

東北地方太平洋沖地震における仙台市内の地震動と そこから推定される強震動生成過程に関する考察

野津厚¹⁾

1) 港湾空港技術研究所, 地震防災研究領域長 博士 (工学)
e-mail : nozu@pari.go.jp

要 約

東北地方太平洋沖地震による強震動の特性としては, 継続時間が長かったこと, 遠方でも長周期地震動が観測されたことなどが語られることが多いが, 仙台市内など震源近傍の多くの地点で周期1-2秒程度のパルス的な地震動が支配的であったことも, 東北地方太平洋沖地震の強震動の重要な一側面である. これらのパルスの時定数の短さは, それらが一般にSMGAと呼ばれる一辺が数10km程度の領域ではなく, 筆者がSPGAと呼ぶ一辺が数km程度の領域で生成されたことを物語っている. 一方, 仙台市内に最大のパルスをもたらしたSPGAは, 仙台市から見て150kmも沖合に存在していたと推定される. これらが工学的にどのような意義を有するか議論する.

キーワード: 東北地方太平洋沖地震, 強震動パルス, SPGA,

1. はじめに

2011年東北地方太平洋沖地震による強震動の特性としては, 継続時間が長かったこと, 遠方でも長周期地震動が観測されたことなどが語られることが多いが, 仙台市内など震源近傍の多くの地点で周期1-2秒程度のパルス的な地震動が支配的であったことも, 東北地方太平洋沖地震の強震動の重要な一側面である. この地震の際に宮城県などで観測された強震動が大きく二つの波群からなることは多くの研究者が指摘している^(例えば1)-5). しかし, 第二波群の先頭に, 大振幅の, 構造物にとって脅威となるパルス波が含まれていることは広くは知られておらず, その工学的意義についても十分には論じられていない.

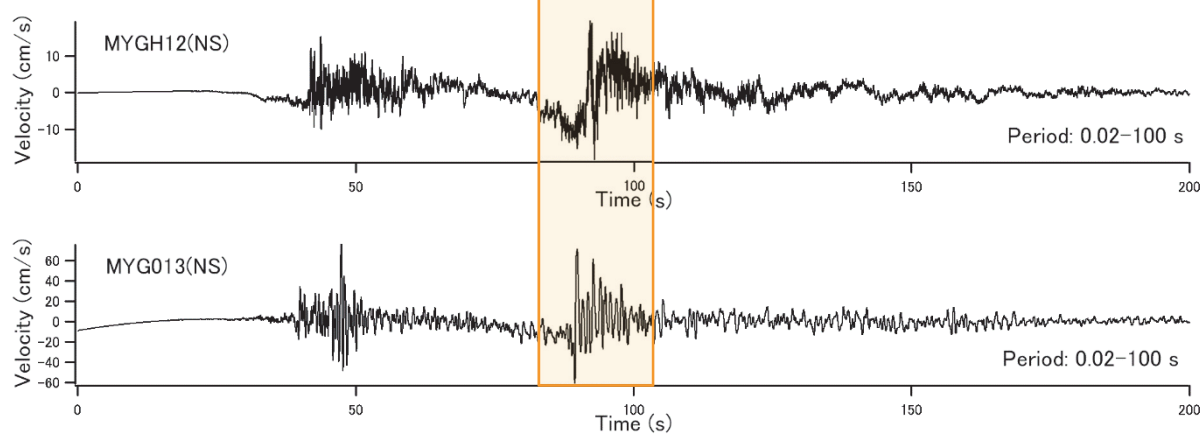
そこで本稿では, 仙台市内などで観測されたパルス状の地震波について見ていくとともに, パルスの発生源が断層面上のどこにあったか, パルスの発生源はどの程度の空間的広がりを持っていたかを考察し, その工学的意義について述べる.

2. 仙台市内などで観測されたパルス状の地震波

上述のように, この地震の際に宮城県などで観測された強震動が大きく二つの波群からなることは多くの研究者が指摘しているが, ここで主に着目するのはそれぞれの波群の先頭に含まれるパルス, 特に第二波群の先頭に見られる大振幅のパルスである.

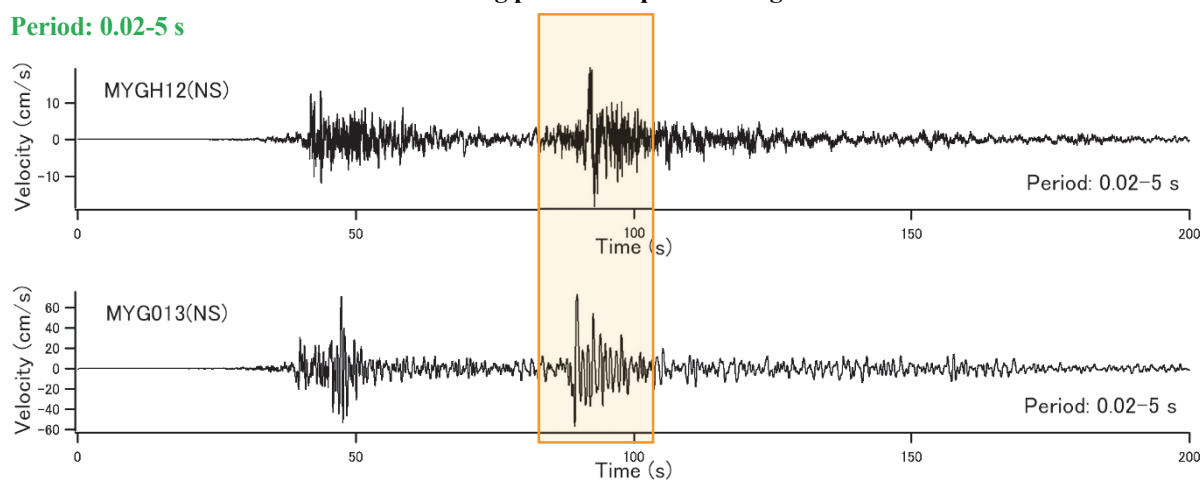
図1の上段は2011年東北地方太平洋沖地震の際に宮城県内の二つの観測点, MYGH12 (KiK-net 志津川) と MYG013 (K-NET 仙台) ⁶⁾で観測された広帯域 (周期 0.02-100 秒) の速度波形を示したものである (観測点の位置を図2に示す). これらは, 積分するために周期 100 秒以上の成分をカットしただけで, 基本的にフィルタリングの影響を受けていない波形である. この広帯域の波形にすでに問題のパルスが表れており, 周期数十秒程度のゆるやかに変動する成分に, 周期 1.5 秒程度の鋭いパルスが複数重な

Period: 0.02-100 s (broadband)



↓ remove long period components longer than 5 s

Period: 0.02-5 s



↓ remove short period components shorter than 1 s

Period: 1-5 s

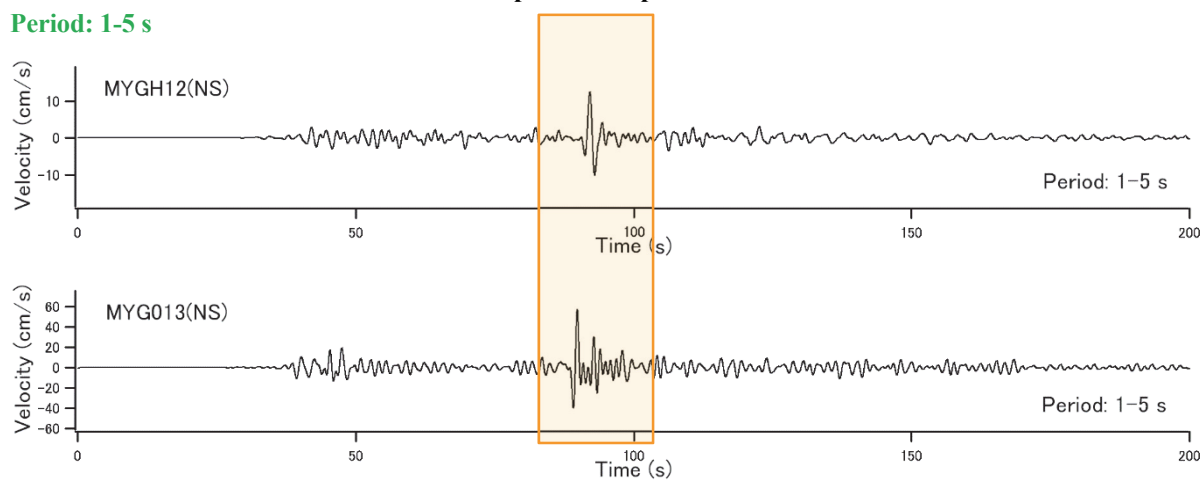


図1 東北地方太平洋沖地震の際に観測された強震動パルス为例

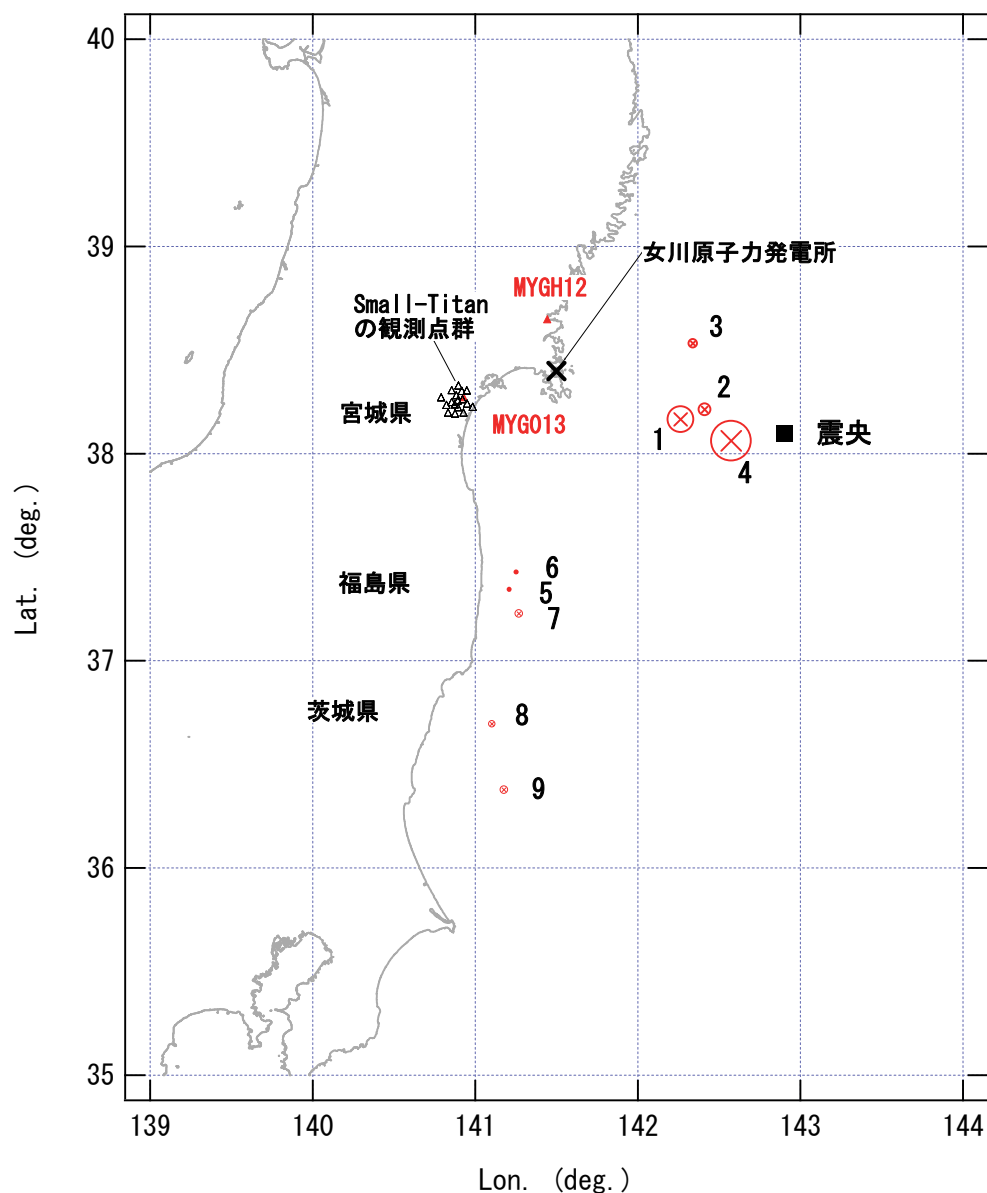


図2 本稿で言及する強震観測点と東北地方太平洋沖地震のSPGAモデル¹¹⁾¹²⁾. 円の半径はSPGAの短周期レベル¹²⁾に比例させている.

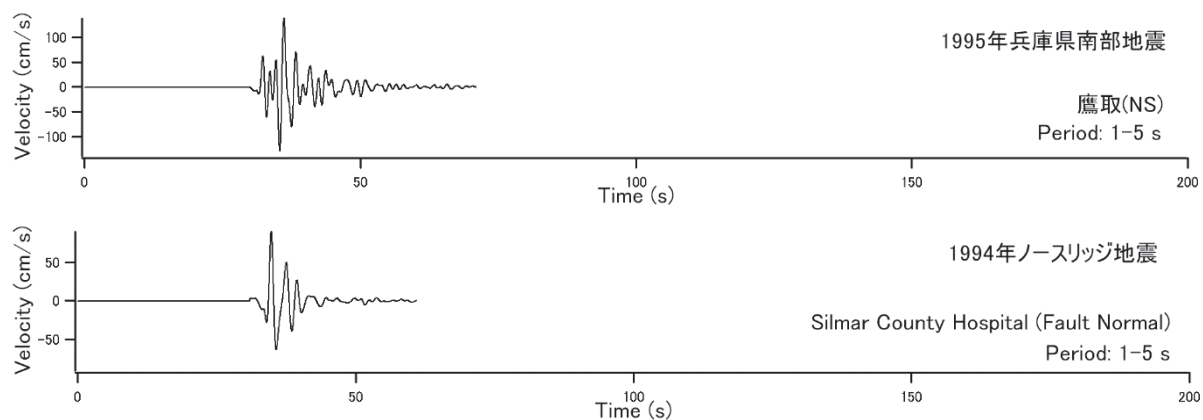


図3 内陸地殻内地震による強震動パルスの例 (周期 1-5 秒の帯域の速度波形)

っていることが確認できる。特に、第二波群の先頭に位置するパルス（四角で囲ったもの）が顕著である。これらの波形から、一般的な構造物に対しては影響が少ないと考えられる周期 5 秒以上の成分をカットしたものが図 1 の中段である。この図からわかるように、構造物に対して影響が大きいと考えられる周期 5 秒以下の地震動においてはパルスが支配的となっている。さらにわかりやすくするため、周期 1 秒以下の短周期成分をカットし、周期 1-5 秒の帯域の波形を示したものが図 1 の下段である。この帯域の波形は離散的な複数のパルスから構成されていると言っても過言ではない。

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、周期 1-2 秒程度の強震動パルス（工学上重要な周期帯域に現れるパルスを本稿では強震動パルスと呼ぶ）が大被害をもたらしたことは広く知られている⁷⁾。図 3 の上段は 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 3 の下段は 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。図 1 と図 3 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良く似ており、振幅が大きければ構造物にとって脅威となる。

大野他⁸⁾は仙台市内の 17 地点における速度波形（ほぼ NS 成分）を示している。それによると、地点によっては堆積層による後続波群の発達が見られるが、最大速度は全ての地点で第二波群先頭のパルスで決まっており、ここでもその重要性が確認できる。同様のパルスは、東北工業大学が仙台市とその周辺に展開していたアレー強震観測網 Small-Titan⁹⁾（位置を図 2 に示す）によっても捉えられている。図 4 はその様子を示したものである（ここで示しているのは NS 成分の周期 1-5 秒の速度波形）。図の横軸は震央での破壊開始時刻からの経過時間、縦軸は第二波群先頭のパルスの発生源と考えられる SPGA4（後述）から各観測点までの距離である。ほぼすべての観測点で第二波群先頭のパルスが観測地震動の最大振幅を決定していることがわかる。斜めの破線については後述する。Small-Titan の観測点のうち仙台市内の七郷中学校（AKA011）ではパルスの振幅は NS 成分で 114 cm/s に達していたことが永野¹⁰⁾により報告されている。七郷中学校ではパルスを含む 10 秒程度の区間の応答スペクトルが全区間のそれと大差なく、強震動の継続時間は長いものの、大振幅のパルスによって応答スペクトルが決定づけられていたことも指摘されている¹⁰⁾。これら的大振幅のパルスは仙台市内の構造物被害の原因でもあった可能性が高い。

以上のように、強震動パルスがたいへん重要であるにも関わらず、これらを説明するための震源モデルの開発に取り組んでいる研究グループが、著者ら¹¹⁾¹²⁾のグループ以外には Kurahashi and Irikura のグループ⁵⁾ぐらいしか見あたらないのは残念である。

3. パルスの発生源の断層面上の位置

それでは、パルスの発生源（本稿では SPGA と呼ぶ）は断層面上のどこにあったのだろうか。

著者は、パルスの発生源が断層面上にあることを仮定し、その位置（東経・北緯）と発生時刻を、観測点でのパルス到来時刻を最もうまく説明できるよう、グリッドサーチで求めている¹¹⁾。図 5 は、最も顕著な第二波群先頭のパルスに着目して、パルスが伝播する様子を示したものの¹²⁾である。ここで着目する観測点を図 5 上に示す。牡鹿半島の先端に位置する MYG011 から北に向かっていくつかの観測点が存在するが、それらの観測点に沿ってパルスが南から北へ伝播する様子を示したものが図 5 中である。図の横軸は時間であり震央での破壊開始時刻をゼロとしている。図の縦軸は、第二波群先頭のパルスの発生源と推定された SPGA4（位置を図 5 上に示す）から各観測点までの距離である。斜めの破線は、仮に SPGA4 において 14 時 47 分 26.3 秒にパルスが生成され、それが S 波速度 3.9km/s で伝播するとした場合に、各観測点にパルスが到達する時刻を示したものであるが、実際ほぼその時刻にパルスが到来しているので辻褄が合う。同様に、パルスが東から西へ伝播する様子を示したものが図 5 下である。仙台市内におけるパルスの伝播の様子を示した図 4 にも同様に斜めの破線をプロットしている。これらの図から、上述の時刻に上述の場所でパルスが生成されたと考えることの妥当性を確認できる。

一方、他のいくつかの研究²⁾³⁾⁴⁾⁵⁾では、第二波群全体を生成した強震動生成領域があると考え、この強震動生成領域の最初の破壊開始点を求めているが（その方法は文献毎に異なるのでそれぞれの文献を参照されたい）、問題のパルスは第二波群の先頭に位置しているので、これらはパルスの発生源を求める作業に対応していると見ることもできる。そこで、これらの研究で得られた破壊開始点を参照してみると、Asano and Iwata³⁾と Kurahashi and Irikura⁵⁾のものは SPGA4 にほぼ一致している（図 5 上）。川辺・釜江⁴⁾の破壊開始点はやや北側であるが、図 5 中に示す通り海岸線に沿ってパルスが南から北へ伝播している

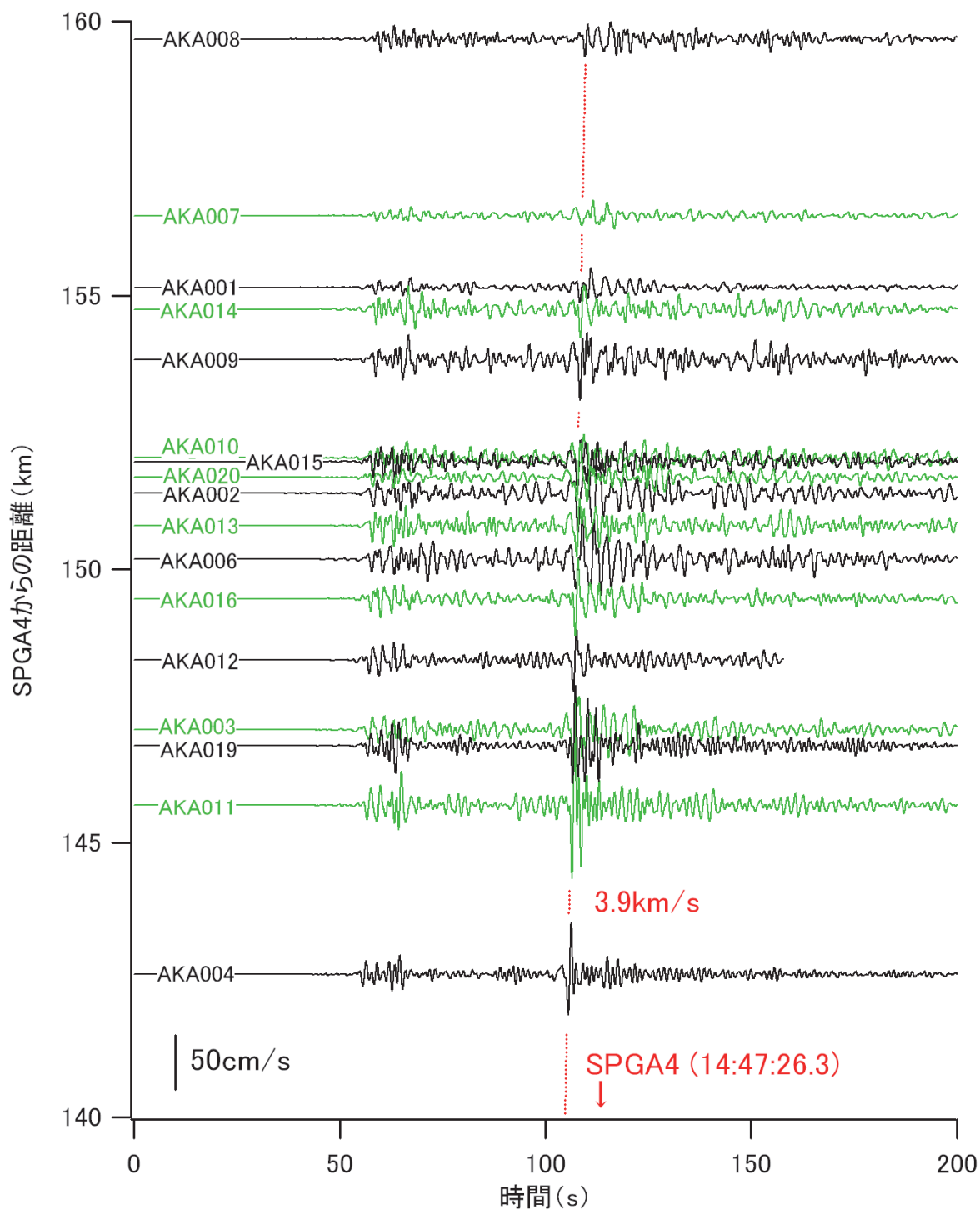


図4 Small-Titan⁹⁾が捉えた第二波群先頭のパルスの伝播の様子

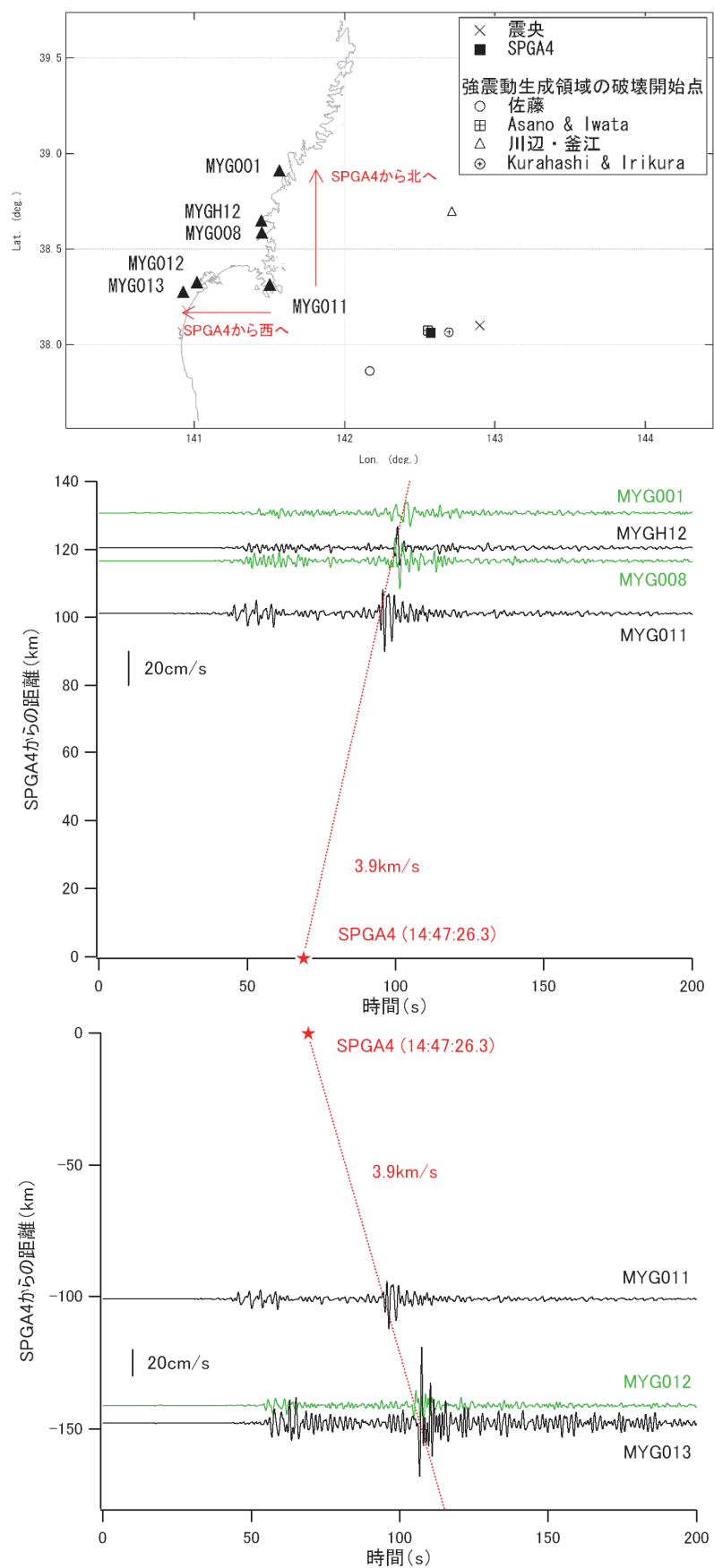


図5 強震動パルスの伝播の様子。(上) 着目する観測点 (中) 南から北へ (下) 東から西へ。

ことを考えると、パルスの発生源は牡鹿半島の先端より南であったと考える方が妥当である。一方、佐藤²⁾の破壊開始点は SPGA4 よりもやや南西であり、牡鹿半島の先端から南東方向に 45° の角度で引いた線上にほぼ位置している。しかしながら、図 5 に示すとおり、MYG011 から北隣の MYG008 への伝播時間と西隣の MYG012 への伝播時間を比較すると、距離はほぼ同じであるにもかかわらず前者の方が短いので、パルスの発生源は牡鹿半島の先端から南東方向に 45° の角度で引いた線よりも北東側であったと考える方が妥当である。以上の考察から、パルスの発生源はほぼ図 5 上に「SPGA4」として示した位置であったと考えられる。

4. パルスの発生源の空間的広がり

次に、パルスの発生源がどの程度の広がりを持っていたかを考える。

瀬戸⁷⁾は断層面上の隣り合う小領域からの地震波が効率的に (coherent に) 加算されてパルスができる様子をわかりやすく示している。このとき、断層面全体からの地震波が coherent に重なるわけではなく、パルスの生成に寄与する部分 (SPGA) はその一部である。SPGA は一定の時間地震波を出し続けるが、地震波が観測点に最初に到来してから最後に到来するまでの時間差 (これには、SPGA 上を破壊が伝播するのに要する時間、SPGA 上の各部分が地震波を出し続ける時間、観測点の方向などが関係する) がパルスの時間軸上の幅となる。

文献 2)-5) で導入されている強震動生成領域のうち第二波群に対応するものは一辺が $36\sim 90$ km のサイズを有しているが、これらはもともと第二波群全体の生成を説明するために導入されたもので、第二波群の先頭に位置するパルスを生成した部分は、強震動生成領域のごく一部、最初の割れはじめの部分であったと考える必要がある。念のため、最も小さい Asano and Iwata³⁾ の強震動生成領域からの地震波が仙台市内に最初に到来してから最後に到来するまでの時間差を計算すると約 17 秒となり、パルスの時間幅 (約 1.5 秒) よりはるかに長くなるので、強震動生成領域はパルスの生成に寄与した部分としてはサイズが大きすぎる。

東北地方太平洋沖地震の第二波群先頭のパルスを説明するために著者¹¹⁾¹²⁾が提案している SPGA は、図 6 に示す通り長さ 3.5 km、幅 3.0 km であり、破壊は★印の箇所から同心円状に速度 3.0 km/s で広がると仮定している。SPGA 上の各部分は、同心円状の破壊フロントが通過してから 0.25 秒間だけ地震波を出すと考えている (ライズタイムを 0.25s と設定している)。このモデルに対して、伝播経路特性とサイト特性も考慮して地震波を計算すると、実際に観測されたパルス波をほぼ再現することができる¹¹⁾¹²⁾。なお、Kurahashi and Irikura⁵⁾ は女川原子力発電所等で観測された強震動パルスを説明するため強震動生成領域の最初の割れはじめの部分に局所的に応力降下量の高い部分を導入しているが、これらは著者の研究における SPGA に対応するものと考えられる。場所もほぼ同じである。

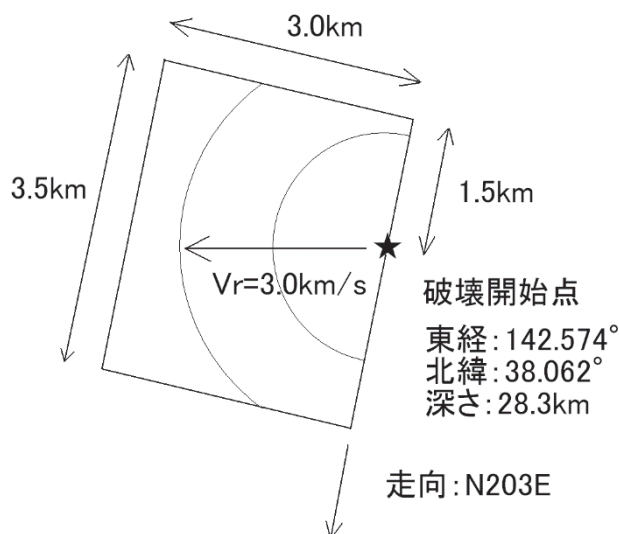


図 6 東北地方太平洋沖地震の第二波群先頭のパルスを説明するために著者¹¹⁾¹²⁾が提案している SPGA

5. パルスの工学的意義

東北地方太平洋沖地震の際に観測されたパルス波の工学的意義について考察する。

ここで重要なことは、第二波群先頭の問題のパルス波は仙台市から見て 150km も沖合から来たということである。パルスの発生源 (SPGA4) のサイズはたかだか数 km であったと考えられるので、SPGA4 の東端からの距離を用いるか西端からの距離を用いるかは、サイズの推定結果に多少の誤差があったとしても、以下の議論ではほとんど問題にならない。

第二波群先頭のパルス波は、地盤条件によっては 100 cm/s を越えていたことを想起していただきたい。また、より馴染みやすい地震動指標である震度で見ると、前述の七郷中学校では第二波群先頭の振幅の影響で震度 7 相当となっている。すなわち、海溝型巨大地震の SPGA は 150km 離れた地点に震度 7 や 100 cm/s の地震動を作り出すだけの力がある。これまで我々は規模の大きい内陸地殻内地震において震度 7 や 100 cm/s の地震動を経験してきているが、これらはいずれもアスペリティ最短距離にして 20 km 程度以下の観測事例であったことを考えれば、海溝型巨大地震の SPGA がいかに脅威であるかがわかる。この SPGA がより陸域に近いところに存在していたらと考えてみることも必要である。

著者らは他の県で観測された強震動も検討した上で、最終的に、宮城県沖から茨城県沖にかけて 9 つの SPGA からなる震源モデルを提案し (図 2)、これによりパルスを含む強震動が説明できることを示している¹¹⁾¹²⁾。このモデルでは、福島県沖～茨城県沖ではより陸域に近いところに SPGA が存在しているものの、宮城県沖の SPGA4 に相当するような強い SPGA の破壊は陸域に近い所には存在していなかったと考えられる。

すなわち、東北地方太平洋沖地震の際に観測された強震動は、けして worst case scenario と呼べるようなものではなかったと言える。東北地方太平洋沖地震の際に最も強い地震波を励起した SPGA4 は、震央より西側であったとは言え、仙台市から見ても 150km も沖合であった。福島県沖～茨城県沖の陸域に近い場所でも SPGA の破壊は見られたが、それらは相対的に弱いものであった。SPGA4 のような強い SPGA の破壊が陸域の近傍で生じなかったのは不幸中の幸いと言うほか無い。

SPGA4 の破壊に起因するパルス波は女川原子力発電所でも観測されている。図 7 は地中 (-128m) での NS 成分 (水平 2 成分のうち大きい方) の加速度波形と速度波形 (周期 10s 以上をカットして周波数領域で積分) を示している。ここでの時間軸の原点は記録開始時刻で、記録開始の約 90 秒後に SPGA4 からのパルスが到来し、そのときに加速度波形、速度波形とも最大値を示している。すなわち、SPGA4 の破壊が女川原子力発電所に基準地震動を超える地震動をもたらしたと言える。

今後、南海トラフ巨大地震をはじめとする大規模なプレート境界地震の発生が懸念されているが、原子力発電所のように、一旦事故が起これば国民生活全般を脅かしかねない重要施設の耐震性の検討のためには、東北地方太平洋沖地震の SPGA4 に相当するような強い SPGA の破壊が対象施設の近傍で生じるといった条件を考慮することが必要であろう。別の言い方をすれば、強震動生成領域の中で局所的に応力降下量の高い部分⁹⁾が対象施設の近傍に存在するケースを考慮すべきである。

福島第一原子力発電所の事故を受けて、今後の原子力発電所の安全性を検討するにあたり、東北地方太平洋沖地震の教訓から学ぶことが求められているが、地震動についていえば、東北地方太平洋沖地震において我々が偶然に助けられたということがその教訓の最たるものである。

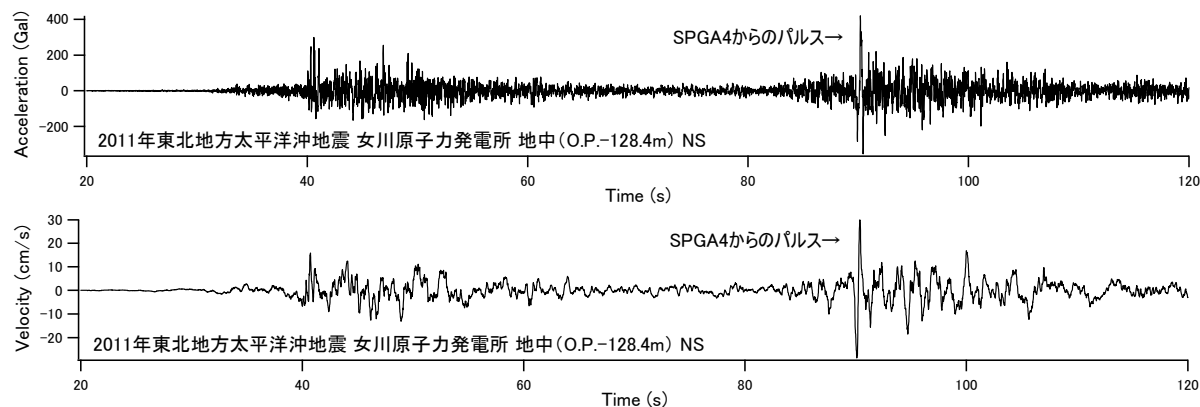


図 7 女川原子力発電所で観測された SPGA4 起因のパルス波。(上) 加速度 (下) 速度。

謝 辞

防災科学技術研究所 (K-NET, KiK-net), 東北工業大学 (Small-Titan) および東北電力が取得した強震記録を利用しました。ここに記して謝意を表します。

参考文献

- 1) 青井真・他: 2011 年東北地方太平洋沖地震の強震動, 地震 2, 64, 169(2012)
- 2) 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ー, 日本建築学会構造系論文集, No.675, 695(2012)
- 3) K. Asano & T. Iwata: Source model for strong motion prediction in 0.1-10 Hz during the 2011 Tohoku earthquake, Earth Planets Space, 64, 1111(2012)
- 4) 川辺秀憲・釜江克宏: 2011 年東北地方太平洋沖地震の震源のモデル化, 日本地震工学会論文集, 13, 75(2013)
- 5) S. Kurahashi & K. Irikura: Short-period source model of the 2011 Mw9.0 off the Pacific coast of Tohoku earthquake, Bull. Seism. Soc. Am., 103, 1373(2013)
- 6) S. Aoi et al.: Strong-motion seismograph network operated by NIED: K-NET and KiK-net, Jour. Japan Association for Earthquake Engineering, 4, 65(2004)
- 7) 瀬戸一: カリフォルニアの被害地震と兵庫県南部地震, 科学, 66, 93(1996)
- 8) 大野晋・他: 2011 年東北地方太平洋沖地震における仙台市域の地盤震動特性, 日本地震工学会論文集, 12, 339(2012)
- 9) 神山真・他: オンラインアレー地震観測システムの構築とその記録の若干の考察, 土木学会論文集, No.668/I-54, 283(2001)
- 10) 永野正行: 地震動の特徴ー2011 年東北地方太平洋沖地震時の強震記録から見る地盤増幅ー, 日本建築学会・第 9 回構造物と地盤の動的相互作用シンポジウム, 5(2013)
- 11) 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, 12, 21(2012)
- 12) 野津厚, 山田雅行, 長尾毅, 入倉孝次郎, 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, 日本地震工学会論文集, 12, 209(2012)

Strong ground motions in Sendai during the 2011 Tohoku earthquake and its implications for the generation process of strong ground motions on the fault

NOZU Atsushi ¹⁾

1) Director of Earthquake Disaster Prevention Engineering Department, Port and Airport Research Institute, Dr.
Eng.

ABSTRACT

One of the important characteristics of strong ground motions during the 2011 Tohoku earthquake is that strong-motion pulses with the time width of approximately 1 -2 s were dominant in the observed ground motions at many near-source regions including Sendai City. The short time constants associated with these pulses indicates that those pulses were generated, not from so-called SMGAs with dimensions of several tens of kilometers but

from SPGAs as defined by Nozu et al. (2012) with the dimensions of several kilometers. The SPGA which caused the largest pulse in Sendai City was located more than 150 km offshore from Sendai City.

Keywords: The 2011 Tohoku earthquake, Strong motion pulse, SPGA, SMGA