

港湾空港技術研究所 資料

TECHNICAL NOTE

OF

THE PORT AND AIRPORT RESEARCH INSTITUTE

No.1257 September 2012

海溝型巨大地震による地震動の予測のための震源パラメターの経験式
—強震動パルスの生成に着目して—

野津 厚
長尾 毅

独立行政法人 港湾空港技術研究所

Independent Administrative Institution,
Port and Airport Research Institute, Japan

目 次

要 旨	3
1. はじめに	4
2. 海溝型巨大地震における強震動パルスの例	4
2.1 2011年東北地方太平洋沖地震	4
2.2 2003年十勝沖地震	9
2.3 1978年宮城県沖地震	10
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	11
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	11
3.2 各震源モデルで用いられている強震波形計算手法	13
3.3 各震源モデルによる強震動パルスの再現性	13
4. 強震動パルス生成域のスケーリング	14
4.1 震源スペクトルの特性	14
4.2 地震規模に対するスケーリング	14
5. まとめと今後の課題	18
謝辞	19
参考文献	19
付録	21

Strong Motion Pulse Generation Areas for Huge Subduction Earthquakes - Their Scaling with Overall Earthquake Size -

Atsushi NOZU*

Takashi NAGAO**

Synopsis

Prediction of strong ground motions in the frequency range from 0.2 to 1 Hz is quite important for a wide range of engineering structures including port structures. Strong ground motions in this frequency range 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 such as the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake and the 1994 Northridge earthquake, in a sense that they appear in a frequency range of engineering importance. Thus, not only strong motion pulses from shallow crustal earthquakes but also those from huge subduction earthquakes can cause significant damage to structures. Therefore, 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 overall size of the earthquakes.

Key Words: the 2011 off the Pacific coast of Tohoku earthquake, subduction earthquake, strong motion pulse, aftershock observation, microtremor measurement, empirical relation

* Head of Engineering Seismology Division, Earthquake Disaster Prevention Engineering Division
** Director, Port and Harbor Department, National Institute for Land and Infrastructure Management
3-1-1 Nagase, Yokosuka, 239-0826 Japan
Phone : +81-46-844-5058 Fax : +81-46-844-0839 e-mail: nozu@pari.go.jp

海溝型巨大地震による地震動の予測のための震源パラメターの経験式 —強震動パルスの生成に着目して—

野津 厚*・長尾 毅**

要 旨

港湾構造物をはじめ多くの構造物にとって 0.2-1Hz の周波数帯域における地震動の予測はたいへん重要である。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、工学上重要な周波数帯域に表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 年兵庫県南部地震や 1994 年ノースリッジ地震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。それに対し、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ない。しかしながら、現実に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構造物に大きな影響を及ぼす可能性がある。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し、地震動の予測のための震源パラメターの経験則を示す。

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，経験式

* 地震防災研究領域 地震動研究チームリーダー

** 国土技術政策総合研究所 港湾研究部長
〒239-0826 横須賀市長瀬3-1-1 港湾空港技術研究所
電話：046-844-5058 Fax：046-844-0839 e-mail: nozu@pari.go.jp

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 (Kinoshita, 1998 ; Aoi *et al.*, 2000) 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 (例えば野津他, 2000)。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 (2002) により指摘されている。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 (野津, 2010)。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 (例えば Kurahashi and Irikura, 2011) 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、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表れているという点である。工学上重要な周波数帯域に表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 (入倉, 1996 ; 釜江・入倉, 1997) や 1994年ノースリッジ地震 (Wald *et al.*, 1996) 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。しかしながら、上述の通り、現実に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 (2. 参照)、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し、地震動の予測のための震源パラメータの経験則を示す。

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 (Kinoshita, 1998 ; Aoi *et al.*, 2000) 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 ($M_w 7.9$) 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 (建設省土木研究所, 1978) が得られている 1978年宮城県沖地震 ($M_w 7.6$) の例を示す。

2.1 2011年東北地方太平洋沖地震

図-2.1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 (例えば野津・若井, 2011) の観測点である。また、KiK-net (Aoi *et al.*, 2000) 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-2.2には、内陸地殻内地震によって生

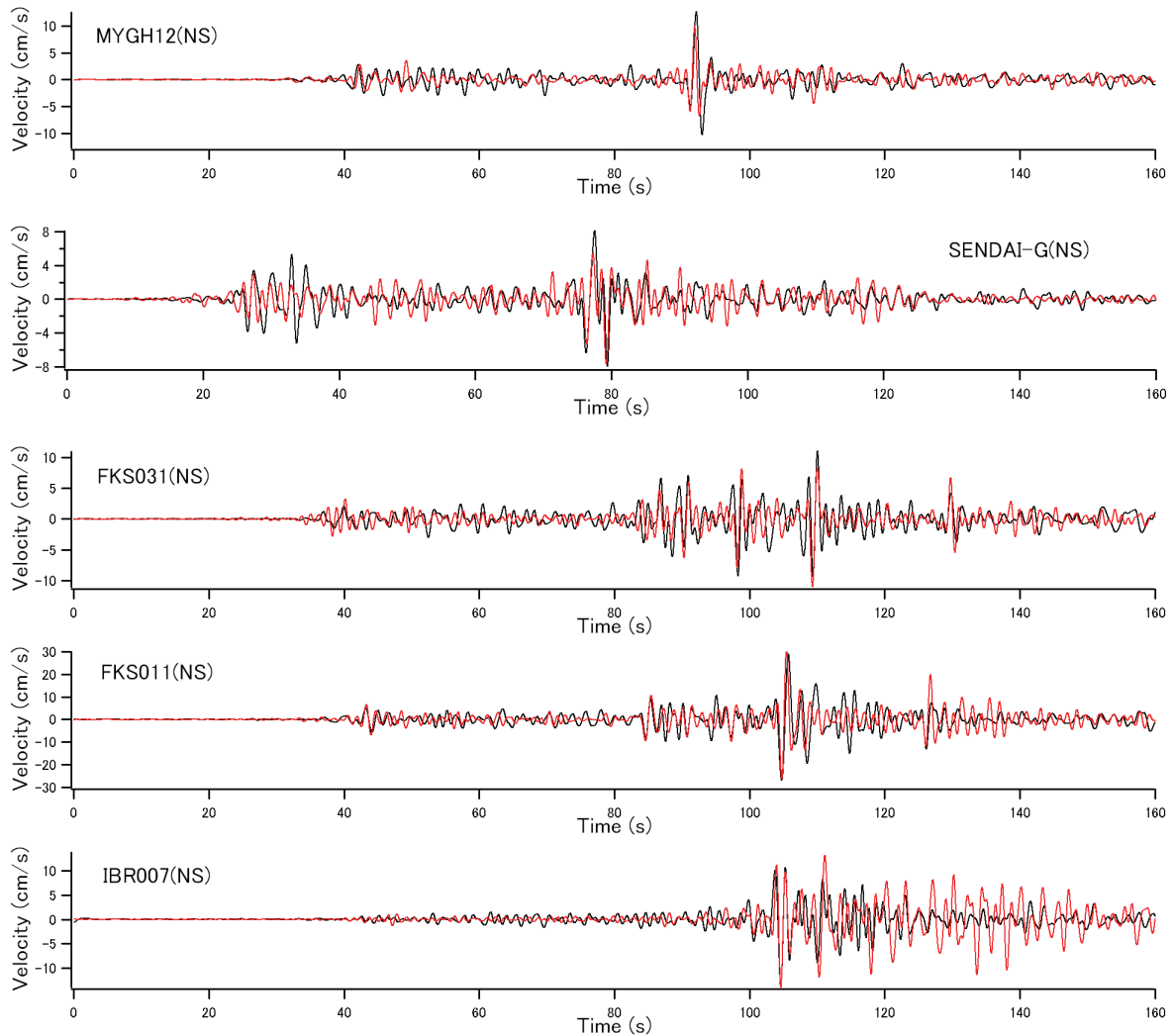


図-2.1 黒線は東北地方太平洋沖地震の際に観測された強震動パルスの例，赤線は SPGA モデルによるパルスの再現結果 (3. 参照)．いずれも 0.2-1Hz の帯域の速度波形．

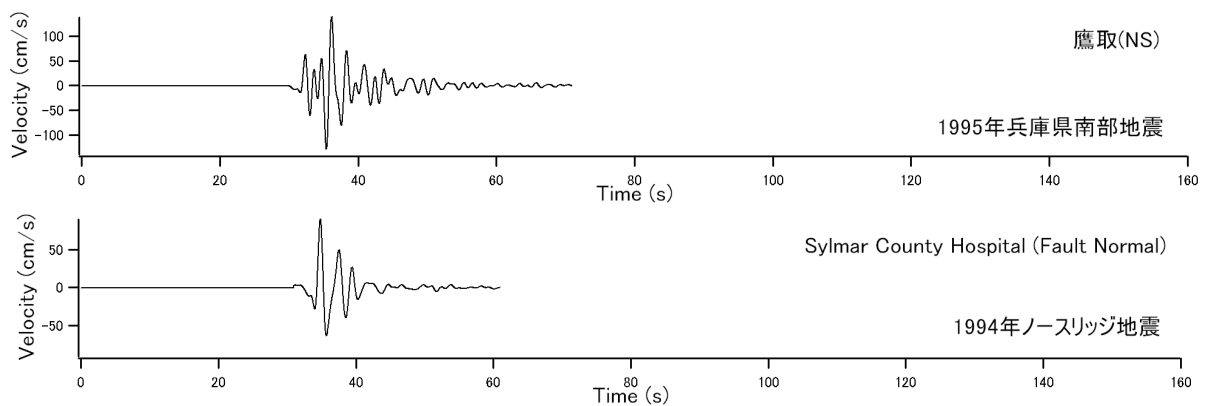


図-2.2 比較のために示す内陸地殻内地震による強震動パルスの例 (0.2-1Hz の帯域の速度波形)

成された強震動パルスの事例を示す。図-2.2 (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-2.2(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-2.1 と図-2.2 の比較からわかるように、パルスの形状や周

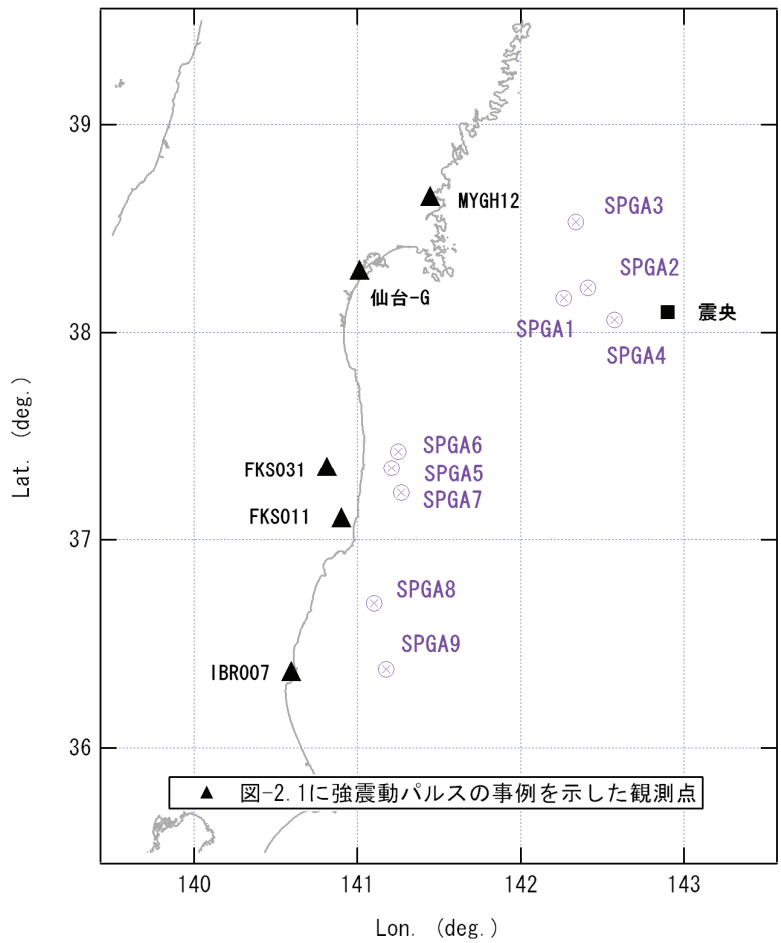


図-2.3 2011年東北地方太平洋沖地震を対象として、強震動パルスの再現を目的として作成された震源モデル(野津, 2012a; 2012b)と図-2.1に強震動パルスの事例を示した観測点

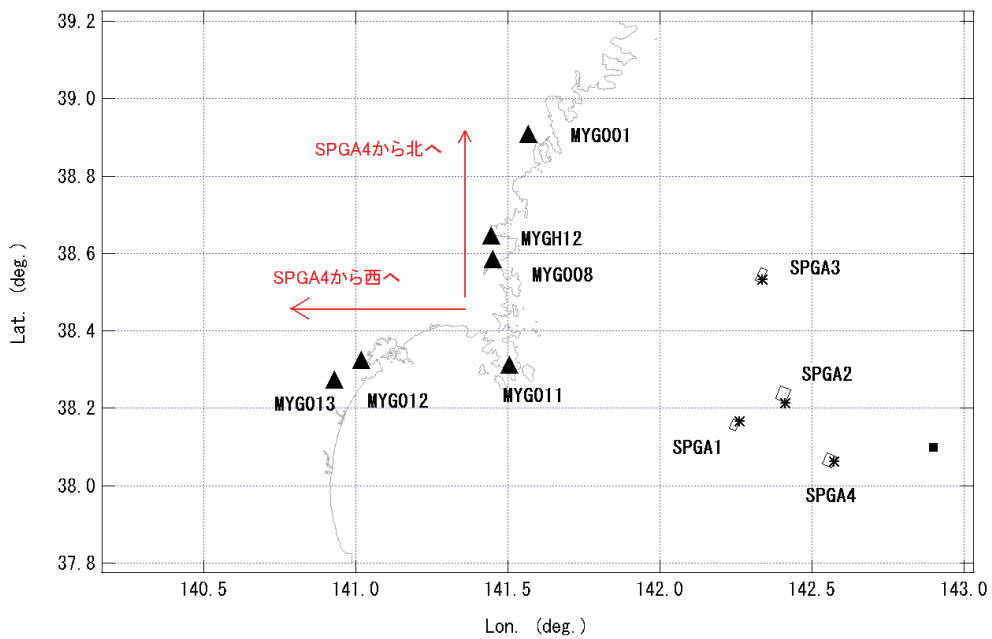


図-2.4 宮城県沖の4つのSPGAの位置(★は破壊開始点)および強震動パルスの伝播の様子を示す観測点

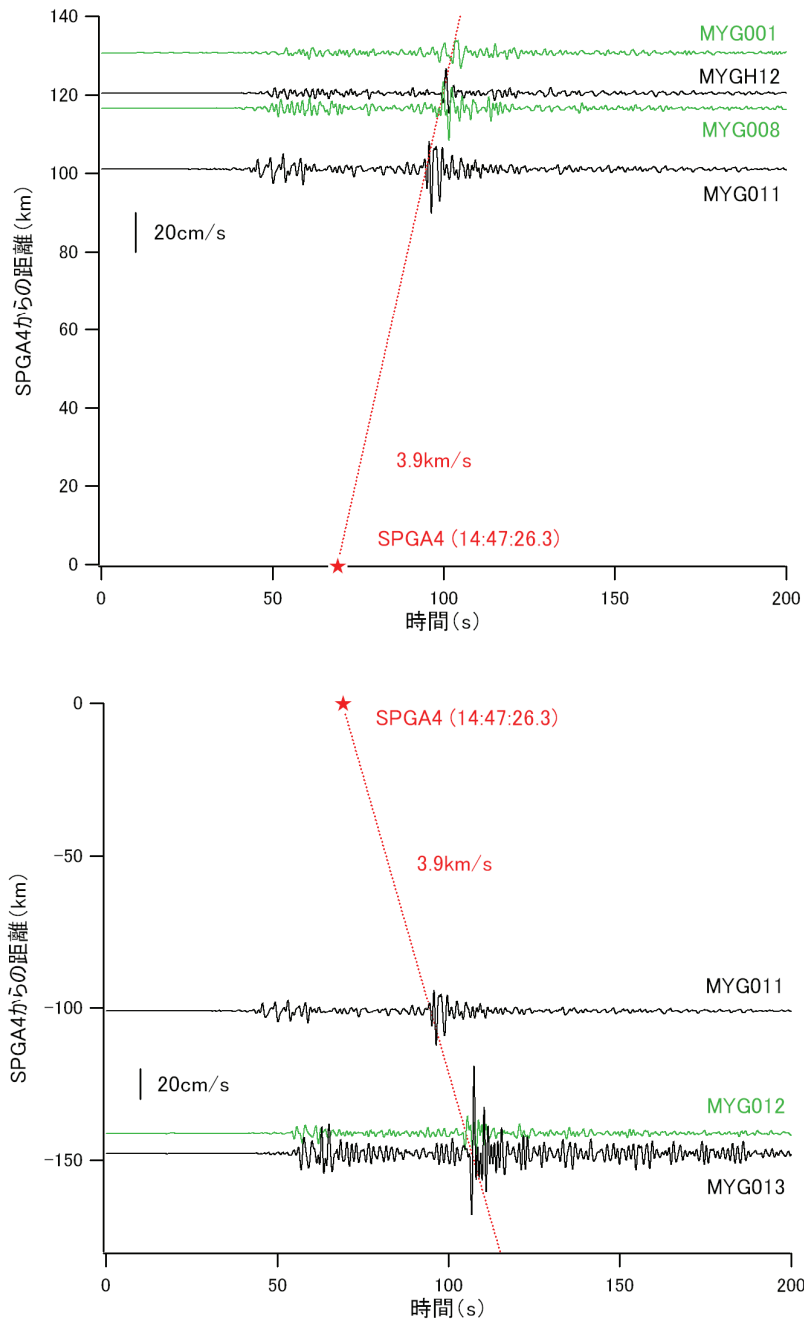


図-2.5 SPGA4からの強震動パルスの伝播の様子。上はMYG011から北へ、下はMYG011から西へ、強震動パルスが伝播する様子をそれぞれ示している。図の縦軸はSPGA4の破壊開始点から観測点までの直線距離、図の横軸は震央での破壊開始時刻を原点としている。波形は0.2-1Hzの速度波形であり、原則としてNS成分であるが、NS成分の振幅の小さいMYG011だけはEW成分を示している。赤の破線はS波速度を3.9km/sと仮定した場合のSPGA4からのS波の到来時刻を表す。

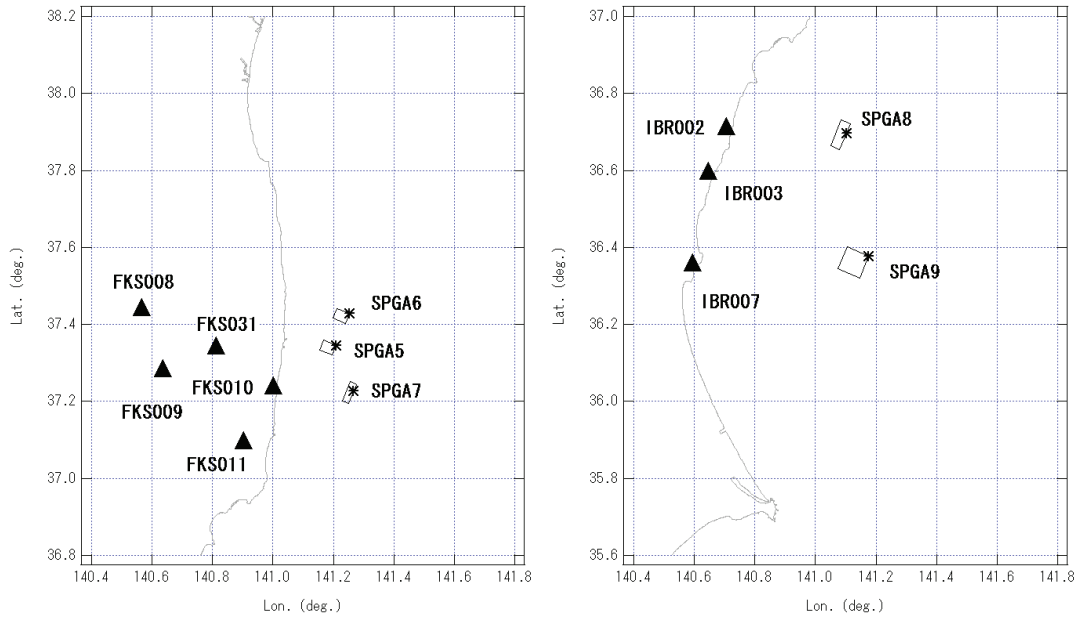


図-2.6 福島県沖および茨城県沖の SPGA の位置 (★は破壊開始点) および強震動パルスの伝播の様子を示す観測点

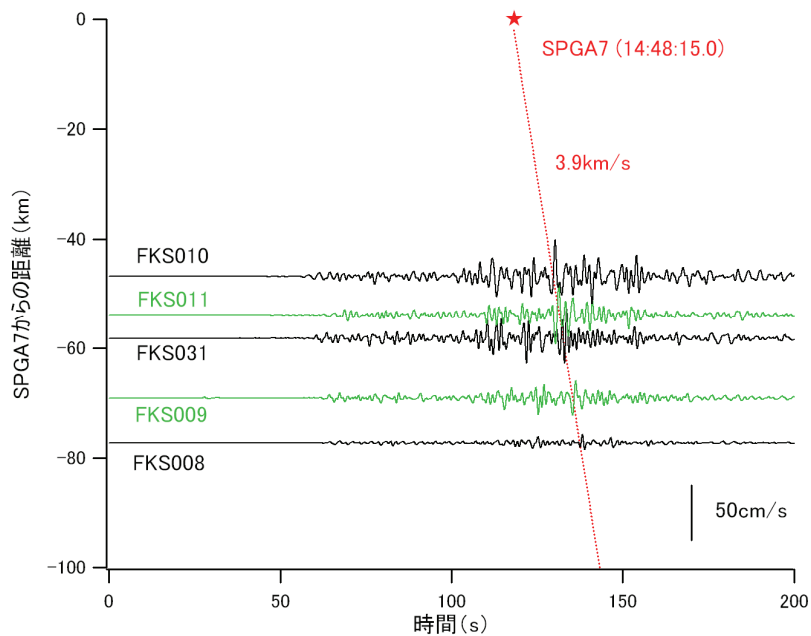


図-2.7 SPGA7 からの強震動パルスの伝播の様子. 図の縦軸は SPGA7 の破壊開始点から観測点までの直線距離, 図の横軸は震央での破壊開始時刻を原点としている. 波形は 0.2-1Hz の速度波形であり, 原則として NS 成分であるが, NS 成分の振幅の小さい FKS010 だけは EW 成分を示している. 赤の破線は S 波速度を 3.9km/s と仮定した場合の SPGA7 からの S 波の到来時刻を表す.

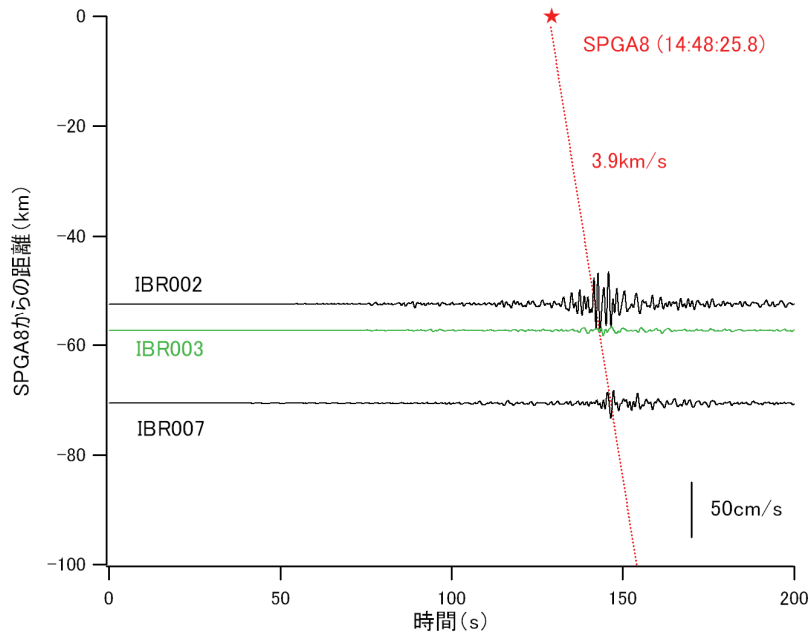


図-2.8 SPGA8からの強震動パルスの伝播の様子。図の縦軸はSPGA8の破壊開始点から観測点までの直線距離，図の横軸は震央での破壊開始時刻を原点としている。波形は0.2-1HzのEW成分の速度波形である。赤の破線はS波速度を3.9km/sと仮定した場合のSPGA8からのS波の到来時刻を表す。

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。

野津（2012a；2012b）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つの領域を推定している（図-2.3）。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-2.4～図-2.8である。

まず，宮城県沖のSPGA4（図-2.4）からの強震動パルスの伝播の様子を示したものが図-2.5である。図-2.5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とることができる。図-2.5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（野津他，2007）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であることは明確である。

同様に，福島県沖のSPGA7（図-2.6）からの強震動パルスの伝播の様子を示したものが図-2.7である。さらに，茨城県沖のSPGA8（図-2.6）からの強震動パルスの伝播の様子を示したものが図-2.8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（Kinoshita, 1998；Aoi *et al.*, 2000）によって初めて観測された海溝型巨大地震である。図-2.9の黒線は，2003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-2.10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-2.2）との類似性が見られる。

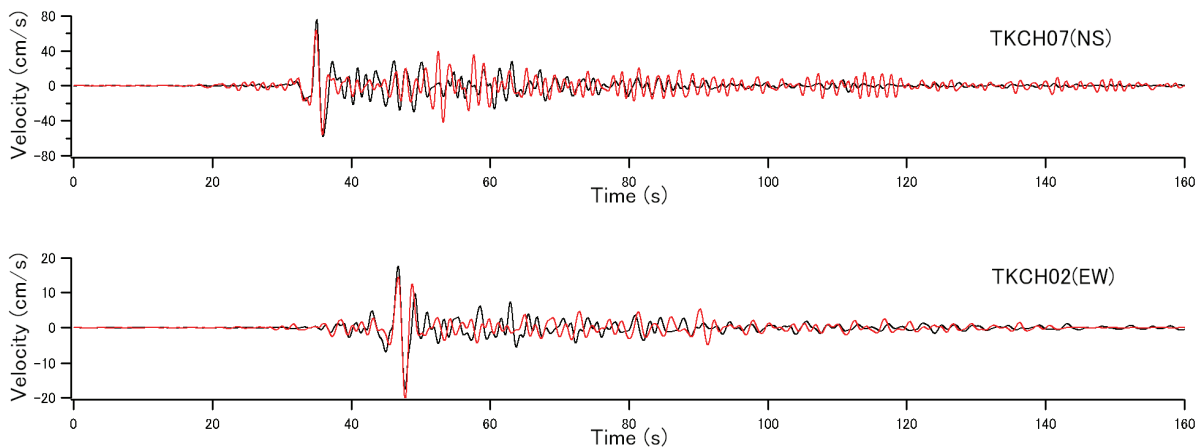


図-2.9 黒線は2003年十勝沖地震の際に観測された強震動パルスの例. 赤線はSPGAモデルによるパルスの再現結果(3.参照). いずれも0.2-1Hzの帯域の速度波形.

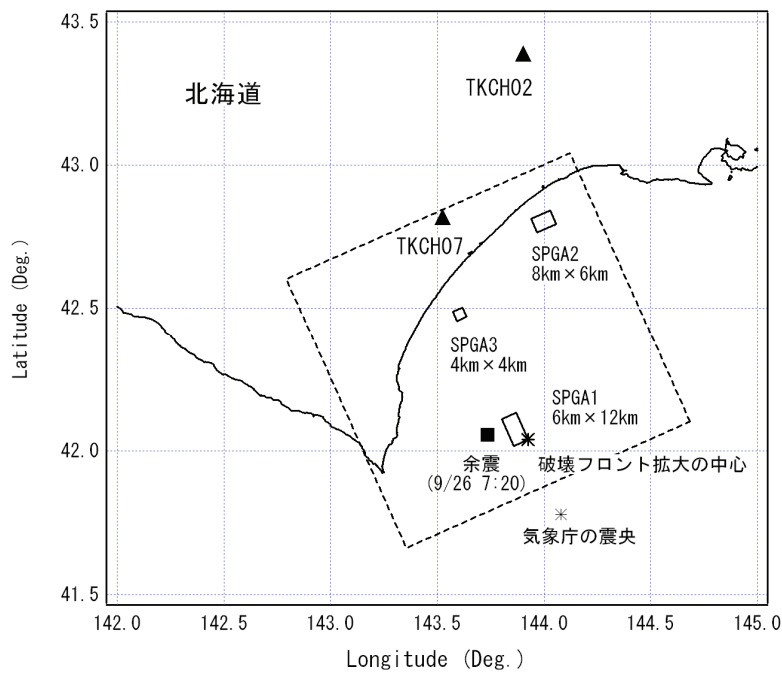


図-2.10 2003年十勝沖地震を対象として、強震動パルスの再現を目的として作成された震源モデル(野津・菅野, 2006)と図-2.9に強震動パルスの事例を示した観測点

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(建設省土木研究所, 1978). 開北橋の位置を図-2.11に示す. 図-2.12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-2.2)との類似性が見られる.

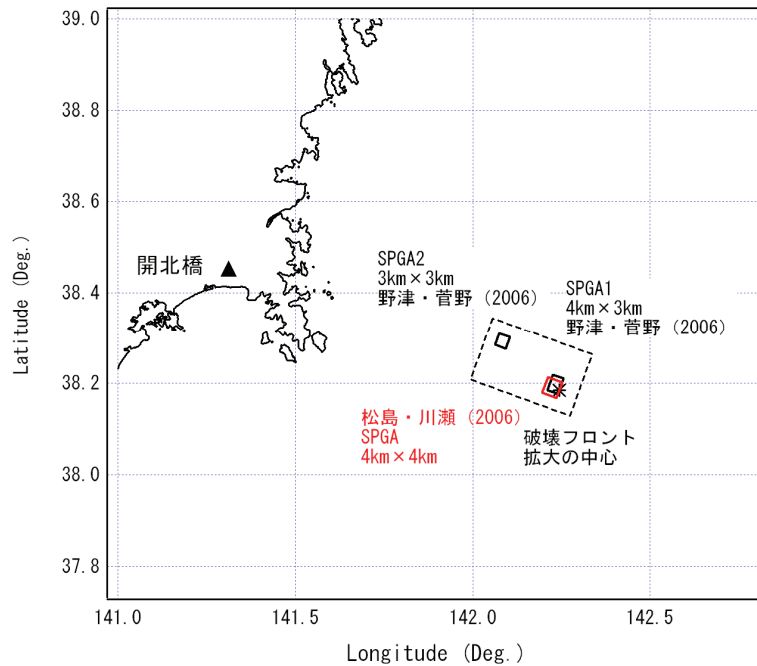


図-2.11 1978年宮城県沖地震を対象として、強震動パルスの再現を目的として作成された震源モデルと開北橋の位置。震源モデルとしては野津・菅野（2006）のものと同松島・川瀬（2006）のものを表示。

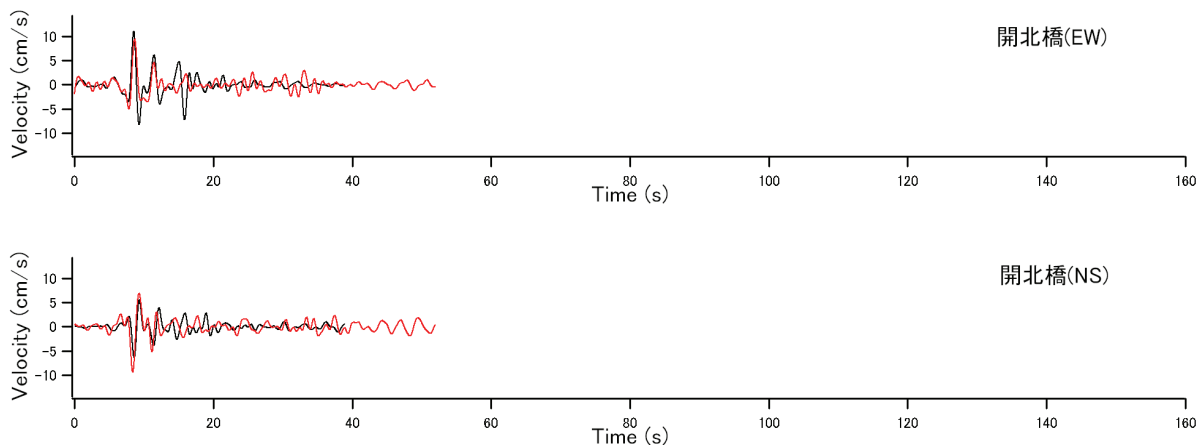


図-2.12 黒線は1978年宮城県沖地震の際に観測された強震動パルスの例。赤線はSPGAモデルによるパルスの再現結果（3.参照）。いずれも0.2-1Hzの帯域の速度波形（横軸は図-2.1、図-2.2等と揃えている）。

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、震央の南東側に位置するアスペリティについて複数の研究者が研究を行っているが、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設定された佐藤・川瀬 (2006) の震源モデルでは長さ 10km、幅 10km、面積 100km² のアスペリティが設定されているのに対し、周期 1 秒前後の強震動パ

ルスの再現を目的として設定された川瀬他（2006）および野津（2011）の震源モデルでは長さ 3~4km, 幅 5km, 面積 15~20km² のアスペリティが設定されている。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ため、ここでは、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震源モデルについて整理を行う。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、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-3.1 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。

松島・川瀬（2006）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野津（2012a ; 2012b）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（2006）に倣い、スーパーアスペリティという名称を与えている。

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おり（例えばKurahashi and Irikura, 2011）、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。そのため、断層面上で強震動を生成した領域に対してはSMGA（例えばMiyake *et al.*, 2003）という用語を割り当てることも多くなってきている。ただしSMGA自体は東北地方太平洋沖地震を対象とした場合には一辺が数十km程度のものが設定されており（Kurahashi and Irikura, 2011 ; 浅野・岩田, 2011 ; 佐藤, 2011 ; 川辺他, 2011 ; Irikura and Kurahashi, 2012）、強震動パルスを生成したと考えられる領域はこれよりかなり小さい。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（2006）や野津（2012a ; 2012b）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野津・菅野（2006）および港湾空港技術研究所地震動研究チーム（2010）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SPGA（野津, 2012a ; 2012b）とSMGA（Irikura and Kurahashi, 2012）の位置を比較してみると、図-3.1 に示すように、概ね前者が後者に含まれる関係にある。一部のSPGAはSMGAの外にあるが、これは、SPGAとSMGAの位置の決定精度の問題と考えられる。ここには示していないが、他の地震についても、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。

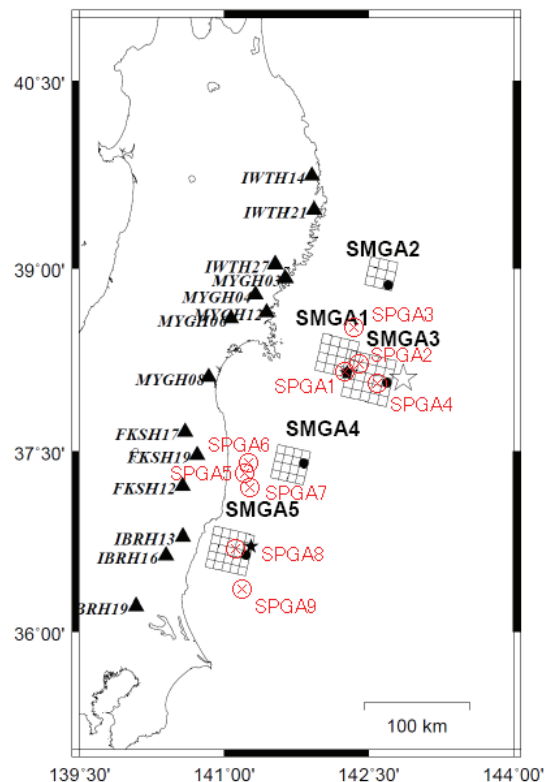


図-3.1 東北地方太平洋沖地震を対象とした SPGA（野津, 2012a ; 2012b）と SMGA（Irikura and Kurahashi, 2012）の位置の比較

表-3.1 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^* Nm	M_w	文献	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}^{**} km ²	M_{0SPGA} Nm	A_{SPGA} Nm/s ²
1968年 十勝沖地震	2.80E+21	8.2	野津・菅野(2006)	Asperity-1	SPGA1	3.1E+03	3.9	3.0	128	7.20E+19	1.47E+20
				Asperity-2	SPGA2	3.1E+03	3.9	3.0	64	1.80E+19	7.36E+19
				Asperity-3	SPGA3	3.1E+03	3.9	3.0	4	2.30E+18	1.50E+20
1978年 宮城県沖地震	3.10E+20	7.6	松島・川瀬(2006) 野津・菅野(2006)	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
2003年 十勝沖地震	8.21E+20	7.9	野津・菅野(2006)	Asperity-1	SPGA1	3.1E+03	3.9	3.0	72	4.20E+19	1.53E+20
				Asperity-2	SPGA2	3.1E+03	3.9	3.0	48	2.10E+19	1.14E+20
				Asperity-3	SPGA3	3.1E+03	3.9	3.0	16	2.40E+18	3.92E+19
2005年 宮城県沖の地震	5.43E+19	7.1	港湾空港技術研究所 地震動研究チーム(2010)	Asperity-1	SPGA1	3.1E+03	3.9	3.0	10.5	5.00E+18	1.25E+20
				Asperity-2	SPGA2	3.1E+03	3.9	3.0	5	2.00E+18	1.05E+20
2011年 東北地方太平洋沖地震	3.80E+22	9.0	野津(2012a; 2012b)	SA1_1	SPGA1	3.1E+03	3.9	3.0	6	8.00E+18	3.49E+20
				SA1_2	SPGA2	3.1E+03	3.9	3.0	12	8.00E+18	1.74E+20
				SA1_3	SPGA3	3.1E+03	3.9	3.0	8	4.00E+18	1.31E+20
				SA2	SPGA4	3.1E+03	3.9	3.0	10.5	2.10E+19	5.23E+20
				SA3_1	SPGA5	3.1E+03	3.9	3.0	12	3.00E+18	6.54E+19
				SA3_2	SPGA6	3.1E+03	3.9	3.0	12	3.00E+18	6.54E+19
				SA3_3	SPGA7	3.1E+03	3.9	3.0	12	5.00E+18	1.09E+20
				SA4	SPGA8	3.1E+03	3.9	3.0	24	9.00E+18	9.81E+19
				SA5	SPGA9	3.1E+03	3.9	3.0	49	2.00E+19	1.07E+20

* 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.

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(2006)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(古和田他, 1998; 野津・菅野, 2006; 野津・菅野, 2008; 野津他, 2009)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(Aki, 1967)に従う震源スペクトルと伝播経路特性, サイト増幅特性(野津他, 2007)を考慮した中小地震波形を作成し, これを入倉他(1997)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(低周波レベル)と, 加速度震源スペクトルの高周波側のフラットレベル(高周波レベル)が存在する. そこで, これらを, M_{0SPGA} および A_{SPGA} として表-3.1に示している. 波形合成法の詳細については上記の文献を参照されたい.

1978年宮城県沖地震を対象とした松島・川瀬(2006)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-3.1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野津(2012a; 2012b)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-2.3), 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-2.1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. 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ことによる可能性がある.

2003年十勝沖地震を対象とした野津・菅野(2006)の震源モデルでは, 波形インバージョン結果(Nozu and Irikura, 2008)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-2.10), 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-2.9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.

1978年宮城県沖地震を対象とした野津・菅野(2006)の震源モデルでは, 図-2.11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-2.12)。なお、図-2.11には松島・川瀬(2006)の震源モデルにおける SPGA の位置を同時に示しているが、これは野津・菅野(2006)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-3.1)、面積についても、松島・川瀬(2006)の SPGA が 16km^2 であるのに対し、野津・菅野(2006)の SPGA1 は 12km^2 となっており、大きくは異ならない結果となっている。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らないのは、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-3.1)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 と野津・菅野の 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、専ら野津・菅野の SPGA について検討を行う。

この他、煩雑になるの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、野津・菅野(2006)が震源モデルを示している。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、いずれも堆積層の影響を大きく受けており、後続位相が発達しているため、いずれも、パルスだけが目立つような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(震源からの直達波を含む)が精度良く再現できているため、以下においては野津・菅野(2006)の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、港湾空港技術研究所地震動研究チーム(2010)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ルリング

4.1 震源スペクトルの特性

対象とする震源モデルにおいては、各々の SPGA から放射される地震波は入倉他(1997)の方法で計算されているので、対応する震源スペクトルは、近似的にはオメガスクエアモデル(Aki, 1967)に従うことが期待される。そこで、表-3.1に示すすべての SPGA に対して、変位、速度、加速度の震源スペクトルがオメガスクエアモデルに従うものと

仮定して、それらをプロットしたものが図-4.1である(ただし1978年宮城県沖地震に対しては野津・菅野(2006)の SPGA)。また、図-4.2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-4.1 および図-4.2 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表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、当然とも言える。

次に、地震間の比較に移ると、非常に顕著な特徴として、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(大野, 2011; 境・神田, 2011)と整合するものである。東北地方太平洋沖地震は、その規模にも関わらず、固有周期が4-5秒程度の構造物にとって厳しい地震動成分をあまり出していなかったことになる。一方、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。

4.2 地震規模に対するスケールリング

次に、SPGAの低周波レベル $M_{0\text{SPGA}}$ および高周波レベル A_{SPGA} と地震規模 M_w との関係を検討する。

図-4.3(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(単純なたし算)である。低周波レベルに関して一般的に想定されることの多いスケールリングは、全地震モーメント M_0 の1乗に比例するものとするものである。図-4.3(上)の右上がりの直線はこの関係を満たす直線であるが($M_w \leq 7.9$ のデータを用いたフィッティング)、およそ $M_w=7.9$ を境としてそれより規模の大きい側では、SPGAの低周波レベルはこの関係に従わず、飽和する傾向が読みとれる。この関係は次式で表される。

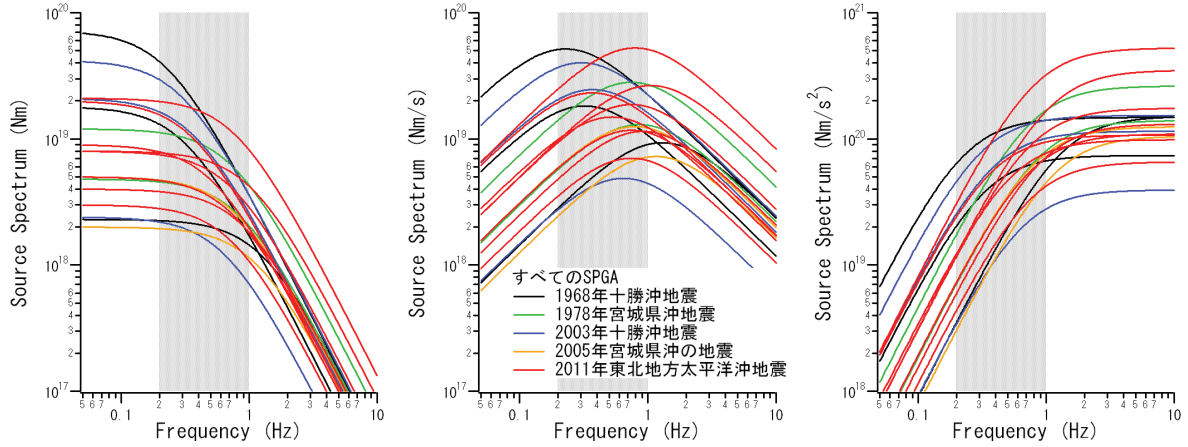


図-4.1 すべての SPGA に対応する震源スペクトルのプロット
(左から変位，速度，加速度の震源スペクトル)

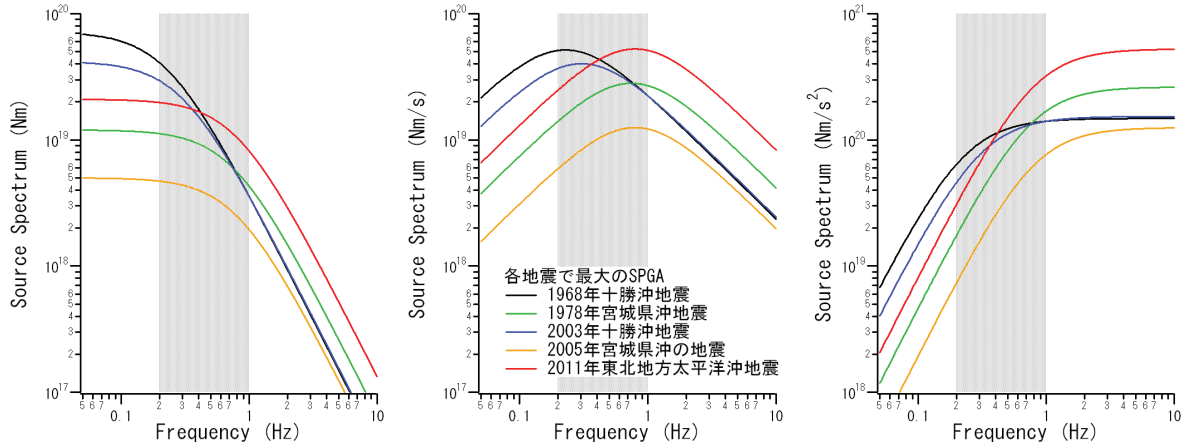


図-4.2 各地震で最大の SPGA に対応する震源スペクトルのプロット
(左から変位，速度，加速度の震源スペクトル)

$$\log_{10}(M_{0\text{SPGA}} \text{の総和}) = 1.5 M_w + 8.0 \quad (M_w \leq 7.9) \quad (1)$$

$$\log_{10}(M_{0\text{SPGA}} \text{の総和}) = 19.9 \quad (M_w \geq 7.9) \quad (2)$$

つまり、 $M_w=7.9$ を越えて地震規模が大きくなる場合、増加分のモーメントの大部分は強震動パルスの生成に寄与しないように見える。これは、増加分のモーメントがあまり大きなすべり速度を伴わずに解放されるためであると考えられる。なお、 $M_w \leq 7.9$ では M_0 に対する $M_{0\text{SPGA}}$ の割合は平均して 8% 程度である。

以上の低周波レベルに関する検討から、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ることがわかったので、以下においては主に $M_w \geq 7.9$ のデータに着目する。

図-4.3 (中) 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。図-4.3 (下) は SPGA の個数と M_w との関係を示

したものである。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、個数 N を介して次の関係がある。

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

以下においては、図-4.3 (中) (下) を併せて考察する。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を図-4.3 (中) に赤で示す。また、これを式で表すと

$$\log_{10}(A_{\text{SPGA}} \text{の総和}) = 0.5 M_w + 16.31 \quad (M_w \geq 7.9) \quad (4)$$

となる。一方、個々の SPGA の高周波レベル ($M_w \geq 7.9$ のデータ) と全地震モーメントとの関係を同様に検討したと

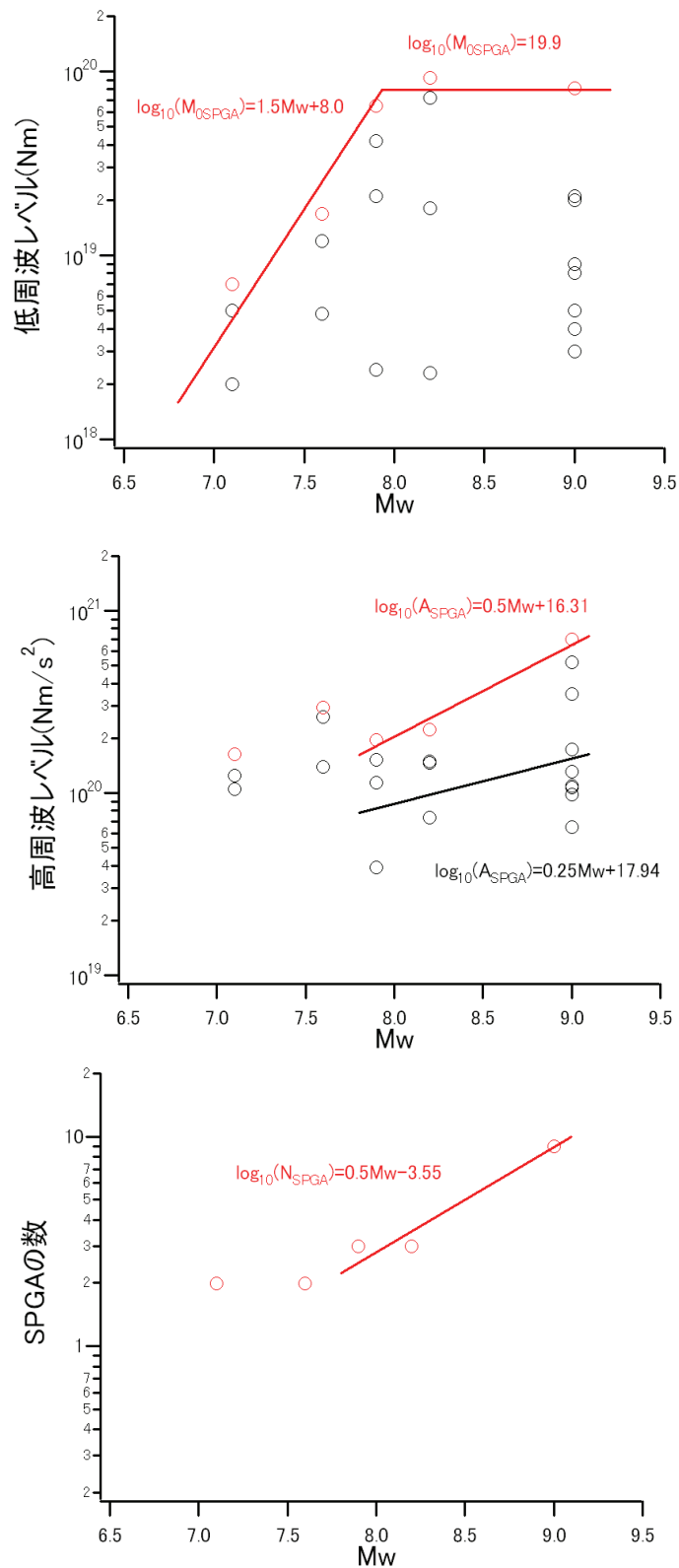


図-4.3 SPGA の低周波レベル，高周波レベルおよび SPGA の数と地震規模との関係
(中段の図の二つの回帰直線は個々の A_{SPGA} と A_{SPGA} の総和に対応)

ころ，最も残差が小さくなるのは 1/6 乗の場合であった．
このときの回帰直線を図-4.3 (中) に黒で示す．さらに，

SPGA の个数 ($M_w \geq 7.9$ のデータ) と全地震モーメントと
の関係を同様に検討したところ，最も残差が小さくなるの

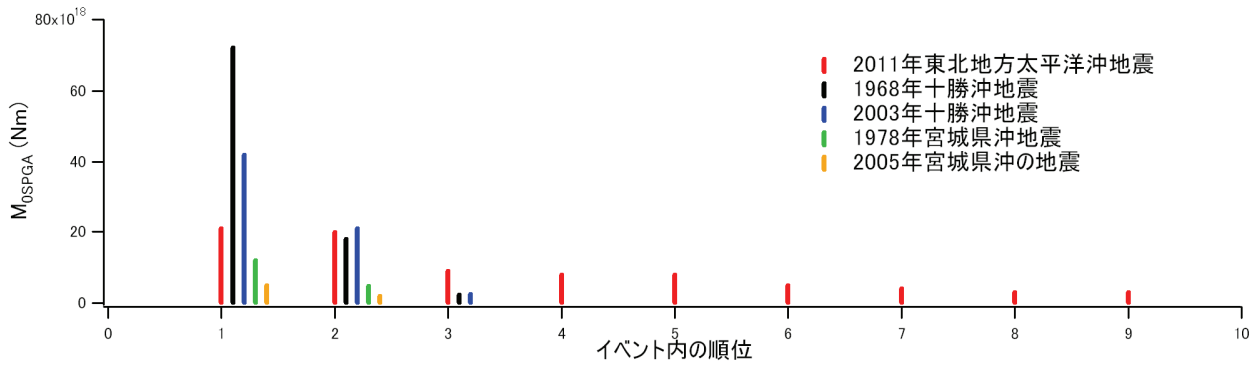


図-4.4 個々の SPGA の低周波レベル

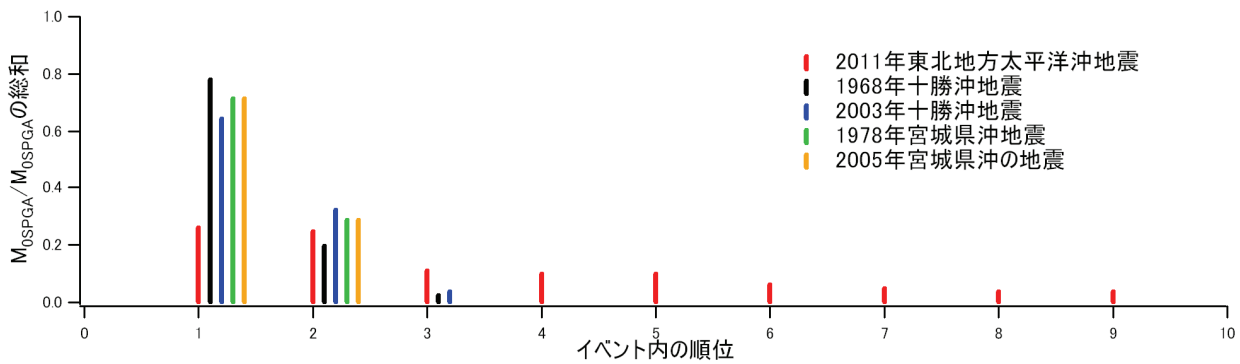


図-4.5 個々の SPGA の低周波レベルの全体に占める割合 (足すと 1 になる)

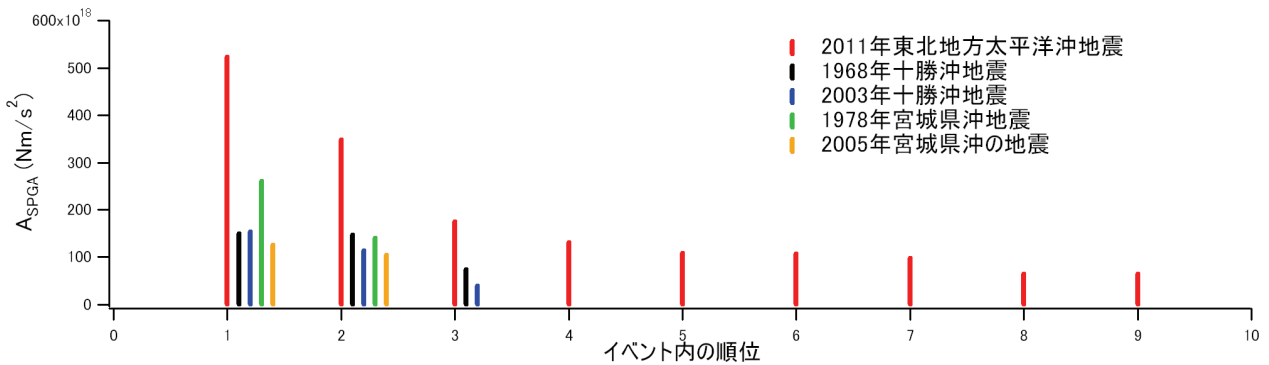


図-4.6 個々の SPGA の高周波レベル

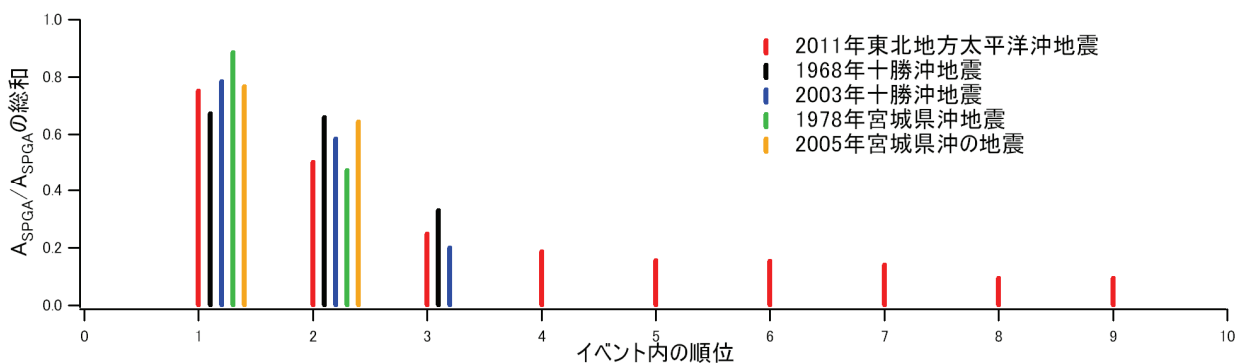


図-4.7 個々の SPGA の高周波レベルの全体に占める割合 (自乗して足すと 1 になる)

は $1/3$ 乗の場合であった。このときの回帰直線を図-4.3 (下) に赤で示す。これらの関係を式(3)に代入すると、左辺、右辺とも、全地震モーメントの $1/3$ 乗に比例すること

になるので、矛盾はないことになる。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 (2001) や佐藤 (2010) の示した関係とも整合する。

ここまで行ってきた低周波レベルおよび高周波レベルの総和に関する検討結果をもとに、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 の低周波レベルと高周波レベルの総和を推定することができるものと考えられる ($M_w \geq 7.9$ の場合)。

ただし、強震動予測の実務においては、SPGA の低周波レベルと高周波レベルの総和がわかるだけでは不十分であり、個々の SPGA におけるそれらの値、または、全体に占める割合が必要となる。

そこで、表-3.1 に示す個々の SPGA の低周波レベルを、イベント内で大きい順にプロットしたものが図-4.4 である。また、個々の SPGA の低周波レベルが全体に占める割合を、イベント内で大きい順にプロットしたものが図-4.5 である。図-4.5 から、イベント内で第一位の SPGA の低周波レベルが全体に占める割合は、2011 年東北地方太平洋沖地震とその他の地震で傾向が異なることがわかるが、 $M_w \geq 7.9$ の地震に対してあえて平均をとれば 0.56 となる。また、イベント内で第二位の SPGA の低周波レベルが全体に占める割合は地震間でのばらつきが比較的少なく、 $M_w \geq 7.9$ の地震に対して平均をとれば 0.25 となる。残りの 0.19 が第三位以下の SPGA によって賄われていることになる。

同じように、表-3.1 に示す個々の SPGA の高周波レベルを、イベント内で大きい順にプロットしたものが図-4.6 である。また、個々の SPGA の高周波レベルが全体に占める割合を、イベント内で大きい順にプロットしたものが図-4.7 である。図-4.6 から、2011 年東北地方太平洋沖地震は、SPGA の個数が多いだけでなく、個々の SPGA が高周波成分を多く出していた地震であったことがわかる。図-4.7 から、イベント内で第一位の SPGA の高周波レベルが全体に占める割合は地震間でのばらつきが比較的少なく、 $M_w \geq 7.9$ の地震に対して平均をとれば 0.74 となる。また、イベント内で第二位の SPGA の高周波レベルが全体に占める割合も地震間でのばらつきが比較的少なく、 $M_w \geq 7.9$ の地震に対して平均をとれば 0.58 となる。残りの 0.35 が第三位以下の SPGA によって賄われていることになる。

5. 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表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。

③SPGA の低周波レベルおよび高周波レベル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は、SPGA の低周波レベルの総和は飽和する傾向が認められた。一方、高周波レベルの総和は、全体のモーメントの 1/3 乗に比例して増加する傾向が認められた。

本研究で得られた経験式は、海溝型巨大地震を対象とする当面の強震動予測では有用なものであると考えられるが、強震記録の得られている海溝型巨大地震はまだ少ないため、得られた経験式は比較的少数のデータから得られたものであるという限界がある。従って、今後さらに事例を蓄積して信頼性を向上させる必要がある。また、得られた経験式の物理的解釈がまだ十分に出来ていないという問題点もあり、今後の課題である。

(2012年4月27日受付)

謝辞

本研究を実施するにあたり、入倉孝次郎京都大学名誉教授より御指導いただきました。心より御礼申し上げます。また、(株)ニュージェックの山田雅行博士からも種々の助言をいただきました。さらに、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。感謝の意を表します。なお JR の波形は JR 警報地震計(FD シリアル番号 R-087) (中村他, 1995)によります。

参考文献

浅野公之・岩田知孝 (2011) : 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.

入倉孝次郎 (1996) : 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, pp.229-245.

入倉孝次郎・香川敬生・関口春子 (1997) : 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.

大野 晋 (2011) : 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, pp.13-20.

釜江克宏・入倉孝次郎 (1997) : 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, Vol.500, pp.29-36.

川瀬 博・佐藤智美・包仁満都拉・梅田尚子 (2006) : 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, pp.162-165.

川辺秀憲・釜江克宏・上林宏敏 (2011) : 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.

建設省土木研究所 (1978) : 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.

港湾空港技術研究所地震動研究チーム (2010) : 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-bst/taisin/sourcemodel/somodel_2005miyagikenoki.html.

古和田明・田居 優・岩崎好規・入倉孝次郎 (1998) : 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, Vol.514, pp.97-104.

境 有紀・神田和紘 (2011) : 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, pp.51-56.

境 有紀・額綱一起・神野達夫 (2002) : 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, pp.85-91.

佐藤智美 (2010) : 逆断層と横ずれ断層の違いを考慮した日本の地殻内地震の短周期レベルのスケーリング則, 日本建築学会構造系論文集, No.651, pp.923-932.

佐藤智美 (2011) : 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.

佐藤智美・川瀬 博 (2006) : 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, pp.170-173.

壇 一男, 渡辺基史, 佐藤俊明, 石井 透 (2001) : 断層の非一様すべり破壊モデルから算定される短周期レベルと半経験的波形合成法による強震動予測のための震源断層のモデル化, 日本建築学会構造系論文集, No.545, pp.51-62.

中村 豊・上半文昭・井上英司 (1995) : 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.

野津 厚 (2010) : 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.

野津 厚 (2011) : 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, pp.133-195.

野津 厚 (2012a) : 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, 日本地震学会論文集, Vol.12 (掲載予定).

野津 厚 (2012b) : 強震動を対象とした 2011 年東北地方太平洋沖地震の震源モデル, 港湾空港技術研究所報告, Vol.51 (印刷中).

野津 厚・井合 進・一井康二・沼田淳紀 (2000) : 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, pp.311-318.

野津 厚・菅野高弘 (2006) : 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.

野津 厚・菅野高弘 (2008) : 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，
- 野津 厚・長尾 毅・山田雅行 (2007)：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，pp.215-234.
- 野津 厚・長尾 毅・山田雅行 (2009)：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，pp.808-813.
- 野津 厚・若井 淳 (2011)：港湾地域強震観測年報 (2010)，
港湾空港技術研究所資料，No.1243.
- 松島信一・川瀬 博 (2006)：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，pp.98-102.
- Aki, K. (1967): Scaling law of seismic spectrum, *J. Geophys. Res.*, Vol.72, pp.1217-1231.
- Aoi, S., K. Obara, S. Hori, K. Kasahara and Y. Okada (2000): New strong-motion observation network: KiK-net, *Eos Trans. Am. Geophys. Union*, Vol.81, p.329.
- Irikura, K. and S. Kurahashi (2012): 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.
- Kinoshita, S. (1998): Kyoshin Net (K-net), *Seim. Res. Lett.*, Vol. 69, pp.309-332.
- Kurahashi, S. and K. Irikura (2011): Source model for generating strong ground motions during the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake, *Earth Planets Space*, Vol.63, pp.571-576.
- Miyake, H., T. Iwata and K. Irikura (2003): Source characterization for broadband ground-motion simulation: kinematic heterogeneous source model and strong motion generation area, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol.93, pp.2531-2545.
- Nozu, A. and K. Irikura (2008): 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, pp.180-197.
- Wald, D.J., T.H. Heaton and K.W. Hudnut (1996): The slip history of the 1994 Northridge, California, earthquake determined from strong-motion, teleseismic, GPS, and leveling data, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol.86, pp.S49-S70.

付録 A 強震動パルス生成域のパラメーター間の関係

本文では、強震動パルス生成域 (SPGA) の諸特性のうち、特に低周波レベル M_{0SPGA} と高周波レベル A_{SPGA} を対象に検討を行ったが、ここでは、これらのパラメーターと、時間領域におけるパルスの特性との間にどのような関係があるか、補足的な考察を行った。

A.1 時間領域でのパラメーター

図-2.1, 図-2.9, 図-2.12 に見られるような強震動パルスを直接規定するパラメー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ー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-3.1 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。

このような考え方で、野津 (2012a ; 2012b) の震源モデルに基づき、図-2.1 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-A.1 に示す。ここで MYGH12 と仙台-G に対する計算結果が異なるのは、azimuth および take off angle の違いによる。

なお、図-A.1 では、計算結果の速度波形に比例係数である $4\pi\rho\beta^3/R_{\theta\phi}/FS/PRITIN$ 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、 $R_{\theta\phi}$ はラディエーション係数、 FS は自由表面による増幅の効果を表す係数、 $PRITIN$ 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-A.1 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できるため、SPGA の特徴を規定するパラメーターの一つであると考えられる。

A.2 周波数領域でのパラメーター

次に、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。A.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-3.1 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。

一方、表-3.1 に示す震源モデルでは、各々の SPGA に対応する震源スペクトルは、近似的にはオメガスクエアモデル (Aki, 1967) に従うものとなっている。オメガスクエアモデルに従う速度震源スペクトルは

$$V(f) = M_0 \frac{2\pi f}{1 + \left(\frac{f}{f_c}\right)^2} \quad (A1)$$

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(A1)は $f=f_c$ で最大値 $\pi f_c M_0$ をとるという性質がある。そこで、表-3.1 に示す SPGA の低周波レベル M_{0SPGA} および高周波レベル A_{SPGA} をもとに、その間を式(A1)でつなぐことにより、 f_{peak} と V_{max} を求めることもできるが、このようにして求めた f_{peak} と V_{max} は、上で「単位距離における地震基盤での速度波形」から求めた f_{peak} および V_{max} と、図-A.2 に示すように良く対応する。

このように、SPGA の低周波レベルおよび高周波レベルと、時間領域におけるパルスの特性との間には対応関係があると考えられるので、振幅と時間幅といった時間領域における特性を直接議論する代わりに、低周波レベルと高周波レベルについて議論することが可能であると考えられる。

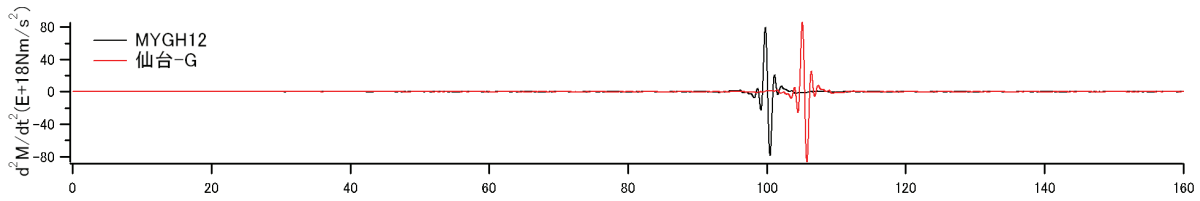


図-A.1 SPGA4 から単位距離だけ離れた地点の地震基盤での速度波形 (0.2-1Hz)

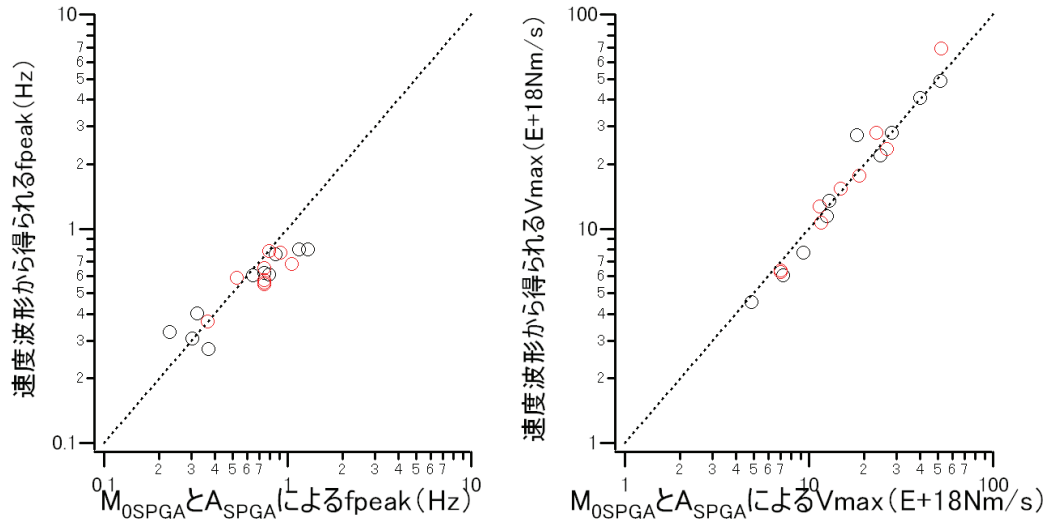


図-A.2 表-3.1 に示す M_{0SPGA} および A_{SPGA} をもとに、その間を式(A1)でつないで得られる f_{peak} および V_{max} と、「単位距離における地震基盤での速度波形」から得られる f_{peak} および V_{max} との比較 (赤は東北地方太平洋沖地震に関するプロット, 黒はそれ以外の地震に関するプロット)

港湾空港技術研究所資料 No.1257

2012.9

編集兼発行人 独立行政法人港湾空港技術研究所

発行所 独立行政法人港湾空港技術研究所
横須賀市長瀬3丁目1番1号
TEL. 046(844)5040 URL. <http://www.pari.go.jp/>

印刷所 株式会社シーケン

Copyright © (2012) by PARI

All rights reserved. No part of this book must be reproduced by any means without the written permission of the President of PARI

この資料は、港湾空港技術研究所理事長の承認を得て刊行したものである。したがって、本報告書の全部または一部の転載、複写は港湾空港技術研究所理事長の文書による承認を得ずしてこれを行ってはならない。



古紙配合率70%再生紙を使用しています