

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

要 約

東北地方太平洋沖地震を対象として、スーパーアスペリティの組み合わせからなる震源モデルを新たに作成し、経験的サイト増幅・位相特性を考慮した強震動評価手法による強震動シミュレーションを実施した。その結果、宮城県沖から茨城県沖にかけて、一辺が数km程度の9つのスーパーアスペリティを配した震源モデルを用いれば、各地で実際に観測された強震動、特に、工学的重要性の高い0.2-1Hzの帯域の速度波形（パルス状のものを含む）を、精度良く再現できることがわかった。

キーワード： 2011年東北地方太平洋沖地震、強震動、スーパーアスペリティ

1. はじめに

2011年東北地方太平洋沖地震は、今日のような密な強震観測網が構築されて以来、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、その際に用いられる震源のモデル化手法および強震波形計算手法は、今回の強震記録によって適用性が確認されたものでなければならない。その際、工学的観点からは、0.2-1Hz程度の強震動の再現性に特に注意を払う必要がある¹⁾。

著者は、今回の地震の発生以前の段階において、内陸地殻内地震のみならず海溝型巨大地震においても、0.2-1Hz程度の帯域にパルス状の地震波が現れる場合があることを指摘し¹⁾、海溝型巨大地震による地震動の予測手法に求められる条件として、(1)サイト特性が複雑でない場所に現れる明瞭なパルス波を再現できること、(2)パルス状の波形、長く尾を引くような波形など、地点毎の特徴ある波形を再現するため、サイト特性が地震動の振幅のみならず位相に与える影響を考慮できること、以上の二点を指摘した¹⁾。また、このことを踏まえ、海溝型巨大地震による地震動の予測に関して次のような提案を行った¹⁾。

①震源モデルとしては、過去の海溝型地震において実測されているパルスの幅と調和的な（つまり小さな）アスペリティの組み合わせからなる震源モデルを用いること。

②波形の計算に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^{2),3),4),5),6)}を用いること。これらのスキームがM8クラスの地震に対して有効であることは過去の研究^{3),4),5),6)}で確認され、その結果は例えば文献⁷⁾などで紹介されている。しかしながら、同様のスキームがM9クラスの地震に対しても適用可能であるかについては、当然ではあるが、これまで確認されていない。

そこで、本研究では、①②のスキームのM9クラスの地震に対する適用性を調べることを目的とし、東北地方太平洋沖地震を対象として、小さなアスペリティの組み合わせからなる震源モデルを新たに作成し、それによる強震動シミュレーションを実施した。

震源モデルの設定はフォワードモデリングに基づいて実施した。その際、K-NET⁸⁾、KiK-net⁹⁾、港湾地域強震観測¹⁰⁾の観測記録を利用した。震源モデルの設定において最も重視したのは0.2-1Hzの帯域における速度波形（パルス状のものを含む）の再現性であり、次いで、0.2-10Hzの帯域における加速度フーリエスペクトルの再現性にも注意を払った。もとよりフォワードモデリングであるから、結果の唯一性が保証されているわけではない。しかしながら、最終結果に至るまでの道筋はそれなりに存在しているので、本稿の3.以降においては、その過程について、出来るだけ丁寧に説明することにした。

なお、以下においては、本研究の震源モデルを構成する小さめのアスペリティのことを「スーパーアスペリティ」と呼ぶことにする。この用語についてはいくつかの注釈が必要である。

スーパーアスペリティという用語を初めて用いたのは松島・川瀬¹¹⁾である。彼らは、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。この場合、震源モデルは背景領域、アスペリティ、スーパーアスペリティの3つの階層からなることになる。

東北地方太平洋沖地震を対象として本研究で設定した矩形の破壊領域は一辺が数km程度のものであり、この規模の地震に対して一般に仮定されることの多いアスペリティ（一辺が数十km程度）よりもかなりサイズが小さい。また、パルスの再現を目的としているという点も、松島・川瀬のスーパーアスペリティと共通している。そこで、本稿では、一般的なアスペリティとの混同を避けるため、本研究で設定した矩形の破壊領域をスーパーアスペリティとよぶことにした。ただし、著者自身は、東北地方太平洋沖地震に関して、数十km程度のサイズのアスペリティが存在することが、現時点で必ずしも確定的とは考えていない。従って、本研究で設定した矩形の破壊領域がアスペリティの一部であるとも現時点では見なしていない。むしろ、6.で議論するように、それらが固着域そのものを表している可能性もあると考えている。この点で、同じスーパーアスペリティという用語を用いてはいるものの、松島・川瀬の研究と完全に同じ立場ではない。

一方、最近、本研究で対象とするような、震源断層面上で強震動を生成した領域に対し、SMGA¹²⁾という用語を割り当てることも多くなってきている。しかし、本稿ではあえて、この用語を用いることはしなかった。その理由は、SMGAという用語がランダムな短周期成分を生成する領域として捉えられている場合が多いためである。それに対して、本研究ではあくまでもコヒーレントなパルス（しかも構造物に対して影響を及ぼしやすい帯域のパルス）を生成した領域を求めようとしており、これらは概念として同じではない。本研究で設定した矩形の破壊領域に対しSMGAという用語を用いることは、本研究の内容に対する誤解を生む恐れがあるため、避けることにした。

2. 強震波形計算手法

本研究で用いる強震波形計算手法については文献2)-6)で紹介されているので、ここでは要点のみを述べる。まず、対象地震の断層面上で発生する中小地震を考え、これによる対象地点での地震動を求める（これをグリーン関数と呼ぶ）。次に、経験的グリーン関数法と同様の重ね合わせ方法¹³⁾を用い、大地震の震源モデルに従ってグリーン関数を重ね合わせるにより、大地震による地震動を求める。グリーン関数のフーリエ振幅は中小地震の震源特性、伝播経路特性、経験的サイト増幅特性の三者の積として求める。また、グリーン関数のフーリエ位相としては、対象地点における中小地震記録のフーリエ位相をそのまま用いる。対象地点で複数の中小地震記録が利用できる場合は、入射角およびback azimuthという点で対象地震と（対象地震が複数のサブイベントからなる場合には対象とするサブイベントと）できるだけ類似している中小地震記録を用いる。それにより、堆積層が地震動の位相に及ぼす影響をより適切に考慮できるためである。

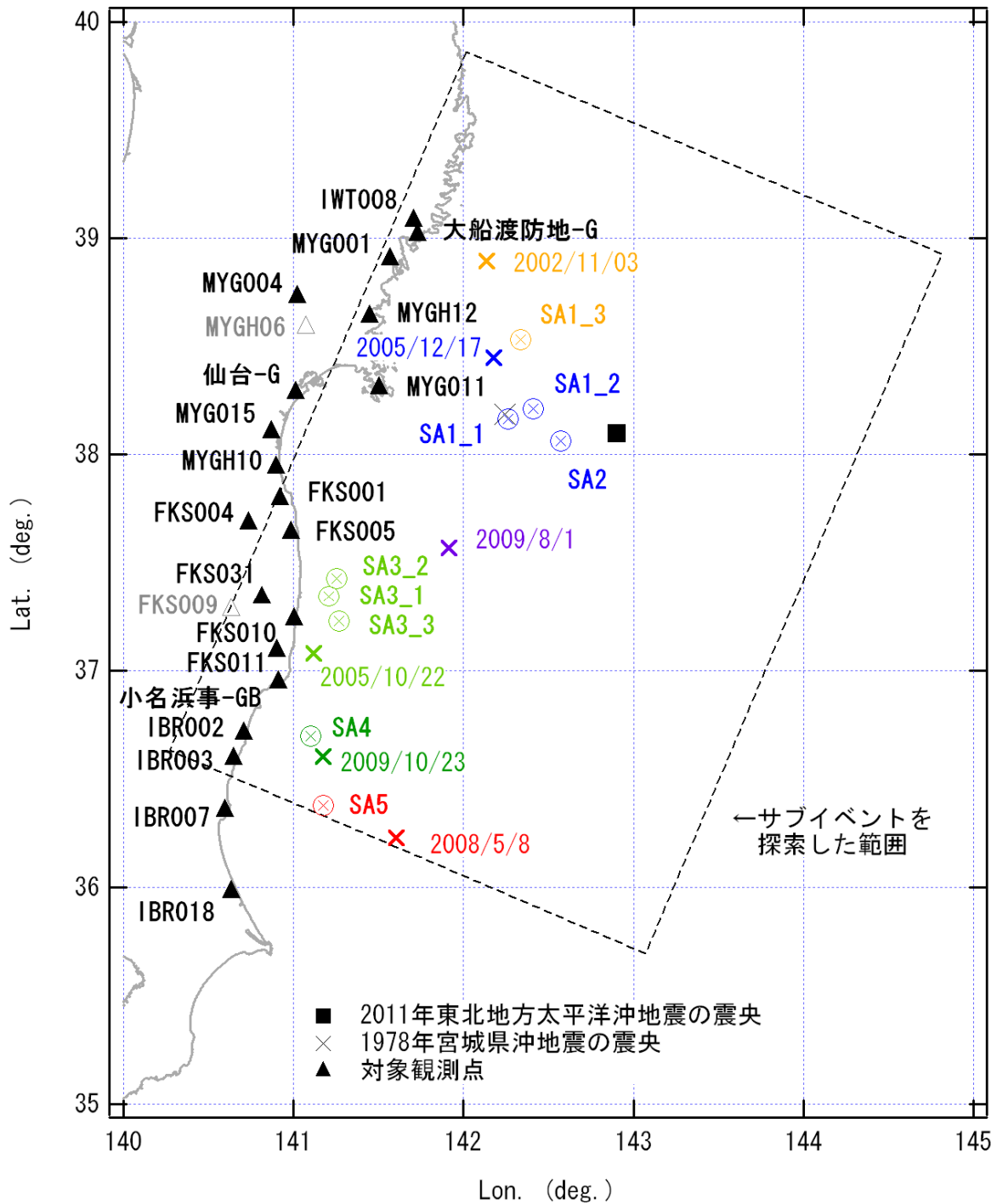


図1 解析対象観測点、スーパーアスペリティの位置、および解析に用いた主な中小地震の震央

震源特性を計算する際、ラディエーション係数¹⁴⁾としては、全方位への平均値である0.63を用いた。また、地震動のエネルギーの水平2成分への分散を表す係数である $PRTTN$ ¹⁴⁾は、各地点の実際の観測記録に基づいて設定した。震源付近および伝播経路におけるS波速度としては3.9km/sを用いた^{15),16)}。震源付近における媒質の密度としては $3.1 \times 10^3 \text{kg/m}^3$ を用いた^{15),16)}。伝播経路における Q 値は東日本の海溝性地震に対して求められている値¹⁷⁾を用いた。経験的サイト増幅特性としては原則として既往の研究^{4),18)}で得られているものを用いた。ただし、震源近傍のMYG011 (K-NET牡鹿；図1)は2004年1月30日に移設されており、既往の研究^{4),18)}で得られているサイト増幅特性は移設前のものである。そこで、移設後

表1 グリーン関数の位相特性を決めるために用いた中小地震観測記録

		SA1_1	SA1_2	SA1_3	SA2	SA3_1	SA3_2	SA3_3	SA4	SA5
IWT008	大船渡	20051217		20021103	20051217					
大船渡防地-G		20050816		20021103	20110309					
MYG001	気仙沼	20051217		20051217	20051217					
MYG004	築館	20051217		20021103	20051217					
MYGH12	志津川	20051217	同左	20021103	20051217	同左	同左	同左	同左	同左
MYG011	牡鹿	20051217		20051217	20051217					
仙台-G		20110310		20021103	20021103					
MYG015	岩沼	20051217		20021103	20090801					
MYGH10	山元	20050816		20021103	20110309					
FKS001	相馬	20050816		20021103	20090801					
FKS004	飯館	20051217			20051217	20051022			20091023	20080508
FKS005	原町	20050816			20090801	20051022			20091023	20080508
FKS031	川内	20051217			20051217	20051022			20091023	20080508
FKS010	広野	20050816			20090801	20051022			20091023	20080508
FKS011	いわき	20051217	同左	同左	20090801	20051022	同左	同左	20091023	20080508
小名浜事-GB		20050816			20100613	20051022			20110311	20080508
IBR002	高萩	20050816			20090801	20051022			20091023	20080508
IBR003	日立	20050816			20090801	20051022			20091023	20080508
IBR007	那珂湊	20050816			20090801	20051022			20091023	20080508
IBR018	鹿島	20050816			20050816	20051022			20091023	20080508

表2 非線形性を考慮するために用いたパラメタ ν_1 と ν_2 の値

		ν_1	ν_2
MYG004	築館	0.90	0.005
MYG015	岩沼	0.67	0.010
MYGH10	山元	0.80	0.008
FKS001	相馬	0.90	0.005
FKS005	原町	0.90	0.005

のMYG011に対して再評価されたサイト増幅特性¹⁹⁾を用いた。また、小名浜事-GB（港湾地域強震観測の観測点；図1）のサイト増幅特性も、既往の研究^{4),18)}では評価されていなかったもので、文献19)で評価されたものを用いた。なお、KiK-netの観測点については、地表と地中の記録があるが、既往の研究^{4),18)}で評価されたサイト増幅特性が地表を対象としているため、地表の記録を波形合成の対象とした。グリーン関数の位相特性を決めるための中小地震記録としては、入射角およびback azimuthが対象とするスーパーアスペリティとできるだけ共通となるように、表1に示すものを用いた。また、それらのうち主要なものの震央位置を図1に示している。

表層地盤の非線形性の影響を受けていると考えられる観測点に対しては、非線形性の影響を考慮して波形合成を行った。具体的には、表層地盤の多重非線形効果を考慮してグリーン関数を補正する方法²⁰⁾を用いた。この方法では、堆積層における平均的なS波速度の低下率を表すパラメタである ν_1 、および、堆積層における平均的な減衰定数の増分を表すパラメタである ν_2 を用いることによって、比較的簡便に、非線形性の影響を考慮した波形合成を行うことができる。実際の適用に当たっては、

- ①土質データから、表層地盤の非線形挙動が生じる可能性のある観測点であること
- ②本震観測記録のフーリエスペクトルのピーク周波数が、サイト増幅特性のピーク周波数よりも顕著に低周波側にずれていること

以上二つの条件を満足する場合に、当該観測点での本震観測記録は表層地盤の非線形挙動の影響を受けていると判断し、上記手法の適用を行った。その際、 ν_1 については、本震観測記録のフーリエスペクトルのピーク周波数とサイト増幅特性のピーク周波数の比から決定し、 ν_2 については、後続波の継続時間が適切となるように、観測点毎に設定を行った（ ν_2 を大きくするほど減衰の影響で後続波の継続時間が短くなる性質を利用している）。採用した ν_1 と ν_2 の値を表2に示す。

3. 宮城県沖

まず、宮城県沖のスーパーアスペリティの設定手順について述べる。図2はMYG011、MYGH02、MYGH06（位置を図1に示す）で観測された本震の速度波形を示す（KiK-netについては地中）。しばしば指摘されるように、これらの地域における本震の波形は大きく二つの山からなり、少なくとも二つのサブイベントが波形に寄与していることは明らかである。そこで、浅野・岩田²¹⁾などが行っているように、観測記録の走時を読み取ることで、サブイベントの位置を求めることを試みた。ただし、走時の読み取りにおいては、異なる観測点間における位相の対応付けが、結果に対して大きく影響することが多い。本来異なるサブイベントに由来する位相を同一のサブイベントに起因するものとして扱えば、誤った結果に陥ることになる。この危険は、離れた二点間の位相を対応付けようとする場合ほど大きくなる。そこで、本研究においては、比較的近接した観測点における走時を読み取ることで、サブイベントの位置を求めることを試みた。具体的には、上記の3地点において、1波目および2波目に対応するS波の到来時刻を、図2に赤字で示す通り読み取った。これらの観測点を選択したのは、図2に示すように、S波の到来時刻がかなり明瞭に表れており、誤認の恐れが少ないと判断したためである。次に、気象庁による破壊開始点を含む走向203度、傾斜10度の断層面を仮定し（図1の大きな長方形；走向と傾斜は気象庁のCMT解²²⁾に基づいて設定）、断層面上の各点および各観測点に対し、図2の時刻にS波が到来するために必要な破壊時刻を求めた。この破壊時刻は、本来、どの観測点から求めても同じ値となるべきである。そこで、観測点を変化させた場合の破壊時刻の標準偏差が最も小さくなる断層面上の点を、サブイベントの位置とした。以上の考え方で求めたサブイベントの位置を、図1にSA1_1およびSA2として示した（SAはスーパーアスペリティの意味）。このうちSA1_1は1978年宮城県沖地震の震源（気象庁）に極めて近い位置に求まっている（図1）。走時の読みとりでサブイベント位置の特定を行っている既往の研究と比較すると、本研究のSA1_1は浅野・岩田²¹⁾のSMGA1や佐藤²³⁾のアスペリティ1、川辺他²⁴⁾のAsp1に含まれるような位置にある。また、本研究のSA2は浅野・岩田のSMGA2や佐藤のアスペリティ2に含まれる位置となっているが、川辺他のAsp2よりはやや南である。Kurahashi and Irikura²⁵⁾の結果と比較すると、東西のサブイベントの破壊の順序が逆となっている。

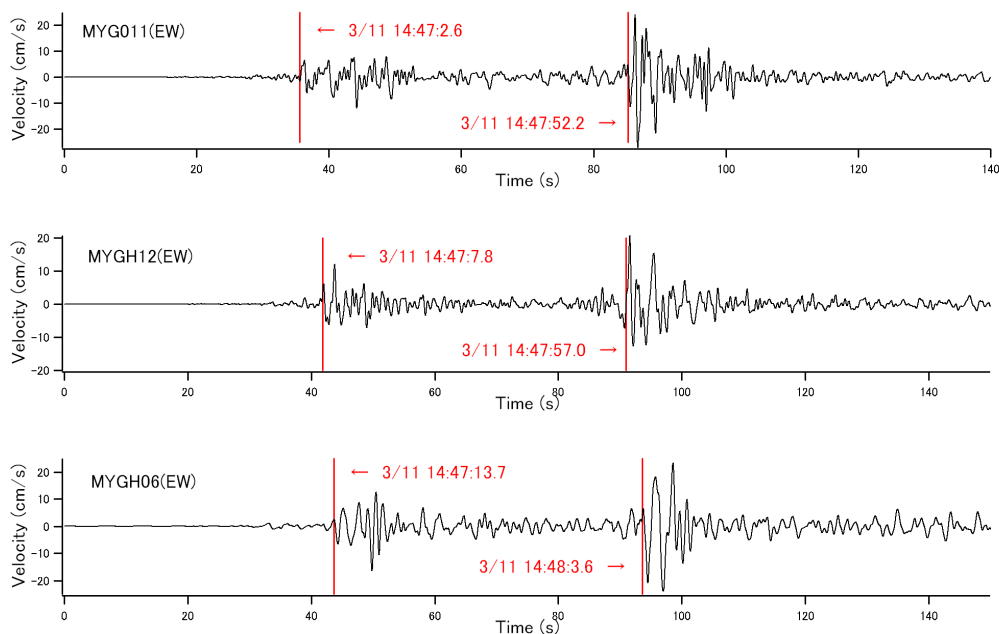


図2 MYG011、MYGH12、MYGH06で観測された本震の速度波形（EW成分、KiK-netは地中）

表3 スーパーアスペリティモデルのパラメタ

	破壊開始時刻 (h:m:s)	長さ km	幅 km	面積 km ²	地震モーメント Nm	すべり量 m	ライズタイム s
SA1_1	14:46:43.5	3.0	2.0	6.0	8.00E+18	28.3	0.17
SA1_2	14:46:46.9	4.0	3.0	12.0	8.00E+18	14.1	0.25
SA1_3	14:47:33.4	4.0	2.0	8.0	4.00E+18	10.6	0.17
SA2	14:47:26.3	3.5	3.0	10.5	2.10E+19	42.4	0.25
SA3_1	14:47:57.1	3.0	4.0	12.0	3.00E+18	5.3	0.33
SA3_2	14:48:04.4	3.0	4.0	12.0	3.00E+18	5.3	0.33
SA3_3	14:48:15.0	6.0	2.0	12.0	5.00E+18	8.8	0.17
SA4	14:48:25.8	8.0	3.0	24.0	9.00E+18	8.0	0.25
SA5	14:48:30.9	7.0	7.0	49.0	2.00E+19	8.7	0.58

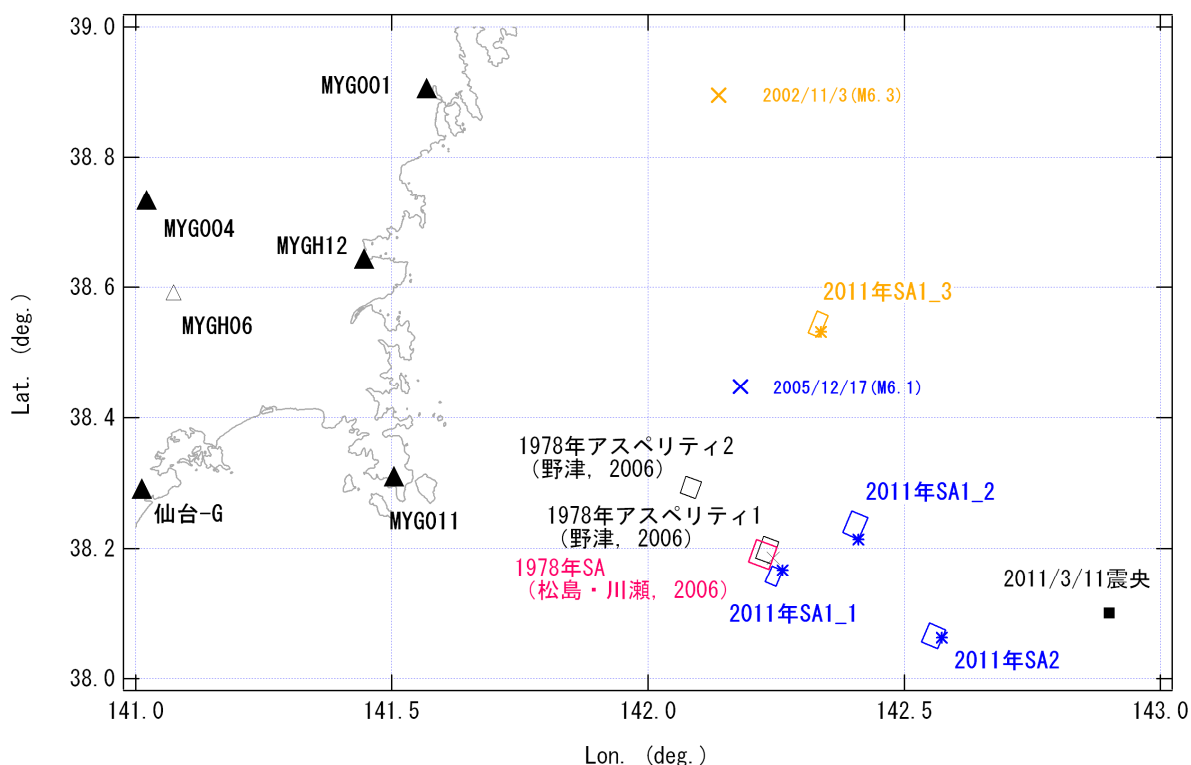


図3 宮城県沖の4つのスーパーアスペリティの詳細位置

次に、上で求めた座標をローカルな破壊開始点とする矩形のスーパーアスペリティを考え、その長さ、幅、矩形領域と破壊開始点との位置関係、および地震モーメントを様々に変化させ、周辺の観測点における速度波形を出来るだけ精度良く再現するようなパラメタを設定した。このとき、ライズタイムについては文献26)の式で求まる値に固定した(スーパーアスペリティの幅を、スーパーアスペリティ内部の破壊伝播速度で除し0.25を乗じた値)。スーパーアスペリティ内部の破壊伝播速度は3.0km/sとした。以上に述べたスーパーアスペリティのパラメタの設定条件は、本研究の他のスーパーアスペリティに対しても同様である。設定されたパラメタを表3に示す。また、SA1_1とSA2の詳しい位置を図3に示す。これらのパラメタの有する意義については6. で考察を行う。

SA1_1とSA2の寄与のみを考慮して仙台-G(港湾地域強震観測の観測点)、MYGH12、MYG001で計算される速度波形(0.2-1Hz)を観測波と比較して図4に示す。50秒ほどの間隔を置いて到来している二つの波群の先頭の部分に対応するパルスの振幅と周期がかなり良好に再現されていることがわかる。パルスの周期はスーパーアスペリティのサイズと関係しており、パルスの振幅はスーパーアスペリティの地震モーメントと関係している。従って、パルスの振幅と周期の再現性が良好であることは、スーパー

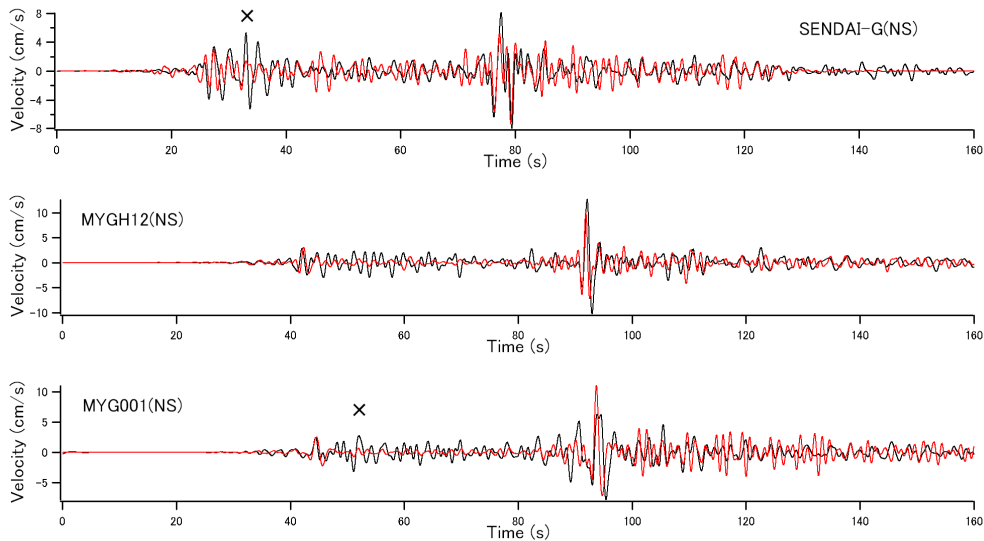


図4 SA1_1とSA2の寄与のみを考慮して計算される速度波形（赤）と観測波（黒）の比較（0.2-1Hz）
（×の箇所はSA1_1とSA2の寄与だけでは説明できない）

アスペリティのサイズと地震モーメントの設定が適切であることを示すと考えられる。

しかしながら、1つめの波群の初動に続く部分、すなわち、仙台-Gの34秒付近やMYG001の52秒付近（×印で示す）は、SA1_1とSA2の寄与だけでは十分に説明することができない。また、より北側の大船渡などでは、SA1_1とSA2の寄与を考慮するだけでは、1つめの波群の振幅が過小評価となる。

そこで、SA1_1の破壊の直後に、その近辺で、別のサブイベント（SA1_2）が破壊しているものと考えた。仙台-G等における走時を満足するようにSA1_2の位置を求めると、図1に示す位置に求めた。これは浅野・岩田²¹⁾のSMGA1や川辺他²⁴⁾のAsp1に含まれる位置である。

SA1_2のパラメタも、SA1_1とSA2のパラメタを決めたときと同様の手順で、周辺の観測点における速度波形を出来るだけ精度良く再現するように設定した。設定されたパラメタを表3に示す。また、SA1_2の詳しい位置を図3に示す。SA1_1、SA1_2、SA2の三者を考慮した場合のMYG001における速度波形の計算結果を図5（上）に示す。SA1_1とSA2だけではうまく再現できなかった52秒付近の位相（○印）は再現できるようになった。

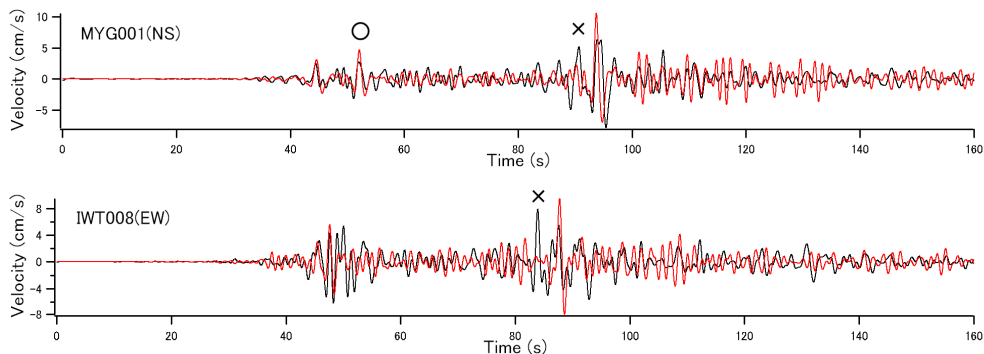


図5 SA1_1、SA1_2、SA2の三者を考慮して計算される速度波形（赤）と観測波（黒）の比較（0.2-1Hz）
（×の箇所はこれら三者の寄与だけでは説明できない）

しかしながら、90秒付近の×印で示す位相は、SA1_1、SA1_2、SA2の三者の寄与だけでは説明が付かない部分として指摘できる。同様の傾向は宮城県と岩手県の県境付近の他の観測点でも認められる（特にEW成分に見られる）。例えば図5（下）にはIWT008におけるSA1_1、SA1_2、SA2の三者による速度波形の計算結果を示すが、84秒付近の位相（×印）が説明できていない。先に求めたSA2の破壊時刻を

考慮すると、84秒付近の位相はSA2のものとは少し早く到来し過ぎている。従って、これらの位相をもたらしたSA2とは別のサブイベント（SA1_3）が存在するものと考えた。IWT008等における走時を満足するようにSA1_3の位置を求めると、図1に示すように、他のスーパーアスペリティよりもやや北側となった。既往の研究の中でこの位置にアスペリティやSMGAを推定している研究はないが、強いて言えば川辺他²⁴が推定しているAsp1の北端付近に当たる。

SA1_3のパラメタも、周辺の観測点における速度波形を出来るだけ精度良く再現するように設定した。設定されたパラメタを表3に示す。また、SA1_3の詳しい位置を図3に示す。SA1_1、SA1_2、SA1_3、SA2の4つのスーパーアスペリティを考慮した場合のMYG001とIWT008での速度波形の計算結果を図6に示す。4つのスーパーアスペリティを考慮することにより、速度波形の再現性が向上していることがわかる。なお、より多くの地点での波形、スペクトルの再現性については6. で述べる。

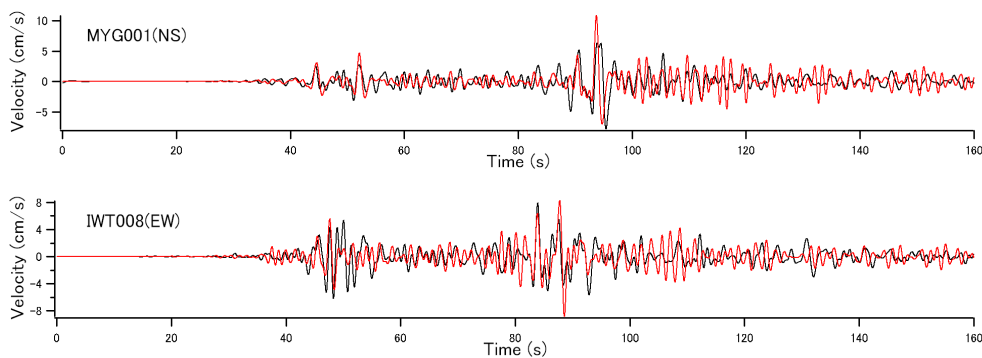


図6 宮城県沖の4つのスーパーアスペリティを考慮して計算されるMYG001とIWT008での速度波形（赤）と観測波（黒）の比較（0.2-1Hz）

4. 福島県沖

ここまで宮城県沖のスーパーアスペリティについて検討してきたが、宮城県と福島県の県境付近の地震動も、宮城県沖の4つのスーパーアスペリティによってほぼ説明することができる（図7）。しかしながら、それより南へ進むと、宮城県沖のスーパーアスペリティによっては、速度波形をほとんど説明することが出来なくなる。例えば、図8は、FKS031、FKS009の2つの観測点に対して、宮城県沖の4つのスーパーアスペリティを考慮して速度波形を計算した結果であるが、速度波形の主要な部分がほとんど再現されていない。このことは、これらの地域の波形に対して寄与した別のサブイベントが存在することを示唆している。これらの地域における観測波（図8の黒線）に着目すると、ほぼ10秒間隔で並ぶ3つのパルスが存在することがわかる（×印）。これらのパルスはいずれも幅が狭く、アスペリティというよりはスーパーアスペリティによってより良く説明されるものであると考えられる。そこで、これら3つの

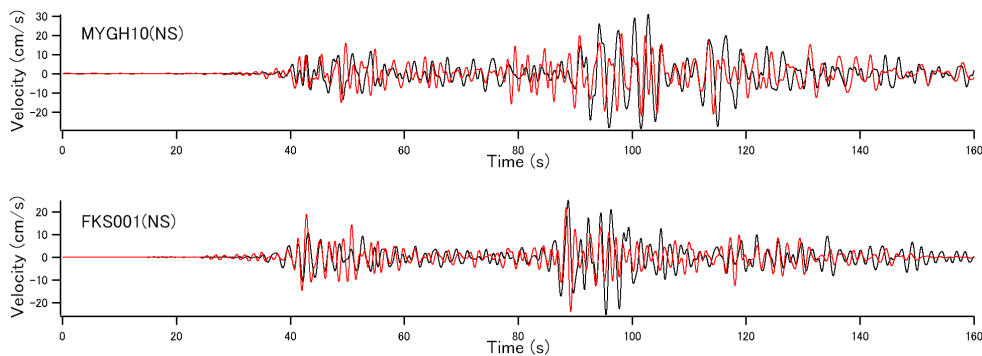


図7 宮城県沖の4つのスーパーアスペリティを考慮して計算されるMYGH10とFKS001での速度波形（赤）と観測波（黒）の比較（0.2-1Hz）

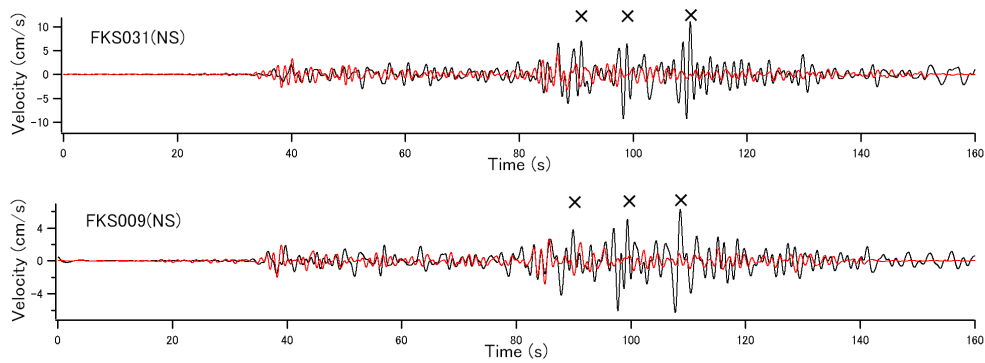


図8 宮城県沖の4つのスーパーアスペリティを考慮して計算されるFKS031とFKS009での速度波形（赤）と観測波（黒）の比較（0.2-1Hz）

パルスに対応した3つのスーパーアスペリティ (SA3_1, SA3_2, SA3_3) が存在するものと考えた。FKS031等における走時を満足するようにこれらの位置を求めると、図1に示すように、福島県の海岸線に近い所に3つのスーパーアスペリティが並ぶことになった。ただし、破壊の順序としては、中央、北側、南側の順となり、北側から順序よく壊れるという結果にはならなかった。これらのスーパーアスペリティの位置を既往の研究と比較してみると、浅野・岩田²¹⁾のSMGA3、川辺他²⁴⁾のAsp4、Kurahashi and Irikura²⁵⁾のSMGA4は、上記のスーパーアスペリティを含むかもしくは近い位置にある。

次に、周辺の観測点における速度波形を出来るだけ精度良く再現するように、SA3_1~SA3_3のパラメータを設定した。設定されたパラメータを表3に示す。また、SA3_1~SA3_3の詳しい位置を図9に示す。SA3_1~SA3_3の寄与のみを考慮した場合の、周辺の観測点での速度波形の計算結果を図10に示す。福島県沖の3つのスーパーアスペリティを考慮することにより、周辺の観測点での速度波形が比較的精度良く再現できていることがわかる。

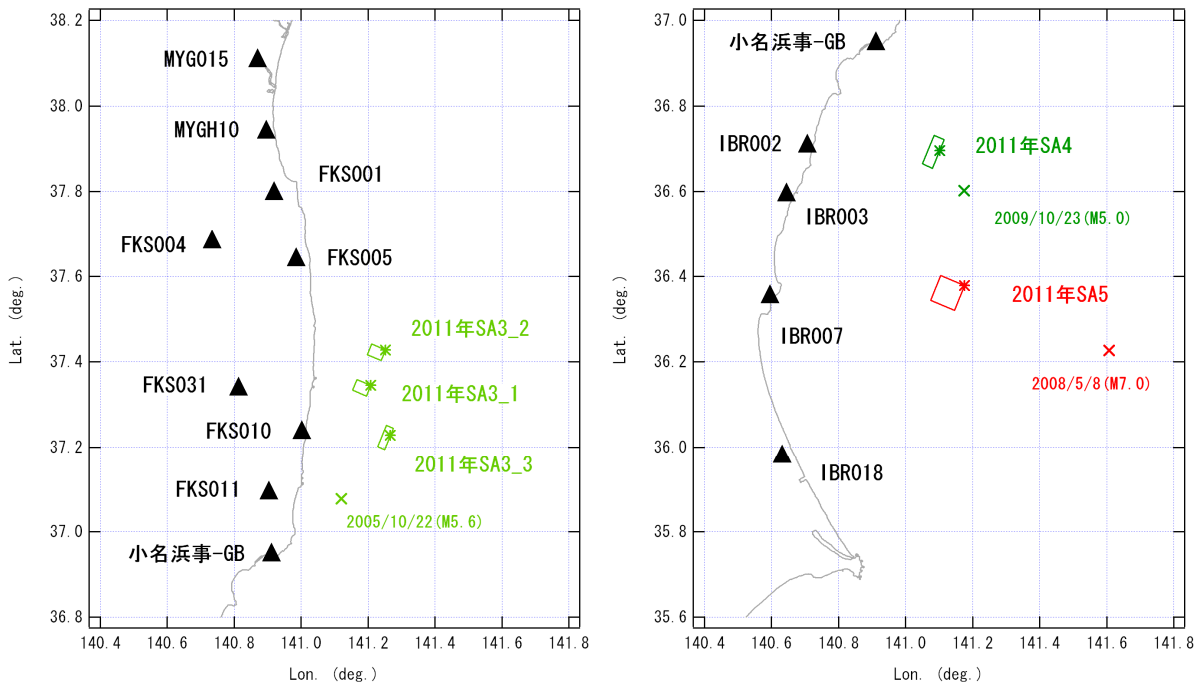


図9 福島県沖と茨城県沖のスーパーアスペリティの詳細位置

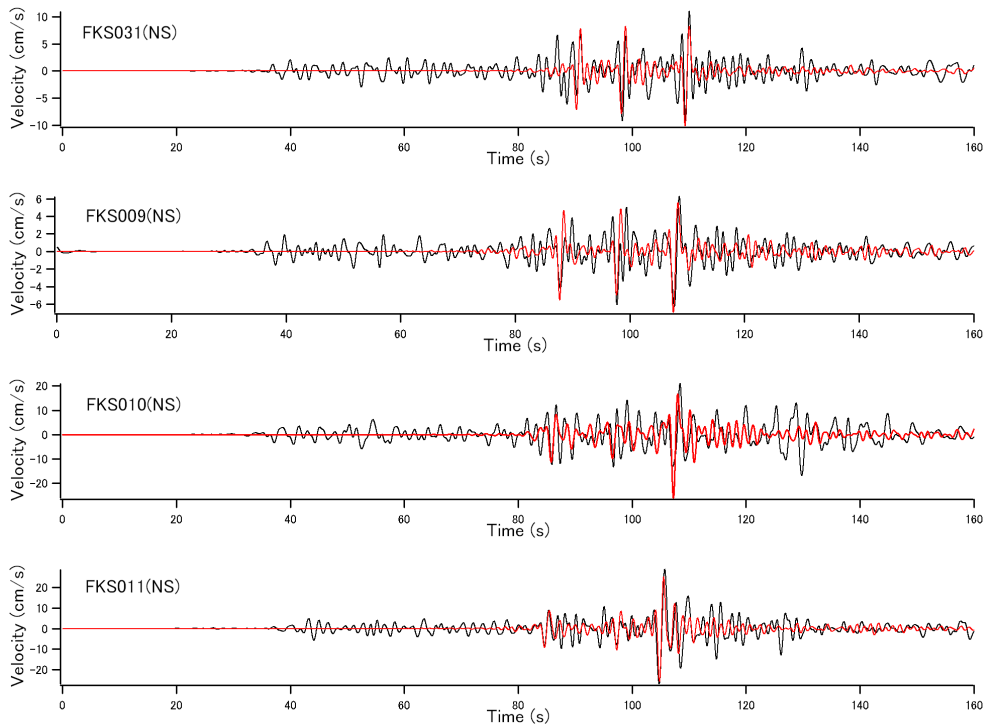


図10 福島県沖の3つのスーパーアスペリティを考慮して計算される各地の速度波形（赤）と観測波（黒）の比較（0.2-1Hz）

5. 茨城県沖

ここまで設定してきた宮城県沖～福島県沖のスーパーアスペリティにより、茨城県北部のIBR002とIBR003での速度波形をどの程度再現できるか調べてみると、図11に示すように、波形の前半部分を一部再現できるが、主要動は再現できないことがわかる（×印）。このことは、この地域の波形に対して特に寄与した別のサブイベントが存在していたことを意味する。これをSA4とし、IBR002等における走時を満足するようにSA4の位置を求めると、図1に示すように、茨城県北部の比較的海岸線に近い位置に求まった。SA4の位置を既往の研究と比較してみると、浅野・岩田²¹⁾のSMGA4、および、川辺他²⁴⁾のAsp5はSA4に比較的近い位置にある。

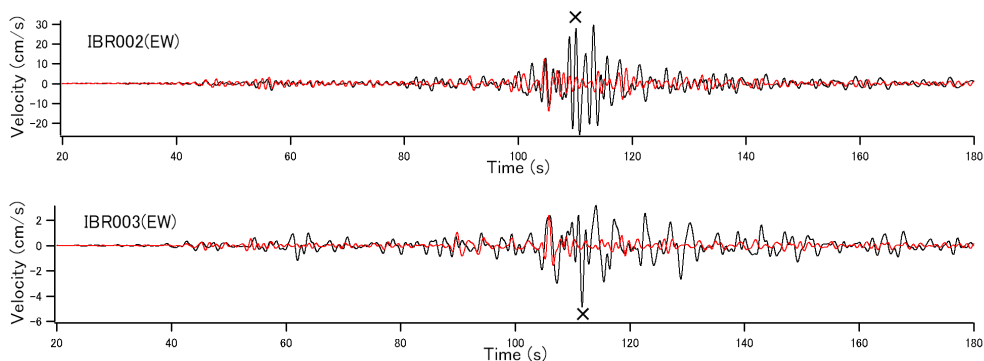


図11 宮城県沖～福島県沖のスーパーアスペリティを考慮して計算されるIBR002とIBR003での速度波形（赤）と観測波（黒）の比較（0.2-1Hz）

この位置にSA4が存在していたことについては別の傍証もある。文献27)に示すように、IBR007における本震観測記録のフーリエ位相を、2009年10月23日10:28茨城県東方沖の地震（M5.0）のフーリエ位相に

置き換えると、もとの本震波形にかなり近いものが再現される。このような、本震のフーリエ位相と中小地震のフーリエ位相との類似は、本震波形の中に複数のサブイベントの寄与が顕著に存在する場合には生じにくい。言い換えれば、IBR007等では、本震波形に対して1個のサブイベントの寄与が支配的であったと言える。すでに見てきたように、宮城県沖～福島県沖にかけて多くのサブイベントが存在するにも関わらず、IBR007等の波形に対して1個のサブイベントの寄与が支配的となるためには、当該サブイベントは観測点に比較的近い位置に存在しなければならない。また、このことに加え、2009年10月23日の地震は、**図1**に示すように、SA4の比較的近くで発生している。その結果、IBR007等では、本震と2009年10月23日の地震とで伝播経路特性、サイト特性がほぼ共有されることになり、フーリエ位相特性の類似が生じたものと考えられる。

SA4のパラメタについては、やはり、周辺の観測点における速度波形が出来るだけ精度良く再現されることを念頭に設定した。設定されたパラメタを**表3**に示す。また、SA4の詳しい位置を**図9**に示す。宮城県沖～福島県沖のスーパーアスペリティに加えて、SA4の寄与も考慮した場合の、周辺の観測点での速度波形の計算結果を**図12**に示す。IBR002からIBR007にかけての速度波形は比較的精度良く再現できていることがわかる。

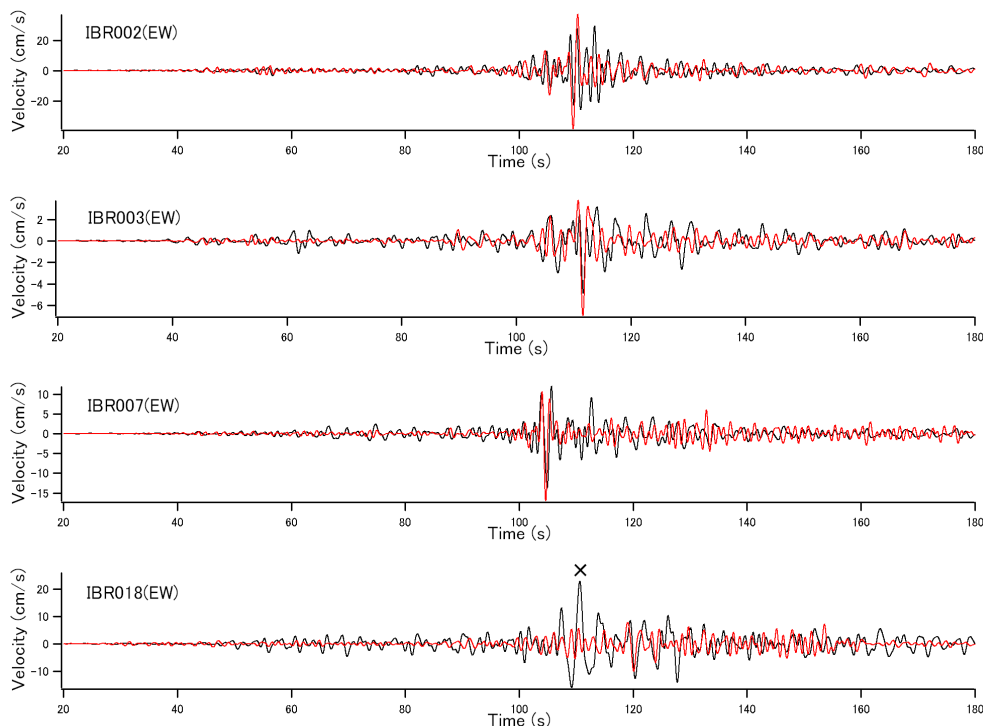


図12 宮城県沖～福島県沖のスーパーアスペリティに加え、SA4の寄与を考慮して計算される各地の速度波形（赤）と観測波（黒）の比較（0.2-1Hz）

ただし、茨城県の中でも南に位置するIBR018での速度波形は、ここまで作成してきた震源モデルでは再現することができない（×印）。加えて、IBR007等の波形の後半部分においても、一部、再現されていない位相が存在する。そこで、これらの位相を生じたさらにもう一つのサブイベントが存在していたものと推定される。これをSA5とし、IBR018等における走時を満足するようにSA5の位置を求めると、**図1**に示すように、茨城県中部の海岸線からやや離れた位置に求まった。SA5の位置を既往の研究と比較してみると、Kurahashi and Irikura²⁵⁾のSMGA5はSA5に比較的近い位置にあると言える。SA5が**図1**に示す位置に存在することについては別の傍証もある。文献28)に示すように、IBR018における本震観測記録のフーリエ位相を、2008年5月8日1:45茨城県東方はるか沖の地震（M7.0）のフーリエ位相に置き換えると、もとの本震波形に比較的近いものが再現される。2008年5月8日の地震は、**図1**に示すように、SA5の比較的近くで発生している。その結果、IBR018では、本震と2008年5月8日の地震とで伝播経路特性、サイト

特性がほぼ共有されることになり、フーリエ位相特性の類似が生じるものと考えられる。

SA5のパラメタについては、やはり、周辺の観測点における速度波形が出来るだけ精度良く再現されることを念頭に設定した。設定されたパラメタを表3に示す。また、SA5の詳しい位置を図9に示す。以上で、宮城県沖～茨城県沖にかけて9つのスーパーアスペリティからなる震源モデルが求まった。震源モデル全体による波形、スペクトルの再現性については次章で示す。SA5の導入によるIBR018等での波形の改善についてもこの中で併せて示す。

6. 震源モデル全体による波形、スペクトルの再現性と考察

9つのスーパーアスペリティのすべてを考慮した場合の各地の速度波形（0.2-1Hz）の計算結果を観測波と比較して図13に示す。また各地のフーリエスペクトル（水平2成分を合成しバンド幅0.05HzのParzenウィンドウを適用したもの）の計算結果を観測波と比較して図14に示す。各地の波形、スペクトルは比較的良好に再現されている。

ここで、設定された震源モデルについていくつかの考察を行う。まず、ここでの震源モデルは、「（スーパー）アスペリティの破壊が震源近傍にコヒーレントなパルスをもたらす」という考え方に基づいて設定されているという点を改めて指摘したい。このような考え方はまさに1995年兵庫県南部地震を対象とした釜江・入倉²⁹⁾による震源モデルの構築において採用された考え方であり、本研究は同様の考え方が海溝型巨大地震に対しても適用可能であることを、2003年十勝沖地震（M8.0）を対象とした既往の研究^{3),4),5),6)}に続いて、示したものである。東北地方太平洋沖地震の震源近傍でのパルスを再現するために必要なスーパーアスペリティのサイズは、ここまで示してきたように一辺が数km程度であった。同じ地震を対象として提案されている既往の震源モデル^{21),23),24),25)}では、一辺が数十km程度のアスペリティまたはSMGAが設定されているが、この場合、アスペリティまたはSMGAが破壊するのに要する時間は10秒以上となるので、0.2-1Hzの帯域に明瞭に認められるパルスを再現することは困難であると考えられる。

一方、本研究で設定されたスーパーアスペリティのすべり量に着目すると、最も小さいSA3_1とSA3_2では5.3mであるが、最も大きいSA2では42.4mに達している。この値はM9クラスの地震ならではと考えられる値である。この地震に対して、長周期地震動の波形インバージョンにより求められたすべり量分布は、海溝軸寄りに大きなすべり量を推定しているものもあるが^{例えば^{30),31)}}、震央のやや西側に最大のすべりを推定しているものもあり³²⁾、その位置は本研究のSA2の位置に極めて近い。

次に、本研究で設定したスーパーアスペリティのうち、最初に破壊したSA1_1について考察を行う。図3には1978年宮城県沖地震に対して野津・菅野³⁾が推定したアスペリティ1と松島・川瀬¹¹⁾が推定したスーパーアスペリティの位置を示している。独立に行われた研究から同じような位置と面積を有する（スーパー）アスペリティが推定されているため、1978年宮城県沖地震のスーパーアスペリティの位置および面積として信憑性の高いものと考えられる。スーパーアスペリティの物理的解釈は現時点では明瞭ではないが、固着域（または固着域の中でも特に固着の強い領域）であるとも考えられる。そうであるとすれば、その固着域は、今回のような巨大地震では再びすべったと考えることが自然であろう。図3に示すように本研究のSA1_1は1978年宮城県沖地震のスーパーアスペリティに極めて近い位置に求まっており、面積的にも大きな違いはない。走時の解析に含まれる誤差を考慮すれば、本研究のSA1_1は、1978年宮城県沖地震のスーパーアスペリティが再び活動したものである可能性がある。このことは、「スーパーアスペリティの地震規模に対するスケールアップが可能か」を考える上で重要であると考えられる。上で述べたようなことが事実であるとするならば、スーパーアスペリティのサイズはあくまでも地域固有であり、地震規模には依らないことになるので（1978年宮城県沖地震がM_w7.6、今回の地震がM_w9.0）、地震規模に対するスケールアップは難しいことになる。

最後に、ここで設定したスーパーアスペリティは、単独で用いるべきか、アスペリティ（SMGA）や背景領域と組み合わせて用いるべきか、という問題について考えてみる。図14に示したように、ここで設定したスーパーアスペリティモデルによる各地のフーリエスペクトルの再現性は、0.2-10Hzの帯域においてかなり良好である。従って、少なくともこれらの帯域を対象とする限り、アスペリティ（SMGA）や背景領域を併用する必要はあまり認められない。しかしながら、ここで設定したスーパーアスペリティは地震モーメントとしては小さいものであり、これらを単独で用いた場合には、長周期側の振幅は

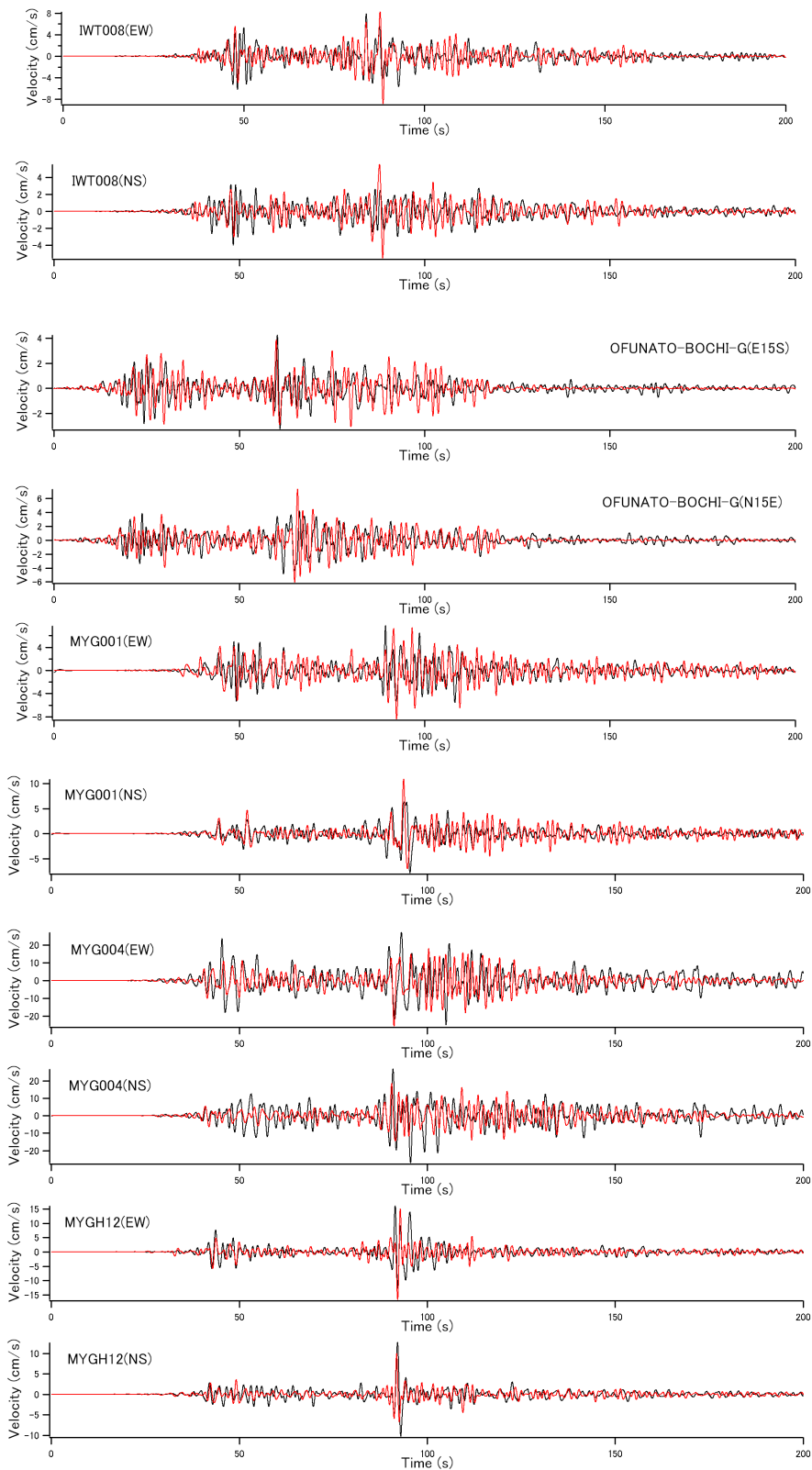


図13 すべてのスーパーアスペリティを考慮した場合の各地の速度波形 (0.2-1Hz) の計算結果 (赤) と観測結果 (黒) との比較

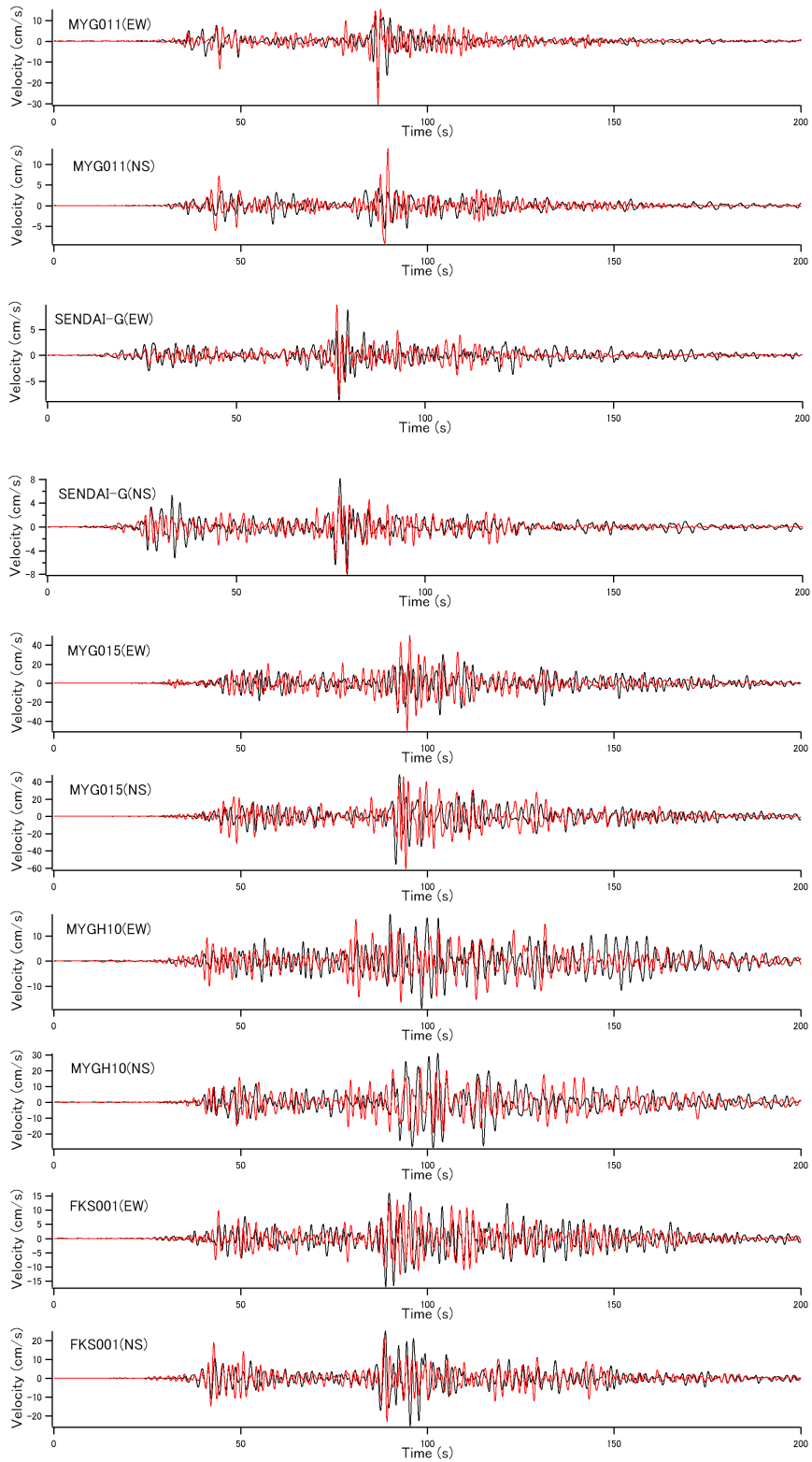


図13 (つづき)

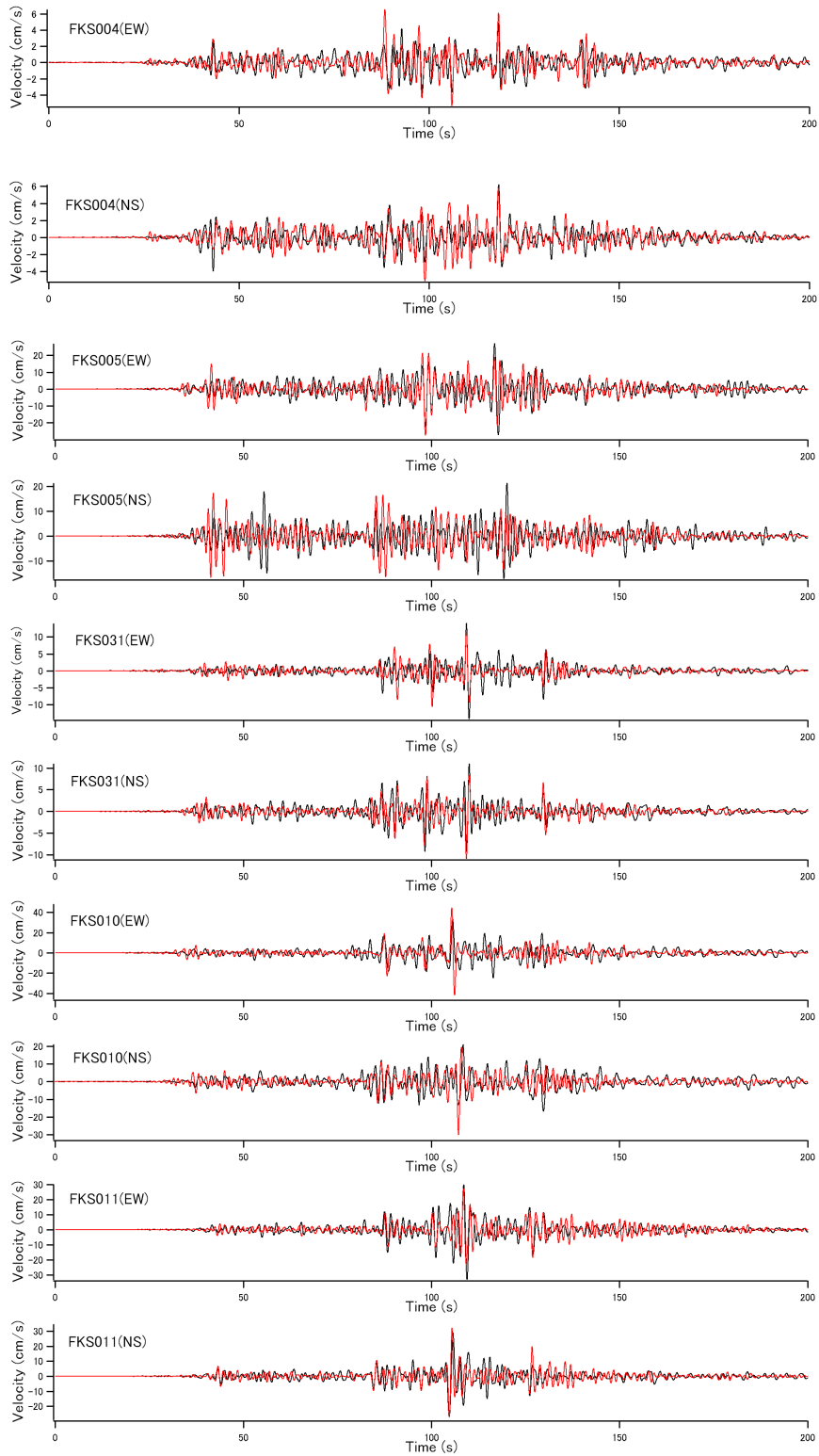


図13 (つづき)

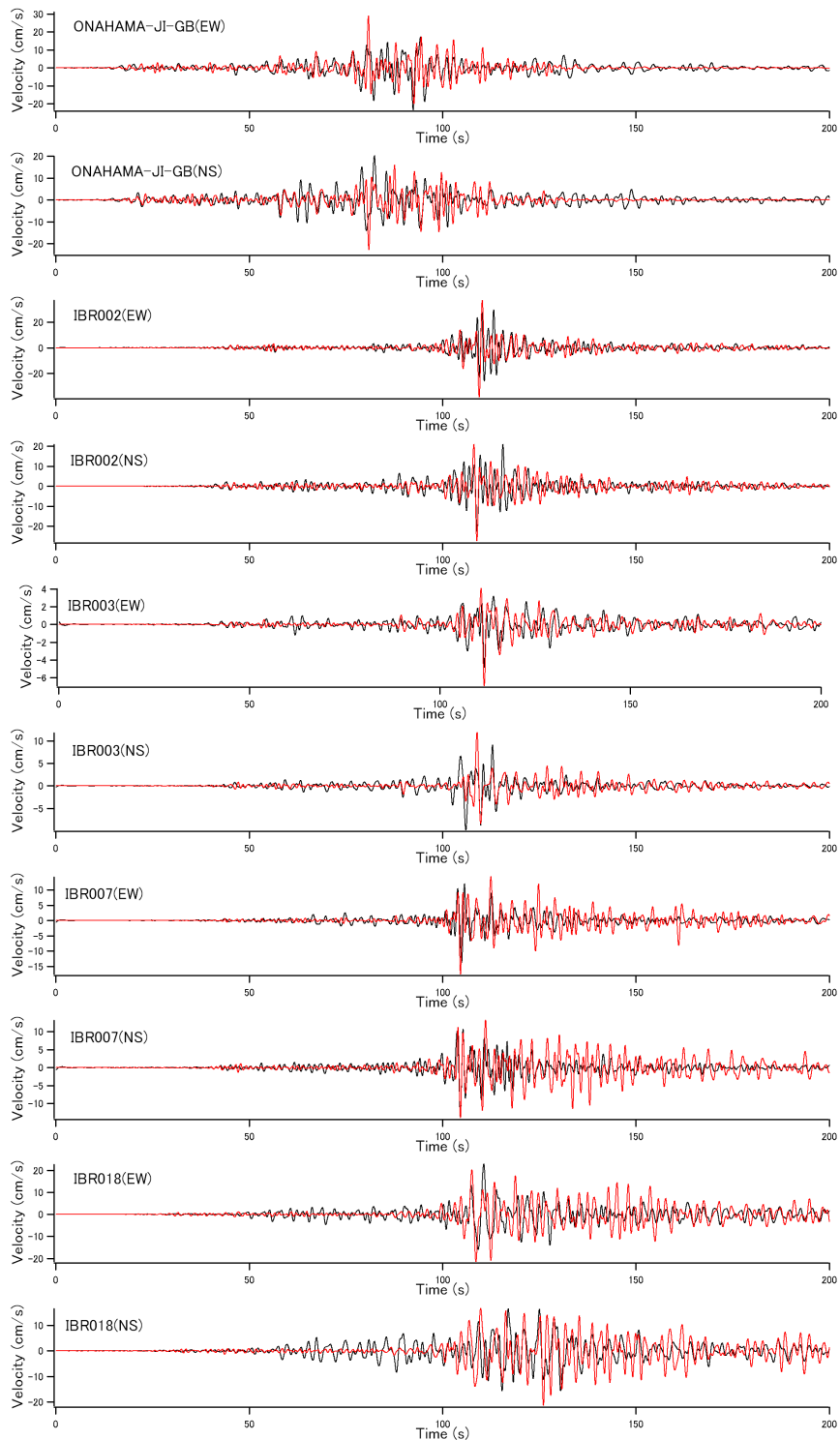


図13 (つづき)

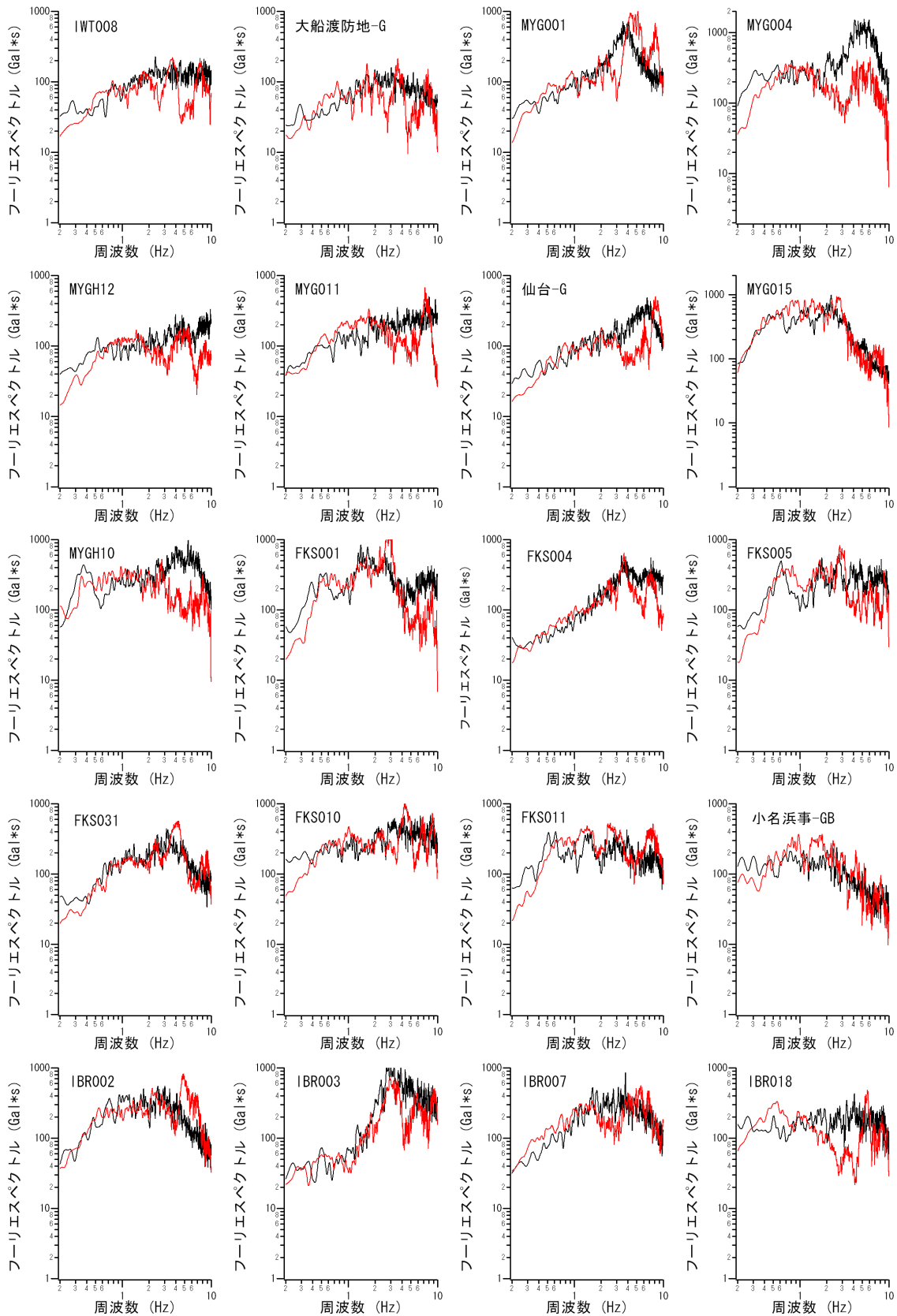


図14 すべてのスーパーアスペリティを考慮した場合の各地のフーリエスペクトル(水平2成分を合成しバンド幅0.05HzのParzenウィンドウを適用したもの)の計算結果(赤)と観測結果(黒)との比較

当然ながら過小評価となることが考えられる。約0.2Hzよりも長周期側を対象とする場合には、アスペリティ（SMGA）や背景領域を併用することが必要である。

7. まとめ

本研究では、東北地方太平洋沖地震を対象として、スーパーアスペリティの組み合わせからなる震源モデルを新たに作成し、経験的サイト増幅・位相特性を考慮した強震動評価手法による強震動シミュレーションを実施した。その結果、宮城県沖から茨城県沖にかけて、一辺が数km程度の9つのスーパーアスペリティを配した震源モデルを用いれば、各地で実際に観測された強震動、特に、工学上重要性の高い0.2-1Hzの帯域の速度波形（パルス状のものを含む）を、精度良く再現できることがわかった。従来より著者は海溝型巨大地震による地震動の予測に関して

①震源モデルとしては、海溝型地震の震源近傍で実測されるパルスの幅と調和的な（スーパー）アスペリティの組み合わせからなる震源モデルを用いること。

②波形の計算に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を用いること。

以上の2点を提案してきたが、これらのスキームがM9クラスの地震に対しても適用可能であることが確認された。

今後は、本研究で「スーパーアスペリティ」として抽出された破壊領域が物理的にどのように解釈できるか検討することが重要と考えられる。また、地震動の予測という面では、スーパーアスペリティの地震規模に対するスケールアップが可能であるか等について検討することが重要と考えられる。

謝 辞

本研究では（独）防災科学技術研究所のK-NET, KiK-netの強震記録を利用しました。心より御礼申し上げます。

参考文献

- 1) 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。
- 2) 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、Vol.514、1998年、pp.97-104。
- 3) 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。
- 4) 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。
- 5) 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。
- 6) 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。
- 7) 佐藤智美、川瀬博：堆積層による地震動の増幅、地震2、Vol.61、2009年、pp.S455-S470。
- 8) Kinoshita, S.: Kyoshin Net (K-net), Seim. Res. Lett., Vol. 69, 1998, pp.309-332.
- 9) 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.
- 10) 野津厚、若井淳：港湾地域強震観測年報（2009）、港湾空港技術研究所資料、No.1223、2010年。
- 11) 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。
- 12) Miyake, H., Iwata, T. and Irikura, K.: Source characterization for broadband ground-motion simulation: kinematic heterogeneous source model and strong motion generation area, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.93, 2003, pp.2531-2545.

- 13) 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。
- 14) Boore, D.M.: Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol.73, 1983, pp.1865-1894.
- 15) 地震調査研究推進本部：宮城県沖地震を想定した強震動評価手法について、http://www.jishin.go.jp/main/kyoshindo/02oct_miyagi1/index.htm、2002年。
- 16) 地震調査研究推進本部：宮城県沖地震を想定した強震動評価（一部修正版）について、http://www.jishin.go.jp/main/kyoshindo/05dec_miyagi/index.htm、2005年。
- 17) 佐藤智美、巽誉樹：全国の強震記録に基づく内陸地震と海溝性地震の震源・伝播・サイト特性、日本建築学会構造系論文集、Vol.556、2002年、pp.15-24.
- 18) 野津厚、長尾毅：スペクトルインバージョンに基づく全国の港湾等の強震観測地点におけるサイト増幅特性、港湾空港技術研究所資料、No.1112、2005年。
- 19) 野津厚、若井淳：東日本大震災で被災した港湾における地震動特性、港湾空港技術研究所資料、No.1244、2011年（印刷中）。
- 20) 野津厚、盛川仁：表層地盤の多重非線形効果を考慮した経験的グリーン関数法、地震2、2003年、pp.361-374.
- 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) 気象庁：「平成23年（2011年）東北地方太平洋沖地震」について（第28報）、気象庁報道発表資料、2011年。
- 23) 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。
- 24) 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。
- 25) 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.
- 26) 片岡正次郎、日下部毅明、村越潤、田村敬一：想定地震に基づくレベル2地震動の設定手法に関する研究、国土技術政策総合研究所研究報告、No.15、2003年。
- 27) 港湾空港技術研究所地震動研究チーム：2011年東北地方太平洋沖地震による常陸那珂-Uにおける地震動の事後推定、http://www.pari.go.jp/bsh/jbn-kzo/jbn-bsi/taisin/research_jpn/research_jpn_2011/jr_401.html、2011年。
- 28) 港湾空港技術研究所地震動研究チーム：2011年東北地方太平洋沖地震による鹿島造函-Uにおける地震動の事後推定、http://www.pari.go.jp/bsh/jbn-kzo/jbn-bsi/taisin/research_jpn/research_jpn_2011/jr_402.html、2011年。
- 29) 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、Vol.500、1997年、pp.29～36.
- 30) Suzuki, W., Aoi, S., Sekiguchi, H. and Kunugi, T.: Rupture process of the 2011 Tohoku-Oki mega-thrust earthquake (M9.0) inverted from strong-motion data, *Geophys. Res. Lett.*, Vol.38, L00G16, doi:10.1029/2011GL049136, 2011.
- 31) Yoshida, K., Miyakoshi, K. and Irikura, K.: Source process of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake inferred from waveform inversion with long-period strong-motion records, *Earth Planets Space*, Vol.63, 2011, pp.577-582.
- 32) Koketsu, K., Yokota, Y., Nishimura, N., Yagi, Y., Miyazaki, S., Satake, K., Fujii, Y., Miyake, H., Yamanaka, Y., Sakai, S. and Okada, T.: A unified source model for the 2011 Tohoku earthquake, *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol.310, 2011, pp.480-487.

A Super Asperity Model for the 2011 Off the Pacific Coast of Tohoku Earthquake

ABSTRACT

A source model composed of super asperities was newly developed for the 2011 off the Pacific coast of Tohoku, Japan, earthquake and strong ground motions were simulated based on site amplification and phase characteristics. The constructed source model involves 9 super asperities, located off-the-coast of Miyagi through off-the-coast of Ibaragi. The agreement between the observed and calculated ground motions was quite satisfactory, especially for velocity waveforms (0.2-1.0 Hz) including near-source pulses.

Key Words: The 2011 Off the Pacific Coast of Tohoku Earthquake, Strong Ground Motion, Super Asperity