



海溝型巨大地震における強震動パルスの生成とその生成域のスケーリング

野津厚¹⁾、山田雅行²⁾、長尾毅³⁾、入倉孝次郎⁴⁾

- 1) 正会員 (独) 港湾空港技術研究所、チームリーダー 工博
e-mail : nozu@pari.go.jp
- 2) (株) ニュージェック、チームマネージャー 工博
e-mail : yamadams@newjec.co.jp
- 3) 国土技術政策総合研究所、港湾研究部長 工博
e-mail : nagao-t92y2@ysk.nilim.go.jp
- 4) 正会員 愛知工業大学、客員教授 理博
e-mail : irikura@geor.or.jp

要約

2011年東北地方太平洋沖地震の際、震源断層に比較的近い宮城県から茨城県にかけての多くの地点で観測された0.2-1Hzの帯域の速度波形は明瞭なパルスによって特徴付けられている。これらの強震動パルスは、構造物に対して影響を及ぼしやすい周波数帯域に現れているという点で、内陸地殻内地震による強震動パルスと共通の特徴を有していると言える。海溝型巨大地震がもたらす強震動パルスも構造物に大きな影響を及ぼす可能性があり、今後、海溝型巨大地震に対する強震動予測、特に耐震設計を目的とする強震動予測を行う場合には、強震動パルスの生成を意識した震源のモデル化を行うことが重要と考えられる。本稿においては、まず、海溝型巨大地震による強震動パルスの生成事例を示す。次に、それらの再現を目的として構築された既往の震源モデルを整理し、強震動パルスを生じたと考えられる領域(強震動パルス生成域)の諸特性と地震規模との関係を調べる。

キーワード: 2011年東北地方太平洋沖地震、海溝型地震、強震動パルス、スケーリング

1. はじめに

2011年東北地方太平洋沖地震(M_w 9.0)は、今日のような密な強震観測網¹⁾²⁾が構築されて以来、初めて発生したM9クラスの巨大地震である。この地震の発生により我々はM9クラスの巨大地震による強震動の実態を初めて知ることになったと言える。今後、他の地域を対象として、同程度の規模の地震を想定した強震動評価を行う機会が増えるものと考えられるが、その際の震源のモデル化においては、東北地方太平洋沖地震の強震記録から得られる知見を反映させることが極めて重要と考えられる。その際、強震動予測の目的が耐震設計である場合には、対象とする構造物に影響を及ぼしやすい周波数帯域に着目することが重要であると考えられる。

港湾の分野では、岸壁に対して最も影響を及ぼしやすい周波数帯域は0.3-1Hzであることが指摘されている³⁾。建築の分野では、周期1.2-1.5秒(周波数0.67-0.83Hz)の弾性加速度応答スペクトルが建物被害率と良く対応することが境・他⁴⁾により指摘されている(対象は低層住宅および中低層RC建物)。これらに加え、多くの高層建物の固有周波数が0.2-1Hzの範囲に存在することを考えると、0.2-1Hzの周波数帯域

は、工学上極めて重要性の高い周波数帯域であると言える⁹⁾。従って、本研究では主にこの周波数帯域における強震動の特性に着目した検討を行う。この帯域ではカバーできないような工学上重要な施設も存在するが、本研究の主眼は上記の帯域にある。

さて、東北地方太平洋沖地震の際、震源断層⁹⁾に比較的近い宮城県から茨城県にかけての比較的堅固なサイトで観測された0.2-1Hzの帯域の速度波形は、2. で述べるように、明瞭なパルスによって特徴付けられている。これらのパルスの重要な点は、工学上重要な周波数帯域に現れているという点である。0.2-1Hzの周波数帯域に現れるパルスを本稿では強震動パルスと呼ぶ。

過去において、1995年兵庫県南部地震⁷⁾や1994年ノースリッジ地震⁹⁾のような内陸地殻内地震の際、震源近傍で生じた強震動パルスが大被害をもたらしたことは広く知られている。そのため、現在、内陸地殻内地震を対象とした強震動予測においては、強震動パルスの生成に対する注意が十分に払われていると考えられる。それに対して、海溝型巨大地震がもたらす強震動パルスの重要性については、これまで十分に認識されているとは言えず、海溝型巨大地震を対象とした強震動予測においては、強震動パルスの生成を意識した震源のモデル化が行われているとは言えない(3.1参照)。しかしながら、上述の通り、現実には海溝型巨大地震が強震動パルスを生成しており、その周期特性が、内陸地殻内地震がもたらす強震動パルスと大きくは異なることから、海溝型巨大地震がもたらす強震動パルスも、その振幅が大きければ、構造物に大きな影響を及ぼす可能性がある。さらに、2. で述べるように、海溝型巨大地震による強震動パルスの生成は、東北地方太平洋沖地震だけに見られる現象ではない。今後、海溝型巨大地震に対する強震動予測、特に耐震設計を目的とする強震動予測を行う場合には、強震動パルスの生成を意識した震源のモデル化を行うことが極めて重要と考えられる。

そこで、本研究においては、まず、海溝型巨大地震による強震動パルスの生成事例を示す。次に、海溝型巨大地震による強震動パルスの再現を目的として構築された既往の震源モデルを整理する。最後に、断層面上で強震動パルスを生成したと考えられる領域(強震動パルス生成域と呼ぶ)の諸特性と地震規模との関係について検討する。

2. 海溝型巨大地震における強震動パルスの例

本章においては、海溝型巨大地震による強震動パルスの生成事例を示す。最初に東北地方太平洋沖地震の例を示し、次に、密な強震観測網¹²⁾によって初めて観測された海溝型巨大地震である2003年十勝沖地震($M_w7.9$)の例を示す。最後に、巨大地震と呼ぶにはやや規模が小さいが貴重な強震記録¹⁰⁾が得られている1978年宮城県沖地震($M_w7.6$)の例を示す。

2.1 2011年東北地方太平洋沖地震

図1の黒線は、東北地方太平洋沖地震の際、宮城県から茨城県にかけての5つの観測点(MYGH12、仙台-G、FKS031、FKS011、IBR007)で観測された0.2-1Hzの帯域の速度波形を示したものである。ここに仙台-Gは港湾地域強震観測¹¹⁾の観測点である。また、KiK-net²⁾の観測点(MYGH12)では地表と地中の記録が利用可能であるが、ここでは地表の記録を示している。これらの図からわかるように、これらの観測点における0.2-1Hzの帯域の速度波形は、1つまたは複数の明瞭なパルスによって特徴付けられている。

比較のため、図2には、内陸地殻内地震によって生成された強震動パルスの事例を示す。図2(上)は1995年兵庫県南部地震の際、鷹取で観測された強震動パルス、図2(下)は1994年ノースリッジ地震の際、Sylmar County Hospitalで観測された強震動パルスである。これらはいずれも大きな被害に結びついたものとして知られている。図1と図2の比較からわかるように、パルスの形状や周期特性という点で、東北地方太平洋沖地震の際に観測された強震動パルスは、内陸地殻内地震による強震動パルスとの類似性が見られる。

文献12)では、東北地方太平洋沖地震の断層面上で強震動パルスを生成したと考えられる9つの領域が推定されている(図3)。これを本稿では後述のように強震動パルス生成域(SPGA)と呼ぶ。このうち、宮城県沖、福島県沖、茨城県沖を代表する強震動生成域としてSPGA4、SPGA7、SPGA8を取り上げ、それらに起因する強震動パルスが伝播する様子を示したものが図4~図8である。なお、宮城県沖の4つの

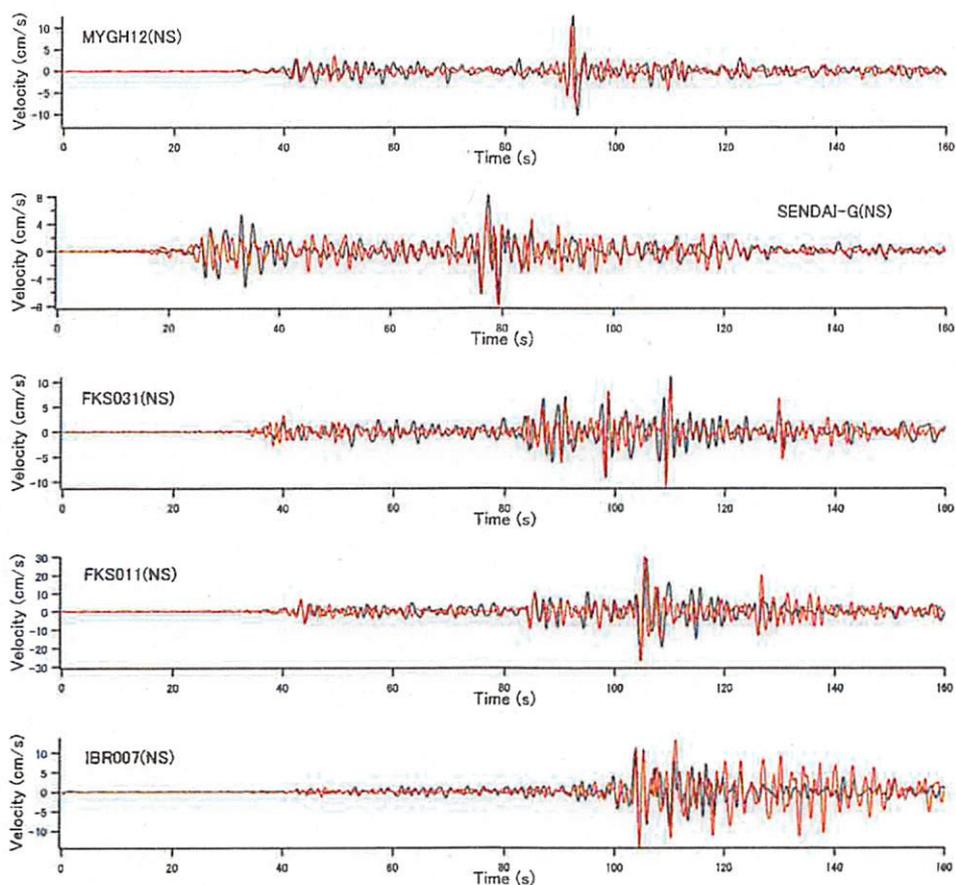


図1 黒線は東北地方太平洋沖地震の際に観測された強震動パルスの例. 赤線はSPGAモデルによるパルスの再現結果 (3. 参照). いずれも0.2-1Hzの帯域の速度波形.

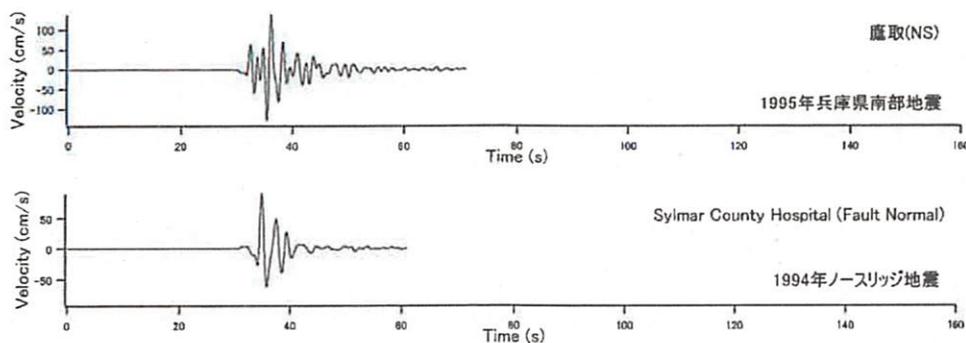


図2 比較のために示す内陸地殻内地震による強震動パルスの例 (0.2-1Hzの帯域の速度波形)

SPGAのうちSPGA4を取り上げたのは、その影響が時刻歴波形上で最も識別しやすいためである。SPGA7、SPGA8についても同様の考え方で選定した。

まず、宮城県沖のSPGA4 (図4) からの強震動パルスの伝播の様子を示したものが図5である。図5の上段では、震央での破壊開始時刻の95秒後から104秒後にかけて、MYG011、MYG008、MYGH12、MYG001の順に、南から北に、強震動パルスが到来している様子を見てとることができる。図5の下段では、震央での破壊開始時刻の95秒後から108秒後にかけて、MYG011、MYG012、MYG013の順に、東から西に、強震動パルスが到来している様子を見てとることができる。特にMYG013ではサイト増幅特性が大きいこともあり¹³⁾大振幅のパルスとなっている。これらの図から、強震動パルスが震源に起源を有するもの

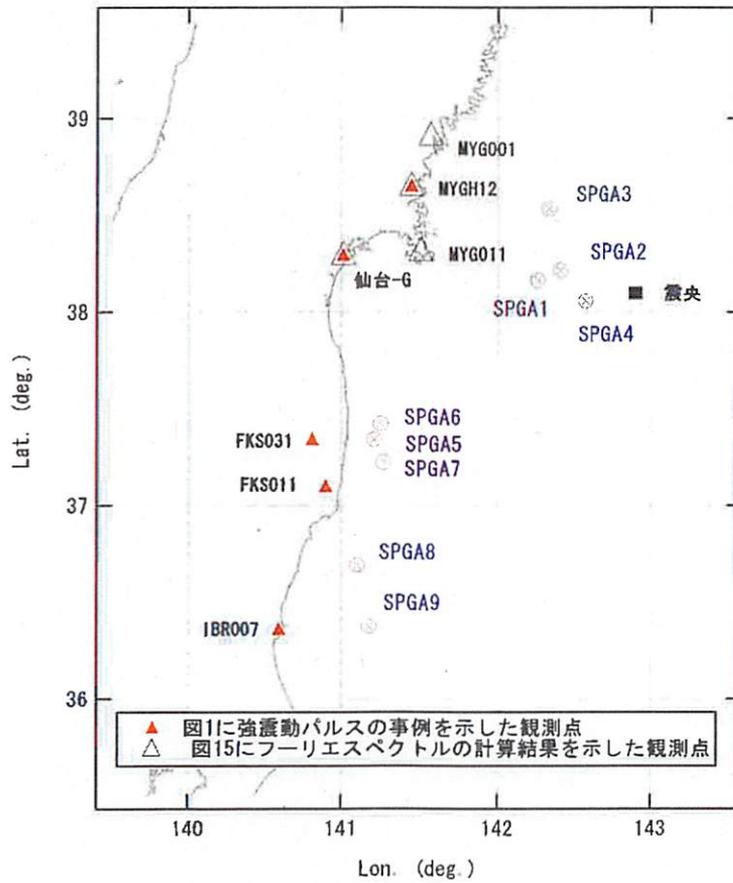


図3 2011年東北地方太平洋沖地震を対象として、強震動パルスの再現を目的として作成された震源モデル¹²⁾と図1に強震動パルスの事例を示した観測点および図15にフーリエスペクトルの計算結果を示した観測点

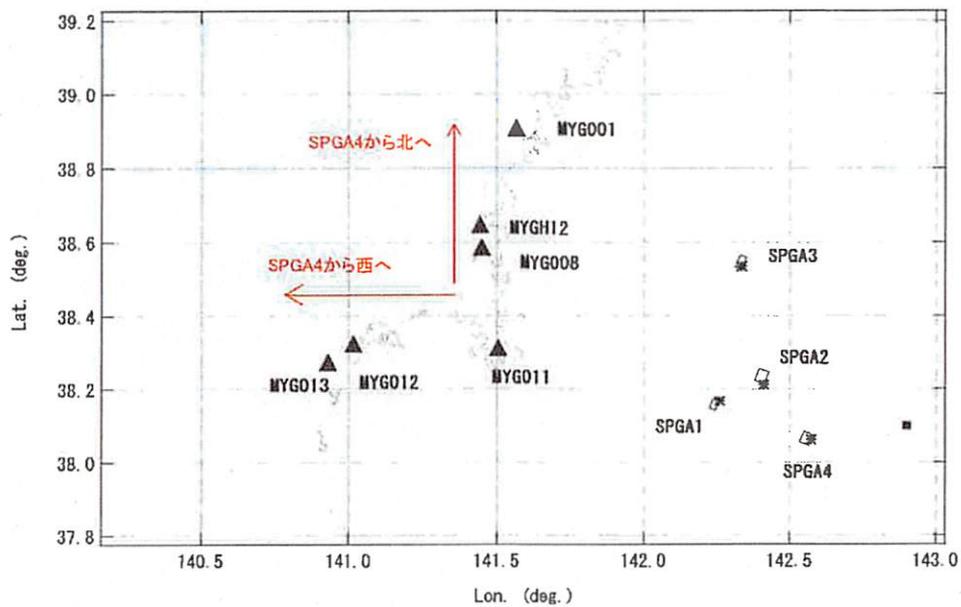


図4 宮城県沖の4つのSPGAの位置 (*は破壊開始点) および強震動パルスの伝播の様子を示す観測点

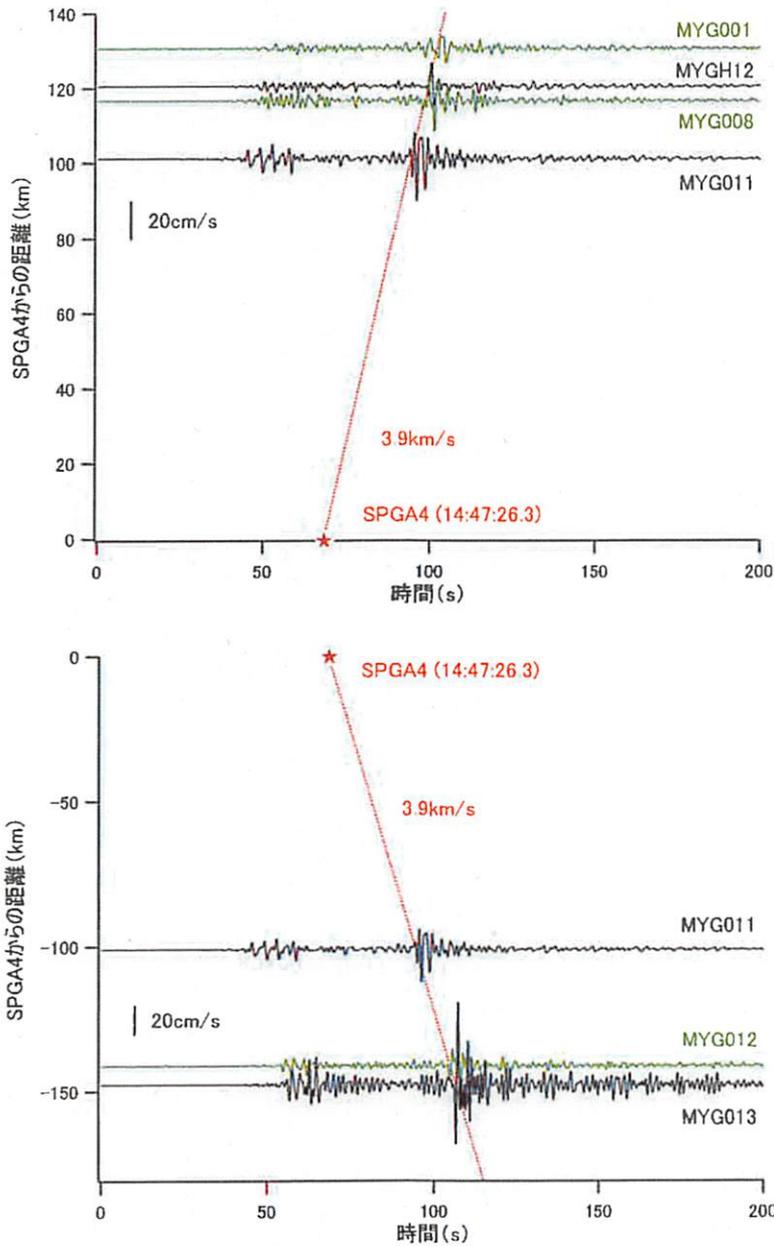


図5 SPGA4からの強震動パルスの伝播の様子。上はMYG011から北へ、下はMYG011から西へ、強震動パルスが伝播する様子をそれぞれ示している。図の縦軸はSPGA4の破壊開始点から観測点までの直線距離、図の横軸は震央での破壊開始時刻を原点としている。波形は0.2-1Hzの速度波形であり、原則としてNS成分であるが、NS成分の振幅の小さいMYG011だけはEW成分を示している。赤の点線はS波速度を3.9km/sと仮定した場合のSPGA4からのS波の到来時刻を表す。

であることは明確である。同様に、福島県沖のSPGA7（図6）からの強震動パルスの伝播の様子を示したものが図7である。さらに、茨城県沖のSPGA8（図6）からの強震動パルスの伝播の様子を示したものが図8である。これらの図においても、強震動パルスが震源に起源を有するものであることが確認できる。

2.2 2003年十勝沖地震

2003年十勝沖地震は密な強震観測網¹⁾²⁾によって初めて観測された海溝型巨大地震である。図9は、2003

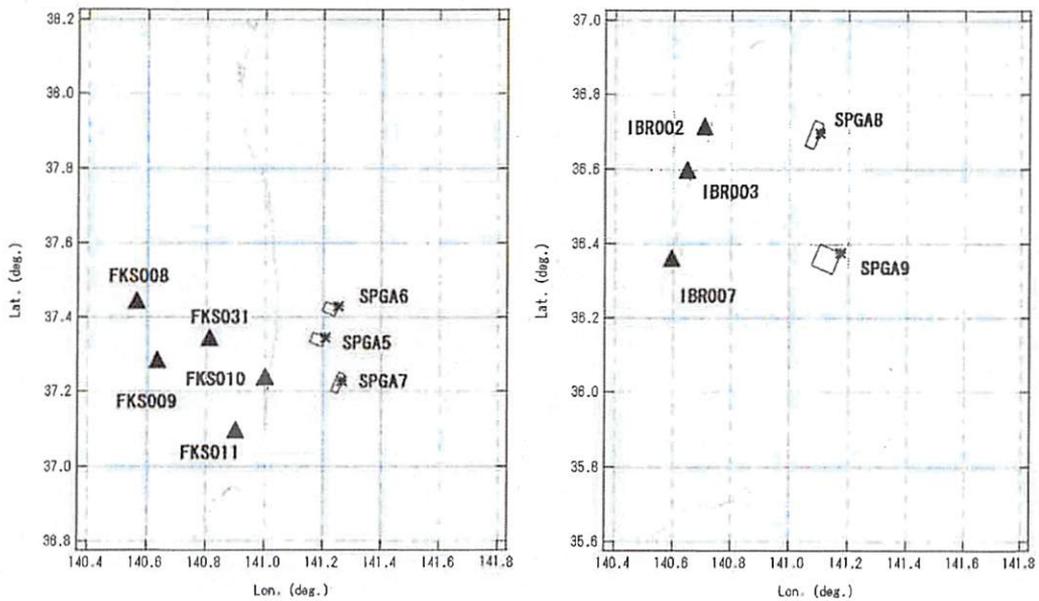


図6 福島県沖および茨城県沖のSPGAの位置（*は破壊開始点）および強震動パルスの伝播の様子を示す観測点

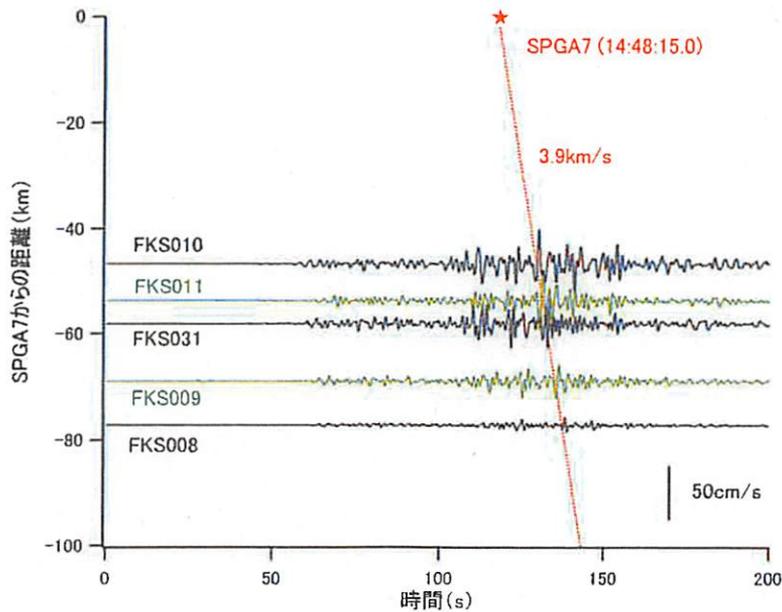


図7 SPGA7からの強震動パルスの伝播の様子。図の縦軸はSPGA7の破壊開始点から観測点までの直線距離、図の横軸は震央での破壊開始時刻を原点としている。波形は0.2-1Hzの速度波形であり、原則としてNS成分であるが、NS成分の振幅の小さいFKS010だけはEW成分を示している。赤の点線はS波速度を3.9km/sと仮定した場合のSPGA7からのS波の到来時刻を表す。

年十勝沖地震の際、十勝支庁の2つの観測点（TKCH07、TKCH02）で観測された0.2-1Hzの帯域の速度波形を示したものである（いずれも地表の記録）。なお、観測点の位置を図10に示す。ここでも、速度波形には明瞭なパルスが認められる。また、パルスの形状や周期特性には、内陸地殻内地震による強震動パルス（図2）との類似性が見られる。

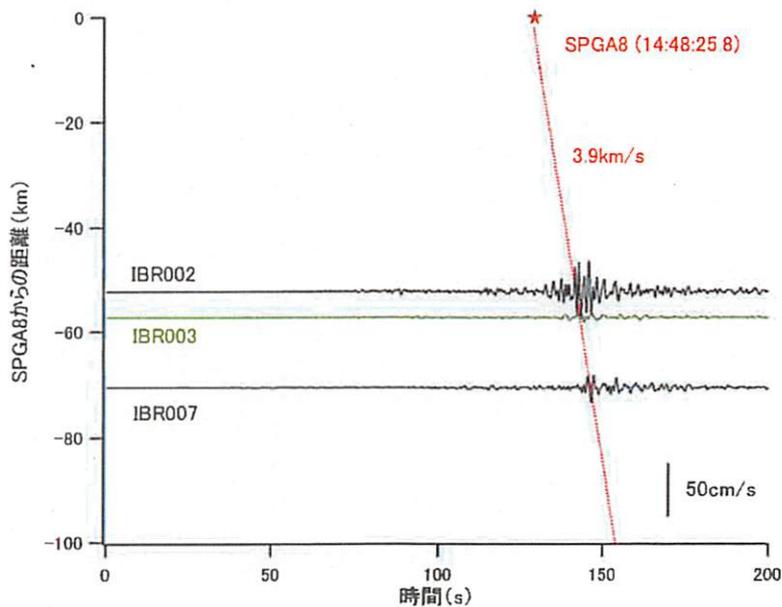


図8 SPGA8からの強震動パルスの伝播の様子。図の縦軸はSPGA8の破壊開始点から観測点までの直線距離、図の横軸は震央での破壊開始時刻を原点としている。波形は0.2-1HzのEW成分の速度波形である。赤の点線はS波速度を3.9km/sと仮定した場合のSPGA8からのS波の到来時刻を表す。

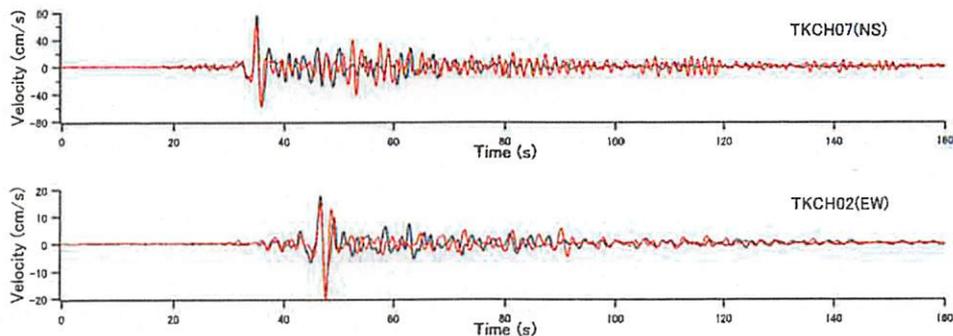


図9 黒線は2003年十勝沖地震の際に観測された強震動パルスの例。赤線はSPGAモデルによるパルスの再現結果 (3. 参照)。いずれも0.2-1Hzの帯域の速度波形。

2.3 1978年宮城県沖地震

1978年宮城県沖地震では、建設省土木研究所（当時）が石巻市の開北橋（地盤）において強震記録を取得している¹⁰⁾。開北橋の位置を図11に示す。図12の黒線は、この記録に対して、0.2-1Hzの帯域の速度波形を示したものである。ここでも、速度波形には明瞭なパルスが認められる。また、パルスの形状や周期特性には、内陸地殻内地震による強震動パルス（図2）との類似性が見られる。

3. 強震動パルスの再現を目的として作成された震源モデル

本章では、海溝型巨大地震による強震動パルスの再現を目的として作成された既存の震源モデルについて整理を行う。

3.1 整理の対象とする震源モデルとサブイベントの呼称

震源のモデル化において、ひとつの理想は、すべての周波数帯域の地震動を精度良く再現できること

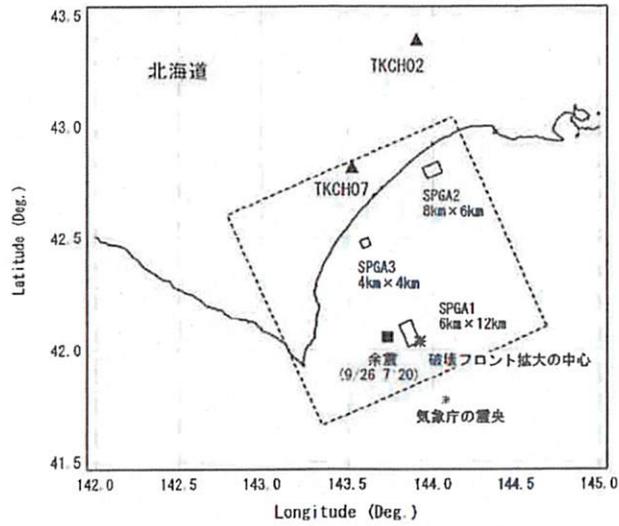


図10 2003年十勝沖地震を対象として、強震動パルスの再現を目的として作成された震源モデル¹⁴⁾と図9に強震動パルスの事例を示した観測点

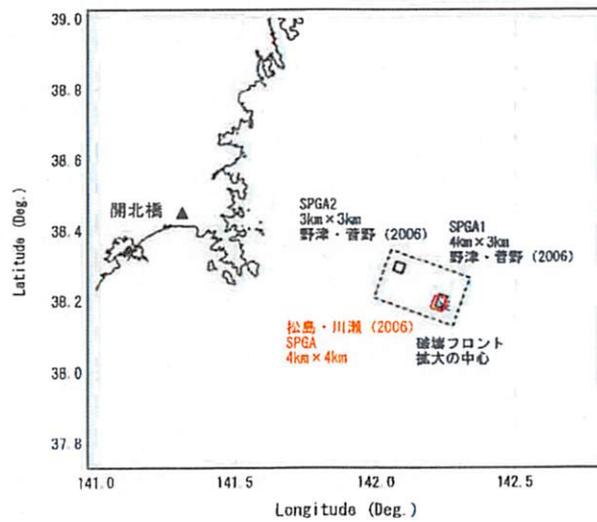


図11 1978年宮城県沖地震を対象として、強震動パルスの再現を目的として作成された震源モデルと開北橋の位置。震源モデルとしては野津他¹⁴⁾のものと松島・川瀬¹⁵⁾のものを表示。

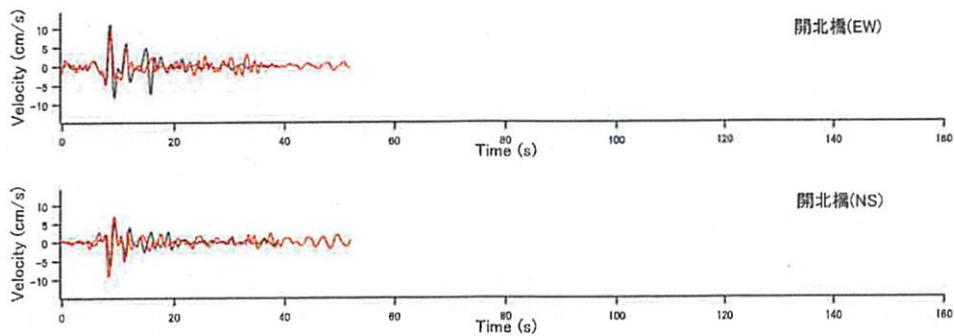


図12 黒線は1978年宮城県沖地震の際に観測された強震動パルスの例。赤線はSPGAモデルによるパルスの再現結果 (3. 参照)。いずれも0.2-1Hzの帯域の速度波形 (横軸は図1、図2等と揃えている)。

である。しかしながら、実際には、広帯域での地震動をまんべんなく再現することを目的として設定された震源モデルが、必ずしも強震動パルスの再現に適していない場合がある。

一例として、内陸地殻内地震の例ではあるが、2005年福岡県西方沖の地震 ($M_w 6.5$) について述べる。震央の南東側に位置するアスペリティに関して、広帯域の地震動（具体的には速度および加速度の包絡形状）の再現を目的としている佐藤・川瀬¹⁶⁾の震源モデルでは長さ10km、幅10km、面積100km²のアスペリティを設定しているのに対し、周期1秒前後の強震動パルスの再現を目的としている川瀬他¹⁷⁾の震源モデルでは長さ4.1km、幅5.1km、面積20.9km²のアスペリティを設定している。同じアスペリティについては他にも解析が行われているが¹⁸⁾、震源の南東延長上で得られたパルス波の時間幅、振幅等について最も精緻に再現しているのは川瀬他の研究であると考えられる。最近、著者らの一人¹⁹⁾も福岡県西方沖の地震の震源モデルについて検討し、川瀬他の選択したサイズと類似のサイズのアスペリティを用いて多くの地点の波形を再現している。

同様のことは、海溝型巨大地震の震源モデルにもあてはまると考えられる。海溝型巨大地震を対象として、これまで、強震動生成域 (SMGA²⁰⁾) を考慮した震源モデルが提案されている。2011年東北地方太平洋沖地震を対象としても、すでにいくつかのSMGAモデルが提案されている⁶⁾²¹⁾²²⁾²³⁾²⁴⁾²⁵⁾。それらの震源モデルにおいては、一辺が数十km程度のSMGAが設定されている。これらのSMGAは、10秒～30秒程度の破壊継続時間を有するので、指向性を考慮したとしても、時間幅2秒程度の強震動パルスを再現するにはサイズが大きすぎる。そこで、強震動パルスを説明するため、SMGA内部によりコンパクトな領域を考える必要があると考えられる。

松島・川瀬¹⁵⁾は、1978年宮城県沖地震を対象とした研究を行い、一辺が4km程度の矩形の破壊領域を用いれば、開北橋等で観測されたパルス状の地震波の振幅と周期を精度よく再現できることを示した上で、この矩形領域が、この規模の地震に対して一般に仮定されるアスペリティ（現在の用語ではSMGA）よりもかなりサイズが小さいことから、この矩形領域はアスペリティそのものではなく、アスペリティ内部の不均質を表現するものであると考え、これをスーパーアスペリティと名付けた。2011年東北地方太平洋沖地震を対象とした文献¹²⁾の研究では、強震動パルスを再現するため、一辺が数km程度の矩形の破壊領域を設定し、それらに対して、松島・川瀬¹⁵⁾に倣い、スーパーアスペリティという名称を割り当てている。

このように、強震動パルスを生成するため、従来のSMGAよりもよりコンパクトな領域を考慮した震源モデルが2005年頃から登場してきている。ここで整理の対象とするのはこれらの震源モデルである。ただし、海溝型巨大地震のみではデータ数が十分でないため、ここでは、上述の1978年宮城県沖地震のように、巨大地震と呼ぶにはやや規模の小さい海溝型地震を含めて検討を行う。表1に、強震動パルスの再現を目的として作成された海溝型巨大地震（および、それよりやや規模の小さい海溝型地震）の震源モデルを示す。

ここで、震源モデルを構成するサブイベントの呼称について、本研究での考え方を説明する。上述のように松島・川瀬¹⁵⁾および野津¹²⁾ではスーパーアスペリティという用語が用いられている。しかしながら、現時点では、「アスペリティ」という用語の用いられ方自体、転換期にある。「アスペリティ」とはもともと、①常時は固着しており、②地震時に大きくすべって、③強い地震波を出す、という3つの条件を満たす断層面上の領域という意味であった。しかしながら、東北地方太平洋沖地震においては、地震時に大きくすべった領域と強震動を生成した領域とが必ずしも一致しないことが明らかとなってきており^{例え6)}、アスペリティという用語は地震時に大きくすべった領域に対して限定的に用いられるようになってきている。そこで、2.で述べたように、本研究では、断層面上で強震動パルスを生成したと考えられる領域を強震動パルス生成域 (Strong-motion Pulse Generation Area, SPGA) と定義する。従って、松島・川瀬¹⁵⁾や野津¹²⁾の研究でスーパーアスペリティと呼ばれていたものを本研究ではSPGAと呼ぶ。また、1968年十勝沖地震、1978年宮城県沖地震、2003年十勝沖地震、2005年宮城県沖の地震を対象とする文献¹⁴⁾および²⁶⁾の研究では、やはり強震動パルスの再現を目的としてサブイベントが設定されている。それらは、文献の中ではアスペリティと呼ばれているが、上記の定義に照らし、本研究の中ではそれらをSPGAと呼ぶ。

東北地方太平洋沖地震に対して推定されているSPGA¹²⁾とSMGA²⁴⁾の位置を比較してみると、図13に示すように、SPGAはSMGAの内部もしくはその近傍に位置している。ここには示していないが、他の地震

表1 強震動パルスの再現を目的として作成された海溝型巨大地震（および、それよりやや規模の小さい海溝型地震）の震源モデル

地震名	M_0^*	M_w	文献 の呼称	文献中で の呼称	本研究で の呼称	ρ kg/m ³	β km/s	V_r km/s	S_{SPGA}^{**}	M_{0SPGA}	A_{SPGA}	E_{SPGA}
	Nm								Nm	Nm/s ²	N ² m ² /s ³	
1968年 十勝沖地震	2.80E+21	8.2	14)	Asperity-1	SPGA1	3.1E+03	3.9	3.0	128	7.20E+19	1.47E+20	1.89E+39
				Asperity-2	SPGA2	3.1E+03	3.9	3.0	64	1.80E+19	7.36E+19	3.35E+38
				Asperity-3	SPGA3	3.1E+03	3.9	3.0	4	2.30E+18	1.50E+20	3.50E+38
1978年 宮城県沖地震	3.10E+20	7.6	15)	SA	SPGA	3.1E+03	3.9	3.0	16	1.20E+19	-	-
				Asperity-1	SPGA1	3.1E+03	3.9	3.0	12	1.20E+19	2.62E+20	1.83E+39
				Asperity-2	SPGA2	3.1E+03	3.9	3.0	9	4.80E+18	1.40E+20	4.51E+38
2003年 十勝沖地震	8.21E+20	7.9	14)	Asperity-1	SPGA1	3.1E+03	3.9	3.0	72	4.20E+19	1.53E+20	1.53E+39
				Asperity-2	SPGA2	3.1E+03	3.9	3.0	48	2.10E+19	1.14E+20	7.01E+38
				Asperity-3	SPGA3	3.1E+03	3.9	3.0	16	2.40E+18	3.92E+19	4.76E+37
2005年 宮城県沖の地震	5.43E+19	7.1	26)	Asperity-1	SPGA1	3.1E+03	3.9	3.0	10.5	5.00E+18	1.25E+20	3.89E+38
				Asperity-2	SPGA2	3.1E+03	3.9	3.0	5	2.00E+18	1.05E+20	1.89E+38
2011年 東北地方太平洋沖地震	3.80E+22	9.0	12)	SA1_1	SPGA1	3.1E+03	3.9	3.0	6	8.00E+18	3.49E+20	2.30E+39
				SA1_2	SPGA2	3.1E+03	3.9	3.0	12	8.00E+18	1.74E+20	8.14E+38
				SA1_3	SPGA3	3.1E+03	3.9	3.0	8	4.00E+18	1.31E+20	3.74E+38
				SA2	SPGA4	3.1E+03	3.9	3.0	10.5	2.10E+19	5.23E+20	6.85E+39
				SA3_1	SPGA5	3.1E+03	3.9	3.0	12	3.00E+18	6.54E+19	1.14E+38
				SA3_2	SPGA6	3.1E+03	3.9	3.0	12	3.00E+18	6.54E+19	1.14E+38
				SA3_3	SPGA7	3.1E+03	3.9	3.0	12	5.00E+18	1.09E+20	3.18E+38
				SA4	SPGA8	3.1E+03	3.9	3.0	24	9.00E+18	9.81E+19	3.64E+38
				SA5	SPGA9	3.1E+03	3.9	3.0	49	2.00E+19	1.07E+20	6.17E+38

* M_0 は原則としてF-net. ただし, 1968年十勝沖地震の M_0 はKanamori(1971), 1978年宮城県沖地震の M_0 はSeno et al.(1980),

2011年東北地方太平洋沖地震の M_0 はKoketsu et al.(2011)

** S_{SPGA} の推定結果は, V_r の仮定に依存し, かなりの不確実性を伴うと考えられる.

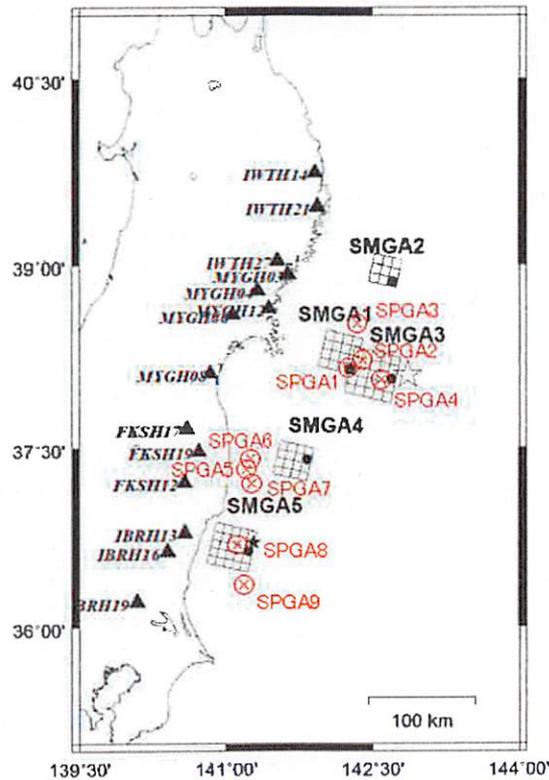


図13 東北地方太平洋沖地震を対象としたSPGA¹²⁾とSMGA²⁴⁾の位置の比較

についても、SPGAがSMGAに含まれる関係にある場合が多い。従って、SPGAはSMGA内部の不均質の一表現であると考えられる。SPGA、SMGA共に位置の決定精度に限界があることを考えれば、「SPGAはSMGA内部の不均質の一表現である」という考えと、東北地方太平洋沖地震に対して一部のSPGAがSMGAの外部に位置していることとの間には、矛盾はないと考えられる。

3.2 各震源モデルで用いられている強震波形計算手法

1978年宮城県沖地震を対象とした松島・川瀬¹⁵⁾の震源モデルを除き、それ以外のすべての震源モデルでは、経験的サイト増幅・位相特性を考慮した強震動評価手法²⁷⁾²⁸⁾²⁹⁾が用いられている。この方法は、本質的には、オメガスクエアモデル³⁰⁾に従う震源スペクトルと伝播経路特性、サイト増幅特性¹³⁾を考慮した中小地震波形を作成し、これを入倉他³¹⁾の波形合成法に従って重ね合わせることにより、SPGAからの地震動を計算するものである。従って、合成の結果として得られる各SPGAの震源スペクトルはオメガスクエアモデルに従うことになり、変位震源スペクトルの低周波側のフラットレベルと、加速度震源スペクトルの高周波側のフラットレベルが存在する。そこで、これらを、 M_{0SPGA} および A_{SPGA} として表1に示している。波形合成法の詳細については文献27),28),29)を参照されたい。

文献27),28),29)の手法では、伝播経路・サイトに起因する後続位相を考慮することができる。この手法を用いた震源モデルの構築では、時刻歴波形上で、伝播経路・サイトの影響としては説明がつかないパルスを説明するため、複数個のSPGAが導入されている。

1978年宮城県沖地震を対象とした松島・川瀬¹⁵⁾の震源モデルでは、波形合成に、水平成層構造の理論的グリーン関数が用いられている。従って、この場合、 A_{SPGA} は不明であるため、表1には示していない。

3.3 各震源モデルによる強震動パルスの再現性

以下、個別の震源モデルによる強震動パルスの再現性について見ていく。

2011年東北地方太平洋沖地震を対象とした文献12)の震源モデルでは、宮城県沖から茨城県沖にかけて、一辺が数km程度の9つのSPGAが設定されており(図3)、これにより、各地で観測された0.2-1Hzの帯域の速度波形(パルス状のものを含む)が精度良く再現されている。代表例として、2.1で言及した5地点における強震動パルスの再現結果を、図1に赤線で示している。これらのパルスは十分な精度で再現されていると考えられる。ここではNS成分を示しているがEW成分の再現性も良好である。なお、IBR007では後続位相が過大評価となっているが、これは表層地盤の非線形挙動を考慮していないためである可能性がある。

2003年十勝沖地震を対象とした文献14)の震源モデルでは、波形インバージョン結果³²⁾に基づき、襟裳岬東方沖、釧路沖、および十勝支庁の海岸線付近の深部の三箇所にSPGAが設定されており(図10)、これにより、各地で観測された0.2-1Hzの帯域の速度波形(パルス状のものを含む)が精度良く再現されている。代表例として、2.2で言及した2地点における強震動パルスの再現結果を、図9に赤線で示している。これらのパルスは十分な精度で再現されていると考えられる。ここではNS成分を示しているがEW成分の再現性も良好である。なお、TKCH07の強震動パルスについては、図10のSPGA1(6km×12km)よりもサイズの大きいSMGA(20km×24km)と指向性効果を考慮することで説明可能であるとの見解もある³³⁾。しかし、文献14)の震源モデルでは0.2-1Hzの帯域の速度波形がより多くの地点で再現されているので、ここでは文献14)の震源モデルを用いる。

1978年宮城県沖地震を対象とした文献14)の震源モデルでは、図11に示すように二箇所にSPGAが設定されており、これにより、開北橋で観測された2つの強震動パルスが精度良く再現されている(図12)。なお、図11には松島・川瀬¹⁵⁾の震源モデルにおけるSPGAの位置を同時に示しているが、これは文献14)のSPGA1とほぼ同じ位置にあり、これらは互いに対応するものであると考えられる。松島・川瀬の震源モデルにおいても、開北橋で観測された2つの強震動パルスのうちの1つ目が精度良く再現されている。両者のSPGAのパラメータを比較すると、地震モーメントは同一となっており(表1)、面積についても、松島・川瀬¹⁵⁾のSPGAが16km²であるのに対し、文献14)のSPGA1は12km²となっており、大きくは異なる結果となっている。両者の波形計算手法が異なるにも関わらず、SPGAサイズの推定結果があまり異なるのは、SPGA内部の破壊伝播に要する時間が強震動パルスの幅と関係しており、この関係自体は、波形の計算に用いる手法には依存しないためであると考えられる。また、両者が仮定している破

壊伝播速度が同一であること(表1)がこのような一致の前提になっているものと考えられる。いずれにしても、松島・川瀬のSPGAと文献14)のSPGA1は同一のものと考えられるため、以後の検討において、1978年宮城県沖地震を対象とする場合には、専ら文献14)のSPGAについて検討を行う。

この他、紙数の関係でここには示していないが、1968年十勝沖地震 (M_w 8.2) については、文献14)に震源モデルが示されている。この地震の際、八戸港および青森港で得られた強震記録は、いずれも、震源からのパルスと、それに続く堆積層に起因する後続位相とが同程度の振幅となっているため、震源からのパルスのみが目立つ波形とはなっていない。しかし、上記の震源モデルにより、0.2-1Hzの帯域の波形(震源からのパルスとそれに続く後続位相)が精度良く再現できているため、以下においては文献14)に記載されている震源モデルを解析対象に加える。また、2005年宮城県沖の地震については、文献26)の震源モデルにより、開北橋で観測されたパルス状の波形が精度良く再現されているため、以下においてはこれを検討対象に加える。

4. 強震動パルス生成域のスケーリングに用いるべきパラメター

強震動パルス生成域 (SPGA) の諸特性と地震全体の規模との間にどのような関係があるかを検討することは、南海トラフの地震など、今後起こりうる大規模な海溝型地震を対象とした強震動予測を行う上で極めて重要である。そこで、ここでは、まず、SPGAのスケーリングに用いるべきパラメターについて検討する。

4.1 時間領域でのパラメター

図1、図9、図12に見られるような強震動パルスを直接規定するパラメターは時刻歴波形上での振幅と時間幅(パルス幅)である。ただし、個々の強震動パルスは震源距離の影響やサイト特性の影響を含んでいるため、観測された強震動パルスの振幅と時間幅そのものを震源パラメターとして比較検討することはできない。

そこで、ここでは、観測された強震動パルスから伝播経路特性とサイト特性を deconvolution し、震源から単位距離だけ離れた地点の地震基盤での速度波形を求めることを考える。ただし、ここではフーリエ振幅特性のみならずフーリエ位相特性の観点からも、伝播経路特性とサイト特性を deconvolution する必要がある。この操作は誤差をもたらす場合があり、必ずしも容易ではない。そこで、ここでは、これと等価な操作として、表1の震源モデルに基づき、単位距離における地震基盤での速度波形を計算する。こうして計算した速度波形に伝播経路特性とサイト特性を convolution したものが観測点における合成波形であり、これは3.3で見たように、0.2-1Hzの帯域で観測波形と良く一致するので、ここで計算した速度波形を、観測波形から伝播経路特性とサイト特性を deconvolution したものと見なすことができるものと考えられる。

なお、観測点におけるパルスの時間幅と、地震基盤におけるパルスの時間幅とは、ほぼ対応すべきものであると認識している。しかしながら、例外として、伝播経路、サイト増幅の影響で直達S波の直後に別の位相が到来するような場合、観測点でのパルスの時間幅が認識しにくくなることもある。また、堆積層の応答が、時としてハイカットフィルタのように作用する場合があり、そのとき、地表でのパルスの時間幅が長くなる場合がある。従って、地震基盤でのパルスの時間幅を検討することには意味があると考えられる。

このような考え方で、文献12)の震源モデルに基づき、図1に示したMYGH12と仙台-Gの2地点を対象として、SPGA4から単位距離だけ離れた地点の地震基盤での速度波形を計算した結果を図14に示す。計算手法は、文献12)と同様、文献27),28),29)の手法を用いている。ここでMYGH12と仙台-Gに対する計算結果がわずかに異なるのは、azimuthおよびtake off angleの違いによる。

なお、図14では、計算結果の速度波形に比例係数である $4\pi\rho\beta^3/R_0/F_S/PRTITN$ を乗じたものを示している。ここに ρ は密度、 β はS波速度、 R_0 はラディエーション係数、 F_S は自由表面による増幅の効果を表す係数、 $PRTITN$ は地震動エネルギーの水平2成分への分配係数である。この係数を乗じることにより、図14に示す波形のフーリエスペクトルは速度震源スペクトルに一致する。

同様に、他のSPGAに対しても「単位距離における地震基盤上での速度波形」を計算した。これらの

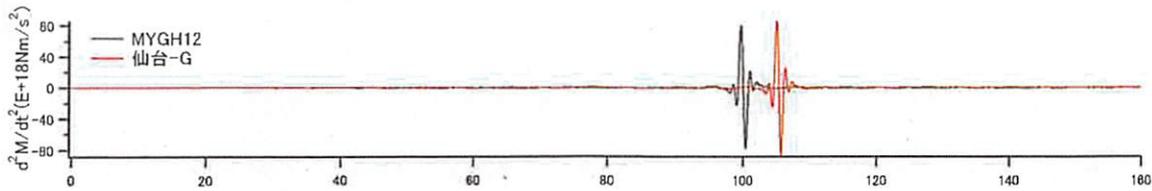


図14 SPGA4から単位距離だけ離れた地点の地震基盤での速度波形 (0.2-1Hz)

波形は、震源距離の影響やサイト特性の影響を含まないので、その振幅と時間幅は震源の特性を表すと考えることが出来るため、SPGAのスケージングに用いるパラメーターの候補であると考えられる。

4.2 周波数領域でのパラメーター

上述のように「単位距離における地震基盤での速度波形」の振幅と時間幅はSPGAのスケージングに用いるパラメーターの候補であるが、個々のSPGAのパラメーターはばらつきが大きいため、それらの個々の値を用いて震源断層全体の地震モーメントすなわち地震規模 (M_w : モーメント・マグニチュード) に対するスケージングを議論するのは一般に困難である。ここでは、全SPGAの加速度スペクトルや放射エネルギー (後述) の総計をパラメーターとしてスケージングを検討する。1つのイベントに含まれる複数のSPGAに対する時間領域のパラメーターは和の形で表すことはできない。一方、個々のSPGAの震源スペクトルがオメガスクエアモデルに従うと考えれば⁸⁾³⁴⁾、スペクトルを規定するパラメーターである高周波レベルや放射エネルギーについては、全SPGAに対する総和を求めることができる。

まず、時間領域における振幅と時間幅の情報を、周波数領域に置き換えることを考える。4.1に示した波形は速度波形であるから、そのフーリエスペクトル (速度震源スペクトル) は、その形状の如何に関わらず、低周波側および高周波側でゼロに漸近し、中間的な周波数帯域にピークを有する。そこで、時間領域における時間幅の情報は速度震源スペクトルのピーク周波数 f_{peak} に、時間領域における振幅の情報は速度震源スペクトルのピーク高さ V_{max} に、それぞれ対応付けることができると考えられる。ここでは、表1に示すすべてのSPGAに対し、「単位距離における地震基盤での速度波形」をフーリエ変換することにより f_{peak} と V_{max} を求めた。その際、震源モデルを構築する際に参照した複数の観測点に対する平均値を採用した。

次に、個々のSPGAからの地震動がオメガスクエアモデルに従うと考えることが妥当であるかについて検討を行う。オメガスクエアモデルに従う速度震源スペクトルは

$$V(f) = M_0 \frac{2\pi f}{1 + \left(\frac{f}{f_c}\right)^2} \quad (1)$$

で与えられる。ここに $V(f)$ は速度震源スペクトル、 f_c はコーナー周波数である。式(1)は $f = f_c$ で最大値 $\pi f_c M_0$ をとる。式(1)に含まれる未知パラメーターは2個だけ (M_0 と f_c) であるから、「式(1)が $f = f_{peak}$ で最大値 V_{max} をとる」という条件を課すと、式(1)は決定される。そこで、これに伝播経路特性とサイト増幅特性¹³⁾を乗じたものと、観測されたフーリエスペクトルとの比較を行った。

ただし、この比較を行うためには、時刻歴波形上で単独のSPGAが寄与している部分を取り出さなければならない。文献12)の震源モデルに基づく検討によれば、MYG001、MYGH12、MYG011、仙台-Gなどの観測点では、観測記録の二つ目の波群⁶⁾に対して、SPGA4の寄与が支配的であると考えられる。そこで、これらの地点での二つ目の波群 (具体的には、MYGH12については図1の80秒以降、仙台-Gについては図1の65秒以降) に対応するフーリエスペクトルと、SPGA4の震源スペクトルに伝播経路特性とサイト増幅特性を乗じて求めたフーリエスペクトルとの比較を行った。結果を図15に示す。計算結果と観測結果との対応は0.2-10Hzの帯域において非常に良好であり、SPGA4の震源スペクトルがオメガスクエアモデルに従うと考えることは妥当であると考えられる。なお、 f_{max} については、ここでの計算では考慮していない。

SPGA4以外の強震動生成域については、単独のSPGAが寄与する時刻歴波形上での区間を見いだすことが難しいが、個々のSPGAの震源スペクトルが式(1)に従うと仮定して個々のSPGAに対応するスペクトル

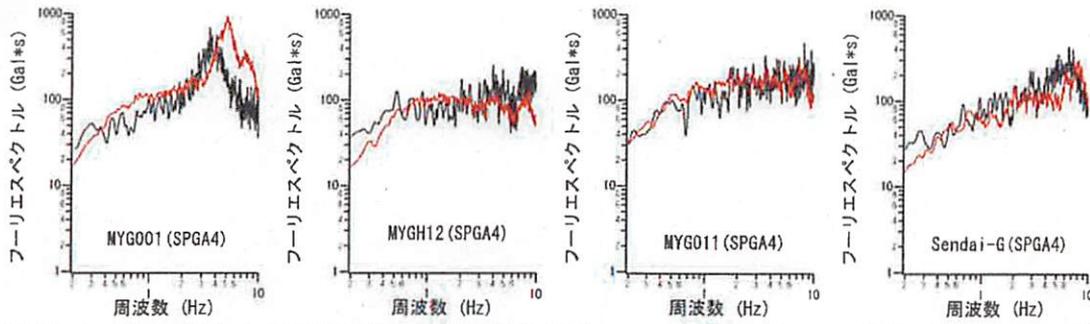


図15 2011年東北地方太平洋沖地震による観測波形のフーリエスペクトル（黒）と、SPGA4の震源スペクトルがオメガスクエアモデルに従うと仮定して計算したフーリエスペクトル（赤）との比較。観測波形のフーリエスペクトルは、時刻歴波形上でSPGA4の寄与が大きいと考えられる二つ目の波群から計算したものである。いずれも水平2成分を合成しバンド幅0.05HzのParzenウィンドウを適用。

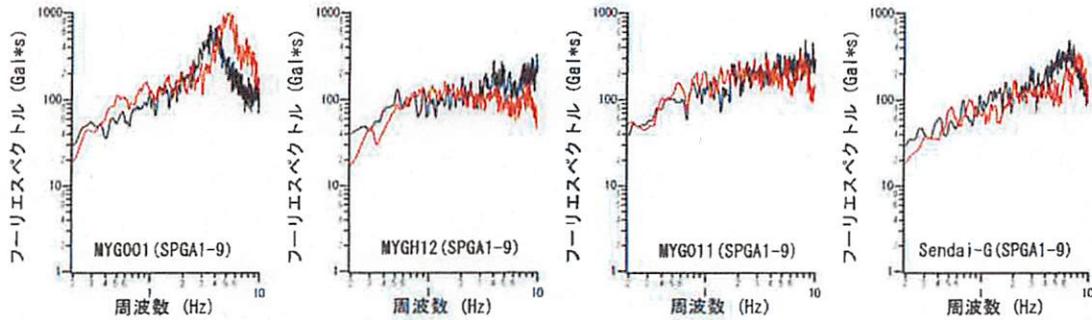


図16 2011年東北地方太平洋沖地震による観測波形のフーリエスペクトル（黒）と、SPGA1-9の震源スペクトルがオメガスクエアモデルに従うと仮定して計算したフーリエスペクトル（赤）との比較。観測波形のフーリエスペクトルは波形全体から計算したものである。いずれも水平2成分を合成しバンド幅0.05HzのParzenウィンドウを適用。

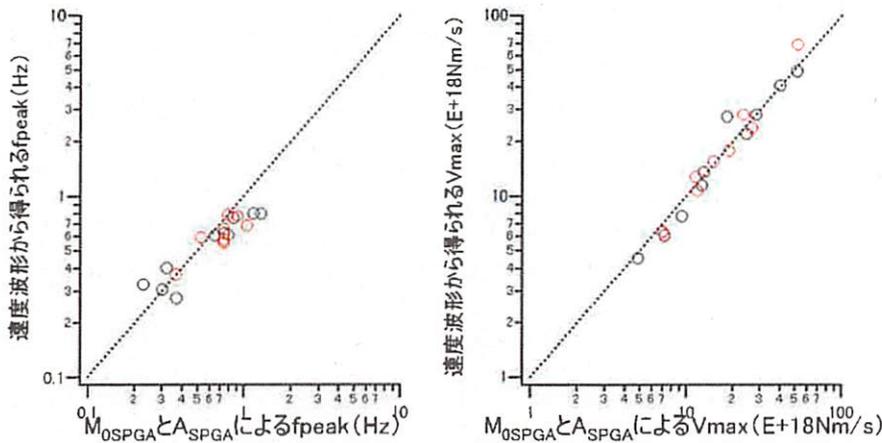


図17 表1に示す M_{0SPGA} および A_{SPGA} をもとに、その間を式(1)でつないで得られる f_{peak} および V_{max} と、「単位距離における地震基盤での速度波形」から得られる f_{peak} および V_{max} との比較（赤は東北地方太平洋沖地震に関するプロット、黒はそれ以外の地震に関するプロット）

ルを観測点毎に計算し、これと到来時刻の情報から波形全体のフーリエスペクトルを求めたものは、0.2-10Hzの帯域において観測スペクトルと良く対応する（図16）。同様のことは、表1に示した他の地震

に対しても指摘できる。これらのことから、個々のSPGAはオメガスクエアモデルに従う地震動を生成すると考えることは、フォワードモデリングの枠内ではあるが、妥当であると判断される。

さらに、表1に示すSPGAの低周波レベル M_{OSPGA} および高周波レベル A_{SPGA} をもとに、その間を式(1)でつないで得られる f_{peak} と V_{max} は、「単位距離における地震基盤での速度波形」から得られる f_{peak} および V_{max} と、図17に示すように良く対応する。従って、「単位距離における地震基盤での速度波形」から得られる f_{peak} および V_{max} のスケーリングに関する議論は、表1に示す低周波レベルおよび高周波レベルのスケーリングに関する議論に還元されると考えられる。

また、速度震源スペクトルの自乗を周波数軸方向に積分した値は、SPGAが全空間に放射するエネルギーに比例する量であり、ここではこれを放射エネルギーと呼ぶ。(1)式に基づいて積分を実行すると、放射エネルギーは $E_{SPGA}=(1/8) \times M_{OSPGA}^{0.5} \times A_{SPGA}^{1.5}$ と求まる。低周波レベル、高周波レベル、放射エネルギーのうち独立なパラメータは2つである。従って、低周波レベルと高周波レベルについて議論する代わりに、例えば、高周波レベルと放射エネルギーについて議論することも可能である。なお、表1に各SPGAの放射エネルギーの値を示した。

5. 強震動パルス生成域のスケーリング

上記の議論に基づき、SPGAの低周波レベル (M_{OSPGA})、高周波レベル (A_{SPGA}) および放射エネルギー (E_{SPGA}) と地震全体の規模との関係を検討する。

5.1 震源スペクトルの特性

図18は、表1のすべてのSPGAに対して、変位、速度、加速度の震源スペクトルをプロットしたものである(ただし1978年宮城県沖地震に対しては文献14)のSPGA)。また、図19は、地震間の比較をより行いやすくするため、各地震において最大(速度震源スペクトルのピーク値が最大)のSPGAを取りだして比較を行ったものである。なお、これらの図において、ハッチング部分は、本研究において主に着目する周波数帯域(0.2-1Hz)を示したものである。

図18および図19から先ずわかることは、いずれのSPGAに対しても、速度震源スペクトルのピークは0.2-1Hzの範囲に存在しているということである。ただし、このこと自体は、時間領域において、0.2-1Hzの帯域の速度波形に現れているパルスを対象として解析を行っているためであり、当然である。

次に、地震間の比較に移ると、顕著な特徴として、2011年東北地方太平洋沖地震の方が、1968年十勝沖地震や2003年十勝沖地震と比較して、全体としての地震規模は大きいにも関わらず、速度震源スペクトルのピークがより高周波側に存在していることを指摘できる。また、このことに関連して、低周波側(0.2Hz~0.3Hz)では、2011年東北地方太平洋沖地震の方が、1968年十勝沖地震や2003年十勝沖地震よりも震源スペクトルの値が小さい。このことは、「東北地方太平洋沖地震は短周期成分が卓越する地震であった」とする認識³⁵⁾³⁶⁾と整合するものである。岸壁に対して最も影響を及ぼしやすいと考えられる周波数帯域(0.3-1Hz)に着目すると、東北地方太平洋沖地震は1968年十勝沖地震や2003年十勝沖地震と同程度に厳しい震源特性を有していたと考えられる。

5.2 地震規模に対するスケーリング

次に、SPGAの低周波レベル、高周波レベルおよび放射エネルギーと地震規模 M_w との関係を検討する。図20左上は、SPGAの低周波レベルと M_w との関係を示したものである。ここで黒丸は個々のSPGAの低周波レベル、赤丸は低周波レベルの総和である。この図から、およそ $M_w=7.9$ を境として、それより規模の小さい側と大きい側で傾向が異なっているため、以下においては主に $M_w \geq 7.9$ のデータに着目する。

図20右上は、SPGAの高周波レベルと M_w との関係を示したものである。ここでも、黒丸は個々のSPGAの高周波レベル、赤丸は高周波レベルの総和(自乗和平方根)である。まず、高周波レベルの総和($M_w \geq 7.9$ のデータ)と、全地震モーメントの0乗、1/6乗、1/3乗、1/2乗、2/3乗、5/6乗、1乗との関係を検討し、最も残差が小さくなるものを選んだところ、1/3乗が選択された。このときの回帰直線は

$$\log_{10}(A_{SPGA} \text{の総和}) = 0.5 M_w + 16.31 \quad (M_w \geq 7.9) \quad (2)$$

となる(図20右上の赤線)。高周波レベルの総和が全地震モーメントの1/3乗に比例する関係は、壇他³⁷⁾

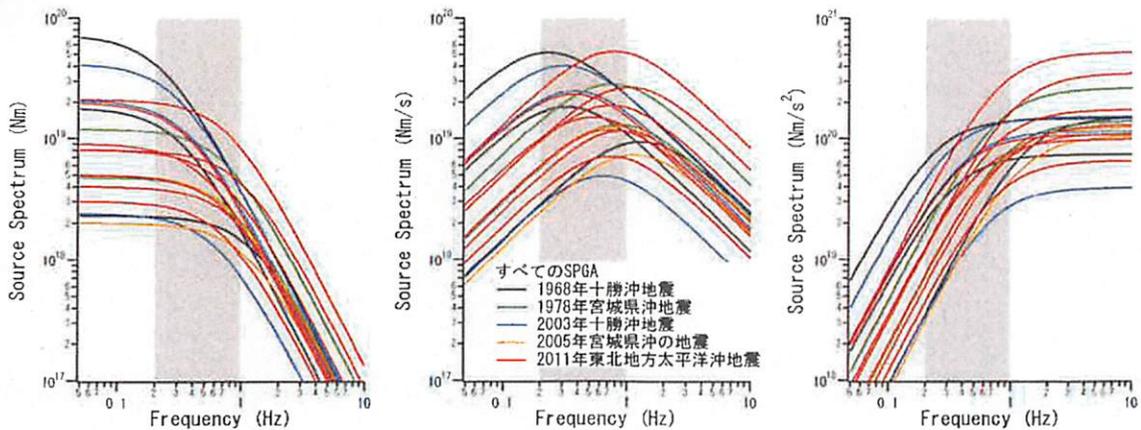


図18 すべてのSPGAに対応する震源スペクトルのプロット
(左から変位, 速度, 加速度の震源スペクトル)

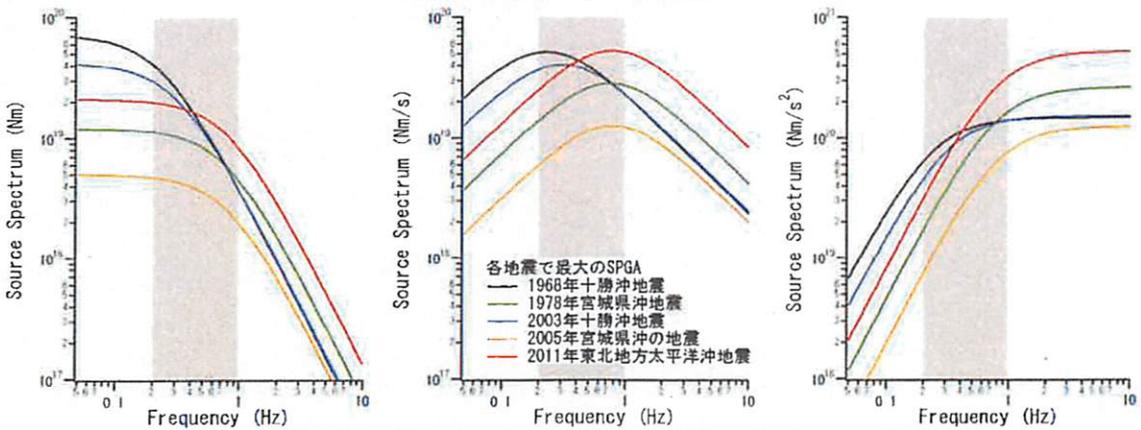


図19 各地震で最大のSPGAに対応する震源スペクトルのプロット
(左から変位, 速度, 加速度の震源スペクトル)

や佐藤³⁸⁾の示した関係とも整合する。一方、SPGAの高周波レベルのイベント内平均値と、高周波レベルの総和との間には、SPGAの個数 N を介して次の関係がある。

$$(A_{\text{SPGA}}\text{の総和}) = N^{1/2} (A_{\text{SPGA}}\text{の平均}) \quad (3)$$

ここで、 A_{SPGA} の平均が全地震モーメントに依存しないためには、SPGAの個数 N が全地震モーメントの $2/3$ 乗に比例することが必要となる。しかしながら、実際には、SPGAの個数 ($M_w \geq 7.9$ のデータ) と全地震モーメントとの関係を検討したところ、SPGAの個数 N は全地震モーメントの $1/3$ 乗に比例するとの結果が得られた (図20右下の赤線)。このことに対応して、個々のSPGAの高周波レベル ($M_w \geq 7.9$ のデータ) は全地震モーメントの $1/6$ 乗に比例している (図20右上の黒線)。すなわち、全地震モーメントが増加するとき、個々のSPGAの高周波レベルが増加するとともに、SPGAの個数も増え、全体として高周波レベルの総和は全地震モーメントの $1/3$ 乗に比例して増加するとの結果が得られた。

図20左下は、SPGAの放射エネルギーと M_w との関係を示したものである。ここでも、黒丸は個々のSPGAの放射エネルギー、赤丸は放射エネルギーの総和である。ここで放射エネルギーの総和 ($M_w \geq 7.9$ のデータ) と、全地震モーメントの 0 乗、 $1/6$ 乗、 $1/3$ 乗、 $1/2$ 乗、 $2/3$ 乗、 $5/6$ 乗、 1 乗との関係を検討し、最も残差が小さくなるものを選んだところ、 $1/2$ 乗が選択された。このときの回帰直線は

$$\log_{10}(E_{\text{SPGA}}\text{の総和}) = 0.75 M_w + 33.34 \quad (M_w \geq 7.9) \quad (4)$$

となる (図20左下の赤線)。すなわち、放射エネルギーの総和は全地震モーメントとともに増加するが、増加の仕方は高周波レベルとは異なっていると言える。

ここまで行ってきた検討結果から、予測問題においては、地震全体の規模が与えられれば、式(2)および式(4)によって、SPGAの高周波レベルと放射エネルギーの総和を推定することができるものと考えら

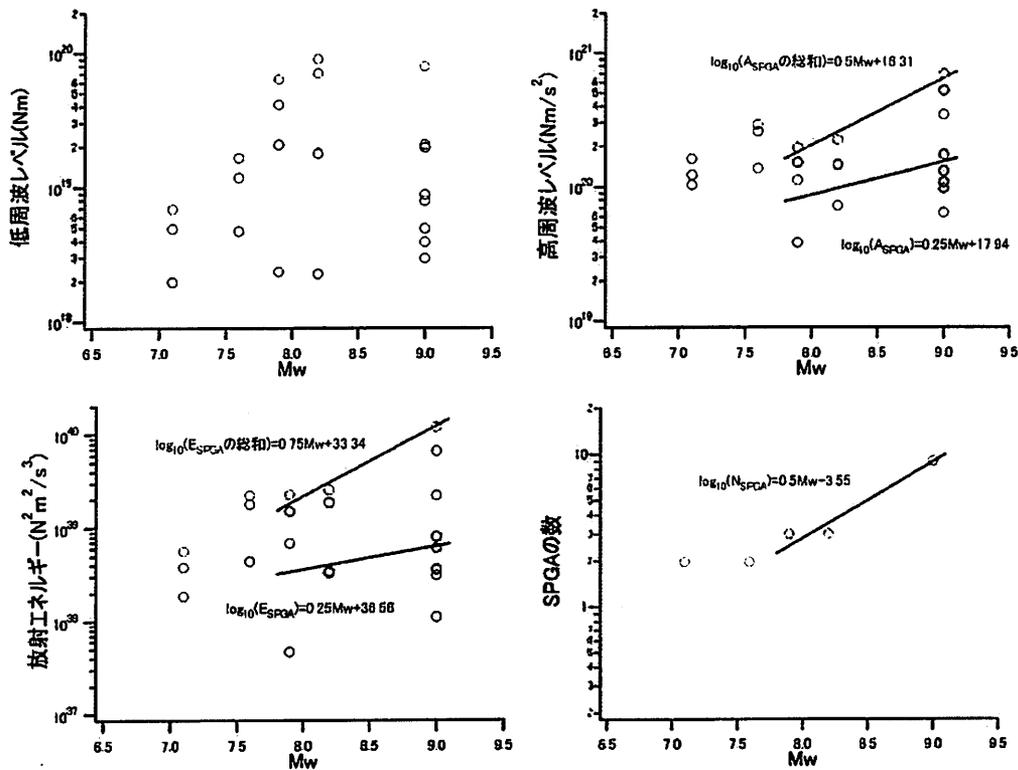


図20 SPGAの低周波レベル、高周波レベルおよびSPGAの数と地震規模との関係

れる ($M_w \geq 7.9$ の場合)。

2011年東北地方太平洋沖地震のSPGAの特徴は、1968年十勝沖地震や2003年十勝沖地震と比較して、全体としての地震規模は大きいにも関わらず、速度震源スペクトルのピークがより高周波側に存在していることである(5.1)。このことが、 $M_w=9.0$ の地震に対する平均的な特性であるか、あるいは2011年東北地方太平洋沖地震に関する固有の特性であるかについては、現時点では判断材料がない。もしこれらの特性が地域性等の東北地方太平洋沖地震に固有の特性であるならば、将来、データの蓄積とともに、SPGAのスケールリングが図20とは異なるものとなる可能性は否定できない。ここでの趣旨は、少なくとも現時点で利用可能な東北地方太平洋沖地震のデータと矛盾のないスケールリングを導くという工学的ニーズに対応しようとするところにある。

また、ここで得られたスケールリングに従えば、 $M_w \geq 7.9$ では、地震全体の規模が大きくなるに従い、SPGAにおける実効応力も大きくなる。このことの物理的解釈については今後さらに検討する必要があるが、一つの考えとして、スーパーサイクル(例えば³⁹⁾に対応するような巨大地震は、プレート境界に十分に応力が蓄積された段階で発生するので、大きな実効応力が得られやすいという解釈が成り立つ可能性がある。

6. まとめと今後の課題

本稿の最初に述べたように、2011年東北地方太平洋沖地震の際、震源断層に比較的近い宮城県から茨城県にかけての多くの地点で観測された0.2-1Hzの帯域の速度波形は明瞭なパルスによって特徴付けられている。これらの強震動パルスは、構造物に対して影響を及ぼしやすい周波数帯域に現れているという点で、内陸地殻内地震による強震動パルスと共通の特徴を有していると言える。海溝型巨大地震がもたらす強震動パルスも構造物に大きな影響を及ぼす可能性があり、今後、海溝型巨大地震に対する強震動予測、特に耐震設計を目的とする強震動予測を行う場合には、強震動パルスの生成を意識した震源のモデル化を行うことが重要と考えられる。本稿においては、まず、海溝型巨大地震による強震動パルス

の生成事例について確認を行った。次に、それらの再現を目的として構築された既往の震源モデルを整理し、強震動パルスを生じたと考えられる領域（強震動パルス生成域）の諸特性と地震規模との関係を調べた。本研究で得られた主な結論は以下の通りである。

①2011年東北地方太平洋沖地震のみならず、2003年十勝沖地震、1978年宮城県沖地震など、強震記録の得られている多くの海溝型巨大地震（またはそれよりやや規模の小さい海溝型地震）において強震動パルスが観測されている。これらの強震動パルスが震源に起源を有するものであることは明確である。また、これらの強震動パルスは、形状や周期特性などの点で内陸地殻内地震による強震動パルスとの共通性が認められる。

②海溝型巨大地震による強震動パルスの再現を目的として作成された既存の震源モデルについて整理を行った。強震動パルスをもたらしたサブイベントの呼称については、既往の研究では「スーパーアスペリティ」という呼称も用いられているが、現時点では「アスペリティ」という用語の用いられ方自体が転換期にあることを考慮し、本研究では「強震動パルス生成域（Strong-motion Pulse Generation Area, SPGA）」と呼ぶことを提案した。SPGAの特徴の一つは、既往の研究で設定されているSMGAと比較して面積が大幅に小さいという点である。

③上記の震源モデルに基づいて「単位距離における地震基盤上での速度波形」を求め、これを観測波形から伝播経路特性とサイト特性をdeconvolutionしたものとみなし、その振幅特性と周期特性について議論した。これらは、速度震源スペクトルのピーク周波数およびピーク高さによって定量化することができる。さらに、SPGAの震源スペクトルがオメガスクエアモデルで近似できると考えられるため、オメガスクエアモデルを規定する2個のパラメータについて議論すればよいことになる。

④SPGAの高周波レベルおよび放射エネルギーと地震全体の規模との関係を検討したところ、 $M_w=7.9$ よりも規模の大きい側で、高周波レベルの総和は全地震モーメントの1/3乗に、放射エネルギーの総和は全地震モーメントの1/2乗に、それぞれ比例して増加する傾向が認められた。

今後の課題としては、SPGAをSMGAと併用すべき場合とそうでない場合の峻別、SPGAをSMGAと併用する場合の全体としてのパラメータ設定法の確立、予測問題における震源断層面上でのSPGAの配置の問題が挙げられる。

謝 辞

本研究では（独）防災科学技術研究所のK-NET、KiK-net、国土技術政策総合研究所地震防災研究室、JR、California Geological Surveyの強震記録を利用しました。心より御礼申し上げます。なおJRの波形はJR警報地震計（FDシリアル番号R-087）⁴⁰⁾によります。

参考文献

- 1) Kinoshita, S.: Kyoshin Net (K-net), Seim. Res. Lett., Vol. 69, 1998, pp.309-332.
- 2) Aoi, S., Obara, K., Hori, S., Kasahara, K. and Okada, Y.: New strong-motion observation network: KiK-net, Eos Trans. Am. Geophys. Union, Vol.81, 2000, p.329.
- 3) 野津厚、井合進、一井康二、沼田淳紀：ケーソン式岸壁の変形に寄与する地震動の周波数成分、レベル2地震に対する土構造物の耐震設計シンポジウムおよび講習会テキスト、2000年、pp.311-318.
- 4) 境有紀、額綱一起、神野達夫：建物被害率の予測を目的とした地震動の破壊力指標の提案、日本建築学会構造系論文集、No.555、2002年、pp.85-91.
- 5) 野津厚：海溝型巨大地震による周期1-5秒の帯域の地震動の予測手法について、日本地震学会講演予稿集、B12-04、2010年.
- 6) Kurahashi, S. and Irikura, K.: Source model for generating strong ground motions during the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake, Earth Planets Space, Vol.63, 2011, pp.571-576.
- 7) 入倉孝次郎：阪神大震災を引き起こした強震動、京都大学防災研究所年報、No.39A、1996年、pp.229-245.
- 8) 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、No.500、1997年、pp.29-36.
- 9) Wald, D.J., Heaton, T.H. and Hudnut, K.W.: The slip history of the 1994 Northridge, California, earthquake

determined from strong-motion, teleseismic, GPS, and leveling data, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol.86, 1996, pp.S49-S70.

- 10) 建設省土木研究所：土木構造物における加速度強震記録 (No.2)、土木研究所彙報、第33号、1978年。
- 11) 野津厚、若井淳：港湾地域強震観測年報 (2010)、港湾空港技術研究所資料、No.1243、2011年。
- 12) 野津厚：2011年東北地方太平洋沖地震を対象としたスーパーアスペリティモデルの提案、日本地震工学会論文集、Vol.12、2012年、pp.21-40。
- 13) 野津厚、長尾毅、山田雅行：スペクトルインバージョンに基づく全国の強震観測地点におけるサイト増幅特性とこれを利用した強震動評価事例、日本地震工学会論文集、Vol.7、2007年、pp.215-234。
- 14) 野津厚、菅野高弘：経験的サイト増幅・位相特性を考慮した強震動評価手法—内陸活断層地震および海溝型地震への適用性の検討—、港湾空港技術研究所資料、No.1120、2006年。
- 15) 松島信一、川瀬博：海溝性地震におけるスーパーアスペリティモデルの提案、月刊地球号外、No.55、2006年、pp.98-102。
- 16) 佐藤智美、川瀬博：経験的グリーン関数法に基づく2005年福岡県西方沖地震の特性化震源モデルの推定、第12回日本地震工学シンポジウム論文集、2006年、pp.170-173。
- 17) 川瀬博、佐藤智美、包仁満都拉、梅田尚子：2005年福岡県西方沖地震：強震動とその構造物破壊能および推定理論震源モデル、第12回日本地震工学シンポジウム論文集、2006年、pp.162-165。
- 18) 池田隆明、釜江克宏、入倉孝次郎：経験的グリーン関数法を用いた震源のモデル化と地盤の非線形性を考慮した地震動評価、日本建築学会構造系論文集、No.665、2011年、pp.1253-1261。
- 19) 野津厚：内陸地殻内地震によるやや短周期地震動の再現に適した震源のモデル化手法、港湾空港技術研究所報告、Vol.50、2011年、pp.133-195。
- 20) Miyake, H., Iwata, T. and Irikura, K. : Source characterization for broadband ground-motion simulation: kinematic heterogeneous source model and strong motion generation area, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol.93, 2003, pp.2531-2545.
- 21) 浅野公之、岩田知孝：2011年東北地方太平洋沖地震の広帯域強震動生成と震源破壊過程の関係、日本地震学会講演予稿集、A11-06、2011年。
- 22) 佐藤智美：経験的グリーン関数法に基づく2011年東北地方太平洋沖地震の震源モデルの推定と震源パラメータのスケーリング則の考察、日本地震学会講演予稿集、B22-04、2011年。
- 23) 川辺秀憲、釜江克宏、上林宏敏：2011年東北地方太平洋沖地震の震源モデル、日本地震学会講演予稿集、B22-05、2011年。
- 24) Irikura, K. and Kurahashi, S. : Strong ground motions during the 2011 Pacific coast of Tohoku, Japan, earthquake, http://www.kojiro-irikura.jp/pdf/One-year-after-the-2011-Tohoku_irikura_revised.pdf, 2012.
- 25) 佐藤智美：経験的グリーン関数法に基づく2011年東北地方太平洋沖地震の震源モデル—プレート境界地震の短周期レベルに着目して—、日本建築学会構造系論文集、No.675、2012年、pp.695-704。
- 26) 港湾空港技術研究所地震動研究チーム：2005年8月16日宮城県沖の地震(M7.2)の特性化震源モデル、http://www.pari.go.jp/bsh/jbn-kzo/jbn-bsi/taisin/sourcemodel/somodel_2005miyagikenoki.html、2010年。
- 27) 古和田明、田居優、岩崎好規、入倉孝次郎：経験的サイト増幅・位相特性を用いた水平動および上下動の強震動評価、日本建築学会構造系論文集、No.514、1998年、pp.97-104。
- 28) 野津厚、菅野高弘：経験的サイト増幅・位相特性を考慮した強震動評価手法—因果性と多重非線形効果に着目した改良—、港湾空港技術研究所資料、No.1173、2008年。
- 29) 野津厚、長尾毅、山田雅行：経験的サイト増幅・位相特性を考慮した強震動評価手法の改良—因果性を満足する地震波の生成—、土木学会論文集A、Vol.65、2009年、pp.808-813。
- 30) Aki, K.: Scaling law of seismic spectrum, *J. Geophys. Res.*, Vol.72, pp.1217-1231, 1967.
- 31) 入倉孝次郎、香川敬生、関口春子：経験的グリーン関数を用いた強震動予測方法の改良、日本地震学会講演予稿集、No.2、B25、1997年。
- 32) Nozu, A. and Irikura, K. : Strong-motion generation areas of a great subduction-zone earthquake: waveform inversion with empirical Green's functions for the 2003 Tokachi-oki earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol.98, 2008, pp.180-197.

- 33) Kamae, K. and Kawabe, H. : Source model composed of asperities for the 2003 Tokachi-oki, Japan, earthquake ($M_{JMA}=8.0$) estimated by the empirical Green's function method, *Earth Planets Space*, Vol.56, 2004, pp.323-327.
- 34) 横井俊明、入倉孝次郎:震源スペクトルのScaling則と経験的Green関数法、*地震2*、Vol.44、1991年、pp.109-122.
- 35) 大野晋:2011年東北地方太平洋沖地震で観測された強震動、第39回地盤震動シンポジウム、日本建築学会、2011年、pp.13-20.
- 36) 境有紀、神田和紘:東北地方太平洋沖地震で発生した地震動と建物被害、第39回地盤震動シンポジウム、日本建築学会、2011年、pp.51-56.
- 37) 塩一男、渡辺基史、佐藤俊明、石井透:断層の非一様すべり破壊モデルから算定される短周期レベルと半経験的波形合成法による強震動予測のための震源断層のモデル化、日本建築学会構造系論文集、No.545、2001年、pp.51-62.
- 38) 佐藤智美:逆断層と横ずれ断層の違いを考慮した日本の地殻内地震の短周期レベルのスケーリング則、日本建築学会構造系論文集、No.651、2010年、pp.923-932.
- 39) 佐竹健治:東北地方太平洋沖地震の断層モデルと巨大地震発生のスーパーサイクル、*科学*、Vol.81、2011年、pp.1014-1019.
- 40) 中村豊、上半文昭、井上英司:1995年兵庫県南部地震の地震動記録波形と分析(II)、*JR地震情報* No.23d、(財)鉄道総合技術研究所ユレダス開発推進部.

(受理:2012年4月9日)
(掲載決定:2012年8月17日)

Generation of Strong Motion Pulses during Huge Subduction Earthquakes and Scaling of Their Generation Areas

NOZU Atsushi ¹⁾, YAMADA Masayuki ²⁾, NAGAO Takashi ³⁾
and IRIKURA Kojiro ⁴⁾

1) Member, Head of Engineering Seismology Division, Port and Airport Research Institute, Dr. Eng.

2) Team Manager, Newjec, Dr. Eng.

3) Director, Port and Harbor Department, National Institute for Land and Infrastructure Management, Dr. Eng.

4) Member, Professor, Aichi Institute of Technology, Dr. Sci.

ABSTRACT

Strong ground motions in the frequency range from 0.2 to 1 Hz observed at many sites along the coast of Miyagi through Ibaraki Prefecture during the 2011 off the Pacific coast of Tohoku earthquake are characterized by distinctive pulses. These strong motion pulses are similar to those from shallow crustal earthquakes in a sense that they appear in a frequency range of engineering importance. Because strong motion pulses from huge subduction earthquakes can also cause significant damage to structures, it is significantly important to consider the generation of such pulses in the strong motion prediction for huge subduction earthquakes, especially when the prediction is aimed at seismic design of structures. In this article, first, examples of strong motion pulses from huge subduction earthquakes are examined. Then, source models aiming at the reproduction of those pulses are compiled and the characteristics of SPGAs (Strong-motion Pulse Generation Areas) are investigated, with special attention to their relation to the size of the earthquakes.

Key Words: The 2011 Tohoku Earthquake, Subduction Earthquake, Strong Motion Pulse, Scaling