

# 不幸中の幸いであった東北地方太平洋沖地震の強震動生成過程から原子力発電所の耐震安全を考える

野津 厚

のづ あつし  
国立研究開発法人 港湾空港技術研究所

東北地方太平洋沖地震では、仙台市から見て 150 km も沖合で生じた破壊が、地盤条件も相まって 100 cm/s を超える地震動をもたらした。同じように強い破壊が陸域の近くで生じなかったことは不幸中の幸いと言うほかない。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においては、強い破壊が対象施設の近傍で生じるような条件を考慮することが必要である。

## 構造物にとって脅威となる パルス波が含まれていた

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、まずは、事故の全体像を解明することが必須であり、その中には、東北地方太平洋沖地震の強震動生成過程の解明も含まれなければならない。しかし、この地震の強震動生成過程に関する理解と、それにもとづく原子力発電所の安全性のための議論はまだ不十分である。

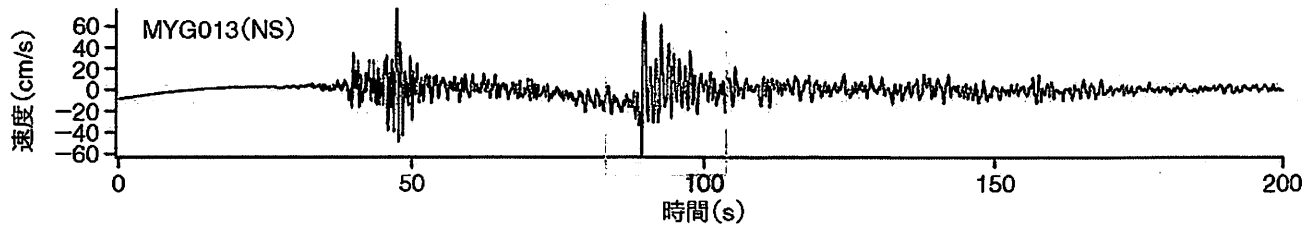
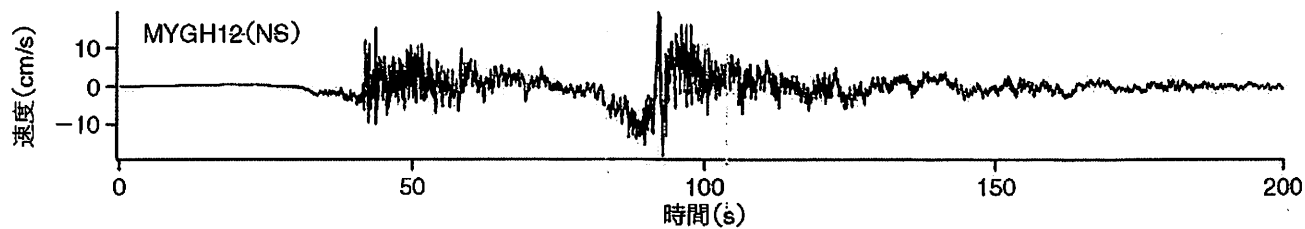
この地震の際に宮城県などで観測された強震動が大きく二つの波群からなることは多くの研究者が指摘している(たとえば文献1~5)。しかし、第二波群の先頭に、大振幅の、構造物にとって脅威となるパルス波が含まれていることはあまり知られていない。

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)<sup>6</sup>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。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現れており、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。

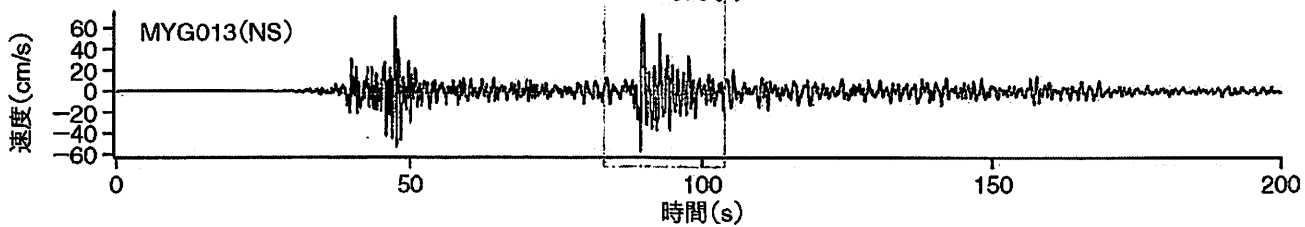
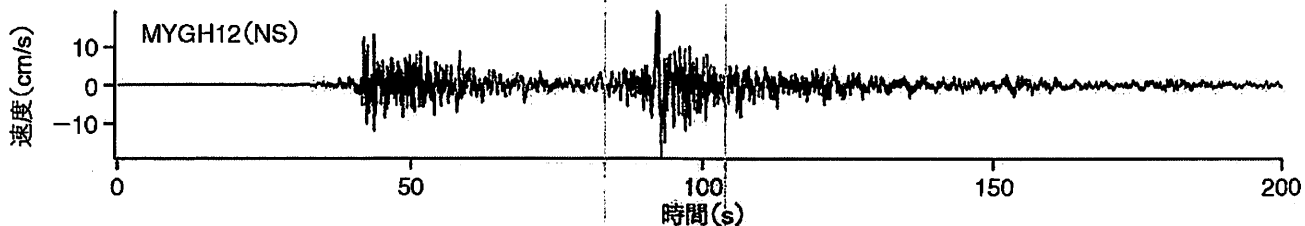
過去において、1995年兵庫県南部地震や1994年ノースリッジ地震のような内陸地殻内地震の際、周期1~2秒程度の強震動パルス(工学上重要な周期帯域に現れるパルスを本稿では強震動パルスと呼ぶ)が大被害をもたらしたことは広く知られている<sup>7</sup>。図2の上段は1995年兵庫県南部地震の際、鷹取で観測された強震動パルス、図2の下段は1994年ノースリッジ地震の際、Sylmar County Hospitalで観測された強震動パルスである。図1と図2の比

周期：0.02~100 秒(広帯域)



↓ 周期 5 秒以上の長周期成分をカット

周期：0.02~5 秒



↓ 周期 1 秒以下の短周期成分をカット

周期：1~5 秒

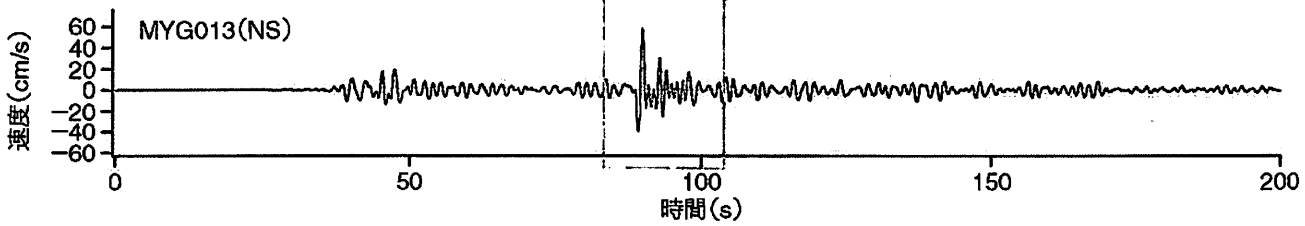
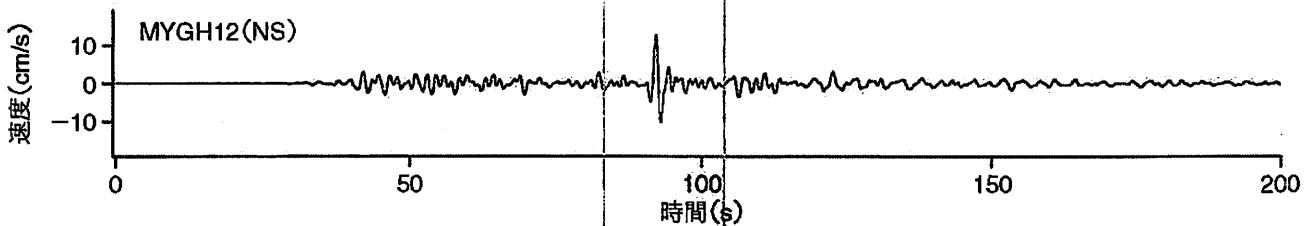


図1—東北地方太平洋沖地震の際に観測された強震動パルス例

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よく似ており、振幅が大きければ構造物

にとって脅威となる。

強震動パルスの振幅が地盤条件によって大きく変化することは内陸地殻内地震の場合と同じである。図1でMYGH12での最大速度が20 cm/s、

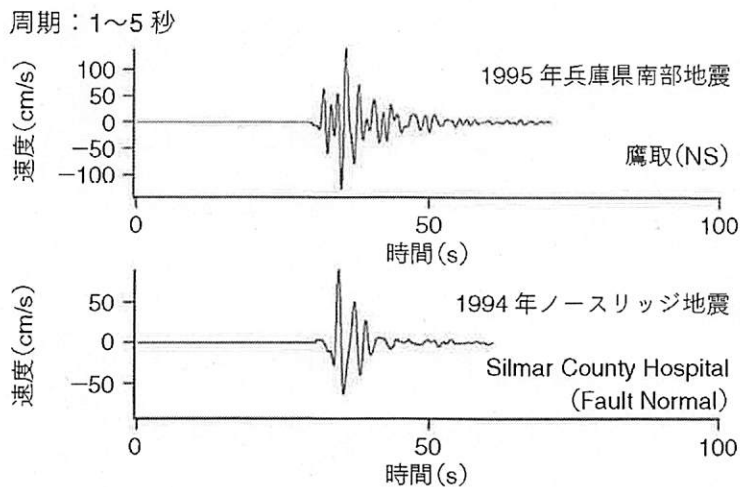


図2—内陸地殻内地震による強震動パルス例(周期1~5秒の帯域の速度波形)

MYG013での最大速度が73 cm/sと大きく異なるのは、後者のパルスが地盤条件によって増幅されたためと考えられる。大野他<sup>9</sup>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。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、最大速度はすべ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。ただし、最大速度の値は29~80 cm/sとなっており、地盤条件の影響が大きいことを示している。同じく仙台市内の七郷中学校(Small-Titan<sup>9</sup>の観測点)では、やはり第二波群先頭のパルスが支配的であり、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<sup>10</sup>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ることも示されている<sup>10</sup>。このように地盤条件により増幅されたパルスが仙台市内の構造物被害(たとえば文献11,12)の原因となった可能性が高い。

以上のように、強震動パルスがたいへん重要であるにもかかわらず、これをいかに説明するかという問題意識をもって震源モデルの開発に取り組んでいる研究グループが、筆者ら<sup>13,14</sup>のグループ以外にはKurahashi & Irikuraのグループ<sup>5</sup>ぐらいしか見あたらないのは残念である。

### 強震動パルスは断層面上のどこから来たか

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。

筆者は、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<sup>13</sup>。図3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である<sup>14</sup>。ここで着目する観測点を図3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3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3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3.9 km/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3下である。これらの図

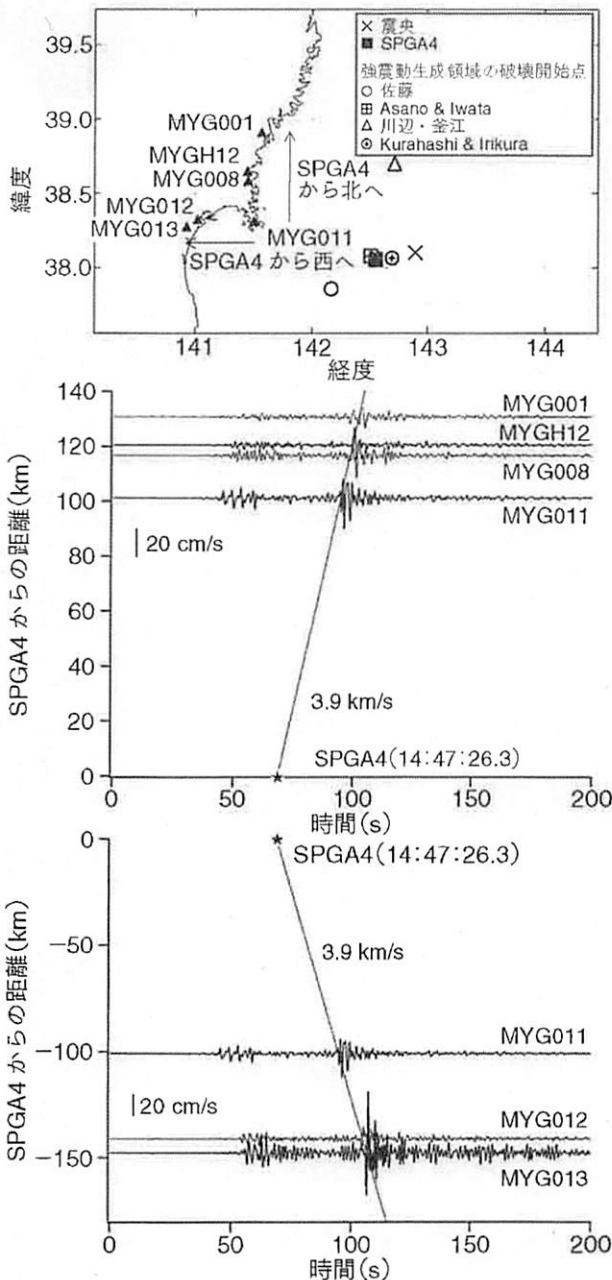


図3—強震動パルスの伝播の様子：(上)着目する観測点，(中)南から北へ，(下)東から西へ

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<sup>2~5</sup>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(その方法は文献ごと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 & Iwata<sup>3</sup>と Kurahashi & Irikura<sup>5</sup>の

ものは SPGA4 にほぼ一致している(図3上)。川辺・釜江<sup>4</sup>の破壊開始点はやや北側であるが、図3中に示すとおり海岸線に沿ってパルスが南から北へ伝播していることを考えると、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<sup>2</sup>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3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ほうが短いので、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ほうが妥当である。以上の考察から、パルスの発生源はほぼ図3上に「SPGA4」として示した位置であったと考えてよさそうである。

なお、この位置は、周期10秒以上の長周期地震動の発生源を調べた研究のうち、Yokota et al.<sup>15</sup>の研究ですべりが大きかったとされている位置にほぼ対応している。海溝型巨大地震における地震動生成の周期依存性は急速に確立されつつある概念であると思われるが(たとえば文献16)、「この場所」に限ると、長周期地震動の解析結果と周期1秒前後の解析結果には不思議な対応が見られるようであり、ここで何が起こっていたかを動力学的に追求する価値はありそうである。

### パルスの発生源はどの程度の広がりをもっていたか

次に、パルスの発生源がどの程度の広がりをもっていたかを考える。

額<sup>7</sup>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

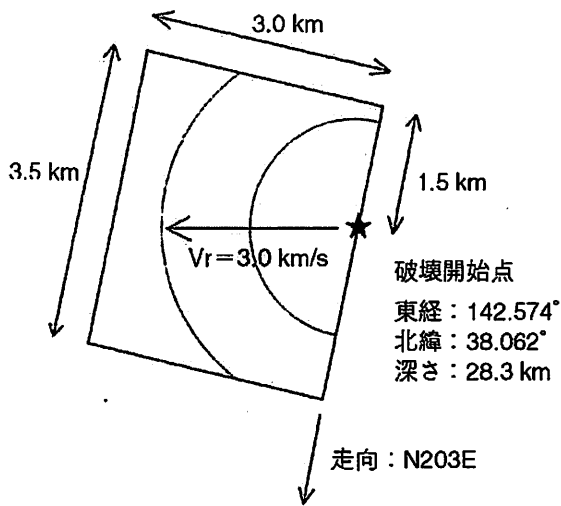


図4—東北地方太平洋沖地震の第二波群先頭のパルスを説明するために筆者<sup>13, 14</sup>が提案している SPGA

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36~90 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 & Iwata<sup>3</sup>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、実際のパルスの時間幅(約1.5秒)

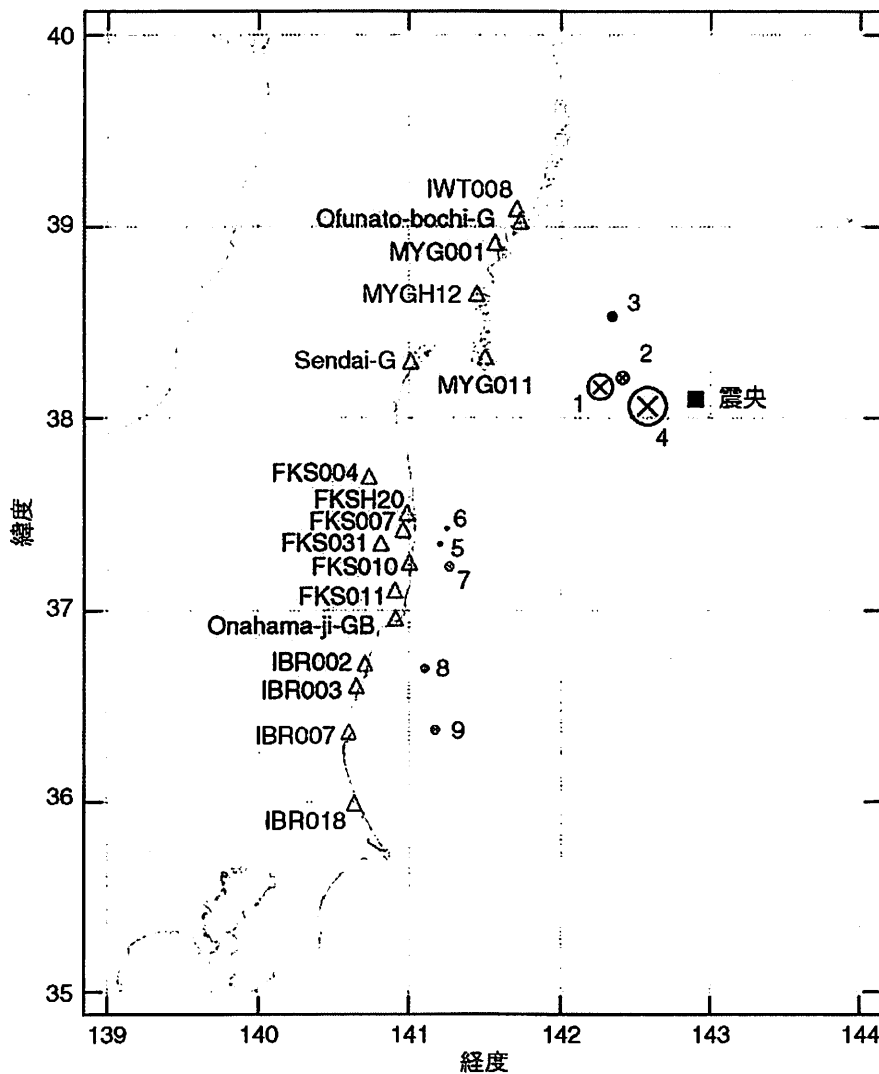


図5—東北地方太平洋沖地震の SPGA モデル<sup>13, 14</sup>  
円の半径は SPGA の短周期レベル<sup>14</sup>に比例。

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筆者<sup>13,14</sup>が提案している SPGA は、図 4 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(各部分が地震波を出す時間はライズタイムと呼ばれる)。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<sup>13,14</sup>。なお、Kurahashi & Irikura<sup>5</sup> 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。

## パルス波は 150 km 沖合から来た

以上の議論から明らかになったことは、第二波群先頭の問題のパルス波は仙台市から見て 150 km 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\* を超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、前述の七郷中学校の他、宮城県築館でも、第二波群先頭の振幅の影響で震度 7

\*—現在でも超高層建築物が倒壊しないことを確かめるための地震動として 50 cm/s の地震動が用いられる場合がある(文献 17)ことから 100 cm/s の地震動は大変厳しいものであることがわかる。

相当となっている。すなわち、海溝型巨大地震の SPGA は 150 km 離れた地点に震度 7 や 100 cm/s の地震動を作りだすだけの力がある。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たが、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。

筆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 5)、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<sup>13,14</sup>。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 が存在しているが、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。

## 原子力発電所の安全性の検討のための海溝型巨大地震による強震動の想定について

以上の分析からわかることは、東北地方太平洋沖地震の際に観測された強震動は、決して worst case scenario と呼べるようなものではなかったという点である。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 150 km 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ない。なぜなら、強い SPGA の破壊が沖合で生じ陸域の近傍で生じなかった理由を現代の地震学では説明できないからである。

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、地震動について言えば、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。

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、大規模なプレート境界地震を対象として基準地震動を策定する場合においては、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ような条件を考慮することが必要である。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<sup>5</sup>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。

しかしながら、現時点で原子力規制委員会が作成している審査ガイド(案)<sup>18</sup>においては、アスペリティ(強震動生成領域に相当)の位置や応力降下量の不確かさには言及されているが、SPGA(もしくは強震動生成領域の中で局所的に応力降下量の高い部分)の位置や応力降下量の不確かさには言及されていない。これでは、上述のような東北地方太平洋沖地震の教訓を反映した審査ガイドであるとは言えないので、本稿で述べたような観点からの審査ガイドの改訂が望まれる。

謝辞 防災科学技術研究所のK-NET, KiK-netの記録を利用しました。京都大学名誉教授の入倉孝次郎先生にはこれまで多くのことを教えていただきました。心より御礼申し上げます。

#### 文献

- 1—菅井真・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—, 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  $M_w$  9.0 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—瀬藤一起: 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地域の地盤震動特性, 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. 688, 283(2001)

10—永野正行: 地震動の特徴—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—, 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—秦吉弥・他: スーパーアスペリティモデルと経験的サイト増幅・位相特性を考慮した2011年東北地方太平洋沖地震における岩切線路橋での地震動の評価, 構造工学論文集, 59A, 383(2013)

12—秦吉弥・他: 余震観測記録に基づく2011年東北地方太平洋沖地震におけるゴム系支承の被災橋梁での地震動の評価, 日本地震工学会論文集, 13, 30(2013)

13—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)

14—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)

15—Y. Yokota et al.: Joint inversion of strong motion, teleseismic, geodetic, and tsunami datasets for the rupture process of the 2011 Tohoku earthquake, Geophys. Res. Lett., 38, L00G21, doi:10.1029/2011GL050098

16—K. D. Koper et al.: Frequency-dependent rupture process of the 2011  $M_w$  9.0 Tohoku Earthquake: Comparison of short-period P wave backprojection images and broadband seismic rupture models, Earth Planets Space, 63, doi:10.5047/eps.2011.05.026

17—大川出・他: 長周期地震動に対する超高層建築物等の安全対策に関する検討, 建築研究資料, No. 127, 2010

18—原子力規制委員会, 基準地震動及び耐震設計方針に係る審査ガイド(案), 2013