日本地震工学会論文集 第15巻、第7号（特集号）、2015

強震動記録を用いた震源インバージョンに基づく国内の内陸地殻内地震の震源パラメータのスケーリング則の再検討

宮腰研 [1)]、入倉孝次郎 [2)]、釜江克宏 [3)]

1) 正会員（一財）地域地盤環境研究所、主席研究員　博士（理学）
e-mail : ken@geor.or.jp
2) 正会員　愛知工業大学、地域防災研究センター、客員教授　理博
e-mail : irikura@geor.or.jp
3) 正会員　京都大学原子炉実験所、教授　工博
e-mail : kamae@rri.kyoto-u.ac.jp

要　約

1995～2013 年に国内で発生した内陸地殻内地震(M_W5.4～6.9)を対象に震源インバージョン結果を収集・整理し、震源断層の巨視的・微視的パラメータの推定を行った。断層破壊領域およびアスペリティ領域の抽出は、Somerville *et al*.(1999)と同様の規範を用いて行った。その結果、アスペリティ領域の面積比（アスペリティ面積／断層破壊面積）は Somerville *et al*.(1999)の結果(0.22)に比べて小さい結果(0.16)が得られた。また、断層破壊面積と地震モーメントの関係は M_W6.5 以下で Somerville *et al*.(1999)および M_W6.5 以上で入倉・三宅(2001)のスケーリング則とよく一致することを確認した。震源断層の長さと地震モーメントの関係において、M_W6.5 以下では武村(1998)のスケーリング則と調和的である一方、M_W6.5 以上では武村(1998)のそれとは一致せず、地震本部(2009)のスケーリング則とよく一致することを確認した。また、武村(1998)に記載されている地震カタログの中で 1995 年以前に発生した 6 個の地震(M_W6.5 以上)について、震源インバージョン解析の文献調査に基づいて震源断層の長さと地震モーメントの見直しを行った結果、それらの震源断層長と地震モーメントの関係は地震本部(2009)のスケーリング則とほぼ一致することがわかった。

キーワード：　強震動記録、震源インバージョン、震源スケーリング則、震源断層

1. はじめに

内陸地殻内地震の震源パラメータのスケーリング則は、国内外でこれまで多くの研究がなされてきたが、その信頼性は用いているデータセットに大きく依存する。国内では、1995 年以前の地震については、強震観測網が貧弱で地震学的情報が必ずしも十分には取得できなかったため、地震モーメントや断層破壊域の推定が地震直後の地表断層調査や測地学的な情報から間接的に推定されている場合が多かった。特に、マグニチュードが 7 を超える国内の大きな内陸地震のスケーリングを検討する場合、最近の地震だけでは十分な情報が得られないため、古い地震の間接的な情報も重要な役割を果たしてきた。

一方、米国のカリフォルニアでは 1970 年代から強震観測網が整備され、強震動記録を用いた震源インバージョン解析がなされてきた。Somerville *et al*.[1)]は 1971～1995 年に発生した内陸地殻内地震(M_W5.7～7.2)の 15 個の震源インバージョン解析から得られた断層面の不均質すべり分布に基づき、震源パラメータ（断層面積、すべり量、アスペリティ面積など）について統計的解析を実施し、それらのパラメータが一定のスケーリング則に従うことを明らかにした。彼らは巨視的震源パラメータである震源

断層面積(S)と地震モーメント(Mo)の関係において、M_w5.7～7.2 の範囲で自己相似則($S \propto Mo^{2/3}$)が成り立つとしている。また、微視的震源パラメータであるアスペリティ領域(Sa)に関しては、震源断層面積(S)に対するその面積比(Sa/S)は 0.22 となることを示している。なお、Somerville *et al.*[1]が収集した地震は、1995 年兵庫県南部地震と 1978 年 Tabas 地震（イラン）を除くと、ほとんどが米国カリフォルニアの地震である。

1995 年兵庫県南部地震以降、国内では強震観測網（K-NET, KiK-net 等）が整備され、強震動記録を用いた震源インバージョン解析による断層面の不均質すべり分布の結果が数多く蓄積されてきた。得られた不均質すべり分布に対して、一定の規範に基づいて震源パラメータが推定され、それらのパラメータと地震規模の関係の回帰分析により、震源スケーリング則の評価がなされるようになった。入倉・三宅[2]は、M_W6.5 以上の地震については地震発生層の厚さ限界に伴う断層幅の飽和によって、自己相似の関係から乖離して、$S \propto M_0^{1/2}$ の関係になることを示している。さらに田島・他[3]や Murotani *et al.*[4]は海外の内陸地殻内の長大断層による巨大地震の解析結果を収集し、M_W7.4 以上の地震については断層面上でのすべり量の飽和に伴い $S \propto M_0^{1}$ の関係になることを明らかにした。これらの結果をまとめて、 (i)M_W5～6.5 程度の規模の地震は自己相似($S \propto Mo^{2/3}$)、(ii)M_W6.5～7.4 程度は地震発生層厚内に基づく断層幅の飽和によって $S \propto Mo^{1/2}$（入倉・三宅[2]）、(iii)M_W7.4 以上では断層面上でのすべり量の飽和によって $S \propto Mo^{1}$ となる「3 stage scaling model」が提唱されている。地震調査研究推進本部[5]（地震本部）の強震動予測手法では、このような震源スケーリング則（S-Mo）に基づき、断層面積(S)から地震モーメント(Mo)を設定している（地震本部[5]による強震動予測手法の（ア）; 以後、「詳細化手法」と呼ぶ）。

一方、地震本部における長期評価では、内陸の活断層に発生する地震の規模の推定のため、活断層の長さ(L)から松田[6]の経験式を用いて気象庁マグニチュード(M_J)を評価している。それに武村[7]の M_J - Mo の経験的関係式を用いると地震モーメント(Mo)に変換でき、結果として、L-Mo の経験的関係式（地震本部[5]による強震動予測手法の（イ）; 以後、「簡便化手法」と呼ぶ）が求められる。後述するように、M_W6.5 以上の地震を対象に L-Mo の経験的関係式に対して平均的な断層幅を約 18km として設定すると、入倉・三宅[2]の S-Mo の経験的関係と整合することが確認されている（橋本[8]）。同様なスケーリング則として武村[9]の L-Mo の経験的な関係式がある。彼は 1995 年以前の国内で発生した内陸地殻内地震(M_W4.1～7.4)を対象にしている。しかしながら、この武村[9]の関係式は、M_W6.5 以上において上記の簡便化手法である L-Mo の関係式とは一致しない。

松田[6]や武村[9]の関係式は 1995 年兵庫県南部地震を除き、主に 1891～1984 年に発生した内陸地殻内地震を対象に、地震後の地表地震断層調査結果と主に周期数秒以上の長周期地震動記録のフォーワード・モデリング解析結果のデータベースに基づいている。入倉・三宅[2]は 1971～1995 年に発生した内陸地殻内地震を対象に、周期数秒程度の強震動記録を対象にした Somerville *et al.*[1]の震源インバージョン結果のデータベースを主とし、それに加え、2000 年までに発生した国内外の地震の震源インバージョン結果もコンパイルしている。なお、入倉・三宅[2]は余震分布、地表地震断層情報、測地学的データなどの種々の文献データをコンパイルした Wells and Coppersmith[10]のデータベース（1857～1993 年）も用いて M8 クラスまでの内陸地殻地震の震源パラメータのスケーリング則を検討している。

巨視的・微視的震源パラメータのスケーリング則は、用いるデータベースの取得状況（あるいは年代）や震源インバージョン解析の進展に依存している可能性が考えられる。このため、本研究で得られた 1995 年以降の内陸地殻内地震の震源パラメータのスケーリング則と 1995 以前のデータで得られた経験的関係式[1]をできる限り同一の条件で比較できるように、1995 年以降に国内で発生した内陸地殻内地震(M_W5.4～6.9)を対象に震源インバージョン結果を収集・整理し、震源断層の巨視的・微視的パラメータのスケーリング則の再評価を行う。

2. 震源インバージョン結果の収集・整理

本研究で収集・整理した震源インバージョン結果は 1995～2013 年に国内で発生した 18 個（横ずれ断層：9 個、逆断層：8 個、正断層：1 個）の内陸地殻内地震(M_W5.4～6.9) の強震動記録を用いて解析されたものである（**図 1** 参照）。このため、ここでのスケーリング則の検討は「3 stage scaling model」

の stage1～2 の範囲に相当する。収集した震源インバージョン解析はバンドパス・フィルターされた波形記録を用い、そのフィルター帯域は長周期側 10～30 秒、短周期側 0.5～1.0 秒程度であり（**表 1**[11)~31)] 参照）、対象周期帯域は地震毎にあまり変わらない。一方、Somerville *et al.*[1)] で用いられた震源インバージョン結果は強震動記録と遠地実体波記録の両方を含む。それらの対象周期帯域は地震により異なり、長周期側 5～13 秒、短周期側 0.2～2.0 秒程度であった（**表 2** 参照）。両者の周期だけを比較すると Somerville *et al.*[1)]の結果の方が、より短周期領域まで精度があるように見えるが、実際にはグリーン関数にその周期まで精度があるかどうかの検証が行われていない解析がほとんどである。震源インバージョン解析に用いられた小断層(sub fault)の大きさは、国内の震源インバージョン解析（1～4km^2 程度）の方が Somerville *et al.*[1)]が収集した結果（1～10km^2 程度）より小さくなっている。また、国内の震源インバージョン解析によるグリーン関数の精度が Somerville *et al.*[1)]が収集した震源インバージョン解析に比べて向上している。すなわち、**表 1** および**表 2** に示すように、Somerville *et al.*[1)]ではほとんどの解析において各観測点で同一なグリーン関数を仮定しているが、国内の震源インバージョン解析では余震記録を使って観測点毎にグリーン関数（地下構造モデル）をチューニングするなど、その精度向上が図られている（例えば、Asano and Iwata[14)]）。

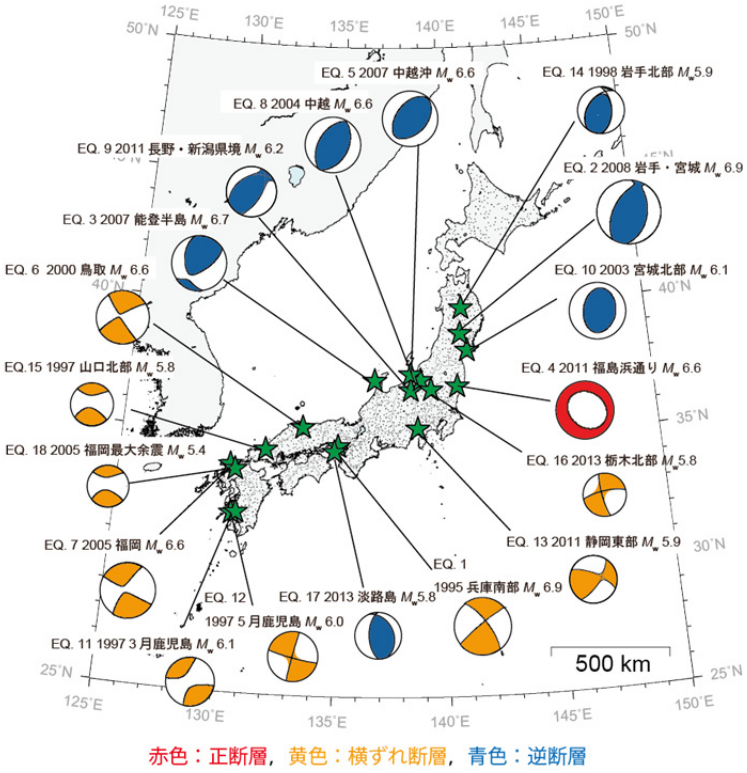

図 1　　検討対象の 18 個の内陸地殻内地震(Mw5.4～6.9)
（1995 年兵庫県南部地震(Sekiguchi et al.[11)])を除き、震源情報は F-net を参照）

3.　巨視的・微視的震源パラメータの再評価

3.1　巨視的・微視的震源パラメータのスケーリング則の再評価

Somerville *et al.*[1)]では震源インバージョン解析による断層面上の不均質すべり分布に基づき、平均すべり量の 0.3 倍以上のすべり量をもつ領域を断層破壊領域としており、その規範で得られる巨視的震源パラメータ（断層長さや幅）は従来の調査結果と一致することが確認されている（入倉・三宅[2)]）。本

研究でも Somerville *et al.*[1)]の規範に従い、震源インバージョン解析で得られた断層面上での不均質すべり分布に基づいて断層破壊領域(S: Rupture Area)、アスペリティ領域(Sa: Combined Area of Asperities)等を抽出した。例として**図 2** に 2000 年福岡県西方沖地震(Asano and Iwata[22)])の最終すべり量分布および抽出された断層破壊領域とアスペリティ領域を示す。**表 3**[11)~31)]に 18 個の震源インバージョン結果から抽出された巨視的・微視的震源パラメータを示す。なお、以後の議論において 1995 年兵庫県南部地震を除き、地震モーメントおよび震源メカニズムは長周期域でより高い精度をもつ F-net の震源情報を参照する。また、対象地震に対して複数の震源インバージョン結果がある場合、震源パラメータは幾何平均値とした。震源断層面積（**図 3**(a)参照)、平均すべり量（**図 3**(b)参照）は、地震モーメントが 7.5E+18[Nm](M_W6.5)よりも小さい地震に対して Somerville *et al.*[1)]の関係、それより大きい地震に対してはこれまでに提唱されている経験的スケーリング則 [1)~4)]と調和的である。また，アスペリティ領域の総面積（**図 3**(c)参照）は Somerville *et al.*[1)]の傾きとほぼ一致する。なお、本検討で収集・整理した震源インバージョン結果のアスペリティ面積比（Sa/S：アスペリティ面積／破壊断層領域）は 0.16(σ=0.04)であり、Somerville *et al.*[1)]によるアスペリティ面積比(0.22)に比べて若干小さい。断層タイプごとにアスペリティ面積比(Sa/S)を見ると、横ずれ断層(SS)は 0.15(σ=0.03)、逆断層(RV)は 0.17(σ=0.04)となっており、断層タイプ別にアスペリティ面積比の有意な差は認められない。一方、正断層(NM)の Sa/S は 0.23 となったが、対象地震が 1 つであり、その精度については議論できない。

表 1　検討対象の内陸地殻内地震(Mw5.4～6.9)および震源インバージョンの主な解析パラメータ

No.	地震名	Mech.	Reference No.	Mo (Nm) Inversion	Mo (Nm) F-net	M_W (F-net)	Target F.Q. Hz	sub fault km^2	Total number of Time windows	Green's function
1	1995年兵庫県南部地震	SS	11)	3.30E+19	3.30E+19*	6.9*	0.1 – 1.0	4.2	8**	Rock & soil
2	2008年岩手・宮城内陸地震	RV	12)	2.76E+19	2.72E+19	6.9	0.1 – 1.0	4.0	8**	Difference at each site
			13)	2.73E+19			0.1 – 1.0	4.0	7	Difference at each site
3	2007年能登半島地震	RV	14)	1.57E+19	1.36E+19	6.7	0.05 – 1.0	4.0	6	Difference at each site
			15)	1.10E+19			0.1 – 1.0	1.0	none	Difference at each site
4	2011年福島県浜通りの地震	NM	16)	1.14E+19	9.58E+18	6.6	0.03 – 0.8	4.0	6	Difference at each site
5	2007年新潟県中越沖地震	RV	17)	1.62E+19	9.30E+18	6.6	0.1 – 1.0	4.0	6	Difference at each site
			18)	1.00E+19			0.03 – 0.5	4.0	7**	Difference at each site
			19)	6.50E+19			0.1 – 0.5	1.0	none	Unknown
			20)	1.62E+19			0.1 – 1.0	4.0	4	Difference at each site
6	2000年鳥取県西部地震	SS	21)	2.00E+19	8.62E+18	6.6	0.1 – 1.0	4.4	6***	Common
7	2005年福岡県西方沖の地震	SS	22)	1.15E+19	7.80E+18	6.6	0.05 – 1.0	4.0	6	Difference at each site
8	2004年新潟県中越地震	RV	23)	1.07E+19	7.53E+18	6.6	0.05 – 1.0	4.0	6	Difference at each site
9	2011年長野県・新潟県県境付近の地震	RV	24)	4.21E+18	2.13E+18	6.2	0.05 – 0.2	4.0	6	Difference at each site
10	2003年宮城県北部の地震	RV	25)	1.90E+18	1.53E+18	6.1	0.05– 0.5	4.0	8**	Difference at each site
11	1997年3月鹿児島県北西部の地震	SS	26)	1.73E+18	1.40E+18	6.1	0.1 – 2.0	1.0	5	Difference at each site
12	1997年5月鹿児島県北西部の地震	SS	27)	1.16E+18	1.22E+18	6.0	0.1 – 1.0	1.0	none	Common
13	2011年静岡県東部の地震	SS	28)	1.12E+18	8.38E+17	5.9	0.05 – 0.2	4.0	6	Common
14	1998年岩手県内陸北部の地震	RV	29)	6.10E+17	7.53E+17	5.9	0.1 – 0.5	4.0	2	Common
15	1997年山口県北部の地震	SS	26)	5.10E+17	5.66E+17	5.8	0.1 – 2.0	1.0	4	Difference at each site
16	2013年栃木県北部の地震	SS	30)	7.10E+17	5.54E+17	5.8	0.1 – 1.0	1.0	6	Difference at each site
17	2013年淡路島付近の地震	RV	31)	5.33E+17	5.47E+17	5.8	0.05 – 0.2	4.0	8	Common
18	2005年福岡県西方沖の地震 最大余震	SS	22)	2.81E+17	1.31E+17	5.4	0.1 – 1.5	1.0	6	Difference at each site

SS: Strike Slip, RV: Reverse Slip, NM: Normal Slip
Rock & Soil: 岩盤サイトと堆積層サイト，Difference at each site: 各観測点で異なる地盤構造モデル，　Common: 全観測点で共通の地盤構造モデル
*Sekiguchi et al.[11)]による地震モーメント　**私信　***Finite-Source Rupture Model Database(http://equake-rc.info/SRCMOD/)

表 2　Somerville et al.[1)]における対象地震 (Mw5.7～7.2)および震源インバージョンの主な解析パラメータ

No.	地震名	Mech.	Reference	Mo (Nm)	M_W	Target F.Q. Hz	sub fault km^2	Total number of Time windows	Green's function
1	1992Landers	SS	Wald et al.(1994)	7.50E+19	7.2	0.077 – 0.5	7.5	6	Common
2	1978Tabas	RV	Hartzell and Mendoza (1991)	5.80E+19	7.1	0.15 – 2.0	20.3	3	Common
3	1989Loma Prieta	OB	Wald et al.(1991)	3.00E+19	7.0	0.1 – 1.0	4.0	3	Common
4	1995Kobe	SS	Wald(1996)	2.40E+19	6.9	0.05 – 0.5	8.3	6	Rock & Soil
5	1983Borah Peak	NM	Mendoza and Hartzell (1998)	2.30E+19	6.9	– 0.5	10.7	1	Common
6	1985Nahanni(12/23)	RV	Hartzell et al.(1994)	1.50E+19	6.8	0.2 – 3.0	6.3	15	Common
7	1994Northridge	RV	Wald et al.(1994)	1.10E+19	6.7	0.1 – 1.0	1.9	3	Rock & Soil
8	1985Nahanni(10/05)	RV	Hartzell et al.(1994)	1.00E+19	6.6	0.2 – 3.0	4.6	10	Common
9	1971San Fernando(SM)	RV	Heaton(1982)	7.00E+18	6.5	– 0.125	3.6	1	Common
10	1979Imperial Valley	SS	Hartzell and Heaton(1983)	5.00E+18	6.4	0.1 – 1.0	7.5	3	Common
11	1987Superstition Hills 3	SS	Wald et al.(1990)	3.50E+18	6.3	0.1 – 3.0	1.2	3	Common
12	1984Morgan Hill	SS	Hartzell and Heaton(1986)	2.10E+18	6.2	0.2 – 5.0	1.9	3	Common
13	1986North Palm Springs	OB	Hartzell(1989)	1.80E+18	6.1	– 0.5	3.8	1	Common
14	1987Whitter Narrows	RV	Hartzell and Iida(1990)	1.00E+18	6.0	0.2 – 3.0	1.0	2	Common
15	1979Coyote Lake	SS	Liu and Helmberger(1983)	3.50E+17	5.7	– 2.0	0.2	1	Common

SS: Strike Slip, RV: Reverse Slip, NM: Normal Slip, OB: Oblique Slip　※ReferenceはSomerville et al.[1)]から抜粋
Rock & Soil: 岩盤サイトと堆積層サイト，Common: 全観測点で共通の地盤構造モデル

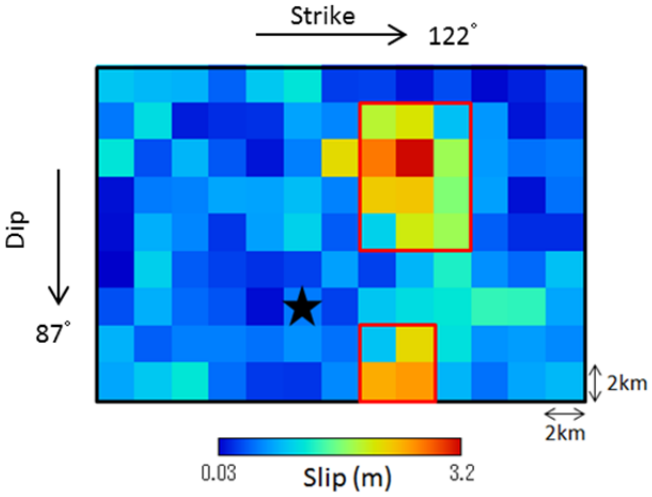

図 2　2000 年福岡県西方沖地震の最終すべり分布(Asano and Iwata[22])および
抽出された断層破壊領域（黒線枠内）とアスペリティ領域（赤線枠内）。★：破壊開始点

表 3 検討対象の内陸地殻内地震(Mw5.4～6.9)の震源インバージョン結果
から抽出された震源パラメータ

No.	地震名	Reference No.	Mo(F-net) Nm	Length km	Width km	Rupture Area km^2	Av. Slip m	Max. Slip m	Total Asperity Area km^2	Total Asperity Area /Area	Av. Asp. Slip m	Av. Asp. Slip /Av.Slip	$\Delta\sigma_{rup}$ MPa	$\Delta\sigma_{asp}$ MPa
1	1995年兵庫県南部地震	11)	3.30E+19	64	21	1303	0.79	4.01	244	0.19	1.74	2.20	3.1*	16.6
2	2008年岩手・宮城内陸地震	12)	2.72E+19	39	18	702	1.31	6.07	112	0.16	3.22	2.45	3.1*	19.5
		13)		40	18	720	1.44	6.20	120	0.17	3.68	2.56		
3	2007年能登半島地震	14)	1.36E+19	26	18	460	0.92	3.73	82	0.18	1.96	2.14	3.1*	17.3
		15)		22	20	440	0.77	2.75	81	0.18	1.65	2.14		
4	2011年福島県浜通りの地震	16)	9.58E+18	40	16	640	0.52	2.51	144	0.23	1.25	2.40	3.1*	13.8
5	2007年新潟県中越沖地震	17)	9.30E+18	28	19	537	0.76	2.65	81	0.16	1.70	2.26	3.1*	19.5
		18)		30	18	540	0.56	2.66	92	0.17	1.44	2.57		
		19)		25	17	425	0.54	2.12	100	0.24	1.27	2.35		
		20)		28	18	504	1.22	3.28	72	0.14	2.16	1.77		
6	2000年鳥取県西部地震	21)	8.62E+18	34	18	598	0.91	4.44	101	0.17	2.34	2.57	3.1*	18.4
7	2005年福岡県西方沖の地震	22)	7.80E+18	26	18	468	0.78	3.17	64	0.14	1.97	2.53	3.1*	22.7
8	2004年新潟県中越地震	23)	7.53E+18	28	18	504	0.67	3.08	84	0.17	1.38	2.06	3.1*	18.6
9	2011年長野県・新潟県県境付近の地震	24)	2.13E+18	22	14	308	0.43	1.19	72	0.23	0.88	2.05	1.0	4.1
10	2003年宮城県北部の地震	25)	1.53E+18	18	10	180	0.31	1.04	20	0.11	0.78	2.52	1.5	13.9
11	1997年3月鹿児島県北西部の地震	26)	1.40E+18	12	10	120	0.46	1.20	18	0.15	0.88	1.91	2.6	17.3
12	1997年5月鹿児島県北西部の地震	27)	1.22E+18	17	10	170	0.21	0.41	15	0.09	0.36	1.71	1.3	15.2
13	2011年静岡県東部の地震	28)	8.38E+17	8	12	96	0.32	1.10	16	0.17	0.80	2.50	2.2	13.0
14	1998年岩手県内陸北部の地震	29)	7.53E+17	10	10	100	0.16	0.52	16	0.16	0.43	2.69	1.8	11.5
15	1997年山口県北部の地震	26)	5.66E+17	8	14	112	0.14	0.83	18	0.16	0.41	2.93	1.2	7.2
16	2013年栃木県北部の地震	30)	5.54E+17	12	7	84	0.28	0.98	12	0.14	0.66	2.36	1.8	12.3
17	2013年淡路島付近の地震	31)	5.47E+17	10	6	60	0.20	0.71	12	0.20	0.46	2.30	2.9	14.3
18	2005年福岡県西方沖の地震　最大余震	22)	1.31E+17	8	8	64	0.14	0.51	9	0.14	0.33	2.36	0.6	4.4
										Av.= 0.16		Av.= 2.33		Av.=13.2

*Fujii and Matsu'ura[50]を参照

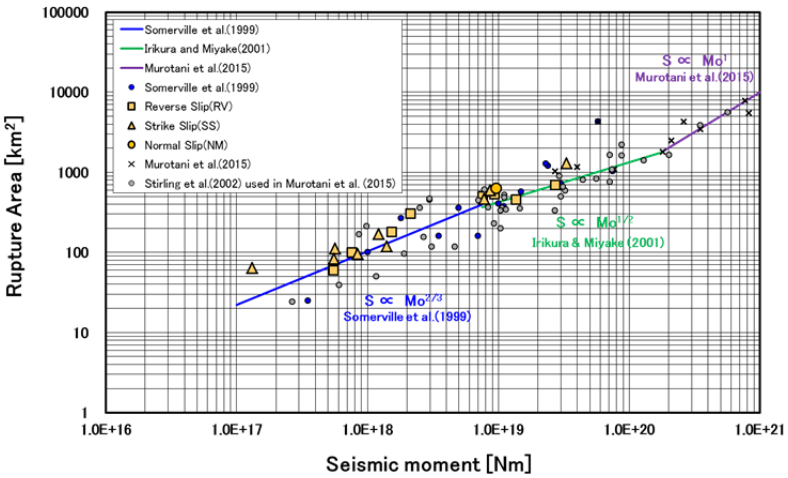

図 3(a)　震源断層面積(S)と地震モーメント(Mo)の関係

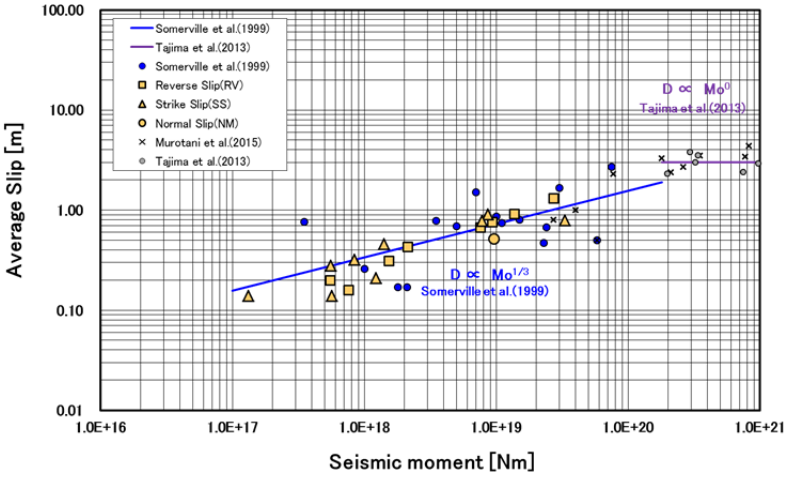

図 3(b) 平均すべり量(D)と地震モーメント(Mo)の関係

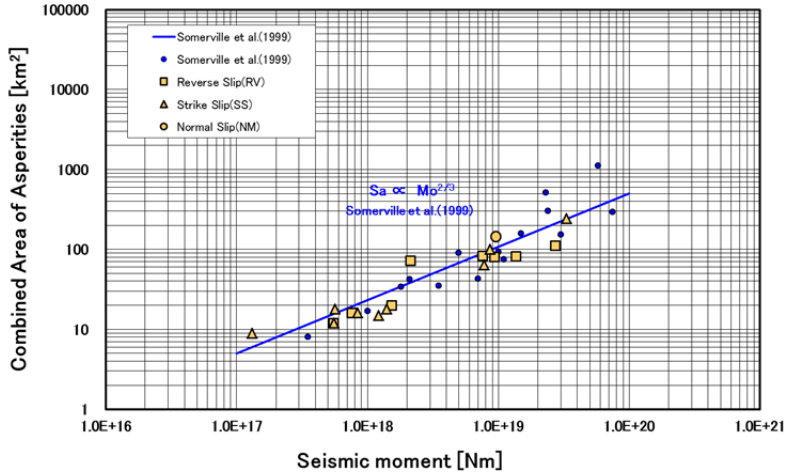

図 3(c) アスペリティ領域の総面積(Sa)と地震モーメント(Mo)の関係

3.2 アスペリティ面積と強震動生成領域の比較

次に**図 1** で示した対象地震の震源インバージョン結果から抽出されるアスペリティ領域の総面積と経験的グリーン関数法(EGF; Empirical Green's Function method)を用いた強震動評価 (Irikura[32])によって推定された強震動生成領域(SMGA; Strong Motion Generation Area)の総面積を比較する(**表 4**[33)~48)]参照)。なお、2003 年宮城県北部の地震と 2011 年長野県・新潟県県境付近の地震の EGF 強震動評価による SMGA モデルは収集できていない。**図 4** から明らかなように M_W5.4～6.9 の範囲において、短周期地震動（主に周期 1 秒以下）の生成に関係する SMGA の面積と長周期地震動（主に周期 1 秒以上）を用いた震源インバージョンから推定されたアスペリティ領域（すべりの大きい領域）の面積はほぼ一致することを確認した。**図 5**(a)に各地震のアスペリティ領域の平均応力降下量($\Delta\sigma_{asp}$)を SMGA の応力降下量と比較して示す（**表 3** 参照）。なお、**表 3** で示す断層面全体の平均応力降下量($\Delta\sigma_{rup}$)を求める際、M_W6.5(7.5E+18[Nm])以下の自己相似則が仮定できる地震（stage 1）は円形クラックの式(Eshelby[49])から求め、自己相似則から乖離する M_W6.5(7.5E+18[Nm])以上の大地震（stage 2 以上）は Fujii and Matsu'ura[50]に従って平均応力降下量を 3.1MPa と仮定している。ただし、地震本部[5]でも述べられているように Fujii and Matsu'ura[50]の検討で得られた 3.1MPa は、横ずれ断層を対象にしており、その適用範囲等については十分に検討していく必要があるが、ここでは暫定値として与えている。得られた平均応力降下量($\Delta\sigma_{rup}$)に基づき、下記に示すようにアスペリティ面積比 (Sa/S)を用いてアスペリティ領域の平均応力降下量($\Delta\sigma_{asp}$)を算出した。

$$\Delta\sigma_{asp} = (S/Sa) \cdot \Delta\sigma_{rup} \qquad \text{(Madariaga[51])}$$

Kagawa *et al.*[52]あるいは Asano and Iwata[12]はアスペリティ領域における応力降下量の深さ依存性を指摘している。しかしながら、本検討では、各地震におけるアスペリティ領域と SMGA でのそれぞれの平均像を求める目的で、断層面上で深さが異なる複数の SMGA あるいはアスペリティ領域がある場合でも、単純に断層面で平均した応力降下量を求めている。得られたアスペリティ領域の平均応力降下量(13.2MPa)は SMGA における値(13.6MPa)とほぼ一致する結果が得られ、**図 5(b)**で示すように、それらの値は SMGA の倍半分程度のバラツキの範囲に収まっている。また、断層タイプ別によるアスペリティ領域における平均応力降下量は、横ずれ断層(SS)では 12.8MPa、逆断層(RV)では 13.6MPa、正断層では 13.8MPa となっており、アスペリティ面積比と同様に、断層タイプ別に応力降下量の明瞭な差異は認められない。

以上のように、本研究においてアスペリティ面積比(0.16)が小さくなるとともに、アスペリティ領域での応力降下量が SMGA の応力降下量に近づいた。その要因として、(1)震源インバージョン解析における小断層サイズの詳細化および均一化と(2)グリーン関数の高精度化の 2 点にあると考えられる。すなわち、本研究で用いられた震源インバージョン解析の小断層サイズは 1×1 km^2 か 2×2 km^2 で、そのすべり分布は収集した地震に対してほぼ同等の分解能を有しているのに対し、Somerville *et al.*[1]では小断層サイズが 2×2 km^2 より大きいものが多数（15 のうち 7 地震）含まれているため、全体として分解能が低くなったと考えられる。さらに、Somerville *et al.*[1]では地下構造モデルは観測点によらず共通と仮定して計算されたグリーン関数を用いている一方、収集した震源インバージョン結果では観測点毎に地下構造モデルがチューニングされ、グリーン関数の精度向上が図られている。このため、本研究で収集した震源インバージョン結果は Somerville *et al.*[1]に比べて精度が向上していると考えられる。

表 4 本検討対象の内陸地殻内地震(Mw5.4～6.9)の EGF フォーワード・モデリングによる SMGA 面積および応力降下量

No.	地震名	Reference No.	Mo(F-net) (Nm)	Total SMGA km^2		Num. of SMGA	SMGA (km^2) SMGA1	SMGA2	SMGA3	Stress drop (MPa) SMGA1	SMGA2	SMGA3	Stress drop (MPa) average
1	1995年兵庫県南部地震	33)	3.30E+19*	304.0		3	176	64	64	8.6	16.3	8.6	10.6
2	2008年岩手・宮城内陸地震	34)	2.72E+19	92.5		2	46.24	46.24		13.8	13.8		13.8
3	2007年能登半島地震	35)	1.36E+19	85.0	52.7	2	39.69	12.96		25.8	10.3		20.5
		36)			69.2	3	27.0	27.0	15.2	46.9	37.5	46.9	
		37)			146.0	2	98.01	48.00		9.4	15.6		
		38)			97.9	3	51.84	23.04	23.04	20.0	20.0	10.0	
4	2011年福島県浜通りの地震	39)	9.58E+18	79.0		2	39.5	39.5		14.6	14.6		14.6
5	2007年新潟県中越沖地震	40)	9.30E+18	89.0	85.9	3	30.25	30.25	25.40	23.7	23.7	19.8	19.9
		41)			92.3	3	36.00	36.00	20.25	19.5	14.8	19.5	
6	2000年鳥取県西部地震	42)	8.62E+18	57.6		2	28.8	28.8		28.0	14.0		19.8
7	2005年福岡県西方沖の地震	43)	7.80E+18	41.8		1	41.82			10.7			10.7
8	2004年新潟県中越地震	44)	7.53E+18	91.0		2	75	16		7.0	20.0		11.8
9	2011年長野県・新潟県県境付近の地震	None	2.13E+18	None		×	×	×	×	×	×	×	×
10	2003年宮城県北部の地震	None	1.53E+18	None		×	×	×	×	×	×	×	×
11	1997年3月鹿児島県北西部の地震	45)	1.40E+18	42.0		1	42			17.0※			17.0※
12	1997年5月鹿児島県北西部の地震	45)	1.22E+18	24.0		2	12	12		23.9※	23.9※		23.9※
13	2011年静岡県東部の地震	46)	8.38E+17	26.6		1	26.63			16.9			16.9
14	1998年岩手県内陸北部の地震	45)	7.53E+17	16.0		1	16			20.3※			20.3※
15	1997年山口県北部の地震	45)	5.66E+17	14.4		1	14.4			20.5※			20.5※
16	2013年栃木県北部の地震	47)	5.54E+17	17.6		1	17.6			16.4			16.4
17	2013年淡路島付近の地震	48)	5.47E+17	8.1		1	8.12			9.0			9.0
18	2005年福岡県西方沖の地震　最大余震	43)	1.31E+17	15.8		1	15.75			1.4			1.4

* Sekiguchi et al.[11]による地震モーメント　　Av. = 13.6

※Miyake et al.[45]の応力降下量は本研究で円形クラック(Eshelby[49])を仮定した推定値

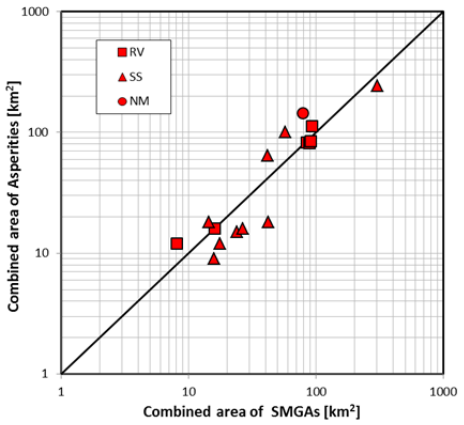

図 4　SMGA の総面積とアスペリティ領域の総面積の関係

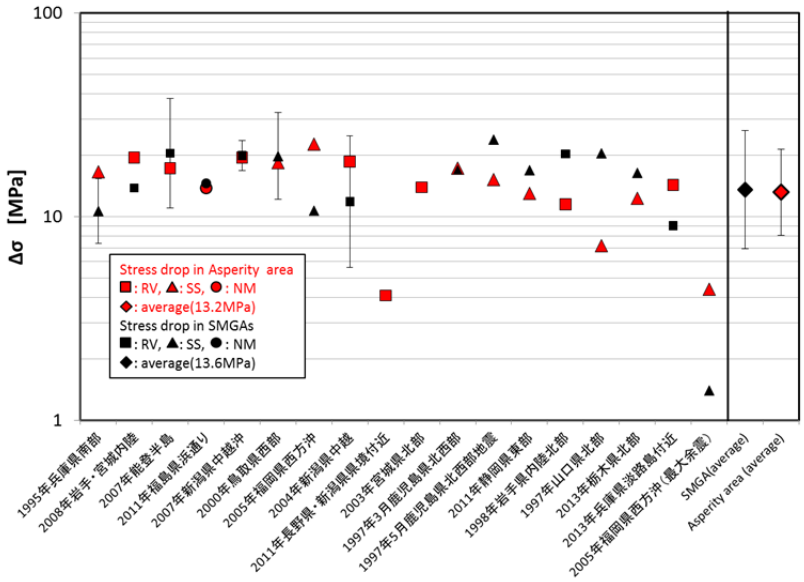

図 5(a)　各地震の SMGA（黒）およびアスペリティ領域（赤）の平均応力降下量の比較
（対象地震の SMGA が複数ある場合、平均応力降下量の標準偏差をバーで示す）
右側：全地震を対象にした SMGA（黒）およびアスペリティ領域（赤）の平均応力降下量

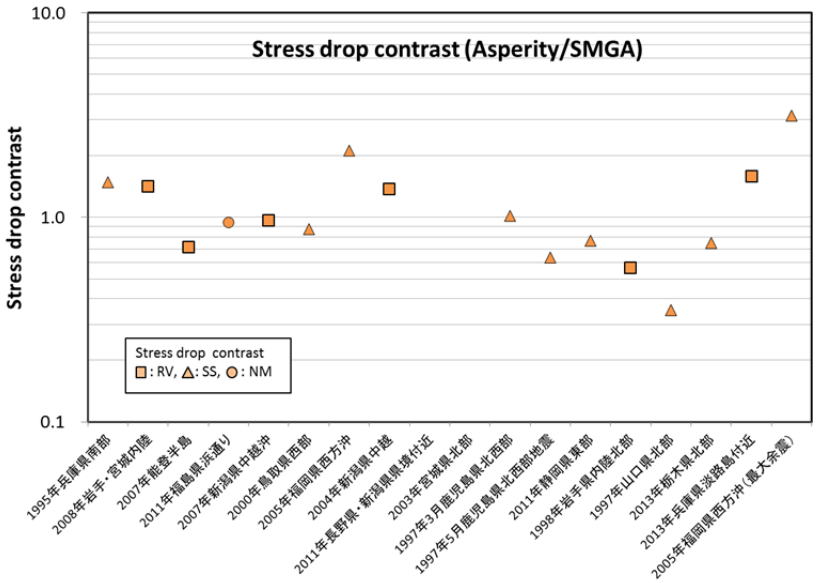

図 5(b)　SMGA の応力降下量に対するアスペリティ領域の応力降下量の比

3.3　断層長さ(L)と地震モーメント(Mo)の関係

長期評価では活断層の長さ(L)から松田[6]の L-M_J の経験式を用いて気象庁マグニチュード(M_J)を評価している。それに武村[7]の M_J-Mo の経験的関係式を用いると L-Mo の経験的関係式（地震本部[5]の簡便化手法）が求められる。この L-Mo 関係式は前述したように、M_W6.5 以上の地震に対して断層幅(W)を約 18km に設定すると、入倉・三宅[2]の S-Mo の経験的関係式にほぼ一致する（橋本[8]）。なお、設定した断層幅(約 18km)は平均的な結果であり、横ずれ断層や逆断層タイプによる区別をしていないことに

注意が必要である。一方、武村 [9]は 1995 年以前の国内の内陸地殻内地震(M_W4.1～7.4)を対象に L-Mo の関係を提案している。**図 6** に本研究で収集・整理した震源インバージョン結果（**表 3** 参照）の震源断層長さ(L)を武村 [9]のスケーリング則と比較して示す。また、同図には地震本部 [5]の簡便化手法である L-Mo のスケーリング則(M_W6.5 以上)も示している。 M_W6.5 以下の地震では、本検討で収集・整理した震源インバージョン結果と武村 [9]の提案するスケーリング則は調和的である。一方、M_W6.5 以上では、本研究で収集・整理した震源インバージョン結果は地震本部 [5]の簡便化手法のスケーリング則とは一致するが、武村 [9]のそれとは一致しない。

この原因を調べるため、M_W6.5 以上において、武村 [9]が用いた地震の解析データおよび手法について整理した。武村 [9]は主に佐藤 [53]の地震カタログに基づいているが、地震カタログに複数の震源モデルがある場合、本研究では武村 [9]の震源パラメータと一致する震源モデルを選択している。**表 5** は対象地震に関する文献、巨視的震源パラメータ(L, W)、地震モーメント(Mo)および評価に用いられたデータの種類を示す。データとして地震動記録（Seismological data）だけではなく、多くの場合、測地学データ(Geodetic data)も用いられている。なお、地震動記録を用いた解析は、主に震源断層に一様なすべりを仮定した Haskell 型の震源モデルを用いて、数点の限られた観測点において周期数秒以上の長周期の観測波形を対象に計算波形とのフィッティング（フォーワード・モデリング）で断層面の評価を行っている。一方、近年の震源インバージョン解析に基づいた断層面の推定では、多数の観測波形（主に周期数秒程度）を用いて得られた不均質すべり分布に対して断層破壊領域を抽出するトリミング操作 [1]を行っている。このため、Haskell 型の震源モデルに比べて、震源インバージョン解析に基づいた断層面積の精度は高いと考えられる。そこで次節では、震源インバージョン解析によって不均質すべり分布が得られている震源モデルの文献に基づいて震源断層の長さの見直しを行う。

表 5　武村 [9]の地震(Mw6.5 以上)の震源パラメータおよび解析に用いたデータ

No.	Name	Mech.	Reference*1	Mo (Nm)	Mw	L(km)	W(km)	S(km^2)	D(m)	Geodetic data	Seismological data
1	1891年濃尾地震	SS	Mikumo and Ando (1976)	1.5E+20	7.38	85*2	15	1275	3.8	○	○
2	1927年北丹後地震	SS	Matsu'ura (1977), Kanamori (1973)	4.6E+19*3	7.04	33*4	19	627	3.7	○	
3	1943年鳥取地震	SS	Kanamori (1972)	3.6E+19	6.97	33	13	429	2.5	○	○
4	1948年福井地震	SS	Kanamori (1973)	3.3E+19	6.95	30	13	390	2.0	○	○
5	1930年北伊豆地震	SS	Abe (1978)	2.7E+19	6.89	22	12	264	3.0	○	
6	1995年兵庫県南部地震	SS	武村 (1998)	2.5E+19	6.87	25*5	15	375	2.2		○
7	1939年男鹿地震	SS	吉岡 (1974)	1.7E+19	6.75	16*6	12	192	2.0	○	
8	1978年伊豆大島地震	SS	Shimazaki and Somerville (1979)	1.1E+19	6.63	17*7	10	170	1.9	○	○
9	1961年北美濃地震	OB	Kawasaki (1975)	9.0E+18	6.57	12	10	120	2.5	○	○
10	1945年三河地震	RV	Ando (1974)	8.7E+18	6.56	12	11	132	2.3	○	

*1: Referenceは佐藤[53]を参照。ただし、対象地震に複数の震源モデルがある場合、武村[9]の震源パラメータと一致するものを選択。
*2: 潜在断層（岐阜－－宮断層帯）は考慮しない。　*3: Kanamori(1973)を採用。
*4: 郷村断層を採用。　*5: 断層面上のすべり量の大きな部分を考慮。
*6: 地震規模の大きい最初の地震の震源パラメータを採用。　*7: 海域断層(17km)を採用。

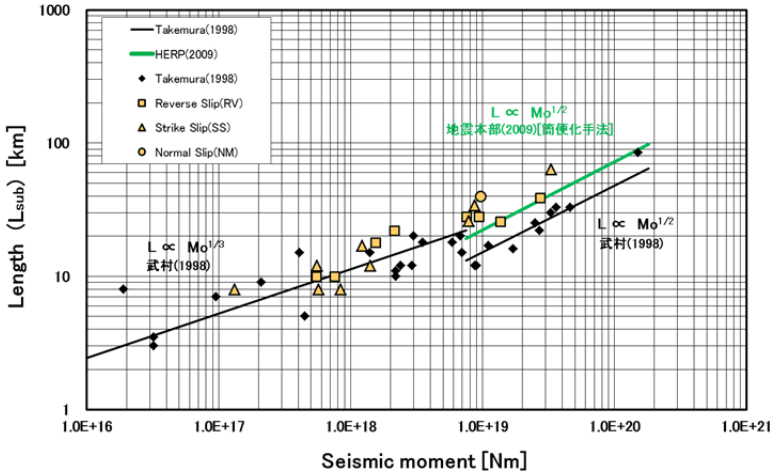

図 6　震源断層長さ(L_{sub})と地震モーメント(Mo)の関係（その１）

3.4　震源断層長さ(L_{sub}）の見直し

Somerville *et al.*[1]のスケーリング則は、震源インバージョン結果に基づいており、その断層長さ(L)は地震動を励起する震源断層の長さである。一方、地震直後に現れる地表の断層（以下、地表地震断層）の長さは必ずしも震源断層長さと一致せず、震源断層の長さが 50～100km 以下では、地中の震源断層に比べて地表地震断層は短い傾向が認められる（例えば、沖野・隈元[54]、Murotani *et al.*[4]）。このような震源断層に比べて地表地震断層が短くなる要因として、堆積層による断層変位の緩衝作用（「座布団効果（遠田[55]）」）が考えられる。ここでは震源断層長さと地表地震断層長さを区別するため、前者を L_{sub}、後者と L_{surf} とする。強震動予測レシピの基礎となっている震源のスケーリング則を考える上で、震源インバージョン解析から求められる震源断層長さ(L_{sub})を収集・整理することが重要である。

このため、武村[9]が用いた M_W6.5 以上の 10 個の地震を対象に、震源インバージョン解析から得られる震源断層長さ(L_{sub})について収集・整理を行った。**表 6**[4),11),56)～61)]に示すように 6 個の地震について、計 8 つの震源断層長さ(L_{sub})を収集した。**図 7** に震源インバージョン結果の例として 1995 年兵庫県南部地震の最終すべり分布（Sekiguchi *et al.*[11]）を示す。**図 8** に収集した 6 個の地震に対する各震源インバージョン結果(8 個)の平均すべり量と地震モーメントの関係(D-Mo)を示す。図中には Somerville *et al.*[1]による stage 2(M_W 6.5 以上)の D-Mo スケーリング則とその倍半分をそれぞれ実線と破線で示している。図から Ichinose *et al.*[57]による 1948 年福井地震と Kakehi and Iwata[61]による 1945 年三河地震の平均すべり量は、D-Mo スケーリング則に比べて倍以上あるいは半分以下の大きな相違が認められた。Ichinose *et al.*[57]による 1948 年福井地震では、測地学データを説明できるように 2 枚の断層面の設定を行っていることから、設定断層面が大きすぎたために得られた平均すべり量が小さくなったと考えられる。また、Kakehi and Iwata[61]による 1945 年三河地震は、2 地点の限られた観測データを利用しており、得られたすべり量に十分な精度がない可能性が考えられた。このため、本研究ではこれらの 2 地震の震源断層長さ(L_{sub})は検討に含めなかった。

震源断層長さの見直しで注意すべき点を以下に述べる。1978 年伊豆大島地震の場合、武村[9]は海域断層の震源パラメータを採用している。しかしながら、Kikuchi and Sudo[58]は観測波形を説明するためには海域断層だけではなく、陸域の断層も考慮する必要性を指摘しており、本研究では Kikuchi and Sudo[58]に従い、陸域の断層を含めてモーメントレートの比較的大きな断層(Kikuchi and Sudo[58]による subevent 1～5)を選択している。1981 年濃尾地震の場合、武村[9]は枝分かれしている潜在断層（岐阜－一宮断層帯）は無視し、主に測地学的データに基づく地表地震断層（温見・根尾谷・梅原断層帯）の震源パラメータを採用している。一方、新たに発見された波形データを対象にしたフォーワード・シミュレーション解析によって、潜在断層（岐阜－一宮断層帯）の必要性が指摘され、震源断層長さは地表地震断層より長いことが分かってきた(Fukuyama *et al.*[62])。この潜在断層の必要性は Kuriyama *et al.*[63]による震源近傍域の震度分布を対象にしたフォーワード・シミュレーション評価による震源断層モデルとも整合的である。また、1995 年兵庫県南部地震（Sekiguchi *et al.*[11]；図 7 参照）の震源インバージョン結果による震源断層長さは 64km であり、武村[9]の 24km に比べて 2 倍以上長く評価されている。なお、武村[9]では断層長を求める規範が明確に示されていないため、この違いの理由は必ずしも明らかではない。

本研究では、震源インバージョン結果から震源断層を抽出する際、Somerville *et al.*[1]の規範に従い、断層面上の不均質すべり分布から平均すべり量を算出し、その 0.3 倍以下の領域は削除し、最終的に平均すべり量が 0.3 倍以上のすべりをもつ断層破壊領域を抽出している。ただし、1891 年濃尾地震(Murotani *et al.*[4])、1948 年福井地震（菊池・他[56]）、1978 年伊豆大島地震（Kikuchi and Sudo[58]）の不均質すべり分布のデータは入手できなかった。このため、1948 年福井地震については論文中の図から最終すべり量を読み取り、断層破壊領域の抽出を試みている。また、1891 年濃尾地震と 1978 年伊豆大島地震は、震源インバージョン解析に設定した断層長さとほぼ同じ震源断層長さを仮定しており、これは他の地震に比べ若干過大に評価されている可能性はある。しかしながら、上述したように可能な限り地震動生成に関連する震源断層を抽出するようにしている。**図 9** は見直した 6 個の地震の震源断層長さ(L_{sub})と地震モーメントの関係を示しており、ほとんどの地震で武村[9]による断層長さに比べて長くなっている（**表 5**、**表 6** 参照）。これらの震源断層長さ(L_{sub})は地震本部[5]の簡便化手法のスケーリング則とよく一致するとともに、本論文で収集・整理した国内の震源インバージョン結果とも調和的である。さらに、同図には Murorani *et al.*[4]で収集・整理されている主に国外の地震のデータセット(Stirling *et al.*[64])に基づいた震源断層長さ(L_{sub})も追加して示したが、M_W6.5 以上の国外の地震についても地震本部[5]の簡便化手法のスケーリング則と調和的であることが確認できる。

武村 [9]の提案する断層長さと地震モーメントの関係（M_W6.5 以上）において、これまで地震本部 [5]の簡便化手法のスケーリング則との相違の原因として、断層長さの定義の違い、あるいは国内と国外のテクトニックな違いが可能性として指摘されていた。1995 年以降に発生した国内の内陸地殻内地震の震源インバージョン結果から抽出される震源断層の長さは地震本部 [5]の簡便化手法のスケーリング則とよく一致しており、さらに国外のデータとも調和的である。このため、両者の断層長さのスケーリング則の違いの要因として、国内外のテクトニックな違いは認められない。武村 [9]が整理した断層の長さは、**表 5** に示したように測地学データや地震動データを用いて評価されているが、当時は強震観測点が少なかったため、実際には解析対象として測地学データが主として用いられたと推量する。すなわち、武村 [9]の収集・整理したデータの中に、震源断層の長さ(L_{sub})ではなく、地表地震断層の長さ(L_{surf})が含まれている可能性が示唆される。一方、M_W6.5 以下の地震については、武村 [9]と本研究で収集した震源インバージョン結果は調和的である。この要因として、M_W6.5 以下のほとんどの地震では地表に断層が現れず、武村 [9]のデータセットにおいて主に地震学的データに基づいて震源パラメータが推定されているため、両者は整合的になったと推量する。

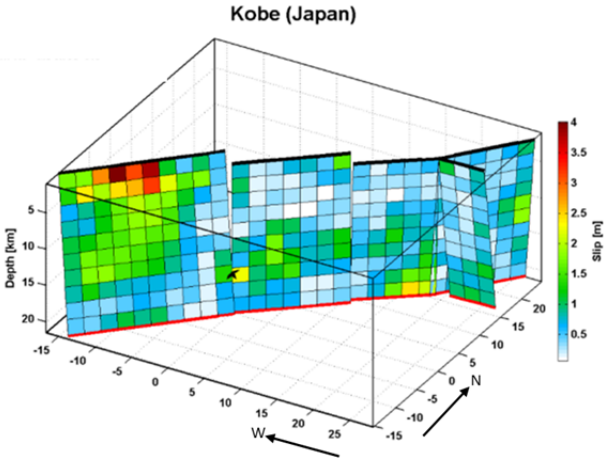

図 7 1995 年兵庫県南部地震の最終すべり分布（Sekiguchi et al.[11]）
断層上端の太線：震源断層の断層長さ(L_{sub})に対応。
(http://equake-rc.info/SRCMOD/より抜粋・修正加筆)

表 6　1995 年以前の地震(Mw6.5 以上の地震（武村 [9]））のうち
震源インバージョン結果による震源パラメータ

No.	Name	Mech.	Reference	Mo (Nm)	Mw	L_{sub}(km)	W(km)	S(km^2)	D(m)	Hetero-geneous slip data*1
1	1891年濃尾地震	SS	Murotani et al.[4]	1.8E+20	7.44	122	15	1795	3.3	×
2	1927年北丹後地震	SS	None	–	–	–	–	–	–	–
3	1943年鳥取地震	SS	None	–	–	–	–	–	–	–
4a	1948年福井地震	SS	菊池・他[56]	2.1E+19	6.81	30	20	600	2.3	△*2
4b			Ichinose et al.[57]	1.6E+19	6.74	(54)	18	972	0.3	○*3
5	1930年北伊豆地震	SS	None	–	–	–	–	–	–	–
6	1995年兵庫県南部地震	SS	Sekiguchi et al.[11]	3.3E+19	6.95	64	21	1303	0.8	○
7	1939年男鹿地震	SS	None	–	–	–	–	–	–	–
8	1978年伊豆大島地震	SS	Kikuchi and Sudo[58]	1.9E+19*4	6.79	35*4	18*5	630*6	0.9*7	△*2
9	1961年北美濃地震	OB	Takeo and Mikami[59]	5.8E+18*3	6.44	16*3	12*3	192*3	0.9*3	○*3
10a	1945年三河地震	RV	Kikuchi et al.[60]	1.0E+19	6.60	25*3	15*3	750*3	1.1	○*3
10b			Kakehi and Iwata[61]	1.0E+19	6.60	(12)	11	132	3.0	×

*1: 不均質すべり分布データの有無　　(　　):本研究で採用しなかった震源断層長さ(L_{sub})
*2: 図から最終すべり量(あるいはモーメント量)を読み取り
*3: Finite-Source Rupture Model Database(http://equake-rc.info/SRCMOD/)
*4: 海域断層と陸域断層を合わせた長さ(Line source)　　*5: 橋本[8]を参照、　　*6: 断層長さと断層幅から推定
*7: Shimazaki and Somerville(1979)の剛性率(3.5E+11[dyne/cm^2])を仮定して得られる推定値(参照値)

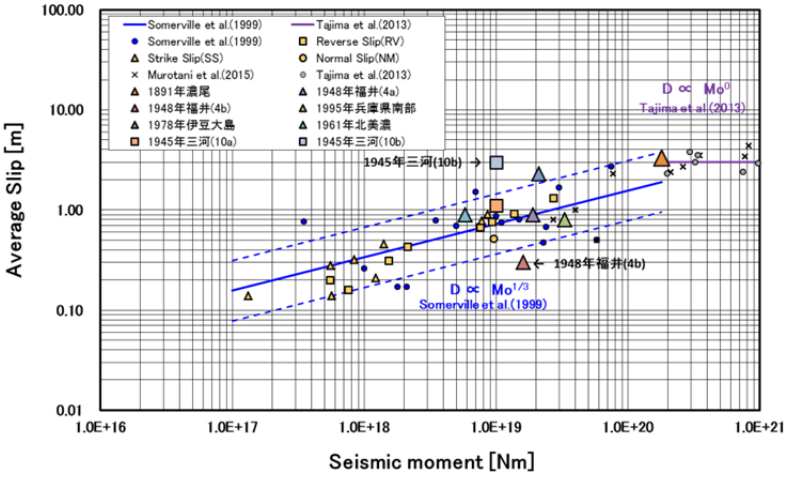

図 8　1995 年以前の地震の震源インバージョン結果(Mw6.5 以上の地震（武村 [9]））の
平均すべり量(D)と地震モーメント(Mo)の関係
破線：地震モーメントに対する平均すべり量のスケーリング則(Somerville et al.[1])の倍半分

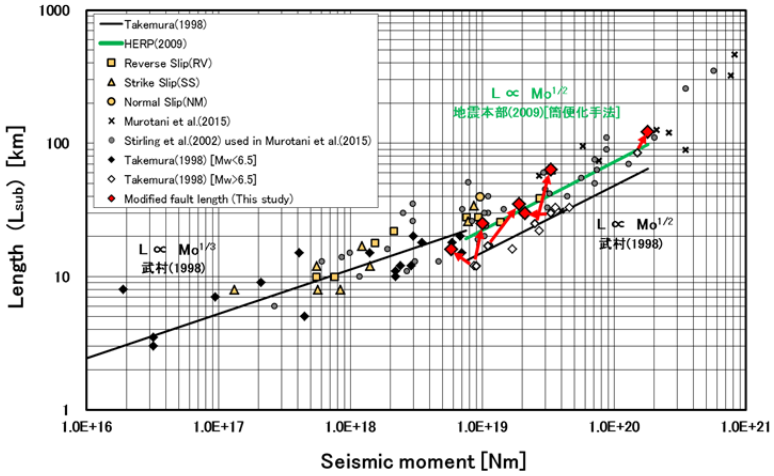

図 9　震源断層長さ(L_{sub})と地震モーメント(Mo)の関係（その２）
（武村 [9]の Mw6.5 以上の地震で修正前（白）と修正後（赤）を矢印で示す）

4. まとめ

1995～2013 年に国内で発生した 18 個の内陸地殻内地震(M_W5.4～6.9)を対象に震源インバージョン結果を収集・整理し、Somerville *et al.*[1]の規範に従い、震源の巨視的・微視的パラメータを抽出した。その結果、断層破壊面積、平均すべり量、アスペリティ面積は、これまでのスケーリング則 [1)~4)]とよく一致していることを確認した。一方、アスペリティ領域の面積比(アスペリティ面積／破壊断層領域)は Somerville *et al.*[1]の結果(0.22)に比べて小さい(0.16)。この要因として、震源インバージョン解析における小断層サイズの詳細化および均一化、また、グリーン関数の高精度化が考えられる。さらに、震源断層長さは、M_W6.5 以下では武村 [9]のスケーリング則と調和的である一方、M_W6.5 以上では武村 [9]とは一致せず、地震本部 [5]の簡便化手法のスケーリング則とよく一致することを確認した。また、武村 [9]に記載されている 1995 年以前に発生した 6 個の地震(M_W6.5 以上)を対象に、震源インバージョン解析に基づいた不均質すべり分布に基づいて震源断層長さと地震モーメントの見直しを行った結果、その関係は M_W6.5 以上において地震本部 [5]の簡便化手法のスケーリング則とほぼ一致することを確認した。震源断層長さのスケーリング則（M_W6.5 以上）において、武村 [9]と地震本部 [5]の簡便化手法の相違が指摘されてきたが、本検討結果から、震源断層の断層長さや断層幅等を推定する際に用いられる波形シ

ミュレーション手法が、Haskell 型の震源モデルを用いたフォーワード・モデリングのような簡単化されたものから震源インバージョン解析のように詳細なすべり分布の推定に進展したことが主要な一因と考えられる。それに加え、武村 [9]の収集・整理したデータの中に、震源断層の長さ(L_{sub})ではなく、地表地震断層の長さ(L_{surf})が含まれている可能性も示唆された。

謝　辞

京都大学防災研究所・浅野公之博士、関口春子准教授、岩田知孝教授、（独）産業技術総合研究所・堀川晴央博士、（独）防災科学技術研究所・鈴木亘博士、青井真博士、東京電力（株）・引間和人博士に震源インバージョン結果をご提供頂きました。愛知工業大学・倉橋奨博士、飛島建設（株）・池田隆明博士に EGF を用いた強震動評価結果をご提供頂きました。また、気象庁の震源インバージョン結果、（独）防災科学技術研究所（F-net）、Prof. P. Martin Mai(SRCMOD)による震源情報を利用しました。（一財）地域地盤環境研究所の染井一寛氏には作図を手伝って頂きました。3 名の匿名査読者のコメントは、本論文の改善に大いに役立ちました。記して感謝致します。なお、本研究は原子力規制庁からの委託業務「平成 26 年度原子力施設等防災対策等委託費（地震動評価における不確かさの評価手法の高度化）事業」の成果の一部を取りまとめたものです。

参考文献

1) Somerville, P., K. Irikura, R. Graves, S. Sawada, D. Wald, N. Abrahamson, Y. Iwasaki, T. Kagawa, N. Smith, and A. Kowada: Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion. Seism. Res. Lett., 70, 1999, pp.59-80.
2) 入倉孝次郎、三宅弘恵：シナリオ地震の強震動予測、地学雑誌、110、2001 年、pp.849-875.
3) 田島礼子、松元康宏、司宏俊、入倉孝次郎：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 2、66、2013 年、pp.31-45.
4) Murotani, S., S. Matsushima, T. Azuma, K. Irikura, and S. Kitagawa: Scaling relations of source parameters of earthquakes occurring on inland crustal mega-fault systems, Pure Appl. Geophys., 172, 2015, pp.1371-1381.
5) 地震調査研究推進本部：震源断層を特定した地震の強震動予測手法（「レシピ」）、http://jishin.go.jp/main/chousa/09_yosokuchizu/g_furoku3.pdf. (2015 年 8 月 25 日参照)、2009 年.
6) 松田時彦：活断層から発生する地震の規模と周期について、地震 2、28、1975 年、pp.269-283.
7) 武村雅之：日本列島およびその周辺地域に起こる浅発地震のマグニチュードと地震モーメントの関係、地震 2、43、1990 年、pp.257-265.
8) 橋本徹夫:地表地震断層長とモーメントマグニチュード、日本地球惑星科学連合 2007 年大会予稿集、2007 年、S 145-013.
9) 武村雅之：日本列島における地殻内地震のスケーリング則—地震断層の影響および地震被害との関連—、地震 2、51、1998 年、pp.211-228.
10) Wells, D.L. and K.J. Coppersmith: New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. Bull. Seism. Soc. Am., 84, 1994, pp.974-1002.
11) Sekiguchi, H., K. Irikura, and T. Iwata: Source inversion for estimating the continuous slip distribution on a fault—introduction of Green's functions convolved with a correction function to give moving dislocation effects in subfaults, Geophys. J. Int., 150, 2002, pp.377-391.
12) Asano, K. and T. Iwata: Characterization of stress drops on asperities estimated from the heterogeneous kinematic slip model for strong motion prediction for inland crustal earthquakes in Japan, Pure Appl. Geophys., 168, 2011, pp.105-116.
13) Suzuki, W., S. Aoi, and H. Sekiguchi: Rupture process of the 2008 Iwate–Miyagi Nairiku, Japan, earthquake derived from near-source strong-motion records, Bull. Seism. Soc. Am., 100, 2010, pp256-266.
14) Asano, K. and T. Iwata: Source-rupture process of the 2007 Noto Hanto, Japan, earthquake estimated by the joint inversion of strong motion and GPS data, Bull. Seism. Soc. Am., 101, 2011, pp.2467-2480.
15) Horikawa, H.: Characterization of the 2007 Noto Hanto, Japan, earthquake, Earth Planets Space, 60, 2008, pp.1017-1022.
16) 引間和人:2011 年 4 月 11 日福島県浜通りの地震(Mj7.0)の震源過程、地震 2、64、2012 年、pp.243-256.
17) Aoi, S., H. Sekiguchi, N. Morikawa, and T. Kunugi: Source process of the 2007 Niigata-ken Chuetsu-oki earthquake derived from near-fault strong motion data, Earth Planets Space, 60, 2008, pp.1-5.
18) 引間和人、纐纈一起：波形記録と測地データを用いた 2007 年新潟県中越沖地震の震源過程解析、日本地球惑星科学連合 2008 年大会予稿集、2008 年、S146-015.

19) Horikawa, H.: The 2007 Chuetsu-oki, Japan, earthquake: rupture over a complicated fault system, 日本地球惑星科学連合 2008 年大会予稿集、2008 年、S142-P002.
20) Miyakoshi, K., S. Kurahashi, K. Irikura, and A. Okazaki: Source modeling of the 2007 Niigata-ken Chuestu-oki earthquake, 7th General Assembly of Asian Seismological Commission and Seismological Society of Japan, 2008, X4-059.
21) 岩田知孝、関口春子：2000 年鳥取県西部地震の震源過程と震源域強震動、第 11 回日本工学シンポジウム、2002 年、pp.125-128.
22) Asano, K. and T. Iwata: Source process and near-source ground motions of the 2005 West Off Fukuoka Prefecture earthquake, Earth Planets Space, 58, 2006, pp.93-98.
23) Asano, K. and T. Iwata: Source rupture process of the 2004 Chuetsu, Mid-Niigata Prefecture, Japan, earthquake inferred from waveform inversion with dense strong-motion data, Bull. Seism. Soc. Am., 99, 2009, pp.123-140.
24) 気象庁：3 月 12 日 長野県北部の地震－近地強震波形による震源過程解析（暫定）－、http://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/sourceprocess/event/201103120359near.pdf (2015年8月25日参照)、2012 年.
25) Hikima, K. and K. Koketsu: Source processes of the foreshock, mainshock and largest aftershock in the 2003 Miyagi-ken Hokubu, Japan, earthquake sequence, Earth Planets Space, 56, 2004, pp.87-93.
26) 宮腰研、PETUHKHIN Anatoly、香川敬生：地殻内地震のやや短周期まで精度のある震源モデルの推定−1997 年 3 月鹿児島県北西部地震と 1997 年山口県北部地震−、日本地震学会講演予稿集 2004 年度秋季大会、2004 年、P065.
27) Horikawa, H.: Earthquake doublet in Kagoshima, Japan: rupture of asperities in a stress shadow, Bull. Seism. Soc. Am., 91, 2001, pp.112-127.
28) 気象庁：3 月 15 日 静岡県東部の地震－近地強震波形による震源過程解析（暫定）－、http://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/sourceprocess/event/20110315near.pdf（2015年8月25日参照）、2012 年.
29) Miyakoshi, K., T. Kagawa, H. Sekiguchi, T. Iwata, and K. Irikura: Source characterization of inland earthquakes in Japan using source inversion results, 12th World Conference on Earthquake Engineering, 2000, 1850(CD-ROM).
30) 染井一寛、宮腰研、入倉孝次郎：2013 年 2 月 25 日栃木県北部の地震の震源モデルと強震動シミュレーション、日本地球惑星科学連合 2014 年大会予稿集、2014 年、SSS23-P19.
31) 気象庁：2013 年 4 月 13 日 淡路島付近の地震－近地強震波形による震源過程解析（暫定）－、http://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/sourceprocess/event/20130413near.pdf（2015年8月25日参照）、2013 年.
32) Irikura, K.: Prediction of strong acceleration motions using empirical Green's function, 7th Jpn. Earthq. Eng. Symp., 1986, pp.151-156.
33) 釜江克宏、入倉孝次郎：1995 年兵庫県南部地震の断層モデルと震源近傍における強震動シミュレーション、日本建築学会構造系論文集、500、1997 年、 pp.29-36.
34) 釜江克宏：2008 年岩手・宮城内陸地震(Mj7.2)の震源のモデル化(暫定版)、http://www.rri.kyoto-u.ac.jp/jishin/iwate_miyagi_1.html (2015 年 8 月 25 日参照)、2008 年.
35) Kurahashi, S., K. Masaki, and K. Irikura: Source model of the 2007 Noto-Hanto earthquake(M_W 6.7) for estimating broad-band strong ground motion, Earth Planets Space, 60, 2008, pp.89-94.
36) Maeda, T., M. Ichiyanagi, H. Takahashi, R. Honda, T. Yamaguchi, M. Kasahara, and T. Sasatani: Source parameters of the 2007 Noto Hanto earthquake sequence derived from strong motion records at temporary and permanent stations, Earth Planets Space, 60, 2008, pp.1011-1016.
37) Yoshimi, M. and K. Yoshida: Site amplification and strong ground motion of the 2007 Noto Hanto, Japan, earthquake estimated from aftershock observation, Earth Planets Space, 60, 2008, pp.161-167.
38) 釜江克宏、池田隆明、三輪滋: 2007 年 3 月 25 日能登半島地震(Mj6.9)の震源のモデル化、http://www.rri.kyoto-u.ac.jp/jishin/eq/notohantou/notohantou.html (2015 年 8 月 25 日参照)、2007 年.
39) 染井一寛、宮腰研、入倉孝次郎：経験的グリーン関数法を用いた 2011 年 4 月 11 日福島県浜通りの地震(M_{JMA}7.0)の震源モデルの構築と強震動シミュレーション、日本地震学会講演予稿集 2011 年度秋季大会、2011 年、P2-29.
40) 倉橋奨、正木和明、宮腰研、入倉孝次郎：経験的グリーン関数法を用いた 2007 年新潟県中越沖地震の震源モデルの構築（南東傾斜モデル）、日本地球惑星科学連合 2008 年大会予稿集、2008 年、S146-P017.

41) 山本容維、竹中博士： 経験的グリーン関数法を用いた 2007 年新潟県中越沖地震の震源のモデル化、地震 2、62、2009 年、pp.47-59.
42) 池田隆明、釜江克宏、三輪滋、入倉孝次郎：経験的グリーン関数法を用いた 2000 年鳥取県西部地震の震源のモデル化と強震動シミュレーション、日本建築学会構造系論文集、561、 2002 年、pp.37-45.
43) Suzuki, W. and T. Iwata: Source model of the 2005 west off Fukuoka prefecture earthquake estimated from the empirical Green's function simulation of broadband strong motions, Earth Planets Space, 58, 2006, pp.99-104.
44) Kamae, K., T. Ikeda, and S. Miwa: Source model composed of asperities for the 2004 Mid Niigata Prefecture, Japan, earthquake (M_{JMA}=6.8) by the forward modeling using the empirical Green's function method, Earth Planets Space, 57, 2005, pp.533-538.
45) Miyake, H., T. Iwata, and K. Irikura: Source characterization for broadband ground-motion simulation: kinematic heterogeneous source model and strong motion generation area, Bull. Seism. Soc. Am., 93, 2003, pp.2531–2545.
46) 染井一寛、宮腰研、釜江克宏：2011 年 3 月 15 日静岡県東部の地震による強震動と経験的グリーン関数法に基づく震源モデルの推定、日本地球惑星科学連合 2012 年大会予稿集、2012 年、SSS26-P27.
47) 染井一寛、宮腰研、入倉孝次郎：2013 年 2 月 25 日栃木県北部の地震の震源モデルと強震動シミュレーション、日本地球惑星科学連合 2014 年大会予稿集、2014 年、SSS23-P19.
48) 倉橋奨私信：2013 年兵庫県淡路島付近で発生した地震(Mj6.3)の経験的グリーン関数による震源モデリング、2014 年.
49) Eshelby, J. D.: The determination of the elastic field of an ellipsoidal inclusion, and related problems, Proceedings of the Royal Society, A241, 1957, pp.376-396.
50) Fujii, Y. and M. Matsu'ura: Regional difference in scaling laws for large earthquakes and its tectonic implication, Pure Appl. Geophys., 157, 2000, pp.2283-2302.
51) Madariaga, R.: On the relation between seismic moment and stress drop in the presence of stress and strength heterogeneity, Journal of Geophysical Research, 84, 1979, pp.2243-2250.
52) Kagawa, T., K. Irikura, and P. Somerville: Differences in ground motion and fault rupture process between the surface and buried rupture earthquakes, Earth Planets Space, 56, 2004, pp.3-14.
53) 佐藤良輔：日本の地震断層パラメータ・ハンドブック、鹿島出版会、1989 年、390pp.
54) 沖野範子、隈元崇：楕円断層面を仮定した活断層の長さと地震規模の関係、活断層研究、26、2006 年、pp.29-36.
55) 遠田晋次：内陸地震の長周期評価に関する課題と新たな視点、地質学雑誌、119、2013 年、pp.105-123.
56) 菊池正幸、中村操、山田眞、伏見実、巽誉樹、吉川一光：1948 年福井地震の震源パラメーター1 倍強震計記録の解析ー、地震 2、52、1999 年、pp.121-128.
57) Ichinose, G. A., P. Somerville, and H. K. Thio: Rupture process of the 1948 Fukui earthquake (M7.1) from the joint inversion of seismic waveform and geodetic data, Journal of Geophysical Research, 110, 2005, B05301, doi:10.1029/2004JB003437.
58) Kikuchi, M and K. Sudo: Inversion of teleseismic P waves of Izu-Oshima, Japan earthquake of January 14, 1978, J. Phys. Earth, 32, 1984, pp.161-171.
59) Takeo, M. and N. Mikami: Fault heterogeneity of inland earthquakes in Japan, Bulletin of the Earthquake Research Institute, 65, 1990, pp.541-569.
60) Kikuchi, M., N. Nakamura, and K. Yoshikawa: Source rupture processes of the 1944 Tonankai earthquake and the 1945 Mikawa earthquake derived from low-gain seismograms, Earth Planets Space, 55, 2003, pp.159-172.
61) Kakehi, Y. and T. Iwata: Rupture process of the 1945 Mikawa earthquake as determined form strong motion records, J. Phys. Earth, 40, 1992, pp.635-655.
62) Fukuyama, E., I. Muramatsu, and T. Mikumo: Seismic moment of the 1891 Nobi, Japan, earthquake estimated from historical seismograms, Earth Planets Space, 59, 2007, pp.553-559.
63) Kuriyama, M., S. Sato, and T. Iwata: Examination of source fault model for the Gifu-Ichinomiya fault based on seismic intensity data, Earth Planets Space, 65, 2013, pp.1449-1462.
64) Stirling, M., D. Rhoades, and K. Berryman: Comparison of earthquake scaling relations derived from data of the instrumental and preinstrumental era, Bull. Seism. Soc. Am., 92, 2002, pp.812-830.

（受理： 2015 年 4 月 6 日）
（掲載決定： 2015 年 9 月 26 日）

Re-examination of scaling relationships of source parameters of the inland crustal earthquakes in Japan based on the waveform inversion of strong motion data

MIYAKOSHI Ken[1)], IRIKURA Kojiro[2)] and KAMAE Katsuhiro[3)]

1) Member, Chief researcher, Geo-Research Institute, Dr. Sci.
2) Member, Adjunct professor, Aichi Institute of Technology, Dr. Sci.
3) Member, Professor, Kyoto University Research Reactor Institute, Dr. Eng.

ABSTRACT

Using the waveform inversion results of recent eighteen crustal earthquakes (M_w5.4-6.9) in Japan, which happened after the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake, we extracted the source parameters (entire rupture area (S) and asperity area (Sa)) from the inverted heterogeneous slip distributions following the criterion of Somerville *et al*.(1999). We recognized that the scaling relationship of entire rupture area S versus seismic moment M_0 obtained in this study coincides with that of Somerville *et al*.(1999) for earthquakes with M_w <6.5 and does with that of Irikura and Miyake (2001) for earthquakes with M_w>6.5, respectively. The combined area of asperities over the entire rupture area (Sa/S) is about 0.16 in average for eighteen earthquakes, which is smaller than previous result (0.22) by Somerville *et al*.(1999). We examined the relationship between source fault length L estimated from the waveform inversion results and seismic moment M_0. The scaling relationship of L versus M_0 for earthquakes smaller than M_w6.5 is consistent with that of Takemura (1998), whereas those larger than M_w6.5 is consistent with the scaling relation of HERP (Headquarters for Earthquake Research Promotion). We further re-examined the source fault lengths estimated from the waveform inversion results of damaging earthquakes (M_w>6.5), which happened before the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake. We find that re-examined relationship between source fault length L and seismic moment M_0 for earthquakes with M_w>6.5 before the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake also coincide with that of HERP.

Keywords: Source inversion, Source scaling, Strong motion data, Source fault