

意見書

平成28年9月9日

国立研究開発法人 海上・港湾・航空技術研究所
港湾空港技術研究所
地震防災研究領域長

野 津 厚

博士（工学）

1 はじめに

私は土木工学の立場から、強震動予測に係る研究と実務に20年ほど携わってきている者です。そもそもこの分野に携わるきっかけとなったのは1995年兵庫県南部地震です。この地震による土木構造物の大被害をもたらしたのは、アスペリティの破壊に起因する周期1-2秒のパルス状の地震動でした。当時京都大学防災研究所におられた入倉孝次郎先生のグループが、断層面上に複数のアスペリティを置いた震源モデルにより、このパルス波を精度良く再現できることを示され、この研究成果を見た私は強い感動を覚えました。事後の解析とは言え、実際に起きた現象を見事に説明できる強震動地震学という分野に大きな未来を感じ、また実際にこの学問を土木工学の中でも活用すれば、土木構造物の安全に寄与できるのでは無いかと考えたのが、この分野に入ったきっかけです。以来、強震動研究の分野で、それなりの数の論文を書き、成果を挙げてきたと自負しています。

ただし、私が強震動研究の成果を活用したいと考えたのは、それを通じて構造物の安全に寄与できるのではないかと、ひいては人々の生活に寄与できるのではないかと考えたためです。その反対に、安全性が保証されないものを安全であると言い張るために強震動研究の成果を活用しようと思ったことは一度もありませんでした。

このたび、伊方原発の裁判に携わっておられる弁護士さんから相談を受け、裁判の中でのやりとりを知る機会がありました。その結果、「四国電力は安全性が保証されないものを安全であると言い張るために強震動研究の成果を利用しようとしている。これは強震動研究の成果の利用の仕方としては悪い利用の仕方である」と感じました。

強震動研究の分野でこれまで蓄積されている様々な知識の中には、かなり込み入った複雑なものがあることも事実です。それらの知識を振りかざせば、専門でない人たちに反論できなくさせるような効果、相手を黙らせるような効果があることも事実です。しかしそれは、知識の使い方として正しい使い方ではありません。

また、強震動研究の世界はある意味で特殊な世界であり、ご存じかと思いますが、多くの有能な研究者はゼネコンなど民間会社に所属し何らかの形で電力関係の仕事に携わっているという現実があります。その結果、この方たちは、どうしても、電力会社に比べて立場が弱くなりがちですので、この方たちが電力会社の主張に異を唱えるということは、立場上難しいものがあります。また、大学の先生なども、その教え子が電力関係で働いているという場合も少なくありません。電力会社と関わりのない立場で強震動研究に従事している私のような立場の人は実は非常に少ないのです。そ

の結果、あたかも、電力会社の主張が強震動研究の分野での多数意見であるかのような錯覚が生じる危険性があります。

そこで、この機会に、なぜ「四国電力は安全性が保証されないものを安全であると言い張るために強震動研究の成果を利用しようとしている」と感じるのか、その理由をきちんと述べておいた方が良いと考え、本稿を執筆することとしました。これは、ひとえに、そうすることが自分として最もわが国の未来のために貢献できる道であると考えたためです。

本稿を書きながら、私の仲間である強震動研究の分野の様々な人たちの顔が思い浮かびます。私が本稿を書くことによってその人たちを苦しめることになるのではないかとの思いもありますが、それでもやはり私は本稿を書くことが正しい道であると信じます。また、この分野の研究者の多くが、表立ってではないにせよ、私の考えに共感してくださるという確信があります。私が本稿を書くからと言って、これらの方々への尊敬の念を私が忘れていないことは、明確に申し上げたいと思います。

それでは以下に、「プレート間地震」「内陸地殻内地震」「震源を特定せず策定する地震動」に分けて、「四国電力は安全性が保証されないものを安全であると言い張るために強震動研究の成果を利用しようとしている」と私が考える理由を述べます。

2 プレート間地震について

四国電力がプレート間地震を対象に行っている強震動評価の決定的な不備は、一言で言えば、東北地方太平洋沖地震の経験から十分に学ばないうちに南海トラフ地震の予測に進んでしまっているという点です。東北地方太平洋沖地震では、福島第一原子力発電所および女川原子力発電所において、基準地震動を上回る地震動を観測しました。断層面上でどのように強震動が生成され、その結果としてどのように基準地震動を上回る地震動となったのか、債務者は十分な分析をされたのでしょうか。

2. 1 女川原子力発電所周辺で観測された大振幅パルス波の起源とその教訓

女川原子力発電所では、周期 2 秒程度のパルス状の地震波が観測され、これが最大加速度の値が大きくなる原因であったことが、入倉先生のグループにより明らかにされています¹⁾。このような地震動がどのような震源過程によって生成されたのか、どのような震源モデルを用いれば再現できるのか、きちんと調査されたのでしょうか？債務者御自身が広島地方裁判所宛て平成 28 年 4 月 25 日付けの答弁書で書いておられる通り (pp.100-101)、

「構造物の耐震性を精緻に把握するには、最大加速度、応答スペクトル等を用いた評価だけでなく、時々刻々と変化する揺れを表現できる時刻歴波形による評価が極めて重要」なのですから、ここで言う女川原子力発電所での波形の再現とは、単に応答スペクトルの再現ではなく、「時々刻々と変化する揺れを表現できる時刻歴波形」の再現でなければなりません。女川発電所の周期 2 秒程度のパルス波については、通常の SMGA モデルでは表現できず、SMGA 内部の不均質を考慮することが必要であることも入倉先生のグループが明らかにしています¹⁾。このような重要な知見が伊方発電所の強震動評価に反映されていません。

実は女川原子力発電所で観測されたのと同様のパルス波は宮城県内で広く観測されています。その重要性と意義については拙文²⁾の中で述べていますが、重要な点なのでここに再掲します。

====以下、引用=====

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、先ずは、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、それに基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^(例えば 1)3)4)5)6)。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)⁷⁾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⁸⁾。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。

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, 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⁹⁾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。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-Titan¹⁰⁾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¹¹⁾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¹¹⁾。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^{例えば 12)13)}の原因となった可能性が高い。

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。

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¹⁴⁾。

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の¹⁵⁾である。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 3.9km/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 3 下である。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¹⁴⁾⁵⁾⁶⁾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 & Iwata⁵⁾と Kurahashi & Irikura¹⁾のものは SPGA4 にほぼ一致している（図 3 上）。川辺・釜江⁶⁾の破壊開始点はやや北側であるが、図 3 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⁴⁾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関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 3 上に「SPGA4」として示した位置であったと考えて良さそうである。

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.¹⁶⁾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^{例えば 17)}、「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持っていたか

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。

瀧澤⁸⁾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 1)4)5)6)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 & Iwata⁹⁾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) 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¹⁴⁾¹⁵⁾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¹⁴⁾¹⁵⁾。なお、Kurahashi & Irikura¹⁾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 150km 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 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 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 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¹⁴⁾¹⁵⁾。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

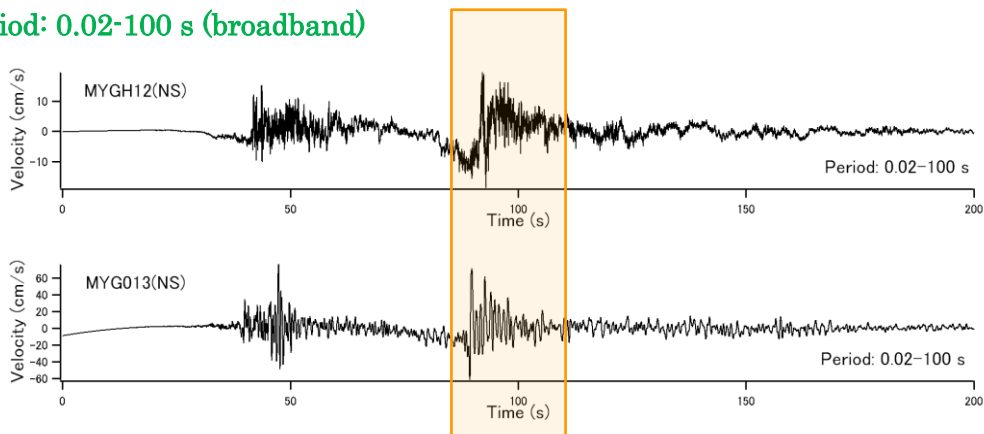
以上の分析からわかることは、東北地方太平洋沖地震の際に観測された強震動は、けして **worst case scenario** と呼べるようなものではなかったという点である。東北地方太平洋沖地震の際に最も強い地震波を励起した **SPGA4** は、震央より西側であったとは言え、仙台市から見ても **150km** も沖合であった。福島県沖～茨城県沖の陸域に近い場所でも **SPGA** の破壊は見られたが、それらは相対的に弱いものであった。**SPGA4** のような強い **SPGA** の破壊が陸域の近傍で生じなかったのは不幸中の幸いと言うほか無い。なぜなら、強い **SPGA** の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

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といった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⁵⁾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。

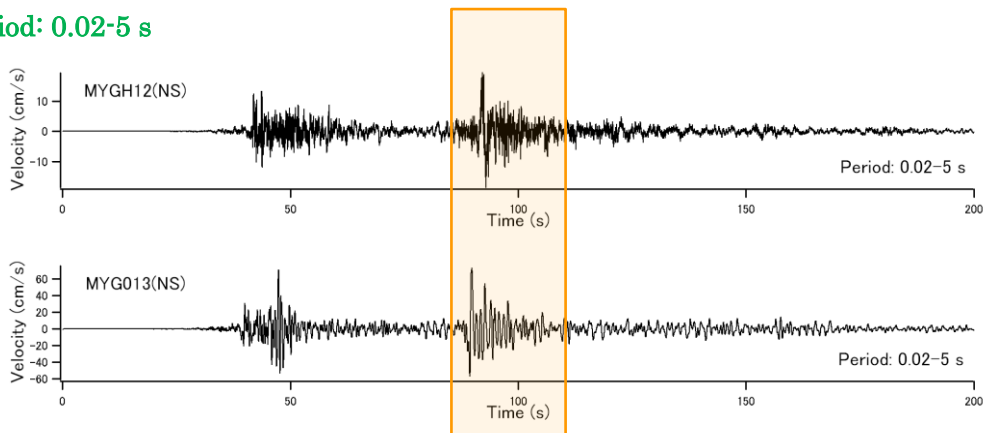
しかしながら、現時点で原子力規制委員会が作成している審査ガイド(案)¹⁸⁾においては、アスペリティ(強震動生成領域に相当)の位置や応力降下量の不確かさには言及されているが、**SPGA**(もしくは強震動生成領域の中で局所的に応力降下量の高い部分)の位置や応力降下量の不確かさには言及されていない。これでは、上述のような東北地方太平洋沖地震の教訓を反映した審査ガイドであるとは言えないので、本稿で述べたような観点からの審査ガイドの改訂が望まれる。

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

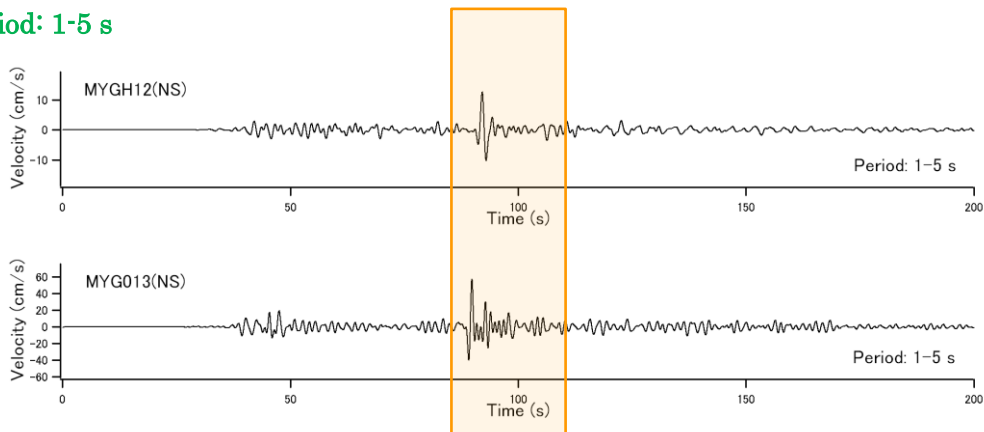


図1 東北地方太平洋沖地震の際に観測された強震動パルスの例

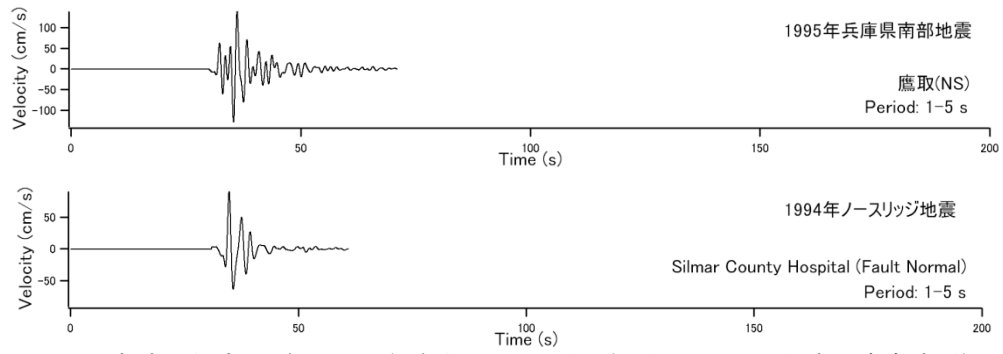


図2 内陸地殻内地震による強震動パルスの例 (周期 1-5 秒の帯域の速度波形)

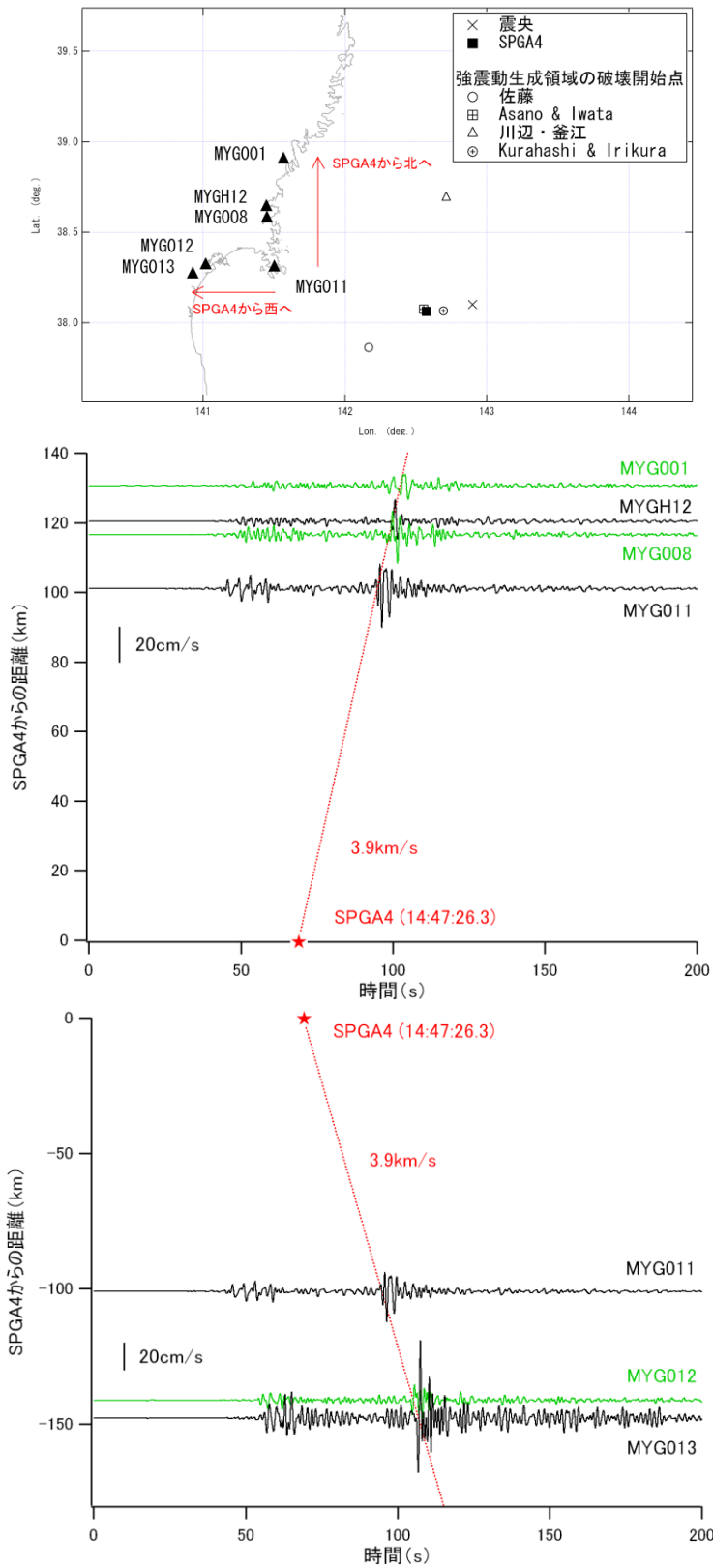


図3 強震動パルスの伝播の様子. (上) 着目する観測点 (中) 南から北へ (下) 東から西へ.

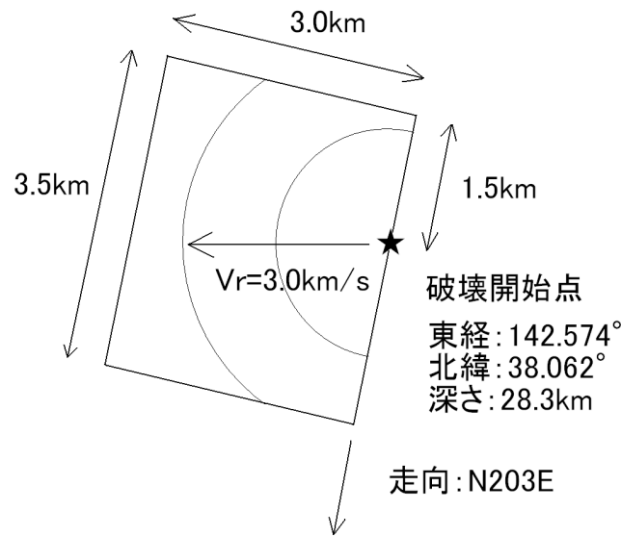


図4 東北地方太平洋沖地震の第二波群先頭のパルスを説明するために著者¹⁴⁾¹⁵⁾が提案している SPGA

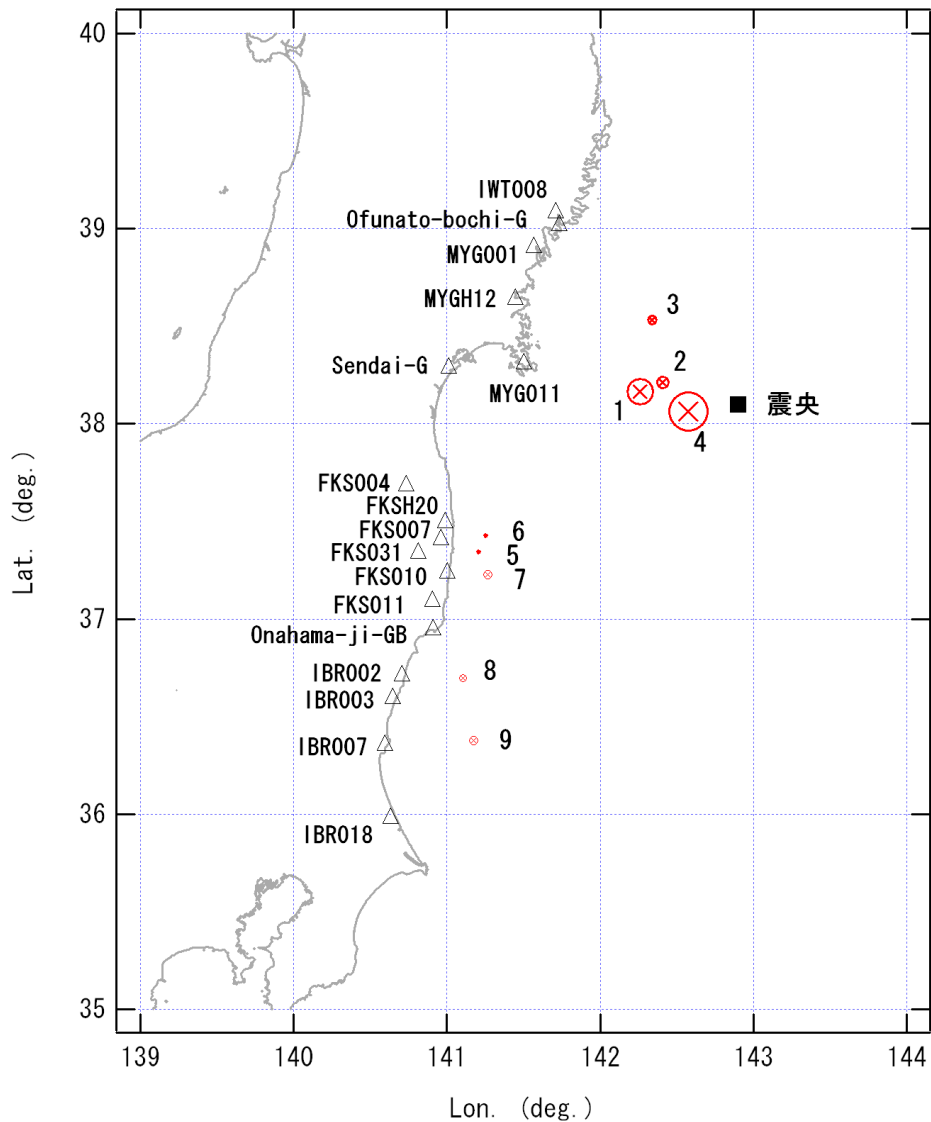


図5 東北地方太平洋沖地震の SPGA モデル¹⁴⁾¹⁵⁾
 (円の半径は SPGA の短周期レベル¹⁶⁾に比例)

====引用終わり=====

以上が拙論で述べた中身ですが、この中には、伊方発電所の耐震安全性を考える上で極めて重要な事項が含まれています。すなわち、問題のパルス波は仙台市から見て150kmも沖合から来ているという点です。このことは、繰り返しになりますが私の研究だけでなく Kurahashi and Irikura¹⁾の研究でも明らかとなっているのです。同じようなパルス波の波源 (SPGA) がもっと至近距離にあったらと考えることが必要です。伊方発電所の問題点は南海トラフのプレート境界の直上にあるという点であり、債務者自身が作成した平成27年3月20日付けの適合性審査資料『伊方発電所 地震動評価について』(p.9)でも、伊方発電所からプレート上面までの深さは

わずか約 41km とされています。従って上述のようなパルス波の波源が原子力発電所直下のわずか 41km の位置に存在するというシナリオも、否定できません。その場合、手元の計算では 1900Gal 程度の地震動にもなりえます。この算定手順については後述します。

ところで、このようなパルス波の振幅は、サイト特性に大きく依存することが知られています。伊方発電所は、解放基盤面の V_s は債務者の資料では 2.6km/s であり、サイト特性という点では有利な場所にあることは間違いありません。しかし、そのことが、こうしたパルス波を考慮しなくて良い理由にはなりません。なぜなら、パルス波の振幅はサイト特性だけでなくパルスの波源からの距離にも依存するからです。実際に上記の 1900Gal という数字は、後述の通り、地盤による増幅がほとんど見込めないという条件で計算したものです。

また、「仮に SPGA の破壊が至近距離で起こっても、もっぱら固有周期 1 秒～数秒の構造物に影響するもので、短周期構造物には影響しない」と考えるのであればそれは誤りです。なぜなら、実際に東北地方太平洋沖地震では SPGA4 の破壊によってもたらされたパルス波が女川原子力発電所での基準地震動を超える地震動の原因になったと考えられるためです。この点については、文献 1) の Figure 5(b) の RD 成分の波形が最もわかりやすいと言えます。重要な図面ですのでここに図 6 として再掲します。この図面上の 97 秒付近に周期 2 秒程度のパルス波が到来しており、これがこの地点での最大加速度を決めていることが読みとれます。

また SPGA4 の破壊は、K-NET 築館で観測された 2700Gal の大加速度の原因にもなっていると考えられます¹⁹⁾ (もちろん、この 2700Gal という数字にはサイト特性も大きく影響しています)。大きな加速度は、当然、固有周期 1 秒以下の構造物にも強い影響を及ぼします。

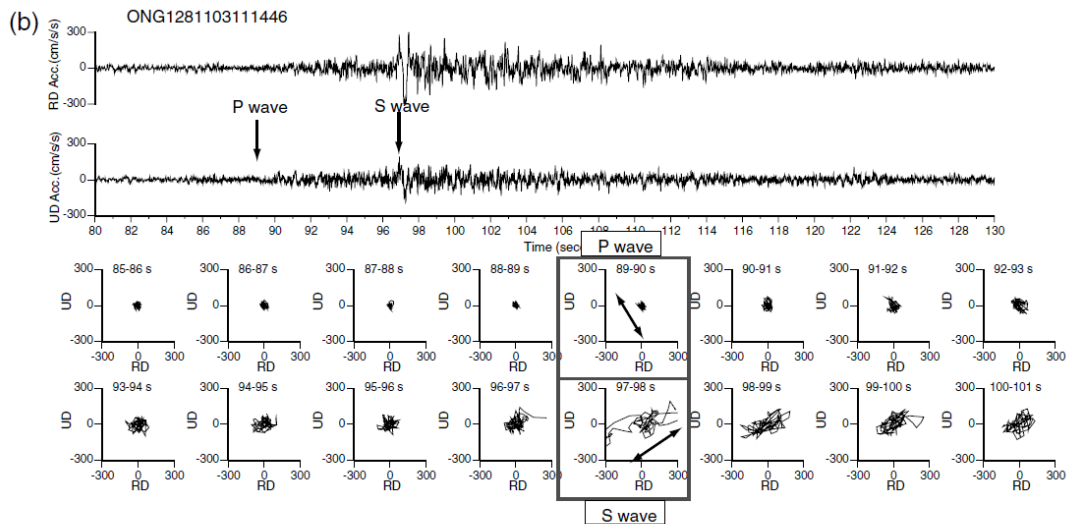


Figure 5. Observed acceleration waveforms at ONG128 (Onagawa Nuclear Power Plant [NPP]) at a depth of 128 m, and particle motion diagrams for a time window of 1 s. The arrows indicate the onsets of the P and S waves of wavepacket 3 (WP3). (a) Horizontal plane motions (north-south and east-west components). (b) Vertical plane motions (radial and UD components).

図 6 Kurahashi and Irikura¹⁾の Figure 5(b) の再掲。上段の二つの波形は東北地方太平洋沖地震の際に女川原子力発電所の深さ 128m で観測された地震波の RD 成分と UD 成分。RD 成分は水平 2 成分のうち観測点と震央を結ぶ線分に平行な成分を言う。この図面上の 97 秒付近に周期 2 秒程度のパルス波が到来しており、これがこの地点での最大加速度を決めていることが読みとれます。

さらに、周期 1-2 秒のパルス波がそれより周期の短い構造物に影響しないと考えることも誤りです。この点については、京都大学の川瀬博先生が第 10 回日本地震工学シンポジウムにおいて、「PGA (加速度) が大きい限り速度パルスはその卓越周期より短周期の構造物に対してのみ大きなインパクトを持つ」と述べています²⁰⁾。そして上述の通り、SPGA が伊方原発敷地の直近に存在した場合、加速度と速度の両者が大きく、破壊力の大きいパルスとなります。したがって、周期 1-2 秒のパルス波もそれより周期の短い構造物に大きく影響すると思えばなりません。

SPGA が伊方原発敷地の直近に存在するというシナリオは、現代の地震学では否定することができません。万が一このようなシナリオが現実のものとなった場合、債務者の想定を大幅に上回る地震動が伊方発電所を襲い、福島第一原発事故のような事態が再来することが考えられます。

女川原子力発電所で観測された地震動には、伊方発電所の耐震安全性を確保する上での重要なヒントが含まれています。債務者は、女川原子力発電所で基準地震動を超える地震動の原因となったパルス波の生成過程について、少なくとも上記と同等またはそれ以上の詳細な分析を行い、それに基づいて、伊方発電所におけるプレート間地震を対象とした強震動評価の

方針を策定すべきでしたが、それを行った形跡がありません。従って、債務者が実施したとするプレート間地震を対象とした強震動評価は、東北地方太平洋沖地震の反省にたったものとは言えず、信頼性がありません。

2. 2 福島第一原子力発電所周辺で観測された大振幅パルス波の起源

2. 1では東北地方太平洋沖地震の際に女川原子力発電所周辺で観測されたパルス波の重要性について述べ、その起源について考察しました。これと類似のパルス波は、宮城県だけでなく、福島県や茨城県でも観測されています¹⁵⁾。また、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ありません。2003年十勝沖地震や1978年宮城県沖地震など、強震記録の取得されている主要な海溝型巨大地震において(1978年宮城県沖地震は巨大地震と呼ぶにはやや規模が小さいですが)、強震動パルスの生成が確認されています¹⁵⁾。特に1978年宮城県沖地震の際、開北橋¹⁶⁾で観測された強震動パルスは著名であり、これまで、筆者自身²¹⁾や松島・川瀬²²⁾により、それを説明するための震源モデルの作成が行われています。さらに遡ると、1968年十勝沖地震の際、強震動パルスが観測されており、それを説明するための震源モデルがMori and Shimazaki²³⁾により作成されています。Mori and Shimazakiの論文では、強震動パルスという用語は用いられていませんが、2. 1で述べた定義に即して言えば、そこで解析対象となっているのは強震動パルスです。このように、海溝型巨大地震による強震動パルスの生成はかなり普遍的な現象であるように思われます。

筆者はこれらのパルスを含む強震動を説明できる震源モデルの構築を行ってきましたが(図5)¹⁴⁾¹⁵⁾、福島第一原子力発電所に近いK-NET大熊(FKS007)とKiK-net浪江(FKSH20)の記録は、震源モデルの構築を行った時点では未回収であったため、使用できていませんでした(これらの地点を図7に示します)。その後、防災科学技術研究所の御尽力によりこれらの記録が回収・公開されたため、これを利用して震源モデルの検証を試みました。東北地方太平洋沖地震に対して筆者が提案している震源モデルは、宮城県沖から茨城県沖にかけて9つのSPGAが次々に破壊していくものです(図7)。ここで利用する記録は福島沖のSPGAに近いので、震源モデルのうち福島沖部分の検証を行う上で特に有用であると考えられます。

この震源モデルでは、福島沖で3つのSPGA(図7のSPGA5~7)が7-11sほどの間隔をおいて破壊するとしています。このことの妥当性について検討しました。図8~図10は、各サブイベントからのS波の伝播の様子を示したものです。図の縦軸は各サブイベントから観測点までの直線距離、横

軸は震央での破壊開始時刻を原点としています。赤の破線は S 波速度を 3.9km/s と仮定した場合に S 波が到来するはずの時刻を示していますが、FKS007 と FKSH20 のいずれにおいても、対応する位相がはっきりと確認できるので、福島沖に 3 つのサブイベントがあると考えerことは妥当であると考えられます。また、その位置や破壊時刻なども概ね妥当であると判断されます。この結果から、福島第一原子力発電所で基準地震動を上回る地震動を観測したのは、SPGA1~SPGA9 の中で相対的に強い部類に属する SPGA7 の破壊に原因があることがわかります。

2. 1 の末尾で女川原子力発電所の観測地震動について述べたことと同様、債務者は、福島第一原子力発電所で基準地震動を越える地震動が観測された原因について、上記と同等またはそれ以上の詳細な分析を行うべきでしたが、それを行った形跡がありません。

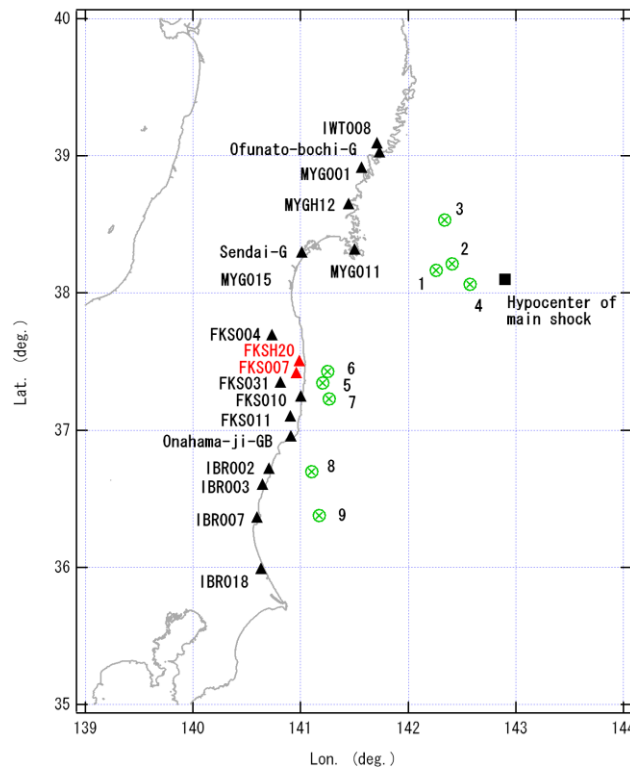


図 7 東北地方太平洋沖地震の SPGA モデル¹⁴⁾¹⁵⁾と本節で対象とする観測点の位置 (▲)

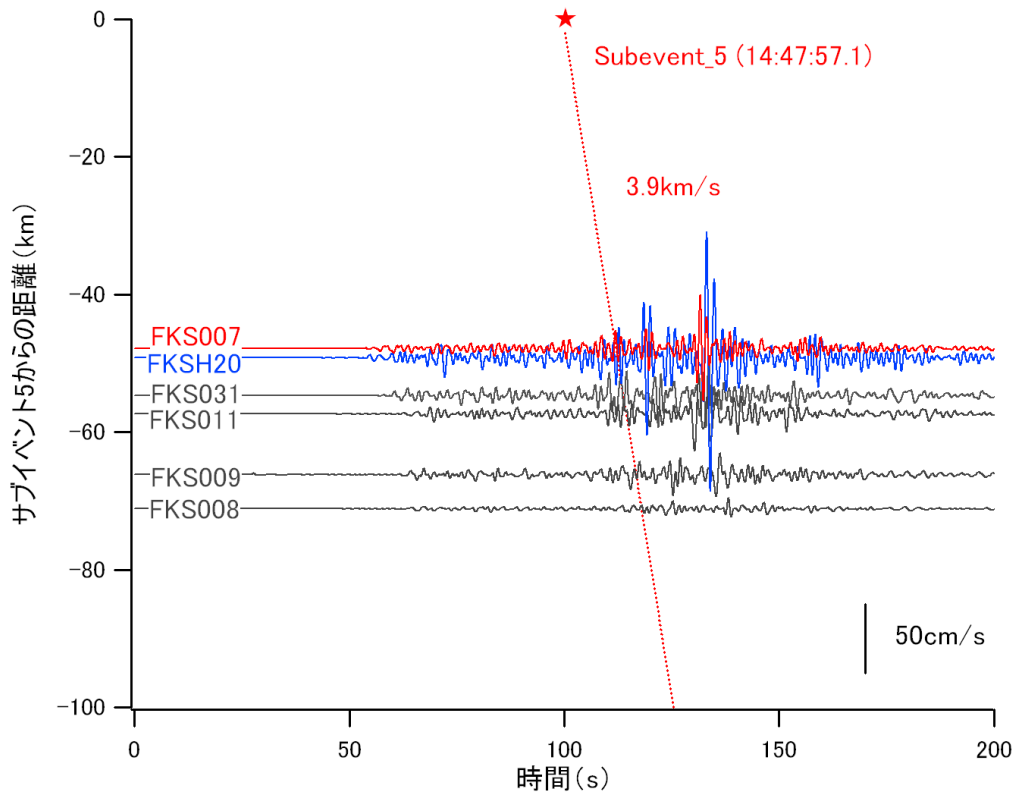


図8 SPGA5 (サブイベント5) からの S 波の伝播の様子

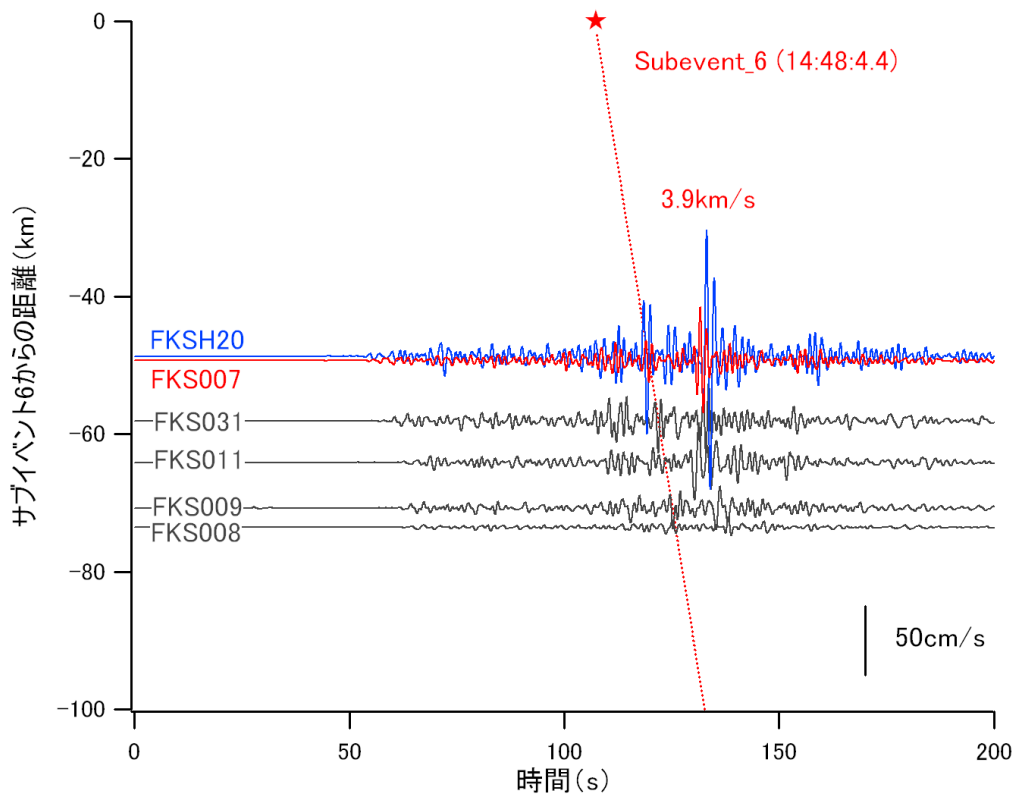


図9 SPGA6 (サブイベント6) からの S 波の伝播の様子

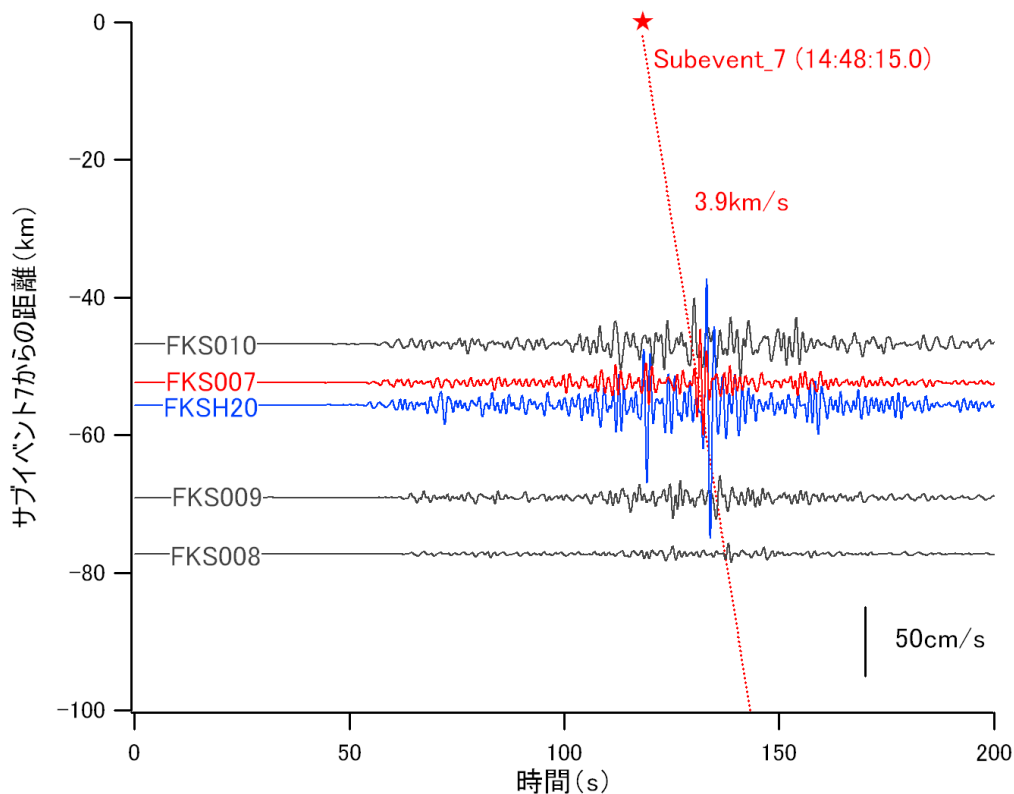


図 10 SPGA7 (サブイベント 7) からの S 波の伝播の様子

2. 3 東北地方太平洋沖地震の強震動を対象とした震源モデルの相互比較
- 筆者が開発した SPGA モデルは、東北地方太平洋沖地震をはじめとする海溝型巨大地震において特徴的な強震動パルスのパルス幅と調和的なサイズのサブイベント (SPGA : Strong-motion Pulse Generation Area) から構成される震源モデルであり、サブイベントのサイズは、地震にもよりますが、一辺が数 km 程度です。それに対して、より広い領域 (東北地方太平洋沖地震の場合、一辺が数十 km 程度の領域) からまんべんなく強震動が生成されるとする震源モデルもあり、それらは SMGA モデルと呼ばれます。債務者が伊方発電所でプレート間地震を対象に用いているのは SMGA モデルです。東北地方太平洋沖地震を対象に筆者らが開発した SPGA モデルと、他の研究者により提案されている SMGA モデル⁴⁾⁵⁾⁶⁾を比較して図 11 に示します。断層面上においてサブイベントが位置する場所については、細部はともかくとして、SPGA モデルと SMGA モデルとの間に類似性が見られます。SPGA モデルと SMGA モデルとの本質的な違いはサブイベントのサイズにあります。

図 12 および図 13 に、MYGH12 および IBR007 における観測波形 (0.2-1Hz) と、SMGA モデルおよび SPGA モデルによる計算結果との比

較を示します。各モデルによる地震動の計算には、各々の震源モデルの構築に用いられたのと同様の計算手法を用いました。すなわち、佐藤⁴⁾の SMGA モデルについては壇・佐藤の経験的グリーン関数法²⁴⁾を用い、Asano and Iwata⁵⁾、川辺・釜江⁶⁾による SMGA モデルについては入倉他の経験的グリーン関数法²⁵⁾を用いました。グリーン関数イベントとして用いた中小地震も、個々の文献に示されたものと同様です。SPGA モデルについては文献¹³⁾に示された方法、すなわち、経験的サイト増幅・位相特性を考慮して設定したグリーン関数を入倉他の方法²⁵⁾で重ね合わせる方法で地震動を計算しました。

なお、2011年東北地方太平洋沖地震を対象とした SMGA モデルとしては、**図 11** (右) に示したものの他に、Kurahashi and Irikura¹⁾の震源モデルがあります。しかしながら、この震源モデルでは、2005年8月16日宮城県沖の地震 (Mw7.2) の記録から前半部分を削除したものが経験的グリーン関数として用いられており、一部の観測点において記録を前半部分と後半部分に分けることが困難であったため、ここでは計算の対象としていません。

図 12 および **図 13** では、観測波形には強震動パルスが明瞭に表れており、SPGA モデルではそれを再現できていますが、SMGA モデルでは残念ながらそれを全く再現できていません。Asano and Iwata と川辺・釜江のモデルでは、強震動パルスに該当する部分が過小評価となっています。佐藤のモデルでは、過小評価とはなっていませんが、計算結果はランダムな波形となっており、観測された波形とは特性が全く異なっています。

ここに示している帯域は、0.2-1Hz の帯域ですが、この帯域は原子力発電所の耐震安全性と関係のない帯域であると考えるのは誤りです。なぜなら、2.1でも述べたように、この帯域のパルス波が女川原子力発電所等での基準地震動を超える地震動の原因となっており、また、原子力発電所と SPGA の距離によっては、この帯域に加速度・速度ともに大きいパルスが表れる可能性があるため、パルスより周期の短い構造物に大きく影響する可能性があるからです²⁰⁾。従って、この帯域が正確に計算できない震源モデルは、原子力発電所の基準地震動を策定するための震源モデルとしては相応しくありません。債務者は伊方発電所でプレート間地震を対象に SMGA モデルを用いているため、その評価結果には信頼性がありません。


なお、SMGA モデルにより強震動パルスが再現できず、SPGA モデルではそれが再現できるのは、以下の通り、単純な理由によります。もともと、SMGA モデルや SPGA モデルの構築に用いられている入倉他の波形合成法²⁵⁾では、低周波側では要素波が効率的に (コヒーレントに) 重なり合っ

パルスを生成し、高周波側では要素波がランダムに重なり合うように工夫されています（壇・佐藤²⁴も同様）。

ここで「コヒーレントに」あるいは「ランダムに」重なり合うとの表現が若干理解しにくいかも知れませんが、次のように理解できます。いま、同じ周期で同じ振幅の正弦波を N 個重ね合わせることをイメージして下さい。このとき、これらの正弦波の位相が揃うように重ね合わせれば（すなわち山と山、谷と谷が合うように重ね合わせれば）、最も効率的に重なり合い、振幅は N 倍となります。これがコヒーレントな重ね合わせです。それに対して、 N 個の正弦波をばらばらのタイミングで重ね合わせれば、山と山、谷と谷が合わないで、加算は非効率となり、重ね合わせ後の振幅の期待値は理論上 $N^{1/2}$ 倍となります。これがランダムな重ね合わせです。入倉他の方法²⁵でも、壇・佐藤の方法²⁴でも、要素波は時間軸上で少しずつずれながら加算されますが、このとき、要素波の低周波成分（＝長周期成分）は、時間軸上で多少ずれたとしても、ほぼ山と山、谷と谷が重なります。すなわちコヒーレントに重なります。しかし、要素波の高周波成分（＝短周期成分）は、時間軸上でずれることにより、簡単に山と山が合わなくなってしまいますから、ランダムに重なります。

ただし、ここで言う「低周波」「高周波」がどの程度「低周波」「高周波」なのかが問題です。入倉他の方法で生成されるコヒーレントなパルスは、仮定する SMGA や SPGA のサイズに起因した時間幅を持っています。この時間幅に対応したコーナー周波数（**patch corner frequency** と呼ばれます。）よりも高周波側では、入倉他の方法では、ランダムな波形が生成されます。従って、サイズの大きい SMGA モデルにおいては、**patch corner frequency** は 0.1Hz 程度あるいはそれよりも低周波側となるので、0.2-1Hz 程度の帯域はランダムな波形にしかならず、この帯域にコヒーレントなパルスを生成することは不可能で、実際の観測に一致しません。一方、SPGA モデルでは、これまで述べてきたように、観測されたパルスの幅と調和的なサイズのサブイベントを導入しているので、パルスを再現することができます。

以上のように、0.2-1Hz の帯域のパルスを SMGA モデルで再現できないのは本質的な理由によるものであり、従来の SMGA モデルの枠組みを維持したまま、パラメーターの修正のみで 0.2-1Hz の帯域での波形の計算精度を向上させることは困難であると考えられます。

ここまで、SPGA モデルは主に 0.2-1Hz の周波数帯域に着目して作成した震源モデルであることを述べてきましたが、より短周期側における適用性も調べてみる必要があります。そこで、ここでは、 11 に示した 10 地

点を対象に、SPGA モデルおよび SMGA モデルにより地震動を計算し、0.2-10Hz (周期 0.1-5 秒) の帯域の速度エンベロープおよび 0.2-10Hz (周期 0.1-5 秒) の帯域のフーリエスペクトルを対象に、観測波形との誤差を文献²⁶⁾の評価式で評価しました。ここで、一般に 2Hz よりも高周波側では波形の山谷の一致を議論することが困難であるため、波形の経時特性の再現性を調べるために速度エンベロープを用いています。また、地震動の周波数特性の再現性を調べるためにフーリエスペクトルを用いています。結果を図 14 および表 1 に示します。図 14 についてはより線が左側にある方が、表 1 については数値が小さい方が、誤差が少ないということになります。これらの結果から、0.2-10Hz の広帯域で見ても、SPGA モデルによる誤差は SMGA モデルによる誤差よりも小さいことがわかります。

参考のため、一般的な建物被害と対応の良い指標として境ほか²⁷⁾により提案されている「1-2 秒震度」の計算も行いました。この「1-2 秒震度」は直接的には一般的な建物被害を説明するためのものですが、周期 1-2 秒のパルス波の特性を端的に表す指標であり、上述の通りこの帯域の地震動を精度良く計算できることは原子力発電所の基準地震動の算定手法にも求められる条件であることから、「1-2 秒震度」の計算精度を確認することは、原子力発電所を対象とした場合にも重要となります。観測波による「1-2 秒震度」と合成波によるそれとの比較を図 15 に示します。右上がりの斜めの点線近くに赤い四角が集まっている程、より精度が高いということになります。この図から、SPGA モデルは観測波の「1-2 秒震度」を概ね再現できているのに対し、SMGA モデルは再現できていないことがわかります。しかも、SMGA モデルでは、いずれも斜め点線の右下側の赤い四角が左上側よりも多くなっていますが、これは SMGA モデルが「1-2 秒震度」を過小評価する傾向を表すものです。「1-2 秒震度」の誤差を全地点に対して平均したものを表 1 に示します。SMGA モデルでは SPGA モデルに対して 2.2 倍～3.8 倍程度の誤差が生じていることがわかります。

以上、海溝型巨大地震における強震動パルスの生成と、それを再現するための震源モデルの考え方について述べてきました。本項のまとめとして、SMGA モデルでは、工学上重要な 0.2-1Hz の帯域の波形を正確には計算できないこと、その原因もはっきりしていることを指摘せざるを得ません。この帯域が正確に計算できない震源モデルは、原子力発電所の基準地震動を策定するための震源モデルとしては相応しくありません。原子力発電所の基準地震動には、一般的な構造物の設計入力地震動以上の信頼性が求められることから、その策定に用いる計算手法および震源モデルは、図 12～図 15 に示される SPGA モデルによる結果と少なくとも同程度またはそれ以

上の精度で、東北地方太平洋沖地震による地震動を再現できるものでなければなりません。そうでなければ、東北地方太平洋沖地震による教訓を踏まえた基準地震動策定とはなっていないこととなります。このとき、精度の議論が単に応答スペクトルの再現性に基づくものであってはならないことを申し添えます。なぜなら、債務者御自身が広島地方裁判所宛て平成 28 年 4 月 25 日付けの答弁書で書いておられる通り (pp.100-101)、「建造物の耐震性を精緻に把握するには、最大加速度、応答スペクトル等を用いた評価だけでなく、時々刻々と変化する揺れを表現できる時刻歴波形による評価が極めて重要」だからです。

なお債権者は、広島地方裁判所宛て平成 28 年 8 月 30 日付け準備書面(5)の補充書(2)(53～54 頁)において、川辺・釜江⁶⁾では SMGA モデルにより東北地方太平洋沖地震の強震動を再現できたとしている、と述べていますが、同じ川辺・釜江の論文⁶⁾(79～80 頁)では、「時刻歴波形を詳細に比較すると、例えば MYGH12 の 35 秒と 83 秒付近、FKSH19 の 106 秒付近に見られるような大きな振幅のパルス波は再現できていない。こうした結果は既に入倉や野津などにより指摘されており、SMGA 内での応力パラメータの不均質を考慮したモデルでパルス波の再現が可能であるとしている。ここでは SMGA 内でのすべりが一様であると仮定しているため、このようなパルス波が再現できていないものと考えられる」とも記載されていることを指摘しておきます。

SPGAモデル	SMGAモデル
東北地方太平洋沖地震をはじめとする海溝型巨大地震において特徴的な強震動パルスのパルス幅と調和的なサイズのサブイベント (SPGA) から構成される震源モデルであり, サブイベントのサイズは対象地震の場合一辺が数km程度.	より広い領域 (対象地震の場合, 一辺が数十km程度) からまんべんなく強震動が生成されるとする震源モデル.

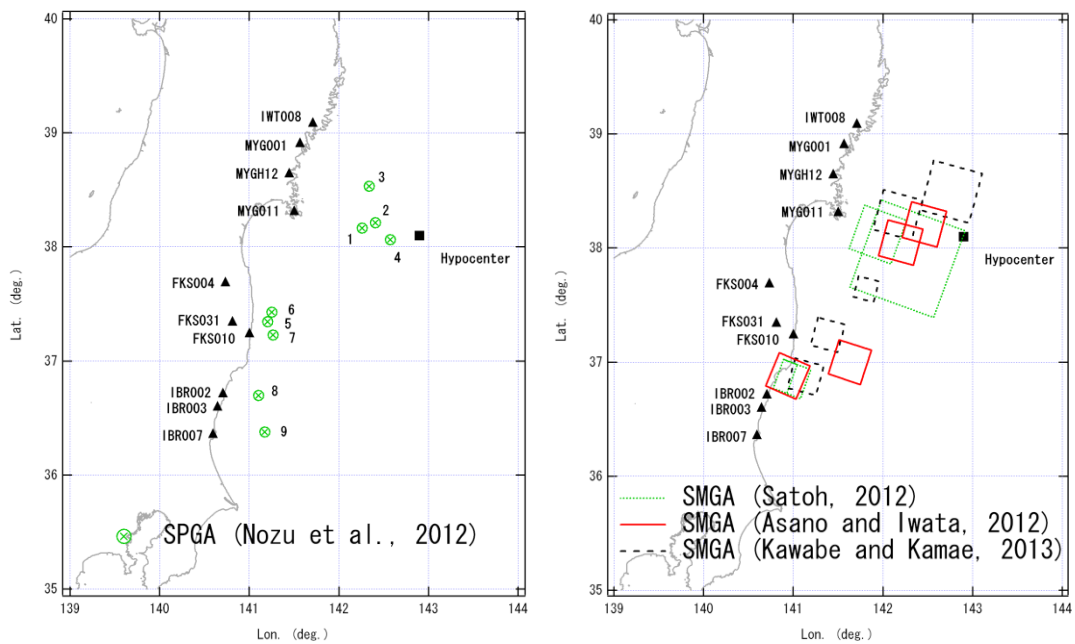


図 11 2011 年東北地方太平洋沖地震を対象とした SPGA モデルと SMGA モデルの比較

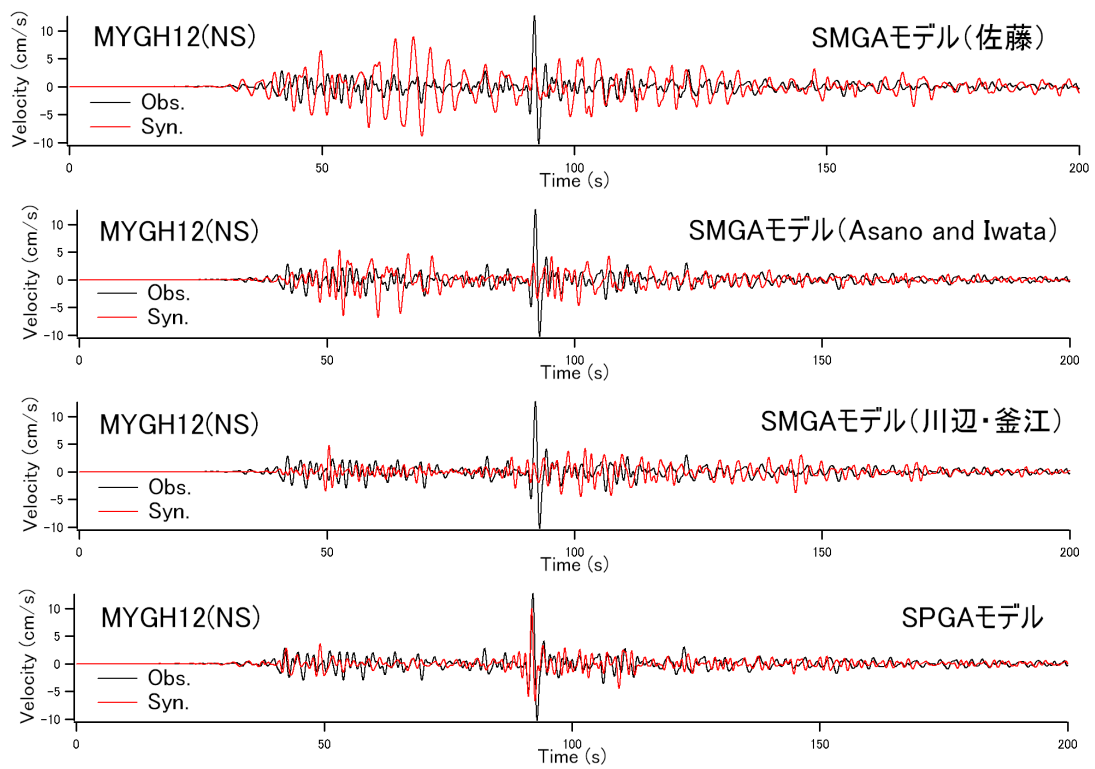


図 12 MYGH12 における速度波形 (0.2-1Hz) の観測結果 (—Obs.) と SMGA モデルおよび SPGA モデルによる計算結果 (—Syn.)

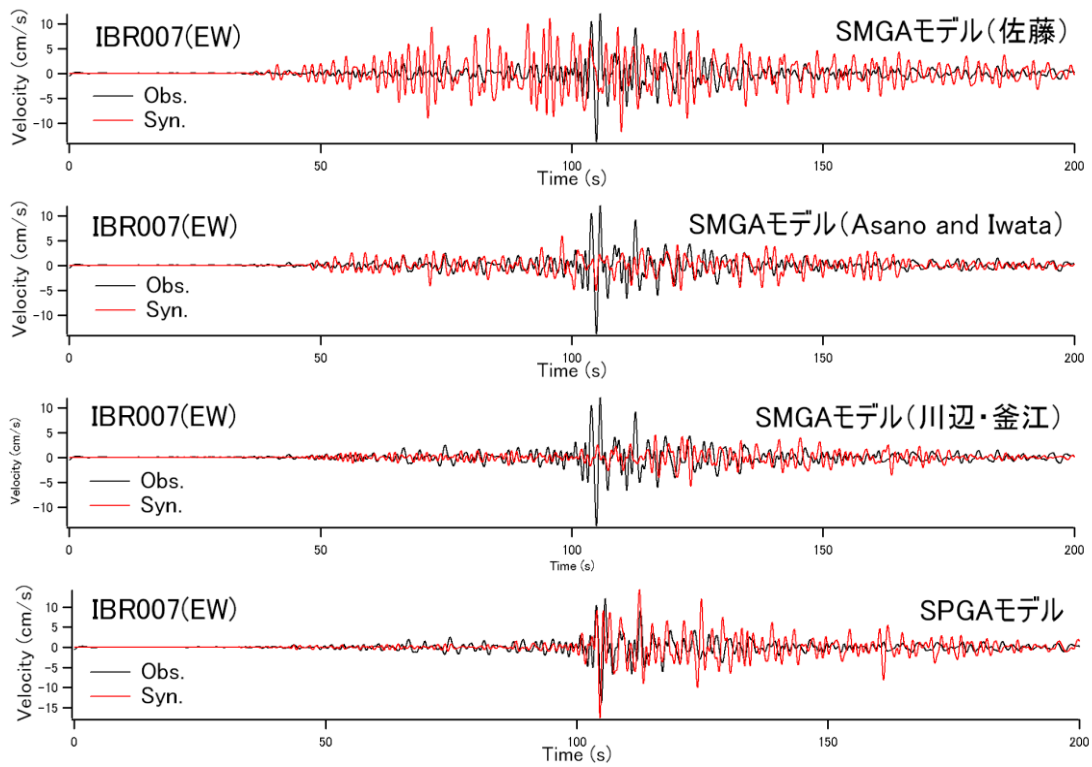


図 13 IBR007 における速度波形 (0.2-1Hz) の観測結果 (—Obs.) と SMGA モデルおよび SPGA モデルによる計算結果 (—Syn.)

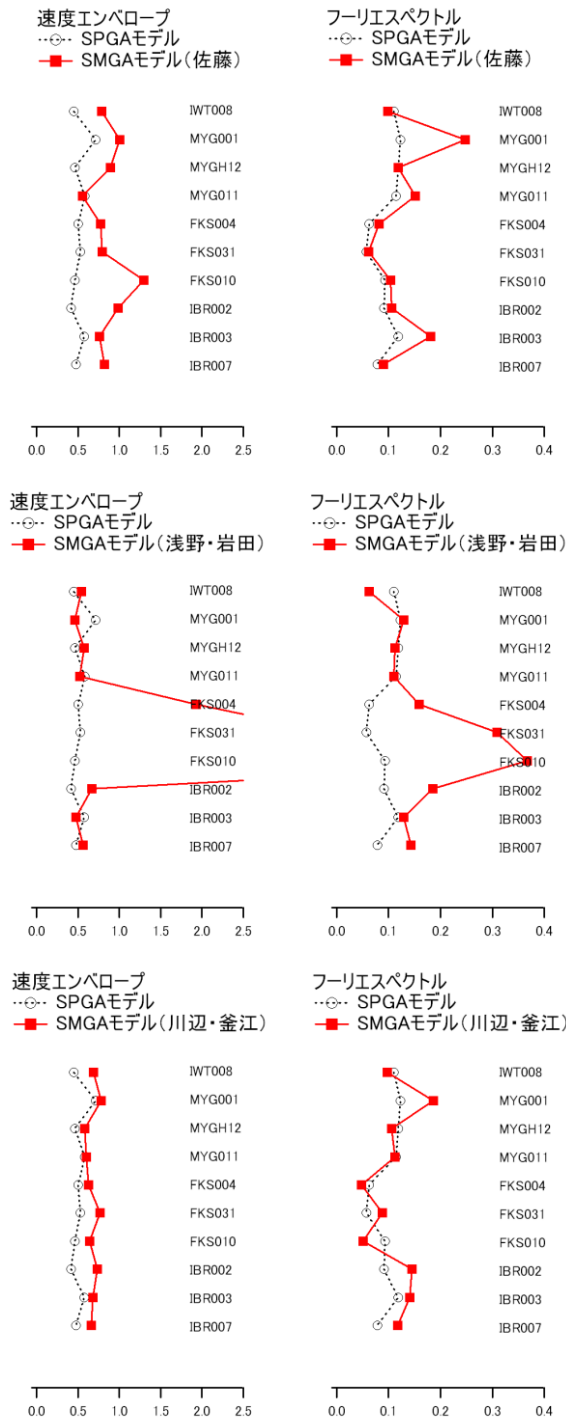


図 14 SPGA モデルと SMGA モデルによる速度エンベロープと
フーリエスペクトルの誤差評価結果

(縦軸は観測地点を表す。横軸は誤差を表し、線が左側にあるほど誤差が小さい。)

表1 各種の誤差の全地点における平均値
(数値が小さいほど誤差が小さいことを意味する)

	速度 envelope	フーリエ スペクトル	1-2秒 震度
SPGAモデル	0.52	0.096	0.21
SMGAモデル(佐藤)	0.87	0.124	0.47
SMGAモデル(浅野・岩田)	1.61	0.171	0.80
SMGAモデル(川辺・釜江)	0.68	0.109	0.57

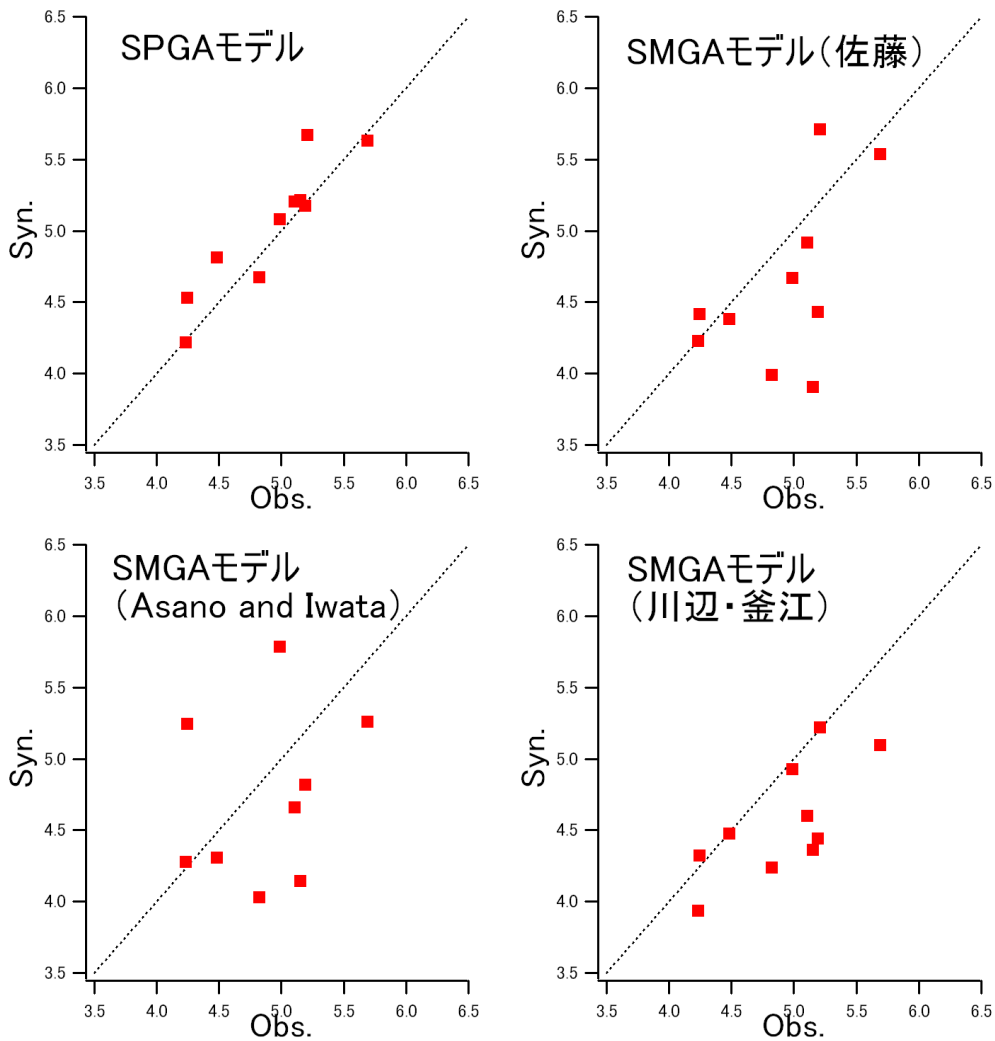


図15 「1-2秒震度」²⁷⁾の観測値と計算値の比較

(縦軸は各震源モデルによる強震動シミュレーション結果に基づく1-2秒震度。横軸は観測結果に基づく1-2秒震度。プロットが右上がりの斜め点線(1:1の線)に近いほど、各震源モデルによる強震動シミュレーション結果が観測結果を適切に再現していることになる。)

2. 4 伊方発電所の敷地を対象にしたプレート間地震による地震動の試算

2. 1 で述べたように、債務者自身が作成した平成 27 年 3 月 20 日付けの適合性審査資料『伊方発電所 地震動評価について』(p.9) でも、伊方発電所からプレート上面までの深さはわずか約 41km とされています。従って上述のようなパルス波の波源が原子力発電所直下のわずか 41km の位置に存在するというシナリオも、否定できません。その場合に想定される地震動を、手元で利用可能な情報のみを用いて試算してみました。ここではその算定手順と算定結果について述べます。なお、ここでやっている計算は、筆者が現時点で利用可能な情報のみに基づいていますが、債務者から敷地における地震観測データや地盤データの提供があれば、より現地に即した計算を同様の方法で実施する用意が筆者にはあります。

計算手順の詳細は文献 28) を参照していただければと思いますが、まず、**図 16** に示すとおり、内閣府の SMGA モデル (陸側ケース) を出発点とし、四国における西側の SMGA を、想定震源断層から外れない範囲で可能な限り伊方発電所に近づけます。債務者による平成 27 年 3 月 20 日付けの適合性審査資料『伊方発電所 地震動評価について』(p.9) でも、伊方発電所の直下におけるプレート境界は中小微小地震の発生している領域に当たっていることから、この位置に SMGA が位置する可能性は否定できません。次に、各 SMGA を構成する小断層の中で最も伊方発電所に近いものを選び出し、そこに SPGA を配置します。このとき配置する SPGA のパラメータは、東北地方太平洋沖地震の地震動の再現に成功したパラメータとします。ただし、東北地方太平洋沖地震の SPGA モデル (**図 5**) を構成する各 SPGA のうち、最も強力な SPGA4 を **図 16** の赤の位置におき、2 番目に強力な SPGA1 を **図 16** の黄色の位置におきます。地震動の計算手法は、東北地方太平洋沖地震による地震動の再現に成功したのと同様の手法¹⁴⁾¹⁵⁾を用います。ただし、経験的サイト増幅特性は、伊方発電所の敷地における地震観測記録を筆者は入手できていないため、伊方発電所の敷地における地盤が堅固であることを考慮し、**図 17** に示す EHMH07 の地点での経験的サイト増幅特性²⁹⁾を用いました。またサイト位相特性としては 2009 年 12 月 16 日の地震における EHMH07 の記録を用いました。

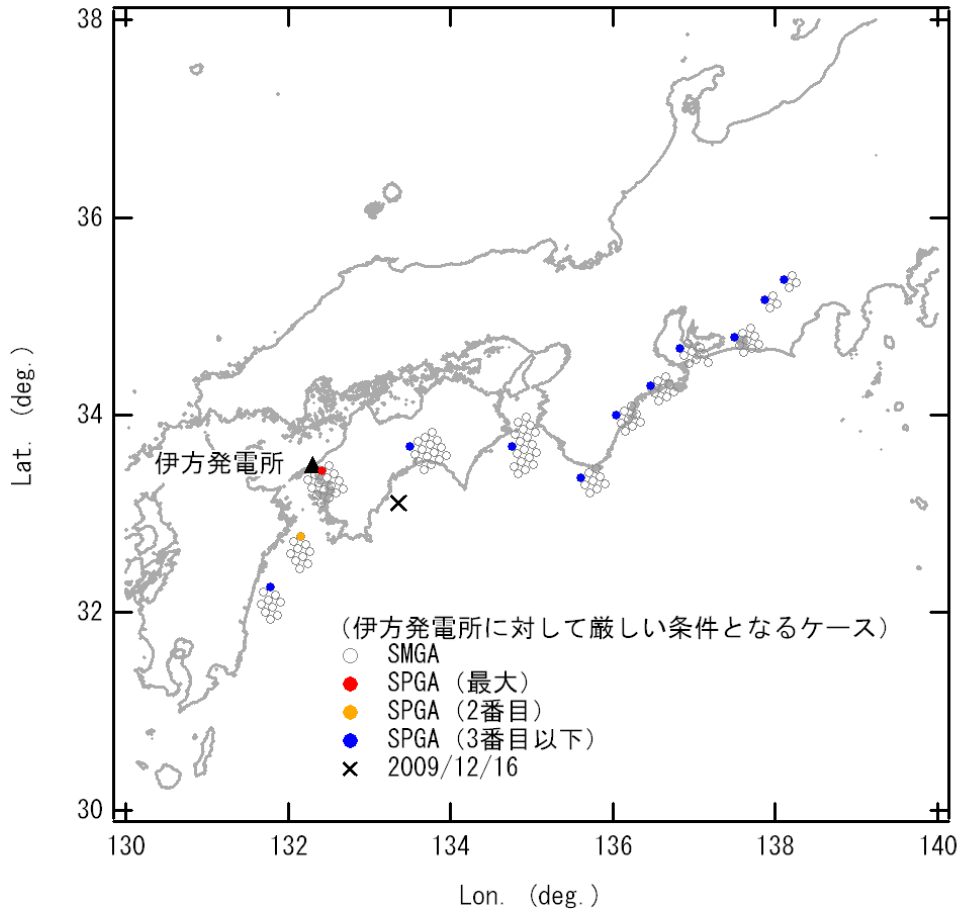


図 16 試算の際に用いた SPGA の位置

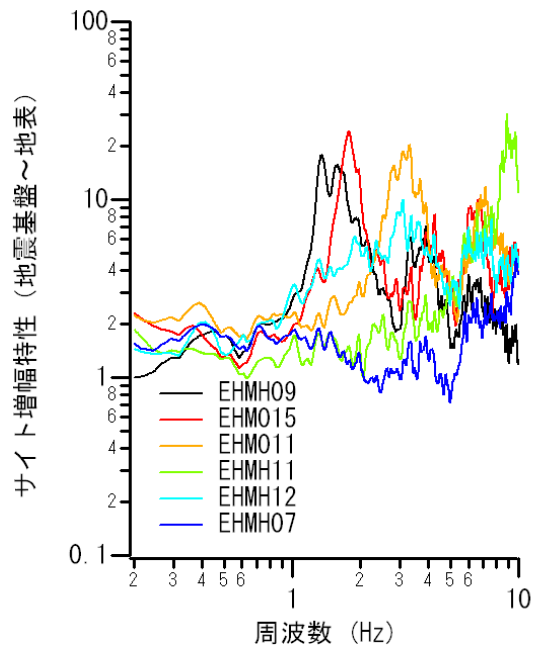


図 17 試算に用いた EHM07 の経験的サイト増幅特性²⁹⁾
(他の地点における経験的サイト増幅特性と併せて示す)

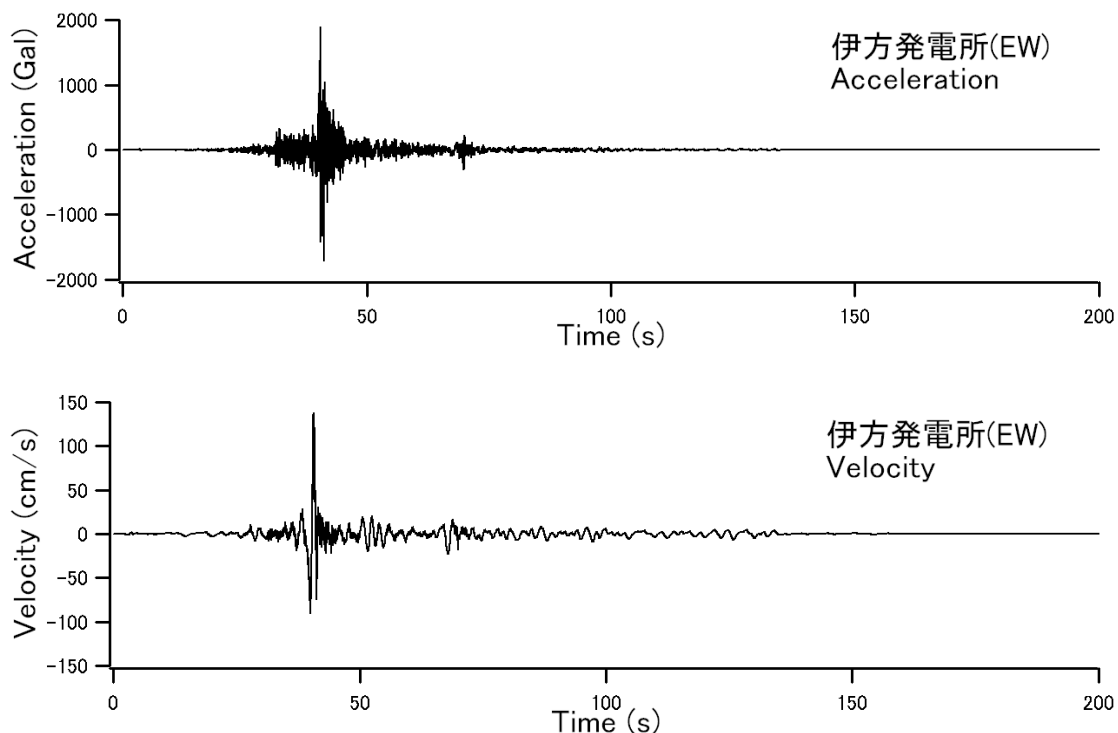


図 18 計算結果の加速度波形と速度波形

計算結果の加速度波形と速度波形を図 18 に示します。この図にあるように、最大加速度は約 1900Gal、最大速度は約 138cm/s となり、地盤条件が良いにもかかわらず、SPGA からの最短距離が小さいために、加速度、速度ともに大きな値を示していることがわかります。近い将来の発生が懸念される南海トラフ巨大地震において、このような地震動が伊方発電所を襲う蓋然性は否定できず、万が一このようなシナリオが現実のものとなった場合、福島第一原発事故のような事態が再来することが考えられます。

SPGA モデルと SMGA モデルの違いは、一辺が数 km 程度の狭い領域 (SPGA) から地震波が集中的に生成されると考えるか、一辺が数十 km 程度のより広い領域 (SMGA) からまんべんなく生成されると考えるかの違いです。そして前者の場合、その狭い領域が対象施設の近くにあればより厳しい地震動となり、遠くにあればより厳しくない地震動となります。このような異なるシナリオが描けないのが SMGA モデルの欠点です。SMGA モデルによる場合、両者の平均的な地震動しか存在しないかのような錯覚を利用者に与えてしまうこととなります。SMGA の内部が常に一様であることが保証されていれば SPGA モデルを用いる必要はないのですが、そうでないことは、2. 1 で述べたことから明らかであり、また Kurahashi and Irikura¹⁾の解析結果からも明らかです。

3 内陸地殻内地震について

3. 1 長大断層に対して未検証の手法を用いていることの問題

内陸地殻内地震については、長さが 480km に及ぶ長大な横ずれ断層による地震動の評価が問題となっています。まず始めに申し上げておかなければいけないのは、債務者が用いた壇ほか(2011)³⁰や Fujii and Matsu'ura(2000)を含む長大な横ずれ断層に対する強震動評価の現時点での体系は、仮定の上に仮定を重ねたものとなっており、実際の強震記録によって検証されておらず、現時点では「魅力的な仮説だが正しいかどうかは実際に地震が起きてみなければわからない」というのが実状だという点です。特に、強震動評価結果に大きな影響を及ぼす微視的震源パラメータの設定方法については、長大断層についてはなんらの検証も経ていません。この点がプレート間地震とは大きく異なっています。プレート間地震については、少なくとも東北地方太平洋沖地震という巨大地震の実例があり、それに基づいた震源モデルの検証が可能です（それさえ十分とは言えないのですが）。このような、たいへん心許ない「仮説」に基づいて、原子力発電所のように影響の大きい施設の耐震安全性が証明できるはずはないと考えます。債務者側が、それができたと考えているならば、現時点での強震動地震学の実力を大幅に過大評価しており、危険なことだと思います。東北地方太平洋沖地震の発生を見た今、自然のもつ大きな不確実性に対して我々が謙虚でなければならぬ時であるにも関わらず、債務者の提示する各種の文書があまりにも自信満々である点が、私の不安をかき立てます。

中央構造線断層帯から発生する地震動を想定した伊方原発の基準地震動の評価は、壇ほか(2011)³⁰に拠っているところが大きいようですが、壇ほか(2011)は、その前提として断層面上の構成則（すべりとせん断力の関係）を仮定した動学的断層破壊シミュレーションを実施し、応力降下量や関係式を導いているものですが、仮定された構成則が正しいという保証がなく、したがってその結論の正しさや確からしさも現段階では不明と言わざるを得ません。構成則については、アメリカの研究者などから様々な説が提唱されており、一義的に定めることが出来るようなものではありません。伊方原発周辺の中央構造線断層帯が活動したとき、壇ほか(2011)によって予測された地震動を上回らないかどうかは、まったく目途が立ちません。債務者は、アスペリティ応力降下量を 1.5 倍若しくは 20MPa にする等の「不確かさ考慮」も行っていますが、現時点では 480km に及ぶような長大断層の地震によるアスペリティの応力降下量のデータが得られていないため、ア

スペリティ応力降下量を 1.5 倍や 20MPa にしたケースでさえ、真値の平均値にさえ届いていない可能性も否定できないのです。

日本では内陸の長大断層から発生した地震による強震記録が得られておらず（1891 年の濃尾地震でさえ断層の長さが「長大な断層」とまでは言えない上、震源付近での記録が得られていません。）、壇ほか(2011)のモデルあるいは Fujii and Matsu'ura(2000)のモデルによって正しく長大断層についての地震動予測を行うことができるのか、検証しようがありません。壇ほか(2012)³¹⁾では、2002 年アラスカ Denali 地震の地震記録や司・翠川(1999)の距離減衰式との整合性の観点から壇ほか(2011)のモデルを検証したと述べられていますが、司・翠川(1999)の距離減衰式は長大断層のデータに基づいておらず、アラスカ Denali 地震は、地表断層長さが 292.5km³¹⁾で、長大断層の事例と考えることのできる事例ではあるものの、用いられている記録は 1 地点だけであり、かつ、液状化の影響を受けた記録です。この他には、断層長さ 140km 程度の 1999 年トルコ Kocaeli 地震の事例などが使えるかも知れませんが、伊方発電所で対象としている長さ 480km の断層と比較すればはるかに短いもので、地震規模も M8 クラスではなく、これによる検証を行ったとしても検証として十分とは言いがたいと言えます。

債務者は、壇ほか(2011)は査読を通過しているからということも主張しているようですが、壇ほか(2011)は、一つの仮説を提唱しているに過ぎず、査読は仮説として成立しているだけを見ていただけです。査読を通過しているということは、学術上何らかの意義があることを意味はしますが、提案法が実際のデータで十分検証されていることを保証するものではありません。

以上の議論だけでも、債務者が内陸地殻内地震に対する発電所の耐震安全性を証明できていないことは明らかですが、以下においては、それに付け加える形で、微視的震源パラメーターの設定における問題点と、南傾斜の逆断層の考慮が不十分であることを述べます。

3. 2 微視的震源パラメーターの設定における問題点

微視的震源パラメーターの設定における問題点としてまず指摘できるのは、特に 480km 等の長大な断層のケースにおいて、アスペリティ（内陸地殻内地震においては SMGA としても差し支えないと考えられます。）の配置がほぼ西から東まで均一なケースしか取り上げていないという点です。

いま仮に、壇ほか(2011)の方法または Fujii and Matsu'ura(2000)の方法で断層面全体としての適切な短周期レベル（断層面から放射される短周期地震動の総量とお考えください。）が設定できているとしましょう（実際にはそれさえ確かではないのですが、仮にできているとします）。しかし、そ

の短周期レベルを分担するアスペリティが断層面の西から東までどのように分布しているかについては、西側に偏っているケース、概ね均一なケース、東側に偏っているケースなど、実際には様々なケースがあり得ます。ところが債務者は、壇ほか(2011)の方法を用いたケースにおいても、Fujii and Matsu'ura(2000)の方法を用いたケースにおいても、近畿地方から四国を通過して九州に至るまで480kmに及ぶ中央構造線沿いの断層について、概ね均一にアスペリティを配置したケースのみを取り上げています。ここで、アスペリティを西から東まで概ね均一に配置したケースしか取り上げないことは、地震動の過小評価につながります。これはどのようなことか御説明します。

いま仮に、アスペリティが西に偏っている場合の発電所の地震動を「5」とします。均一な場合の地震動を「4」とします。東に偏っている場合を「3」とします。そうしますと、原子力発電所のような重要な施設の基準地震動の設定では、「5」を考えようとするのが自然な判断となります。しかし、均一なケースだけを考えると、そもそも「5」という計算結果が出てきませんから、「5」を考えることはあり得ず、「4」を考えることとなります。ここに、均一なケースだけを考えると地震動の過小評価につながるという一つのトリックがあります。

実際の震源断層ではむしろほとんどの場合、なんらかの片寄りがあります。従って、均一なケースだけを考えるということは、非常に特異な条件だけを考えていることとなります。例えば、図11の東北地方太平洋沖地震の各種震源モデルを見ていただければ、高い応力降下量を示し強い地震動を発生させる部分の重心が南北方向では宮城県沖に偏在していることは明らかです。

実は同じことは津波の想定にも言えて、東北地方太平洋沖地震の例では、大きくすべった領域が南北方向では宮城県沖に偏在しており、それが特に厳しい津波の原因となりました。これを受けて、南海トラフ地震での津波の想定では、断層面全体の平均すべり量よりも大きくすべる「大すべり域」の他、「超大すべり域」を想定するようになりました。

以上のように、巨大な海溝型地震については、強震動を発生する部分（SPGAやSMGA）についても、津波の波源についても、必ずしも長さ方向に均一に分布せず、そのことが強震動や津波の分布に影響していることは明らかです。

それでは、内陸地殻内地震についてはどうでしょうか。内陸地殻内地震については、上述のとおり、長大な断層が動いた場合の震源における強震

動の生成過程については未解明です。しかし、より規模の小さい地震についてのデータは得られています。

2016年熊本地震でも、特に大きなすべりが断層面の北東側に偏在していたことは明らかです。図19のうち黄緑色から黄色、ややオレンジ色へと変化しているところが、熊本地震の震源断層のうち高いすべり速度を示した部分になりますが、これは図20のうち赤からやや黒っぽくなっている、特にすべり量が大きかった部分と概ね対応しています（図19と図20は逆の方向から見た図となっている点に御注意ください）。このように決して長くはない震源断層では長さ方向のアスペリティの分布という点で著しい不均質がある場合のあることがわかっているため、長大断層を対象とした強震動の予測においても、実際のデータでアスペリティの長さ方向の均一な分布が確認されない限り、アスペリティが長さ方向に不均質に分布するケースを考慮すべきです。

さらに二つ、長大断層を対象とした強震動の予測において、アスペリティが長さ方向に不均質に分布するケースを考慮すべきであることを示す事例を示します。

図21は壇ほか³⁴⁾による1999年トルコ Kocaeli 地震（横ずれ断層地震；文献34）のタイトルには「長大横ずれ断層」とありますが、M7クラスの地震であるため、長大というにはやや長さは短いと思われれます。）の特性化震源モデルです。図の右が東です。この例では、図の左方にある観測点での記録を再現するために、破壊開始点（★）より左側にある震源断層全体の1/3ほどの部分に短周期側のエネルギーの約67%を放射するアスペリティを割り当てる必要がありました。これは、短周期レベルで言えば、全断層の短周期レベルに約0.8を乗じた値を破壊開始点（★）より左側の1/3ほどの部分に割り当てたこととなります。

図22は島津ほか³⁵⁾による2008年中国四川地震（逆断層地震）の特性化震源モデルです。図の右が南西です。この例では、図の右半分に分布する観測点での記録を再現するために、断層面の右半分に全てのアスペリティを割り当てる必要がありました（それでもなお結果は過小評価気味でした）。

観測地震動を再現するためにこのようなアスペリティの配置を行わなければならないケースがあることも事実である以上、原子力発電所のような重要施設の基準地震動の策定においては、アスペリティを断層面の発電所に近い部分に偏在させたケースは当然考慮すべきです。

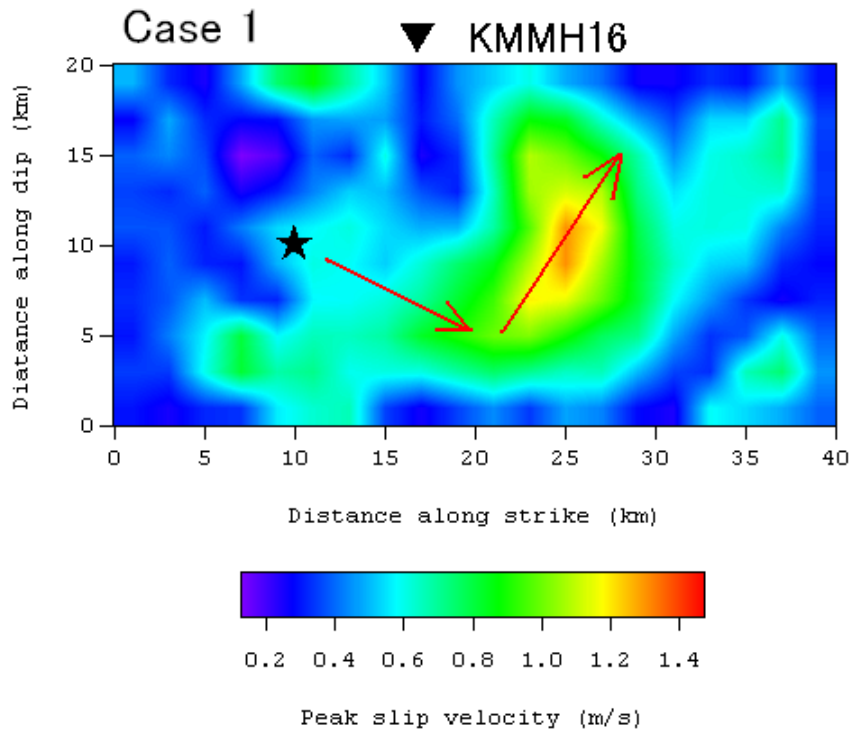


図 19 2016 年熊本地震の本震の波形インバージョン結果 (野津³²⁾による). 図の右が北東.

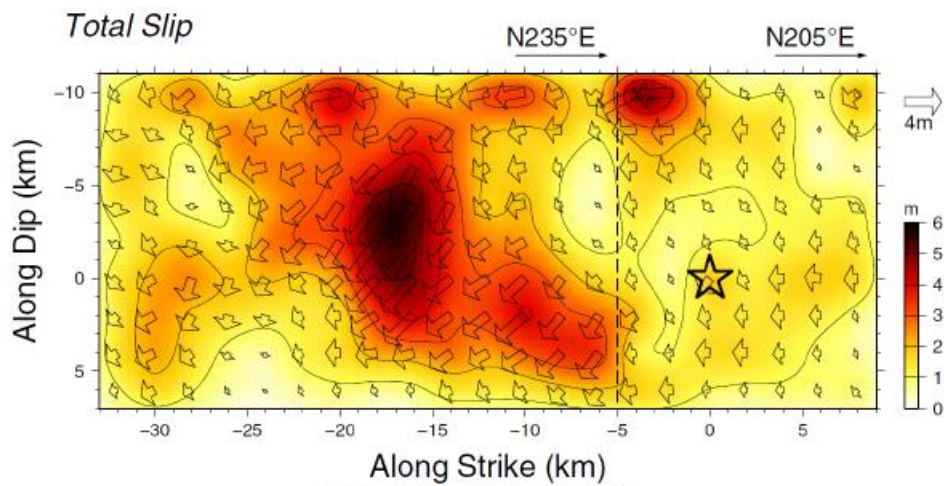


図 1 本震の最終すべり量分布

図 20 2016 年熊本地震の本震の波形インバージョン結果 (浅野³³⁾による). 図の左が北東.

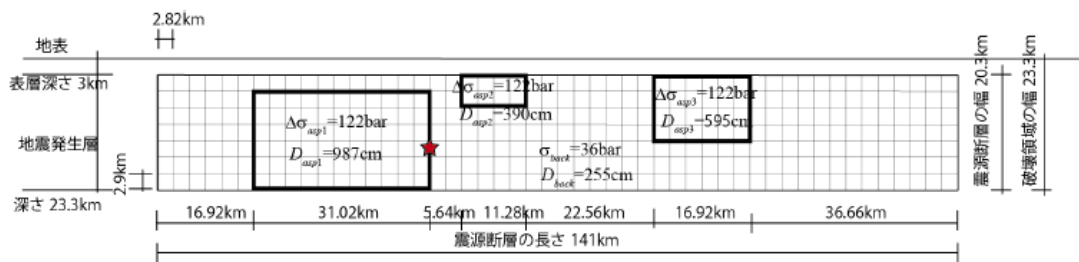


図 21 1999 年トルコ Kocaeli 地震の特性化震源モデル (壇ほか³⁴⁾による). 図の右が東. 図の左方にある観測点での記録を再現するために, 破壊開始点 (★) より左側の 1/3 ほどの部分に短周期側のエネルギーの約 67%を放射するアスペリティを割り当てる必要があった. 短周期レベルで言えば, 全断層の短周期レベルに約 0.8 を乗じた値を破壊開始点 (★) より左側の 1/3 ほどの部分に割り当てたことになる.

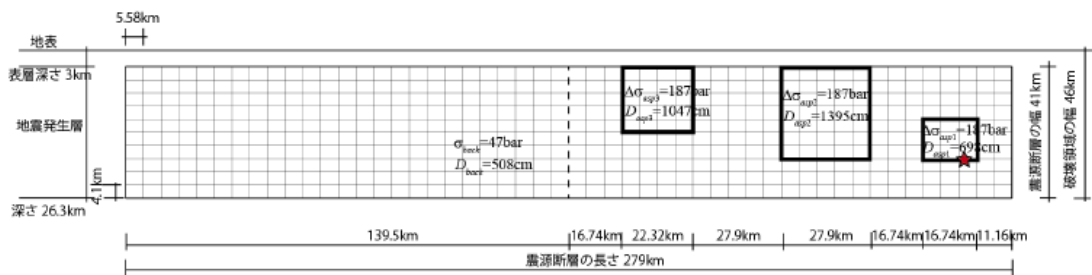


図 22 2008 年中国四川地震の特性化震源モデル (島津ほか³⁵⁾による). 図の右が南西. 図の右半分に分布する観測点での記録を再現するために, 断層面の右半分に全てのアスペリティを割り当てる必要があった (それでもなお結果は過小評価気味であった).

微視的震源パラメーターにおけるもう一つの問題点は、プレート間地震の場合と同様に、SMGA 内部の不均質を考慮していないという点です。債務者が平成 25 年 10 月 30 日に原子力規制委員会に示した資料

(<https://www.nsr.go.jp/data/000034710.pdf>) の中で、債務者は室谷ほかにより調べられた既往の大地震のすべり量の表を示していますが (16 頁)、この表の中で、Da (アスペリティにおける平均すべり量) と Dmax (最大すべり量) の値は大きく異なることが注目されます。このことはアスペリティの内部が不均質であることを示しています。これを近似的に均質なものとするのが果たして妥当であるか、長大断層についてはなんら調べられていないのです。

この例からも、長大断層に対する強震動予測はまだ未成熟であり、原子力発電所の安全性を示せる段階にないことがわかります。

3. 3 南傾斜の逆断層を十分に考慮していないことの不備

国土地理院の地殻変動ベクトル (<http://www.gsi.go.jp/kyusyu/test.html>) が示しているように、九州地方は陸側プレートに対して反時計回りに回転していることはよく知られているところであり、この運動により 2016 年熊本地震が引き起こされたこともよく知られています。このとき、上記のサイトのアニメーションから明確にわかるように、伊方発電所付近は、コントラクション（圧縮）が生じている領域であることがわかります。すなわち、発電所前面海域での中央構造線断層帯が動くときには、横ずれ成分に逆断層成分が加わる可能性が高いと言えます。ところが、この逆断層成分を含む地震が、北傾斜の断層面で生じたと仮定すると、断層の北側が隆起することになるので、断層の南側が高い（半島がある）という地形の特徴と矛盾します。よって、発電所前面海域での中央構造線断層帯が動くときには、南傾斜の断層面で地震が生じる可能性が高いと言えます。そして、南傾斜の断層面で地震が生じれば、北傾斜の断層面よりも発電所までの距離が短いため、より大きな地震動が作用します。しかしながら、債務者が考慮している南傾斜のケースは 80 度と高角で、事実上南傾斜は考慮していないに等しく、この点は著しく不備であると考えられます。

4 震源を特定せず策定する地震動について

「基準地震動及び耐震設計方針に係る審査ガイド」表一 1 には、2008 年岩手・宮城内陸地震（Mw6.9）をはじめ、1996 年から 2011 年までの、震源と活断層との関連付けが困難と見られた 16 の地震がリストアップされています。このうち最大の地震動をもたらした岩手・宮城内陸地震を排除した四国電力の論理には、無理があるように思います。

地震観測網が整備され始めて、比較的多くの地震動のデータが取れるようになった期間は、最近 20 年ほどでしかありません。特に、規模の大きな地震について震源近傍のデータはまだまだ限られています。そのことは、審査ガイドに 20 年足らずの期間のたった 16 の地震しか挙げられておらず、特に M7 クラスの地震は 2 つしか挙げられていないことから、お分かりになると思います。原子力発電所が事故を起こしたときの影響の大きさを考えるのであれば、少なくともガイドに挙げられた 16 の地震くらいは、全て取り上げるべきでしょう。私がガイドを読んだ限りでは、岩手・宮城内陸地震を含む 16 個すべての地震の観測記録を基準地震動に取り込むことをガイドは要求しているように読み取れます。四国電力の評価はガイドに違反していると思われま

四国電力は、岩手・宮城内陸地震が発生した地域と伊方原発敷地とでは地域性が違うと述べていますが、そもそも、あらゆる地震記録には何らかの地域性が影響しており、当該サイトでの観測記録を除けば、地域差がない地震記録というものは存在しません。見方によっては、すべての地震記録は地域差を理由に排除可能ということになります。一般的に地震記録が少ない中で、「地域差がある」という曖昧な理由だけをもとに、他の地域の大規模な地震の記録を排除していくことは耐震安全性の確保という観点から好ましくありません。

着目すべきなのは、岩手・宮城内陸地震を基本的に考慮するという審査ガイドの枠組みがある中で、地域性が違うことにより、なぜその地震記録を参照しなくてもよいのか、という部分です。四国電力が適合性審査で提出した平成27年3月20日付資料99頁を見る限り、四国電力は、伊方原発の立地地域と岩手・宮城内陸地震の震源域について、地域差を何点か挙げていますが、その各地域差から、なぜ岩手・宮城内陸地震の際に震源近傍のKiK-net一関西で観測されたような強震動が伊方原発の敷地で発生しないと言えるのかという、つなぎの部分の説明が十分ではありません。これが、上記において「地域差がある」というだけでは曖昧だと私が述べた理由です。

2008年岩手・宮城内陸地震(Mw6.9)では、震源近傍のKiK-net一関西の地中観測点において、NS成分において1036Galの地震動が観測されています。この1036Galという値は入射波+反射波(E+F波)であり、後述する通り、露頭基盤波(入射波の2倍の振幅を有する波、2E波)に変換すれば1850Gal程度に相当すると考えられます。この値と、現時点での基準地震動(650Gal)との約3倍程度の乖離を、なぜ平成27年3月20日付けの適合性審査資料『伊方発電所 地震動評価について』p.99に挙げられている地域差によって説明できるのか、なんら説明がなされていません。

債務者は、適合性審査資料『伊方発電所 地震動評価について』p.99に挙げられている地域差によって、Mw6.9の地震は直下で起こり得ないと考えているのでしょうか。あるいは、Mw6.9の地震は直下で起こっても、p.99に挙げられているような地域差によって、地震動は1/3になると債務者は主張しているのでしょうか。

まず地震規模については、債務者はMw6.6の鳥取県西部地震クラスの地震が直下で生じることを認めざるを得なくなっています。しかし、Mw6.6の地震が起こり得て、Mw6.9の地震は起こり得ないという論拠を債務者は示していません。従って債務者は地震規模としてMw6.9は認めざるを得ないものと思います。

次に、Mw6.9の地震が起こったとした場合の地震動についてですが、先に述べた3倍の違いを説明するだけの地域差が、両者の間にあるのでしょうか。債務者の主張の一つは、岩手・宮城内陸地震の震源域が逆断層型で伊方発電所の敷地が横ずれ型であるという応力場の違いです。しかし、逆断層地震と横ずれ断層地震の違いは指摘されてはいるものの、3倍もの揺れの違いがあるとの研究結果は皆無です。債務者は3倍の違いの正当性をより定量的に示す必要があり、それが不可能な場合には、KiK-net 一関西の地中観測記録を収集対象に加えざるを得ないと考えられます。

さて、露頭基盤波が1850Gal程度と推定される理由ですが、一般に地中観測記録は入射波(E)と反射波(F)の和で表現されます(図23)。ここで反射波Fは一般には重複反射の結果生じますが、いまの場合、地中観測記録の最大加速度1036GalはほぼS波の先頭部分に相当するため、複雑な重複反射が生じる前の最初の段階を考えれば良いこととなります。いま、地中地震計設置深度に水平な地層境界を仮定し、インピーダンスコントラストをRとします($0 < R < 1$)。これに下方から入射波Eが入射する状況を考えると、弾性波動論に基づき、地層境界で反射して地中に戻っていく波の振幅Fは $F = (1-R)/(1+R) * E$ と表されます。これより、 $E+F = 2/(1+R) * E$ であり、 $2E/(E+F) = 1+R$ と表されます。すなわち2E波とE+F波の振幅比は、S波の先頭部分に着目する限りは、1+Rです。ここで、KiK-netの地盤データに着目すると、R=0.8程度と考えられるため、これを代入すると、2E波の振幅は1850Gal程度と推定されます。この数字は、より詳しい調査に基づく新たな数字が債務者によって示されない限り、基準地震動の策定において考慮されるべきであると考えます。

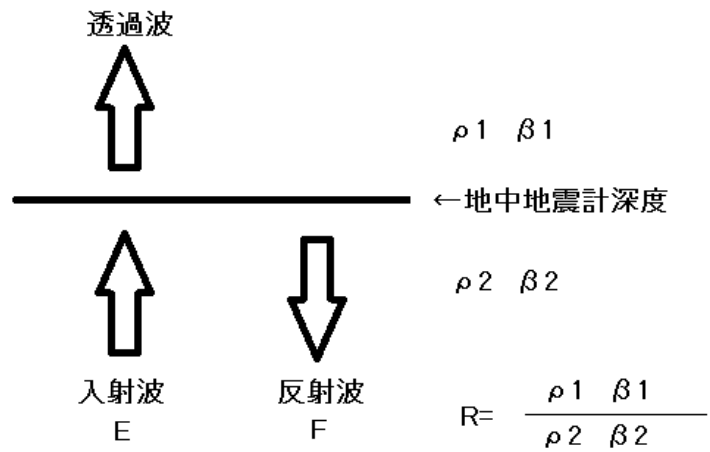


図 23 地中観測記録は入射波 (E) と反射波 (F) の和で表現される. いまの場合、地中観測記録の最大加速度 1036Gal はほぼ S 波の先頭部分に相当するため、複雑な重複反射が生じる前の最初の段階を考えれば良い.

謝辞

本稿では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) ³⁶⁾によります。

参考文献

- 1) S. Kurahashi & K. Irikura: Short-period source model of the 2011 M_w9.0 off the Pacific coast of Tohoku earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **103**, 1373(2013)
- 2) 野津厚：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, *科学*, 第 85 巻, 2015, pp.974-980
- 3) 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)
- 4) 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)
- 5) 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)
- 6) 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)
- 7) 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)
- 8) 額瀨一起: 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)
- 9) 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)
- 10) 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)
- 11) 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)
- 12) 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)
- 13) 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)
- 14) 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)
- 15) 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)
- 16) 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
- 17) K.D. Koper et al., Frequency-dependent rupture process of the 2011 Mw 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
- 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
- 19) 野津厚, 東北地方太平洋沖地震の際に志津川(MYGH12)で観測されたパルス状の地震波と築館(MYG004)で観測された 2700Gal の大加速度との関係, 2016/8/21
http://www.pari.go.jp/bsh/jbn-kzo/jbn-bsi/taisin/research_jpn/research_jpn_2016/jr49/jr49.pdf
- 20) 川瀬博, 震源近傍強震動の地下構造による増幅プロセスと構造物破壊能—1995 年兵庫県南部地震での震災帯の成因に学ぶ, 第 10 回日本地震工学シンポジウム, パネルディスカッション資料集, 29(1998)

- 21) 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ー内陸活断層地震および海溝型地震への適用性の検討ー、港湾空港技術研究所資料、No.1120、2006年。
- 22) 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.
- 23) Mori, J. and Shimazaki, K.: High stress drops of short-period subevents from the 1968 Tokachi-oki earthquake as observed on strong-motion records, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.74, 1984, pp.1529-1544.
- 24) 壇一男、佐藤俊明: 断層の非一様すべり破壊を考慮した半経験的波形合成法による強震動予測、日本建築学会構造系論文集、No. 509、1998年、pp.49-60.
- 25) 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。
- 26) 野津厚: 強震動を対象とした海溝型巨大地震の震源モデルをより単純化する試みー疑似点震源モデルによる 2011年東北地方太平洋沖地震の強震動シミュレーションー、地震 2、Vol.65、2012年、pp.45-68.
- 27) 境有紀、神野達夫、額瀨一起: 建物被害と人体感覚を考慮した震度算定方法の提案、第11回日本地震工学シンポジウム、2002年、pp.17-22.
- 28) 野津厚: 南海トラフの地震(Mw9.0)を対象としたSPGAモデルによる強震動評価事例、土木学会論文集A1(構造・地震工学)、第69巻、第4号、2013年、pp.I_872-I_888.
- 29) 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、pp.215-234、2007.
- 30) 壇一男, 具典淑, 入江紀嘉, アルズベイマサマン, 石井やよい: 長大横ずれ断層による内陸地震の平均動的応力降下量の推定と強震動予測のためのアスペリティモデルの設定方法への適用、日本建築学会構造系論文集、第670号、pp.2041-2050、2011
- 31) 壇一男, 具典淑, 島津奈緒美, 入江紀嘉: 平均動的応力降下量を用いた長大な横ずれ断層のアスペリティモデルによる強震動の試算と考察、日本建築学会構造系論文集、第678号、pp.1257-1264、2012
- 32) 野津厚、2016年熊本地震(本震)の震源モデル(第二版)ーデジタルデータ付きー2016/8/9 http://www.pari.go.jp/bsh/jbn-kzo/jbn-bsi/taisin/research_jpn/research_jpn_2016/jr_47.html
- 33) 浅野公之(京都大学防災研究所 地震災害研究部門)、「平成28年(2016年)熊本地震」の地震活動のうち本震(M_{JMA}7.3)の震源過程(改訂版)、地震調査委員会提出資料、2016/5/13 http://sms.dpri.kyoto-u.ac.jp/k-asano/pdf/20160416KumamotoEQ_v20160513.pdf
- 34) 壇一男, 具典淑, 島津奈緒未, 藤原広行, 森川伸之: 長大断層用の強震動予測レシピの検証(その1) 長大横ずれ断層による1999年トルコKocaeli地震の事例、日本建築学会大会学術講演梗概集、2016.
- 35) 島津奈緒未, 具典淑, 壇一男, 藤原広行, 森川伸之: 長大断層用の強震動予測レシピの検証(その2) 長大逆断層による2008年中国四川地震の事例、日本建築学会大会学術講演梗概集、2016.
- 36) 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。