



気仙沼沖M6級繰り返しプレート境界地震の震源特性のばらつき評価

浅野公之¹⁾

1) 正会員 京都大学防災研究所, 准教授 博士 (理学)

e-mail : k-asano@egmdpri01.dpri.kyoto-u.ac.jp

要 約

強震動予測において、震源パラメータの不確実性を考慮して予測結果のばらつきを提示することが強く意識されるようになってきた。本研究では、震源特性のばらつきに注目し、気仙沼沖で約15年の平均繰り返し間隔で発生するM6級のプレート境界地震を例に、直近4回の地震の強震動生成域 (SMGA) を推定した。その結果、1973年、1986年、2002年の地震は1つのSMGA、2015年の地震は2つのSMGAで観測強震記録の特徴を説明できた。2015年のSMGA1及び1973年、1986年、2002年のSMGAはほぼ同一の大きさをもつSMGAの活動と考えられ、その応力降下量のばらつきは、最小値に対し約1.6倍の範囲に収まっていた。

キーワード: 繰り返し地震, プレート境界地震, 強震動生成域, 応力降下量

1. はじめに

2011年東北地方太平洋沖地震以降、強震動予測において予測結果のばらつきを提示することが強く意識されるようになってきている¹⁾。本研究では、強震動予測に不確実性を生じさせる要因のうち震源特性に着目する。震源断層を特定した強震動予測^{2), 3)}において、断層面積や強震動生成域 (SMGA) の面積、応力降下量といった震源パラメータは、過去の地震の震源過程解析結果にもとづく経験的なスケーリング則⁴⁾で与えられるが、元データには地震毎に平均値からのずれが存在する。さまざまな震源域で発生した地震の解析結果を集約したスケーリング則には、震源域毎の地震発生環境の違いに起因するものと、同一震源域で繰り返し発生する1つ1つの地震のばらつき、の両方が含まれる。また、多数の中小地震の震源特性を解析した研究は国内外に数多くあり、それら中小地震は地震規模に依存したスケーリング則に従うものの、応力降下量分布として2~3桁のばらつきが提示されている^{5), 6)}。しかしながら、強震動予測の対象となる大地震について、同一震源域で発生する地震間で震源特性がどの程度ばらつくのかは必ずしも明らかになっていない。地震現象に本質的に内在している真のばらつきの分布が明らかになれば、より合理的に震源パラメータの確率分布のようなものを与えることができると期待できる。

このためには、同一震源域で繰り返し発生する地震を解析する必要がある。日本海溝沿いのプレート境界地震を対象としたアスペリティマップの研究^{7), 8)}もそのような先行研究といえる。強震動予測の観点からは、強震動生成域の面積、応力降下量などの震源パラメータを対象に、何が保存され、何がばらつくのかについての知見を蓄積することが特に重要である。東北日本では、強震観測の歴史の中で複数回のプレート境界地震が観測される事例が増えつつある。例えば、瀧口・他⁹⁾は、1982年と2008年の茨城県沖の地震 (ともに M_{JMA} 7.0) を解析し、1982年本震と2008年本震では、初期破壊や顕著な前震の有無、震源 (破壊開始点) 位置など震源過程全体の特徴は異なっていたものの、主破壊に相当する強震動生成域

の面積や位置、破壊の進展方向はほぼ同じで、1982年本震は2008年本震に比べて強震動生成域の応力降下量が1.5倍大きいという結論を得た。

本研究では、東北地方の気仙沼沖のプレート境界で、平均繰り返し間隔約15年で発生するM6クラスの地震を対象とした。2002年と2015年の地震では、国立研究開発法人防災科学技術研究所の強震観測網（K-NET, KiK-net）により多数の強震記録が得られている。半世紀以上の歴史をもつ港湾地域強震観測¹⁰⁾では、1973年以降の4地震の記録が同一地点で得られている。これら4つの地震を対象に、経験的グリーン関数法¹¹⁾を用いた強震波形モデリングを行い、震源特性のばらつきを議論する。

2. 気仙沼沖の繰り返しプレート境界地震

気象庁の地震観測記録をもとに東北日本の繰り返し地震を調査した長谷川・他¹²⁾や高齋・他¹³⁾によれば、気仙沼沖ではマグニチュード6程度のプレート境界地震が繰り返し発生し（表1，図1），その平均繰り返し間隔は15.5年，平均 M_{JMA} は6.3と報告されている。そして，2002年11月3日の地震から約12.5年後の2015年5月13日に M_{JMA} 6.8の地震が発生した。震源情報を表1に整理したとおり，マグニチュードは地震毎に異なり，2015年の地震の規模が過去6回中で最も大きい。国立研究開発法人防災科学技術研究所のF-netモーメントテンソル解による地震モーメントは，2002年の地震が 3.87×10^{18} Nm，2015年の地震が 1.71×10^{19} Nmと推定されており，2015年の地震の地震モーメントは2002年の地震の約4.4倍であった。このことから，各回の地震の震源特性には明らかなばらつきが存在する。

表1 気仙沼沖の繰り返し地震の震源情報（気象庁による）

発震日時 (JST)	緯度 (北緯)	経度 (東経)	深さ (km)	M_{JMA}
1940/11/20 00:01	38°50.35' (1.57')	142°10.93' (3.98')	41	6.6
1954/11/19 05:44	38°54.26' (1.60')	142°06.56' (4.36')	52	6.1
1973/11/19 22:01	38°51.77' (1.29')	142°05.98' (3.25')	46.48 (4.66)	6.3
1986/12/01 05:15	38°52.5' (0.5')	142°00.82' (1.3')	50.8 (2.0)	6.0
2002/11/03 12:37	38°53.79' (0.27')	142°08.32' (0.58')	45.81 (0.93)	6.3
2015/05/13 06:12	38°51.77' (0.25')	142°09.01' (0.56')	46.24 (0.92)	6.8

※緯度，経度及び深さの()内の数値は震源決定の誤差

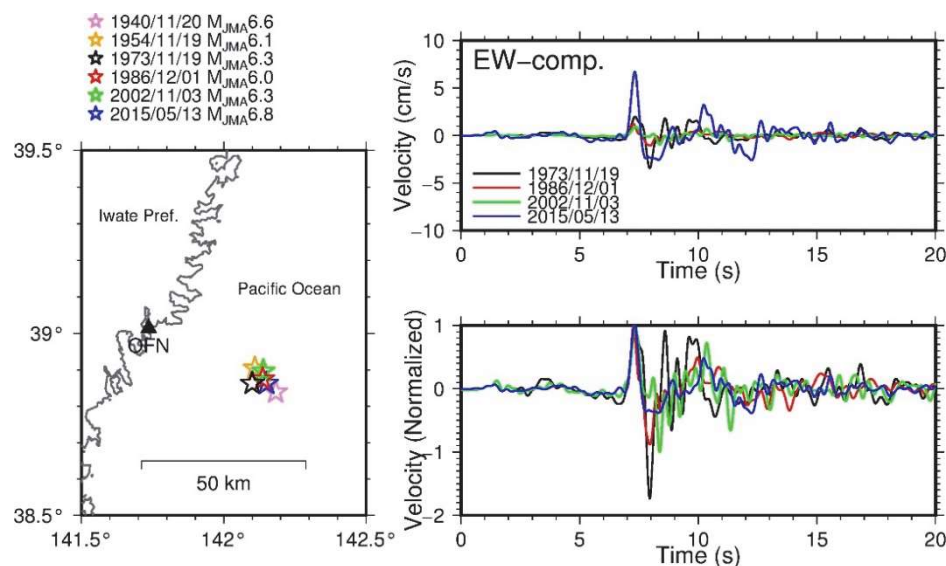


図1 港湾地域強震観測大船渡防地観測点（OFN）での速度波形の比較

岩手県の大船渡港湾口防波堤近傍に設置された大船渡防地観測点（以下、OFN）では、1968年10月からSMAC-B2型強震計による強震観測が継続されている¹⁴⁾。現地の強震計は1997年8月にはERS-G型、2013年にはOmni型に更新されている。同観測点は粘板岩が露頭する場所に設置されている。港湾地域強震観測のWEBサイトでは、強震計機種更新後の観測記録についても、過去の記録と比較等が可能なようにSMAC相当の記録に処理した波形記録が公開されている。図1はOFNにおけるSMACまたはSMAC相当記録の東西成分の速度波形（0.2–2Hz）の比較である。S波部分の波形を比較すると、最大振幅は2015年の地震が最も大きい。1986年と2002年の地震の振幅はほぼ同程度であり、1973年の地震は1982年や2002年の地震よりも大きい。しかし、図1（右下）の最大振幅で正規化した波形を比較すると、およそ0.8秒程度とみられるパルス幅は4つの地震でほぼ同じであることがわかる。主要な強震動生成域の破壊継続時間がほぼ等しいと推測されるため、仮にほぼ等しい面積の強震動生成域が破壊したのであるとすれば、イベント間の応力降下量の違いが反映されていると考えられる。

3. 2002年及び2015年の地震の震源モデルの推定

3.1 2002年の地震の震源モデル

2002年の地震はSuzuki and Iwata¹⁵⁾によって、強震動生成域が求められている。彼らは、K-NET及びKiK-netの4観測点の強震波形（0.4–10 Hz）をターゲットとし、経験的グリーン関数法^{11), 16)}を用いた強震波形モデリングにより強震動生成域を推定した。本研究では改めて、岩手県及び宮城県のK-NET及びKiK-netの13観測点を用いて2002年の地震の強震動生成域を再解析した。経験的グリーン関数には、先行研究と同じく、2002年11月4日4時14分に発生した M_{JMA} 4.8の余震記録を用いた。図2（左）の地図中に示したように、F-netによる本震と余震のモーメントテンソル解は類似している。

まず、13観測点での大地震と小地震のS波部分のスペクトル比を用い、Source Spectral Ratio Fitting法（SSRF法）¹⁶⁾により、波形合成に必要なパラメータ N 及び C を求めた。ここで、 N は大地震（の強震動生成域）と小地震のサイズ比、 C は応力降下量比とする。経験的グリーン関数法^{11), 16)}では、地震の震源パラメータのスケールリング則と ω^2 モデルに基づき、大地震と小地震の断層長さ、ライズタイム、地震モーメントには表2に示す式による関係を仮定し、震源をモデル化する。大地震と小地震のスペクトル比をとる際の減衰特性の補正には $Q(f) = 110 f^{0.69}$ を用いた¹⁷⁾。これにより、 $N = 5$ 、 $C = 2.5$ と決定した。

経験的グリーン関数法による波形合成及び強震動生成域のパラメータ推定手法は既往研究と同様である。強震動生成域は正方形（長さとは幅は等しい）と仮定し、断層面の走向及び傾斜はF-netのモーメントテンソル解を参照し、走向184度及び傾斜15度とした。波線追跡のための一次元速度構造は2011年東北地方太平洋沖地震の解析に用いたものと同じ速度構造¹⁸⁾を用いた。この速度構造での震源域周辺でのS波速

表2 2002年11月3日の地震の強震動生成域のパラメータ

	パラメータ		探索範囲	探索間隔	推定結果
小地震	小地震の断層長さ l		0.3–1.6 km	0.1 km	1.1 km
	小地震のライズタイム τ		0.2–0.5 s	0.02 s	0.38 s
	地震モーメント m_0		F-netのモーメントテンソル解より		1.31×10^{16} Nm
SMGA	走向 / 傾斜 / すべり角		F-netのモーメントテンソル解より		$184^\circ / 15^\circ / 74^\circ$
	N 及び C		スペクトル比からSSRF法で推定		$N = 5$, $C = 2.5$
	長さ L		$L = N \cdot l$		5.5 km
	ライズタイム T		$T = N \cdot \tau$		1.9 s
	破壊伝播速度 V_R		2.4–4.0 km/s	0.2 km/s	3.6 km/s
	SMGA内の 破壊開始点	走向方向	1–5	1	2
		傾斜方向	1–5	1	2
	地震モーメント M_0		$M_0 = CN^3 \cdot m_0$		4.09×10^{18} Nm
	応力降下量 $\Delta\sigma$		円形クラックの式 ¹⁹⁾ により推定		59.9 MPa

度は4.46 km/sである．観測記録に顕著な初期破壊相は見られないことから，強震動生成域の破壊開始点は気象庁による震源位置（図2（左）の緑色★印）に固定した．強震動生成域の長さ，ライズタイム，破壊伝播速度及び強震動生成域内の破壊開始サブ断層番号を未知パラメータとし，水平動2成分の加速度エンベロープと変位波形の残差から，グリッドサーチにより最適解を推定した²⁰．グリッドサーチの探索範囲，探索間隔及び最適解を表2に示した．2002年の地震の強震動生成域は5.5 km×5.5 kmで，北東側から南西の深部（down-dip方向）に向かう破壊伝播様式と推定された．これらは，先行研究¹⁵による結果とほぼ同じであった．図2（左）に震源モデル，図3に観測及び合成波形（加速度，速度，変位の水平動2成分）の比較を示す．1つの強震動生成域を仮定することで各観測点の広帯域強震波形の特徴を良好に再現することができた．

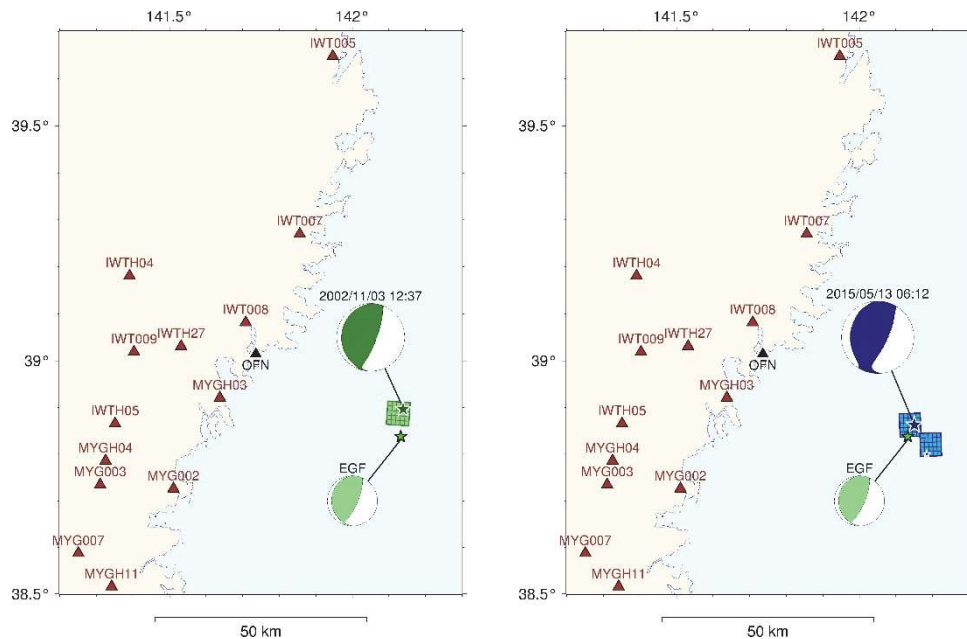


図2 2002年11月3日の地震(左)及び2015年5月13日の地震(右)の震源モデル．緑色★印：2002年の地震の破壊開始点，青色★印：2015年の地震の破壊開始点（大：SMGA1，小：SMGA2），黄緑色★印：EGFとした地震の震央，▲印：強震観測点．個々の地震のモーメントテンソル解はF-netによる（下半球投影）．

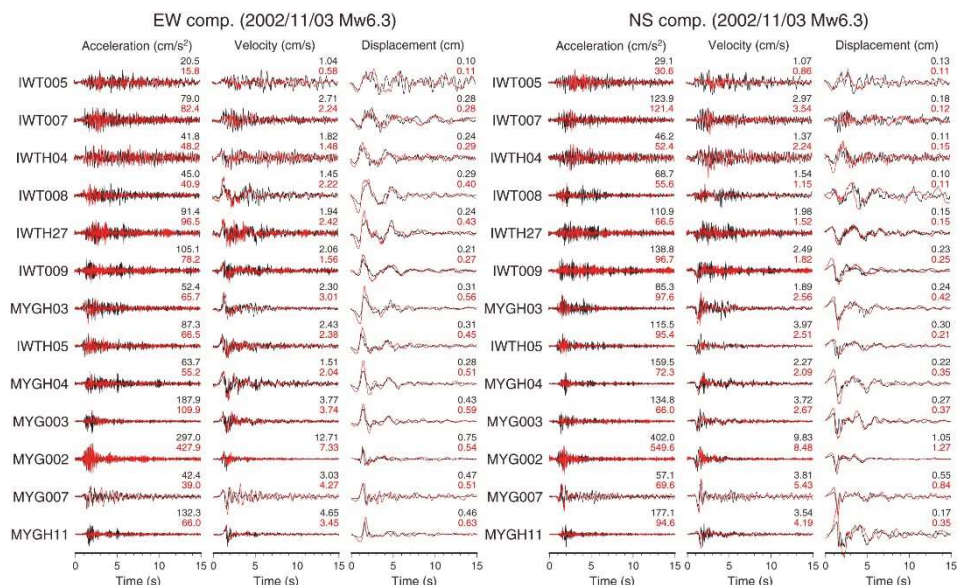


図3 2002年11月3日の地震の観測波形（黒）と合成波形（赤）の比較．各波形の右上の数値は最大振幅．

3.2 2015年の地震の震源モデル

次に、2015年5月13日の地震の震源モデルを推定した。この地震の強震記録には、多くの観測点で2つの明瞭な波群が見られる。このため、2つの強震動生成域からなる震源モデルを仮定した。経験的グリーン関数として用いる小地震記録、観測点及び解析方法は2002年の地震と同じものを用いた。ただし、複数ある強震動生成域の N と C の値については、スペクトル比から一意に定めることができないため、観測波形の特徴を説明するような最適値を決定した。小地震のパラメータ（面積、ライズタイム）は2002年の地震の解析結果と同じとした。このため、未知パラメータは、強震動生成域内の破壊伝播速度、各強震動生成域の C の値及び破壊開始サブ断層、2個目の強震動生成域の空間位置と破壊時刻である。ここでは、2つの強震動生成域は同じ断層面上にあると仮定した。グリッドサーチの探索範囲、探索間隔及び最適解を表3に示した。図2（右）に震源モデル、図4に観測及び合成波形の比較を示す。2つの強震動生成域の応力降下量はともに2002年の強震動生成域の応力降下量よりも約1.4–1.6倍大きく、図1で示したような観測波形の特徴に対応する結果が得られた。また、SMGA1の破壊はdown-dip方向（陸側に向かう向き）であったのに対し、SMGA2の破壊は北東方向（沖合に向かう向き）であり、変位波形に見られる2つのパルスの幅や振幅の違いとも対応した結果が得られている。

久保・他²¹⁾や迫田・他²²⁾は、強震波形記録の低周波数成分を用いた波形インバージョン法により、2015年5月13日の地震の震源過程を推定している。これらの既往研究は、破壊開始点付近と南東やや浅部の2カ所に大きなすべりを推定しており、本研究で2つの強震動生成域が求められたことと共通した特徴を有している。図5に本研究で推定した強震動生成域と久保・他²¹⁾によるすべり分布を同一地図上に重ね描きしたものを示す。久保・他²¹⁾は、K-NET、KiK-net及びF-netの18強震観測点での0.1–1 Hzの速度波形のS波部分を解析し、震源過程を推定した。彼らは観測点毎の一次元速度構造から計算された理論グリーン関数を用いた。2つのSMGAの位置とサイズは、1 Hz以下の波形インバージョンから推定されたすべりの大きな領域と対応している。破壊開始点より南東にある2番目の大きなすべりの破壊時刻は、発震後2.4–4.8 sと推定されており、本研究によるSMGA2の破壊時刻及びライズタイムの推定結果とほぼ一致している。このことから、この地震については、大すべり域（アスペリティ）と強震動生成域は、空間的にも時間的にもお互いに対応していることが確認できた。迫田・他²²⁾は、2002年の地震も同様のデータ、手法で解析し、2015年の地震の破壊開始点付近のすべり域での震源時間関数は、2002年の地震の震源時間関数と類似しており、両者で地震規模は異なるものの、破壊の初期段階では類似した破壊過程が進行していたと指摘している。また、震源断層のすべり量と強震動生成域の時空間的な対応は2005年宮城県沖地震（ M_{JMA} 7.2）でも報告されている²³⁾が、今後もさらなる知見の蓄積が必要である。

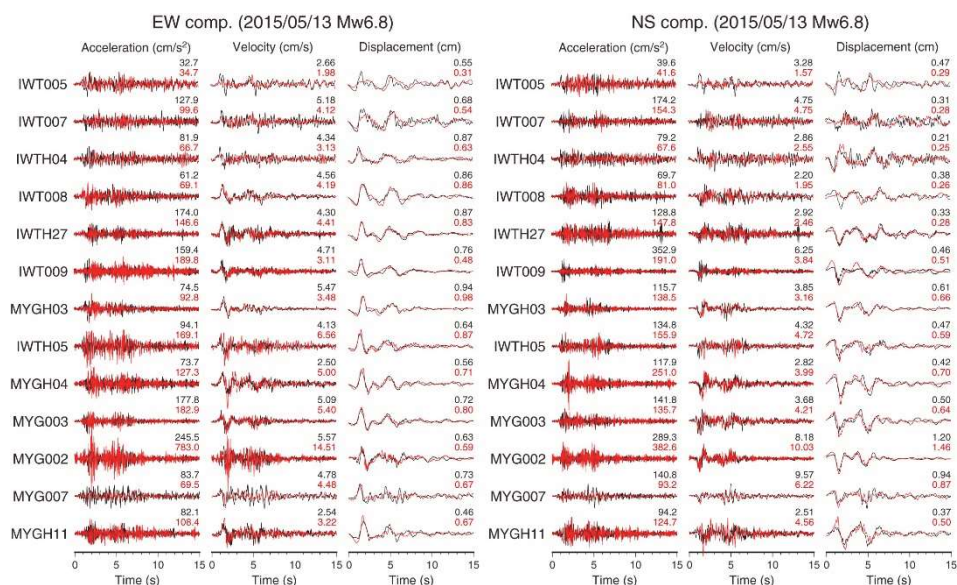


図4 2015年5月13日の地震の観測波形（黒）と合成波形（赤）の比較。各波形の右上の数値は最大振幅。

表3 2015年5月13日の地震の強震動生成域のパラメータ

	パラメータ		探索範囲	探索間隔	推定結果
共通	走向 / 傾斜 / すべり角		F-netのモーメントテンソル解より		178° / 25° / 64°
	SMGA内の破壊伝播速度 V_R		2.4–4.0 km/s	0.2 km/s	3.0 km/s
SMGA1	N		試行錯誤的に設定		5
	C		2.0–4.0	0.1	3.9
	長さ L		$L = N \cdot l$		5.5 km
	ライズタイム T		$T = N \cdot \tau$		1.9 s
	SMGA内の破壊開始点	走向方向	1–5	1	3
		傾斜方向	1–5	1	2
	地震モーメント M_0		$M_0 = CN^3 \cdot m_0$		6.39×10^{18} Nm
SMGA2	応力降下量 $\Delta\sigma$		円形クラックの式 ¹⁹⁾ により推定		93.5 MPa
	破壊開始点からの相対位置	走向方向	4.0–8.0 km	1.0 km	7.0 km
		傾斜方向	-6.0–0.0 km	1.0 km	-3.0 km
	相対的な破壊時刻		2.0–3.0 s	0.1 s	2.2 s
	N		試行錯誤的に設定		5
	C		2.0–4.0	0.1	3.4
	長さ L		$L = N \cdot l$		5.5 km
	ライズタイム T		$T = N \cdot \tau$		1.9 s
	SMGA内の破壊開始点	走向方向	1–5	1	5
		傾斜方向	1–5	1	4
	地震モーメント M_0		$M_0 = CN^3 \cdot m_0$		5.57×10^{18} Nm
	応力降下量 $\Delta\sigma$		円形クラックの式 ¹⁹⁾ により推定		81.5 MPa

Slip Model by Kubo et al. (2015)

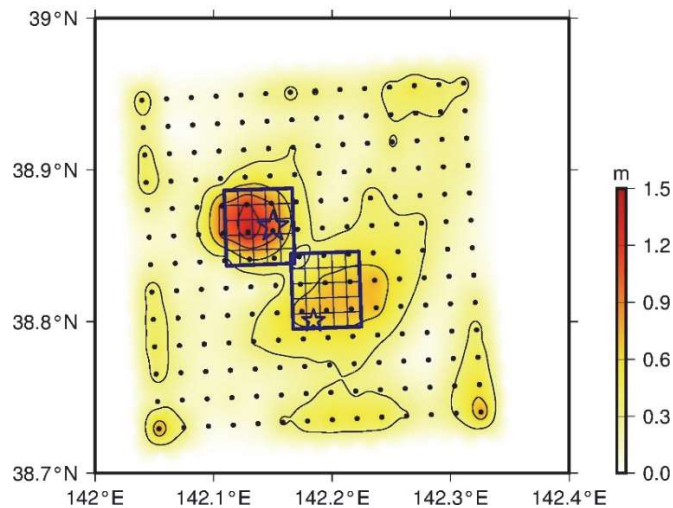


図5 2015年5月13日の地震の強震動生成域と久保・他²¹⁾によるすべり分布との比較. 大きい星印は破壊開始点（気象庁震源），小さい星印はSMGA2の破壊開始点.

4. 大船渡防地観測点での強震波形モデリング

4.1 2002年及び2015年の地震

前節で推定した2002年及び2015年の地震の震源モデルを用い、大船渡防地観測点（OFN）における強震波形をシミュレーションした。ただし、OFNでは2002年11月4日の小地震記録が得られていないため、大船渡港に近いK-NET IWT008（大船渡）での小地震記録を経験的グリーン関数として用いた。両観測点の地表地質²⁴⁾は、OFNは下部白亜系大船渡層群、IWT008は上部ペルム系登米層のいずれも粘板岩であり、両地点とも露頭岩盤に近い観測点とみなすことができる。また、野津・若井²⁵⁾は、OFN及びIWT008における経験的サイト増幅特性及び微動H/Vスペクトル比をそれぞれ比較し、両地点のスペクトルは明瞭なピークを有さず、ともに岩盤としての特徴を有する観測点であると述べている。以上の理由により、両地点のサイト増幅特性の違いは小さいと判断し、震源距離の違いのみを補正することで、IWT008の小地震記録をOFNにて利用することにした。

図6にOFNにおける観測波形と合成波形（加速度、速度、変位の水平動2成分）の比較を示した。図中の02OFNが2002年の地震、15OFNが2015年の地震を表す。ただし、観測記録はSMAC相当記録、小地震記録はSMACの計器特性をたみ込んだ波形を使用し、帯域通過フィルターの周波数帯は0.4–4 Hzである。両地震とも、観測記録に見られるS波主要動パルス部分の特徴及び継続時間を良好に再現している。

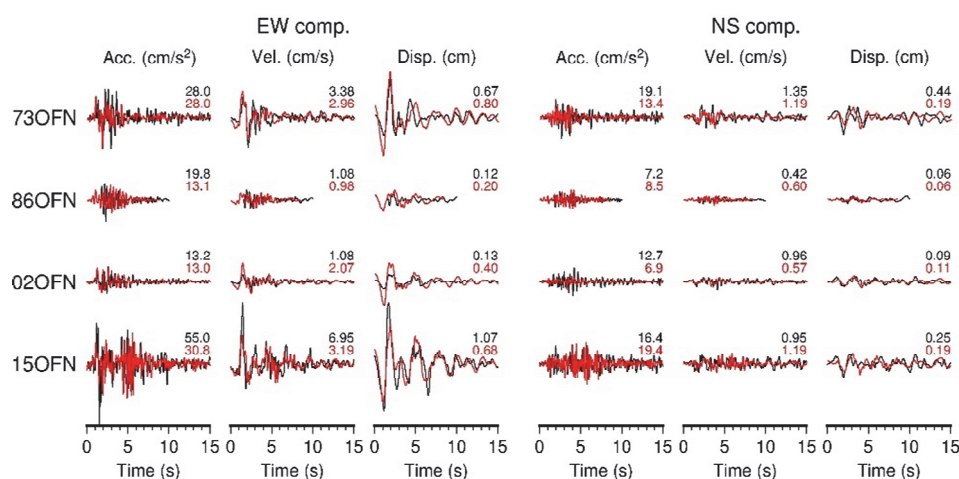


図6 大船渡防地観測点（OFN）での観測波形（黒）と合成波形（赤）の比較。各波形の右上の数値は最大振幅。

4.2 1973年及び1986年の地震

1973年及び1986年の地震については、OFNの水平2成分の記録をターゲットとし、波形モデリングにより強震動生成域のパラメータを推定した。2015年の地震の解析と同様、経験的グリーン関数として用いる小地震記録は2002年の地震と同じものを用い、小地震のパラメータ（面積、ライズタイム）は2002年の地震の解析結果と同じと仮定した。各地震の強震動生成域のCの値及び破壊開始サブ断層、破壊伝播速度を未知変数としてグリッドサーチにより推定した。推定結果を表4に、観測波形と合成波形の比較を図6に示す。1973年の地震の強震動生成域の破壊進展方向は主としてdown-dip方向と推定され、2002年の地震及び2015年の地震のSMGA1と類似した破壊進展方向及び破壊伝播速度であった。それに対し、1986年の地震ではup-dip方向への破壊伝播が最適解として得られ、そのときの破壊伝播速度は3.8 km/sと他の3地震に比べて大きかった。大船渡防地観測点からみるとバックワード方向の破壊進展となるため、破壊伝播速度が速いことで、結果として速度や変位波形に見られるパルス幅が他の地震と同程度になっていると考えられる。破壊伝播速度を3.0 km/sとしたときの最適解は、down-dip方向の解（破壊開始点の番号が（4, 1））が得られたが、評価関数の残差は表4の最適解よりもやや大きい。この解析では、1地点での記録のみを用いて解析しているため、2002年及び2015年の地震の解析に比べると信頼性は劣っている可

能性もあり，詳しい破壊進展方向に関する議論は難しいものの，応力降下量等は波形の単純比較（図1）と整合した結果が得られており，妥当な結果が得られたと考えている．

表4 1986年12月1日の地震及び1973年11月19日の地震の強震動生成域のパラメータ

	パラメータ		探索範囲	探索間隔	推定結果
1986年の地震のSMGA	走向 / 傾斜 / すべり角		GCMTのモーメントテンソル解より ²⁶⁾		187° / 23° / 75°
	N		試行錯誤的に設定		5
	C		2.0-5.0	0.1	2.4
	長さ L		$L = N \cdot l$		5.5 km
	ライズタイム T		$T = N \cdot \tau$		1.9 s
	破壊伝播速度 V_R		2.4-4.0 km/s	0.2 km/s	3.8 km/s
	SMGA内の破壊開始点	走向方向	1-5	1	3
		傾斜方向	1-5	1	5
	地震モーメント M_0		$M_0 = CN^3 \cdot m_0$		3.93×10^{18} Nm
	応力降下量 $\Delta\sigma$		円形クラックの式 ¹⁹⁾ により推定		57.5 MPa
1973年の地震のSMGA	走向 / 傾斜 / すべり角		Kao and Chen (1996) ²⁷⁾ より		174° / 23° / 62°
	N		試行錯誤的に設定		5
	C		2.0-5.0	0.1	3.7
	長さ L		$L = N \cdot l$		5.5 km
	ライズタイム T		$T = N \cdot \tau$		1.9 s
	破壊伝播速度 V_R		2.4-4.0 km/s	0.2 km/s	3.0 km/s
	SMGA内の破壊開始点	走向方向	1-5	1	4
		傾斜方向	1-5	1	2
	地震モーメント M_0		$M_0 = CN^3 \cdot m_0$		6.06×10^{18} Nm
	応力降下量 $\Delta\sigma$		円形クラックの式 ¹⁹⁾ により推定		88.7 MPa

5. 議論

本研究で解析した4地震の強震動生成域を図7の地図上にプロットした．これら4地震（2015年についてはSMGA1）の強震動生成域は空間的に重なり合っている．同図中には気象庁一元化震源カタログに示されている震源位置の水平誤差も図示している．この図から明らかなように，震源決定に用いられている地震観測点の分布が南北に長い東北地方の陸域に偏っているため，緯度方向に比べ経度方向の推定誤差が大きい傾向にある．特に1973年以前の古い地震では，経度方向の震源決定誤差が約6-8 kmある．本研究の解析では，破壊開始点は気象庁の震源位置に固定しているため，震源決定の水平誤差の程度も考慮すると，1973年，1986年，2002年の地震の強震動生成域は，2015年の地震のSMGA1と同じ強震動生成域が繰り返し活動した可能性が高いと考えることができる．強震動生成域がプレート境界面の不均質性によって規定されているのであれば，短期間のうちには空間的に大きく変化しないと考え得るが，経度方向の震源決定誤差の見積もり及び今回の解析結果からは，直近4回のうちには重なっていないものが存在する可能性も完全に排除されているわけではない．ただし，2011年東北地方太平洋沖地震後に，本研究で対象とした地震群の西隣（北緯38°52′，東経138°5′付近）で短期間に3回発生した余震と約15年間隔の繰り返し地震では，気象庁の震度観測点での観測強震波形の形状が異なっている（つまり，震源過程およびGreen関数が異なる）ことが報告されている^{13)及び22)}ことから，震源位置及び震源過程の違いと観測強震波形形状の関連性は高いといえる．強震動生成域がどのような物理的及び地質的条件によって生じるかということが現時点で解明されてはいないことから，強震動生成域が保存されると考えるかどうかは

研究者の地震観に依存する．完全には重なっていないものであった場合でも，同一震源域で繰り返し発生しているプレート境界地震の震源特性のばらつきを議論するという本論文の主旨及び地震工学的意義は変わらない．

直近4回の地震のうちで，強震動生成域の応力降下量は57.5 MPaから93.5 MPaの範囲の値が推定され，応力降下量の最小値と最大値の比として1.6倍の違いが得られた．これは，茨城県沖における先行研究⁹⁾で得られた1.5倍という結果とも近い．つまり，東北日本の2つの震源域での検討結果からは，これらの各同一震源域内で発生した地震の強震動生成域の応力降下量には，それぞれ1.5倍から1.6倍の範囲の揺らぎがあったことが明らかとなった．気仙沼沖の4回の地震の5つの強震動生成域の応力降下量の平均値76.2 MPaを基準とした場合には，0.75～1.2倍の範囲であり，いわゆる倍半分よりも小さい結果である．これらの知見は，将来の地震を想定した強震動予測の震源モデル設定において，強震動生成域のパラメータのばらつき（不確実性）を合理的に与えるための有力な知見となり得る．4回の地震の応力降下量（すなわちすべり量）と地震発生間隔の間に明瞭な関係は見られなかった．

なお，Tomita *et al.*²⁸⁾は，2011年東北地方太平洋沖地震以後の太平洋プレートの移動速度を実測した結果，MORVELモデル²⁹⁾の2倍以上である 18.0 ± 4.5 cm/yrであったと報告し，2011年東北地方太平洋沖地震後の粘弾性緩和によって移動速度が加速したと述べている．このような周辺の地震発生環境の変化が，2015年の地震の地震規模及び応力降下量すなわちすべり量が大きめであったこととも関係しているかもしれない．また，1940年の地震を本研究で解析することはできなかったが，図7にプロットされている震央が他の地震に比してやや南東に位置すること，気象庁マグニチュードが6.6と大きめであることから，2015年の地震と同様にSMGA1とSMGA2の2つに関わる地震であった可能性や，直近4回の地震とは異なる震源過程を伴う地震であった可能性などが仮説として考えられるが，推測の域を出ない．

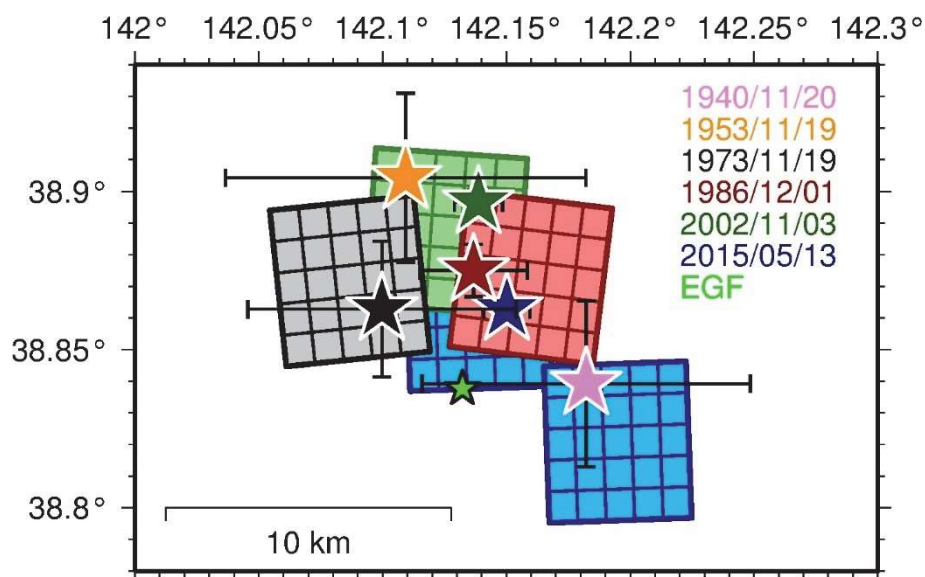


図7 気仙沼沖で繰り返し発生した地震の震源（★）及び強震動生成域

6. 結論

本研究では，気仙沼沖のプレート境界にて，平均繰り返し間隔約15年で発生するM6クラスの地震を対象に，経験的グリーン関数法を用いた強震波形モデリングを行った．2002年の地震は1つの強震動生成域，2015年の地震は2つの強震動生成域を有する震源モデルによって，観測波形の特徴を説明することができた．50年以上にわたり同一地点で観測が行われている大船渡防地観測点の記録を用い，1973年，1986年，2002年及び2015年の地震の強震波形モデリングを行った．これら4回の地震の強震動生成域は，ほぼ

同一の場所に位置するが、その応力降下量には57.5 MPaから93.5 MPaの範囲での違いが見られた。茨城県沖での既往研究も踏まえると、東北日本のプレート境界地震に関しては、同一震源域内での地震の強震動生成域の応力降下量は1.5倍から1.6倍程度の揺らぎ（平均値に対しては±約25%以内の揺らぎ）をもつことわかった。まだまだ限られた数の解析事例であることに留意することはもちろんのことであるが、これらの地域を対象とした強震動予測のための震源モデル設定において、強震動生成域の応力降下量の不確実性（ばらつき）を考慮する必要がある。

本研究で行ったように、同一震源域で複数の繰り返し地震を解析し、震源特性の違いを検討するためには、強震観測が継続して行われることが不可欠である。気仙沼沖では繰り返し間隔が短いために、1996年以降に整備されたK-NETやKiK-netでも多数の観測点で直近2回の地震が観測されている。また、港湾地域強震観測の記録を用いることで、4回の地震を同一の方法で解析することができた。今後も貴重な強震記録が蓄積、公開され、強震動予測や地震ハザード評価の高度化に資する基礎研究が行われていくことが望まれる。

謝 辞

国立研究開発法人海上・港湾・航空技術研究所港湾地域強震観測¹⁰⁾及び国立研究開発法人防災科学技術研究所強震観測網³⁰⁾の強震波形記録を使用しました。震源情報は気象庁・文部科学省が協力して処理した結果、モーメントテンソル解カタログは国立研究開発法人防災科学技術研究所F-net Projectによる広帯域地震波形を用いたメカニズム解析結果及びGlobal CMT Projectを参照しました。2002年の地震の解析に当たっては、鈴木亘博士による発表資料等を参照させていただきました。本研究は科学研究費助成事業若手研究（B）25750146及び基盤研究（B）26282104、公益財団法人京都大学教育研究振興財団による研究活動推進助成、文部科学省による「災害軽減に貢献するための地震火山観測研究計画」の支援を受けました。図の作成にはGeneric Mapping Tools Ver.5.4³¹⁾を使用しました。第15回日本地震工学シンポジウムでの討議は本稿を執筆する上で有益でした。また、2名の匿名査読者による査読により、本稿を改善することができました。以上、記して御礼申し上げます。

参考文献

- 1) Maeda, T., Iwaki, A., Morikawa, N., Aoi, S. and Fujiwara, H.: Seismic-Hazard Analysis of Long-Period Ground Motion of Megathrust Earthquakes in the Nankai Trough Based on 3D Finite-Difference Simulation, *Seismological Research Letters*, Vol.87, No.6, pp.1265–1273, 2016.
- 2) Irikura, K. and Miyake, H.: Recipe for Predicting Strong Ground Motion from Crustal Earthquake Scenarios, *Pure and Applied Geophysics*, Vol.168, No.1–2, pp.85–104, 2011.
- 3) 地震調査研究推進本部地震調査委員会：震源断層を特定した地震の強震動予測手法（「レシピ」）（平成29年4月27日改訂版），2017，https://www.jishin.go.jp/evaluation/strong_motion/（参照2018-06-14）.
- 4) Murotani, S., Miyake, H. and Koketsu, K.: Scaling of characterized slip models for plate-boundary earthquakes, *Earth, Planets and Space*, Vol.60, No.9, pp.987–991, 2008.
- 5) Allmann, B. P. and Shearer, P. M.: Global variations of stress drop for moderate to large earthquakes, *Journal of Geophysical Research*, Vol.114, No.B1, B01310, doi:10.1029/2008JB005821, 2009.
- 6) Somei, K., Asano, K., Iwata, T. and Miyakoshi, K.: Source Scaling of Inland Crustal Earthquake Sequences in Japan Using the S-Wave Coda Spectral Ratio Method, *Pure and Applied Geophysics*, Vol.171, No.10, pp.2747–2766, 2014.
- 7) 永井理子，菊地正幸，山中佳子：三陸沖における再来大地震の震源過程の比較研究—1968年十勝沖地震と1994年三陸はるか沖地震の比較—，*地震第2輯*，Vol.54，No.2，pp.267–280，2001.
- 8) Yamanaka, Y. and Kikuchi, M.: Asperity map along the subduction zone in northeastern Japan inferred from regional seismic data, *Journal of Geophysical Research*, Vol.109, No.B7, B07307, doi:10.1029/2003JB002683, 2004.
- 9) 瀧口正治，浅野公之，岩田知孝：近地強震記録を用いた海溝型繰り返し地震の震源過程の推定と比較—茨城県沖で1982年と2008年に発生したM7の地震を対象として—，*地震第2輯*，Vol.63，No.4，pp.223–242，2011.

- 10) 野津厚, 長坂陽介: 港湾地域強震観測年報 (2015), 港湾空港技術研究所資料, No.1331, 24p., 2017.
- 11) Irikura, K.: Prediction of strong acceleration motions using empirical Green's function, Proceedings of the 7th Japan Earthquake Engineering Symposium, pp.151–156, 1986.
- 12) 長谷川安秀, 橋本徹夫, 草野富二雄, 吉川一光, 大西星司: 東北地方における中規模地震の固有地震的地震活動の検出, 地震第2輯, Vol.58, No.1, pp.67–70, 2005.
- 13) 高齋祥孝, 下川淳, 長谷川安秀, 太田健治, 溜渕功史, 草野富二雄: 東北地方太平洋沖の繰り返し相似地震, 気象研究所技術報告, No.72, pp.85–107, 2014.
- 14) 一井康二, 佐藤幸博, 佐藤陽子, 星野裕子, 井合進: 港湾地域強震観測地点資料 (その6), 港湾技研資料, No.935, 696p., 1999.
- 15) Suzuki, W. and Iwata, T.: Source Model of the 2002 Miyagi-Oki Interplate Earthquake (Mw=6.4) Obtained by Strong Ground Motion Simulation Using Empirical Green's Function Method, Abstracts of American Geophysical Union 2003 Fall Meeting, S52A-0115, 2003.
- 16) Miyake, H., Iwata, T. and Irikura, K.: Source Characterization for Broadband Ground-Motion Simulation: Kinematic Heterogeneous Source Model and Strong Motion Generation Area, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.93, No.6, pp.2531–2545, 2003.
- 17) Satoh, T., Kawase, H. and Sato, T.: Statistical Spectral Model of Earthquakes in the Eastern Tohoku District, Japan, Based on the Surface and Borehole Records Observed in Sendai, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.87, No.2, pp.446–462, 1997.
- 18) Asano, K. and Iwata, T.: Source model for strong ground motion in 0.1–10 Hz during the 2011 Tohoku earthquake, Earth, Planets and Space, Vol.64, No.12, pp.1111–1123, 2012.
- 19) Eshelby, J. D.: The determination of the elastic field of an ellipsoidal inclusion, and related problems, Proceedings of the Royal Society of London, Series A, Vol.241, pp.376–396, 1957.
- 20) 三宅弘恵, 岩田知孝, 入倉孝次郎: 経験的グリーン関数法を用いた1997年3月26日 (M_{JMA}6.5) 及び5月13日 (M_{JMA}6.3) 鹿児島県北西部地震の強震動シミュレーションと震源モデル, 地震第2輯, Vol.51, No.4, pp.431–442, 1999.
- 21) 久保久彦, 木村武志, 鈴木亘, 青井真, 関口春子: 近地強震記録によって推定された2015年5月13日に宮城県沖で発生した地震の震源過程, 地震予知連絡会会報, Vol.94, pp.64–70, 2015.
- 22) 迫田浩司, 田中美穂, 上田満治: 宮城県気仙沼沖繰り返し地震の震源過程—2015年5月13日宮城県沖の地震 (M_j6.8) と過去のM6クラスの繰り返し地震との比較—, 日本地震学会2015年秋季大会予稿集, S08-P07, 2015.
- 23) Suzuki, W. and Iwata, T.: Source model of the 2005 Miyagi-Oki, Japan, earthquake estimated from broadband strong motions, Earth, Planets and Space, Vol.59, No.11, pp.1155–1171, 2007.
- 24) 竹内誠, 鹿野和彦, 御子柴 (氏家) 真澄, 中川充, 駒澤正夫: 20万分の1地質図幅「一関」, 独立行政法人産業技術総合研究所地質調査総合センター, 2005.
- 25) 野津厚, 若井淳: 東日本大震災で被害を受けた港湾におけるサイト特性の調査, 土木学会論文集A 1 (構造・地震工学), Vol.68, No.4, pp. I_169–I_185, 2012.
- 26) Dziewonski, A. M., Ekström, G., Woodhouse, J. H. and Zwart, G.: Centroid-moment tensor solutions for October–December 1986, Physics of Earth and Planetary Interiors, Vol.48, No.1–2, pp.5–17, 1987.
- 27) Kao, H. and Chen, W.-P.: Seismicity in the outer rise-forearc region and configuration of the subducting lithosphere with special reference to the Japan Trench, Journal of Geophysical Research, Vol.101, No.B12, pp.27811–27831, 1996.
- 28) Tomita, F., Kido, M., Osada, Y., Hino, R., Ohta, Y. and Iinuma, T.: First measurement of the displacement rate of the Pacific Plate near the Japan Trench after the 2011 Tohoku-Oki earthquake using GPS/acoustic technique, Geophysical Research Letters, Vol.42, No.20, pp.8391–8397, 2015.
- 29) DeMets, C., Gordon, R. G. and Argus, D. F.: Geologically current plate motions, Geophysical Journal International, Vol.181, No.1, pp.1–80, 2010.
- 30) National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience: NIED K-NET, KiK-net, National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, doi:10.17598/NIED.0004, 2019.

- 31) Wessel, P., Smith, W.H.F., Scharroo, R., Luis, J., and Wobbe, F.: Generic Mapping Tools: Improved version released, Eos, Transactions, American Geophysical Union, Vol.94, No.45, pp.409–410, 2013.

(受理：2019年2月26日)

(掲載決定：2019年6月12日)

Variation in Source Characteristics of Repeating M6-class Plate-boundary Earthquakes Off Kesennuma, Northeast Japan

ASANO Kimiyuki ¹⁾

1) Member, Associate Professor, Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, Dr. Sci.

ABSTRACT

Nowadays, scenario-based strong motion prediction is strongly required quantitatively to show its variation or uncertainty. We focus on the variation or uncertainty of source parameters such as area and stress drop of strong motion generation area (SMGA). Repeating M6-class plate-boundary earthquakes occurring off Kesennuma, northeast Japan, were analyzed. The latest event on May 13, 2015 (M6.8) has 2 SMGAs, and each event in 1973, 1986 and 2002 has one SMGA. SMGA1 of the 2015 event and SMGAs of the 1973, 1986, and 2002 events are close to each other in space, and their spatial extent was almost same. The variation in the estimated stress drop of SMGA is approximately less than 1.6 times of the smallest event.

Keywords: Repeating earthquake, Plate-boundary earthquake, Strong motion generation area, Stress drop