐藤俊明, 入倉孝次郎 (2002), アスペリティモデルに基づく強震動予測のための震源モデルの特性化手法, 第 11 回日本地震工学シンポジウム, pp. 555-560.
- 壇一男, 入江紀嘉, 具典淑, 島津奈緒未, 鳥田晴彦 (2015), 長大な逆断層による内陸地震の断層モデルのパラメータの設定方法の提案, 日本建築学会構造系論文集, 第 80 巻, 第 707 号, pp. 47-57.
- Dan, K., Ju, D., Dorjpalam, S., Irie, K., Suzuki, S., Fujiwara, H., and Morikawa, N. (2018), Procedure of evaluating fault parameters of subduction plate-boundary earthquakes with surface fault breakings for strong motion prediction, IAEA Second Workshop on Best Practices in Physics-based Fault

Rupture Models for Seismic Hazard Assessment of Nuclear Installations: Issues and Challenges towards Full Seismic Risk Analysis, Cadarache-Chateau, France, 14-16 May 2018.

Dan, K., Oana, A., Fujiwara, H., and Morikawa, N. (2019), Extension of the procedure for evaluating parameters of strike-slip fault with surface breakings for strong motion prediction, Proceedings of the 7th International Conference on Earthquake Geotechnical Engineering, pp. 1952-1960.

Dan K. (2023), Fault rupturing models of mega earthquakes along the Kuril Trench for predicting strong ground motions, The 1st International Symposium on Advanced Materials and Design for Structural Safety and Sustainability, Kumamoto, Japan, January 30-31, 2023.

Das, S. and B. V. Kostrov (1986), Fracture of a single asperity on a finite fault: A model for weak earthquakes?, Earthquake Source Mechanics, Maurice Ewing Volume 6, American Geophysical Union, pp. 91-96.

ドルジャパラムサロル, 壇一男, 具典淑, 入江紀嘉 (2016), 長大低角逆断層を考慮した動力学的断層破壊シミュレーションによるプレート境界地震の平均動的応力降下量算定式における応力形状係数の検討 (その 5) 成層媒質を考慮したシミュレーション結果, 日本建築学会大会学術講演梗概集(九州), 構造 II, pp. 1135-1136.

Fujii, Y. and M. Matsu'ura (2000), Regional difference in scaling laws for large earthquakes and its tectonic implication, Pure and Applied Geophysics, Vol. 157, pp. 2283-2302.

原子力規制委員会 (2013), 基準津波及び耐津波設計方針に係る審査ガイド.

具典淑 (2019): 南海トラフ沿いの巨大地震による東海, 近畿地方の地震動評価, 2019 年度日本建築学会大会 (北陸) 構造部門 (振動) パネルディスカッション, pp. 3-12.

畑奈緒未, 神田順, 壇一男, 金子美香, 宮腰淳一, 武藤尊彦 (2004), シナリオ地震の生起確率を考慮した基準地震動策定に関する研究(その 2)断層モデルによる強震動の計算とハザード曲線の試算, 日本建築学会大会学術講演梗概集(北海道), B-1, 構造 I, pp. 239-240.

Hikima, K. and K. Koketsu (2005), Geophysical Research Letters 32 (18), L18303-, 2005-09-22.

Hikima, K. and A. Shimmura (2020), Moment-area scaling relationship assuming constant stress drop for crustal earthquakes, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 110, No. 1, pp. 241-249.

Huang, HH., Wu, YM., Song, X., Chang, CH., Lee, SJ., Chang, TM., and Hsieh., HH. (2014): Joint Vp and Vs tomography of Taiwan: Implications for subduction-collision orogeny, Earth and Planetary Science Letters 392, pp.177-191.

入倉孝次郎, 三宅弘恵 (2001), シナリオ地震の強震動予測, 地学雑誌, 110, pp.849-875.

入倉孝次郎, 倉橋奨 (2017): 震源断層近傍の長周期地震動評価のための特性化震源モデルの拡張—2016 年熊本地震($M_w7.0$)の断層近傍地震動による検証—, 日本地震工学会, 大会-2017 梗概集.

入倉孝次郎, 香川敬生, 釜江克宏, 関口春子 (1998), 実用的強震動予測手法の提案, 地球惑星科学関連学会 1998 年合同大会予稿集, Sm-031.

入倉孝次郎, 三宅弘恵 (2001), シナリオ地震の強震動予測, 地学雑誌, Vol. 110, No. 6, pp. 849-875.

Irikura, K., Miyake, H., Iwata, T., Kamae, K., and Kawabe, H. (2002), Revised recipe for predicting strong ground motion and its validation, Proceedings of the 11th Japan Earthquake Engineering Symposium, pp. 567-572.

Iwata, T., and Asano, K. (2010), Source modeling and strong motion simulation of the 2009 Suruga Bay earthquake ($M_{JMA}6.5$) using the empirical Green's function method, Geophys. Bull. Hokkaido Univ., 73, pp.137-147.

地震調査研究推進本部 (2002), 糸魚川-静岡構造線断層帯 (北部、中部)の地震を想定した強震動評価について, 平成 14 年 10 月 31 日.

地震調査研究推進本部 (2005), 宮城県沖地震を想定した強震動評価 (一部修正版)について, 平成 17 年 12 月 14 日.

地震調査研究推進本部 (2009), 日本の地震活動, 平成 21 年 3 月 31 日.

地震調査研究推進本部 (2017), 震源断層を特定した地震の強震動予測手法 (「レシピ」).

地震調査研究推進本部 (2014), 地震動予測地図 2014 年度版.

地震調査研究推進本部 (2017), 波源断層を特性化した津波の予測手法 (津波レシピ).

地震調査研究推進本部: 熊本県の地震活動の特徴,

https://www.jishin.go.jp/regional_seismicity/rs_kyushu-okinawa/p43_kumamoto/

河野晟弥 (2020), 大振幅地震動の観点から見た鉄筋コンクリート造建物の耐震性確保の歴史的経緯に関する研究, 熊本大学卒業論文.

Kikuchi, M., and Kanamori, H. (2003), Note on Teleseismic Body-Wave Inversion Program, https://www.eri.u-tokyo.ac.jp/ETAL/KIKUCHI/manual_re.pdf

Kohketsu, K. (1985), The extended reflectivity method for synthetic near-field seismograms, J. Phys. Earth, 33, pp.121-131.

Kohketsu, K., Miyake, H., Afnimar, and Tanaka, Y. (2009), A proposal for a standard procedure of modeling 3-D velocity structures and its application to the Tokyo metropolitan area, Japan. Tectonophysics 472:1-4, pp.290-300.

Kohketsu, K., Miyake, H., and Suzuki, H. (2012), Japan Integrated Velocity Structure Model Version 1 Proc. 15WCEE, Paper no. 1773.

Konca, A. Ö., Karabulut, H., Güvercin, S. E., Eskiköy, F., Özarpacı, S., Özdemir, A., Floyd, K., Ergintav, S., and Doğan, U. (2021), From interseismic deformation with near-repeating earthquakes to co-seismic rupture: a unified view of the 2020 Mw6.8 Sivrice (Elazığ) Eastern Turkey Earthquake, J. geophys. Res., Vol.126, Issue.10, e2021JB021830.

Kobayashi, H., Watanabe, T., and Kohketsu, K. (2023), Rupture processes of the 2021 and 2022 Fukushima-oki earthquakes: adjacent events on the complex fault system in the subducting slab, Earth, Planet and Space.

- Laske, G.; Masters, G., Ma, Z., and Pasyanos, M. (2013), Update on CRUST1. 0-A 1-degree global model of earth's crust, *Geophysical Research Abstracts* Vol. 15, EGU2013-2658.
- Lee SJ, Liu TY, Lin TC (2023) The role of the west-dipping collision boundary fault in the Taiwan 2022 Chihshang earthquake sequence. *Sci Rep.* 13:3552.
- Mai, P.M. and Thingbaijam, K.K.S. (2014), SRCMOD: An online database of finite - fault rupture models. *Seismological Research Letters*, 85(6), pp.1348-1357.
- 松浦律子, 中村操, 唐鎌郁夫 (2011), 1707 年宝永地震の新地震像 (速報), *歴史地震*, Vol. 26, pp. 89-90.
- 松島信一, 川瀬博 (2009), 1995 年兵庫県南部地震での神戸市域における強震動と木造建物被害の再評価, *構造工学論文集*, B(55B), pp. 537-543.
- 宮腰淳一, 小穴温子 (2021): 断層モデルによる南海トラフ地震, 相模トラフ地震の地震動評価, 日本建築学会, シンポジウム「大振幅地震動に対する耐震性能評価」. pp. 5-16.
- Murotani, S. Kohketsu, K., and Miyake, H. (2008): Scaling of characterized slip models for plate-boundary earthquakes, *Earth Planets Space*, 60, pp. 987–991.
- Murotani, S., Matsushima, S., Azuma, T., Irikura, K., and Kitagawa, S. (2015): Scaling relations of source parameters of earthquakes occurring on inland crustal mega-fault systems, *Pure and Applied Geophysics*, Vol. 172, pp.1371–1381, doi 10.1007/s00024-014-1010-9.
- 長坂陽介, 野津厚 (2023), 2023年2月6日のトルコ地震 (Mw 7.8) の強震動シミュレーション, 日本建築学会大会学術講演梗概集(近畿), 2023年9月.
- 内閣府 (2012), 南海トラフの巨大地震モデル検討会(第二次報告)(平成 24 年 8 月 29 日発表)
- 入江紀嘉, 壇一男, 生玉真也, 入倉孝次郎 (2010), 地中震源断層と地表地震断層の断層パラメータ間の経験的関係を拘束条件とした動力学的断層破壊モデルの構築—強震動予測のための運動学的断層モデルの高度化をめざして—, *日本建築学会構造系論文集*, 第 75 巻, 第 657 号, pp. 1965-1974.
- 納所昌広, 生玉真也, 澤入雅弘, 小穴温子, 壇一男, 鳥田晴彦 (2018), 地表地震弾速極近傍における地震動および永久変位の評価のための震源モデルの設定 (その 5) 2016 年熊本地震の地表地震断層のすべり量を考慮した強震記録の再現解析, *日本建築学会大会学術講演梗概集(東北)*, 構造 II, pp. 759-760.
- 小穴温子, 壇一男, 藤堂正喜, 石井透, 藤原広行, 森川信之 (2015), 内陸の長大な断層におけるアスペリティの動的応力降下量の不均質性の考慮と強震動予測への適用, *日本建築学会構造系論文集*, 第 80 巻, 第 713 号, pp. 1079-1089.
- 小穴温子, 宮腰研, 吉田昌平, 佐藤俊明 (2023), 特性化震源モデルに基づく 2022 年台東地震 (Mw6. 9) の断層浅部すべりに関する検討, *日本地震学会2023年度秋季大会*, S15-16.
- Papageorgiou, A. S., and Keiiti, A. (1983), A specific barrier model for the quantitative description of inhomogeneous faulting and the prediction of strong ground motion. I. Description of the model, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 73, No.3, pp. 693-722.

- Sasatani, T., Morikawa, N., and Maeda, T. (2006), Source characteristics of intraslab earthquakes, *Proc. Third Int. Sym. on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion*, pp.647-656.
- Scholz, C. H. (2002), *The Mechanics of Earthquakes and Faulting*, Second Edition, Cambridge University Press.
- Satoh, T. (2023), Broadband Source Model of the 2023 Mw 7.8 Türkiye Earthquake from Strong-Motion Records by Isochrone Backprojection and Empirical Green's Function Method, *Seismological Research Letters*.
- 佐藤智美 (2023), バックプロジェクション法と経験的グリーン関数法に基づく 2022 年福島県沖の地震の広帯域震源モデル, *日本建築学会構造系論文集*, 第 88 巻, 第 807 号, pp.734-745.
- Shimazaki, K. (1986), Small and large earthquakes: The effects of the thickness of seismogenic layer and the free surface, *Geophysical Monograph 37 (Maurice Ewing Volume 6)*, American Geophysical Union, pp. 209-216.
- 司宏俊, 翠川三郎 (1999), 断層タイプ及び地盤条件を考慮した最大加速度, 最大速度の距離減衰式, *日本建築学会構造系論文集*, 第 523 号, pp. 63-70.
- 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.
- 田中信也, 金田惇平, 引間和人, 久田嘉章 (2018), 地表地震断層近傍における永久変位を含む長周期成分の地震動評価のための震源モデルの設定方法, *日本建築学会構造系論文集*, 第 83 巻, 第 752 号, pp. 1525-1535.
- 田中信也, 久田嘉章 (2023), 2023年2月6日トルコ南部の地震 (Mw7.8) の地表地震断層近傍における強震記録の分析, *日本建築学会大会学術講演梗概集 (近畿)*, 691-692.
- 田島礼子, 松元康広, 司宏俊, 入倉孝次郎 (2013), 内陸地殻内及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, *日本地震学会, 地震 第2輯*, 66 巻, 3 号, pp. 31-45.
- 藤堂正喜, 新井健介, 宮腰淳一, 佐藤俊明, 藤原広行, 森川信之 (2022), 内陸地殻内地震の 3 ステージモデルに適合した短周期レベルのスケーリング則の提案, *日本地震工学会論文集*, 第 22 巻, 第 5 号, pp. 43-59.
- 宇津徳治 (2001): *地震学 第3版*, 共立出版, p.376.
- 渡辺基史, 壇一男, 佐藤俊明 (2002), 巨視的断層パラメータの相似則, *日本建築学会大会学術講演梗概集 (北陸)*, B-2, 構造 II, pp. 117-118.
- Yoshida, S., Kohketsu, K., Shibasaki, B., Sagiya, T., Kato, T., and Yoshida, Y. (1996): Joint inversion of near- and far-field waveforms and geodetic data for the rupture process of the 1995 Kobe Earthquake, *J. Phys. Earth*, **44**, 437-454.
- 吉田昌平, 津田健一, 佐藤俊明 (2022), 2022年3月16日福島県沖地震 (M7.4) の強震記録を用いた断層破壊過程の推定その2 経験的グリーン関数法を用いた強震動生成域 (SMGA) の

推定, 日本建築学会大会学術講演梗概集 (北海道), 65-66.

Zhu, L., and Rivera, L. A. (2002): A note on the dynamic and static displacements from a point source in multilayered media, *Geophysical Journal International*, Volume: 148, Issue: 3.