

# 2011年東北地方太平洋沖地震を対象とした 広域地震動伝播シミュレーション

河路 薫<sup>1</sup>・秋山伸一<sup>2</sup>

<sup>1</sup>伊藤忠テクノソリューションズ株式会社 (〒100-6080 東京都千代田区霞が関3-2-5)

E-mail:kaoru.kawaji@ctc-g.co.jp

<sup>2</sup>伊藤忠テクノソリューションズ株式会社 (〒100-6080 東京都千代田区霞が関3-2-5)

E-mail:shinichi.akiyama@ctc-g.co.jp

ボクセル有限要素法を用いて2011年東北地方太平洋沖地震による地震動伝播シミュレーションを行った。シミュレーションには、震源となった太平洋日本海溝付近から東日本全域を含む広大な地域を対象に作成した3次元地下構造モデルを用いた。シミュレーションの結果、震源の東側で発生した振幅の大きな地震波は太平洋沖に向かって伝播するため、この地震波による日本列島への影響は見られない。一方、震源から南西に向かって進む地震波は、振幅が比較的小さいものの、福島県沖で発生した地震波と干渉しながら増幅し、指向性を持って関東地方に伝播する。この地震波は関東地方の深い堆積層の影響を受け継続時間の長い地震動になるものと考えられる。

**Key Words :** *The 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake, voxel FEM, long period earthquake ground motion, parallel computing*

## 1. はじめに

2011年3月11日に発生した東北地方太平洋沖地震は、マグニチュード9.0という日本観測史上最大の地震であった。この地震では、想定を大きく上回る津波によって東北地方の太平洋沿岸域は壊滅的な被害を受けた。一方、地震動による影響に注目すると、地震による揺れは広域にわたり、震源から400km離れた東京都心でも震度5強という強い揺れを観測した。そして、この地震動によって建造物の被害や地盤災害が広い範囲で発生している。

近い将来起こることが懸念されている東海地震、東南海地震とその連動型地震の際の揺れは今回の地震を上回ることが予想されており<sup>1)2)</sup>、今回の地震において発生した現象や得られた記録などから震源特性、地震動伝播特性、長周期地震動による建造物への影響などを検討することは重要であると考えられる。

地震動の検討を行う上で、数値シミュレーションは有用な手法のひとつである。ただし、今回のように巨大な地震を対象とする場合には、大規模な地下構造モデルを作成し、膨大な計算を行う必要がある。そのため、現在ではこうした大規模な計算をスーパーコンピュータで行う例も見られる<sup>3)</sup>。一方、この

ような計算が一般のPCで行えれば、実務における数値シミュレーションの利用価値は増大するものと考えられる。このような立場から、筆者らはPC型クラスタ計算機を用いて、1923年関東地震や2008年中国四川地震を対象とした大規模なシミュレーション<sup>4)5)</sup>を行っている。そこで、本研究では、東日本全域を対象とした2011年東北地方太平洋沖地震の地震動シミュレーションを行い、地震動特性について検討する。

## 2. 地震の概要

東北地方太平洋沖地震は、2011年3月11日14時46分に日本海溝沿いの北米プレートと太平洋プレートの境界で発生した。気象庁によると地震の規模はMw9.0であり、震源は緯度38°06.2'、経度142°51.6'、深さ24kmに位置し、岩手県沖から茨城県沖までの長さ約450km、幅約200km、最大すべり量約30mと広範囲の領域で断層の破壊が発生した。この地震による地震動は、激しい揺れが数分程度続き、東京湾臨海部では液状化現象が発生し、広範囲にわたって住宅、道路、ライフライン等に多大な被害をもたらした。また、都心の高層ビルやマンションでは外壁

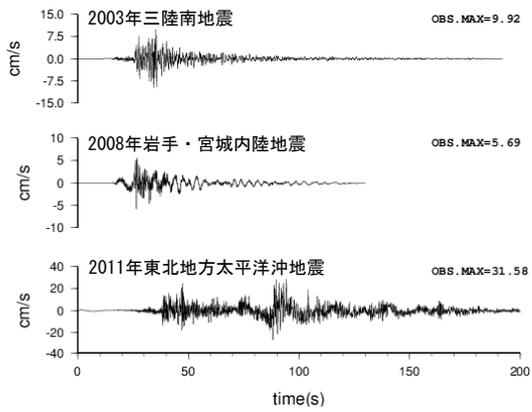


図-1 各地震の速度波形 (NS 成分)

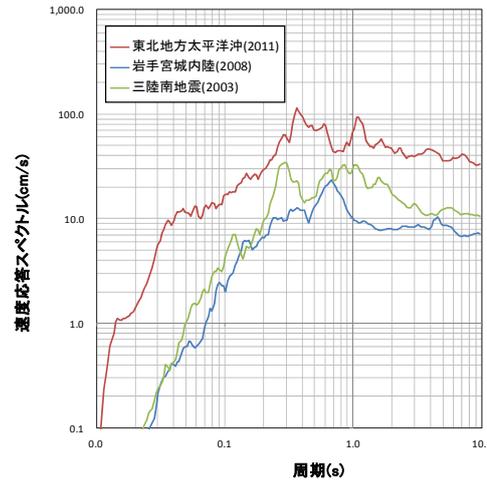


図-2 速度応答スペクトルの比較 (NS 成分)

表-1 比較対象地震の一覧

地震名	Mw	震央距離 <sup>注)</sup>
2003年三陸南地震	7.0	78 km
2008年岩手宮城内陸地震	7.2	80 km
2011年東北地方太平洋沖地震	9.0	163 km

注) K-NET 塩竈までの距離を示す

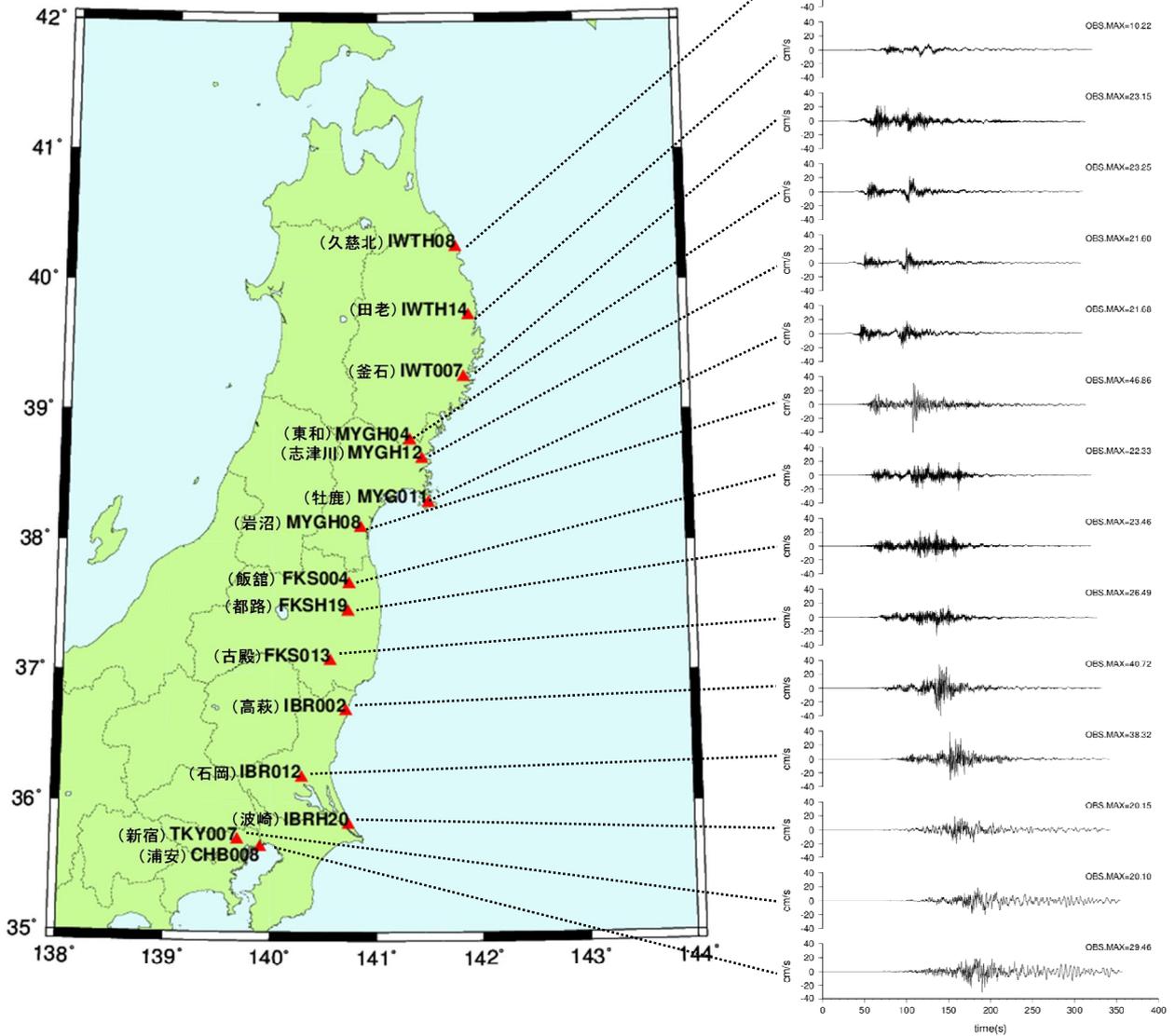


図-3 各観測点での観測速度波形 (NS 成分)

の剥離，エレベータの停止など軽微な被害が出たことが報告されている<sup>1)2)</sup>。

まず，今回の地震を過去の地震と比較することにより，その特徴を明らかにする．**図-1**にはK-NET塩竈で観測された2003年三陸南地震，2008年岩手・宮城内陸地震および2011年東北地方太平洋沖地震の速度波形（NS成分）を示す．なお，これらの地震のマグニチュードおよび震央距離を**表-1**にまとめて示す．**図-1**によると，2003年三陸南地震と2008年岩手・宮城内陸地震による地震度の継続時間は50秒程度であるのに対し，2011年東北地方太平洋沖地震では150秒を超える継続時間の長い記録となっている．**図-2**には**図-1**に示した3つの地震の速度応答スペクトルを示す．**図-2**より，今回の地震の速度応答スペクトルはすべての周期帯域において他の地震の速度応答スペクトルを上回っている．以上により，今回の地震は過去の地震に比べて振幅が大きく継続時間の長いことが特徴であると言える．

つぎに，**図-3**にK-NET，KiK-net観測点の観測波形を示す．**図-3**によると，今回の地震の揺れは広範囲に渡っている．MYGH08（岩沼）から北部の記録では，揺れの大きな波群が2ヶ所に見られる．これらの波群は震源より南部に位置する福島県付近では不明瞭になっている．ところが，さらに南に位置する茨城県付近では，2番目に当たると見られる波群が再び増幅し大きな振幅を記録している．震源からさらに南に位置する東京や千葉では主要な波群に続く比較的大きな後続位相があり，全体として継続時間の長い観測記録となっている．

以上をまとめると，今回の地震は過去の地震と比べて揺れが大きく，しかもその揺れは東日本全域にわたって観測されている点に特徴が見られる．したがって，2011年東北地方太平洋沖地震による地震動の全体像を調べるためには，震源を含む太平洋の日本海溝付近から東日本全域をモデル化した上で，シミュレーションを行うのが望ましい．

### 3. 震源のモデル化

震源モデルとして，気象庁が公開するモデル<sup>6)</sup>を用いる．このモデルは，米国地震学連合（IRIS）のデータ管理センター（DMC）より広帯域地震波形記録を取得して，遠地実体波を利用した震源過程解析を行うことによって求められている．

**図-4**に震源モデルを示す．また，震源モデルの断層パラメータを**表-2**に示す．**図-4**によると，すべり量の大きい領域は震源付近より東側，やや浅い場所と，震源の南南西200～300kmの場所の2ヶ所にある．断層の大きさは長さ約450km，幅200kmであり，最大すべり量は約30mとなっている．**表-2**より，断層の破壊伝播速度は $V_r=1.8\text{km/s}$ であり，この速度で断層破壊に要する時間は約160秒となる．

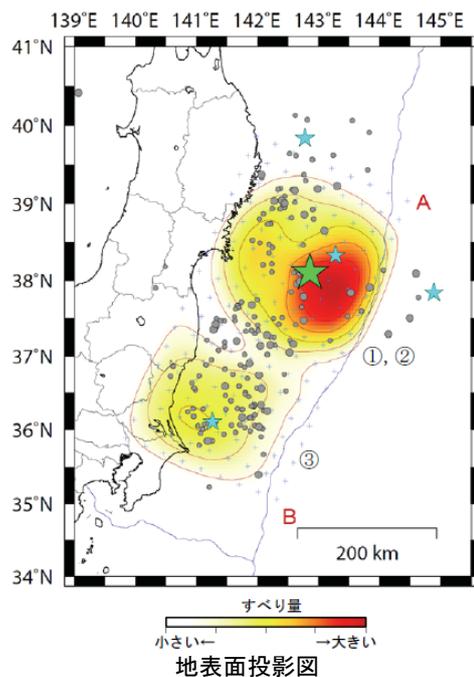
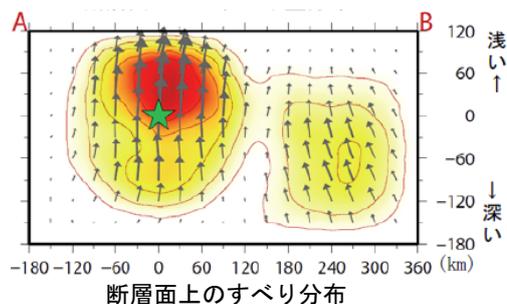


図-4 震源モデル

表-2 断層パラメータ

震央の緯度	38.1033°
震央の経度	142.86°
走向	203°
傾斜	10°
すべり角	91°
震源モーメント	$3.98 \times 10^{22} \text{ N} \cdot \text{m}$
剛性率	30 GPa
破壊伝播速度	1.8 km/s

シミュレーションでは，まず，この断層面を走向方向に16分割，傾斜方向に9分割して一辺30km四方のsub faultを144個用いる．つぎに，**図-4**に示されたすべり量の値および**表-2**の断層パラメータから計算される地震モーメントを，各sub faultに分配する．さらに，各sub faultに与えられた地震モーメントを上記の破壊伝播速度 $V_r$ を考慮して解放することによって断層運動を表現する．震源時間関数には各sub faultで立ち上がり時間30秒のsmoothed ramp関数を用いる．

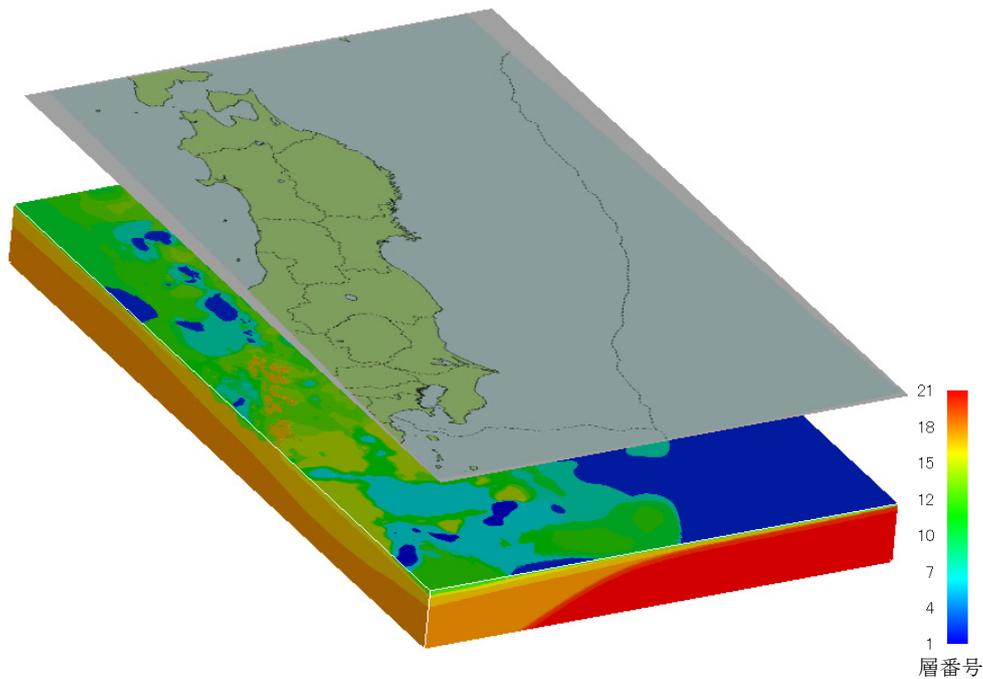


図-5 地下構造モデル図

表-3 地下構造モデルの物性値

層番号	Vp(km/s)	Vs(km/s)	$\rho$ (g/cm <sup>3</sup> )	Qp値	Qs値	備考
1	1.70	0.35	1.80	119	70	
2	1.80	0.50	1.95	170	100	
3	2.00	0.60	2.00	204	120	
4	2.10	0.70	2.05	238	140	
5	2.20	0.80	2.07	272	160	
6	2.30	0.90	2.10	306	180	
7	2.40	1.00	2.15	340	200	
8	2.60	1.10	2.20	374	220	
9	2.70	1.30	2.20	442	260	
10	3.00	1.50	2.25	510	300	
11	3.20	1.70	2.30	578	340	
12	3.50	2.00	2.35	680	400	
13	4.20	2.40	2.45	680	400	
14	5.00	2.90	2.60	680	400	
15	5.50	3.20	2.65	680	400	地震基盤(上部地殻第1層)
16	5.80	3.42	2.70	680	400	上部地殻第2層
17	6.40	3.82	2.80	680	400	下部地殻
18	7.50	4.46	3.20	850	500	マントル
19	5.40	2.78	2.60	340	200	海洋性地殻第2層
20	6.50	3.48	2.80	510	300	海洋性地殻第3層
21	8.10	4.60	3.40	850	500	海洋性マントル

#### 4. 地下構造のモデル化

精度の高い長周期地震動のシミュレーションを行うためには、プレート境界を含む深部地盤まで考慮した3次元地下構造モデルを用いるのが望ましい。そこで、本研究では地震調査研究推進本部の長周期地震動予測地図2009試作版で公開されている地下構造モデルデータ<sup>7)</sup>（以下、推本の地下構造データと呼ぶ）と（独）防災科学技術研究所の地震動予測地図データJ-SHISの深部地盤データ<sup>8)</sup>（以下、J-SHISの地下構造データと呼ぶ）に着目し、地震動伝播シミュレーションに用いる3次元地下構造をモデル化する。

このうち、推本の地下構造データは精度の高い長周期地震動予測を行うために、海域にあるプレート境界まで考慮して作成されたものである。現在、推本の地下構造データでは、宮城県沖地震と東海地震を想定した2領域について約1km間隔の分解能のデータが公開されている。ただし、本研究で対象とし

ている領域から見ると、公開されている推本の地下構造データの範囲は北緯34.5°～39.5°、東経139°～143°までであり、これより外側の領域については現時点でデータが公開されていない。

一方、J-SHISの地下構造データは、強震動予測のために作成された地震基盤から工学的基盤に至るまでの全国の三次元深部地盤モデルであり、太平洋および日本海域を含む地下構造データが約1km間隔の分解能で公開されている。ただし、プレート境界までの情報は含まれていない。

以上により、本研究ではマントルより深い部分には推本の地下構造データを、また、マントルより浅い地殻部分にはJ-SHISの地下構造データを用いて、深さ70kmまでの深部地下構造をモデル化する。さらに、推本の地下構造データが公開されていない地域のモデル化にあたっては、公開されている地域の構造情報を用いて外挿補間することによって推定する。このような考え方に基づいてモデル化された地下構造を図-5に示す。このモデルは東西約550km、南北約900km、深さ70kmの広がりを持つ。この地下構造モデルの物性値を表-3に示す。

#### 5. シミュレーションの方法

第3章で示した震源モデル、第4章で示した地下構造モデルを用いて地震動伝播シミュレーションを行う。シミュレーションにはボクセル有限要素法による大規模地震動伝播解析コード<sup>9)</sup>を用いる。

ボクセル有限要素法は、通常の有限要素法に比べてメッシュ作成が効率的に行える利点がある。また、このコードでは並列化処理を行うことで計算に必要

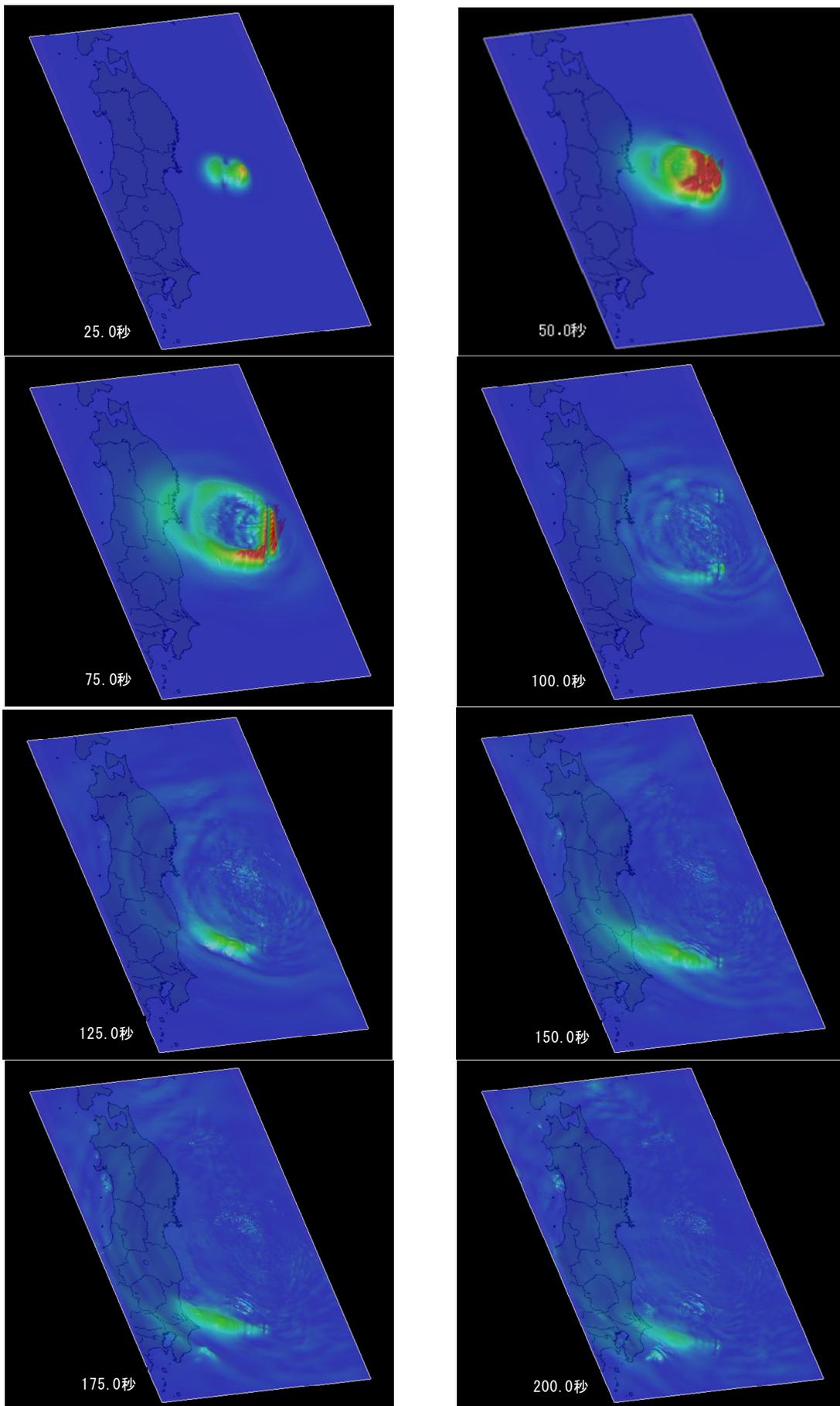


図-6 シミュレーションによる波動伝播図（速度・3成分合成）

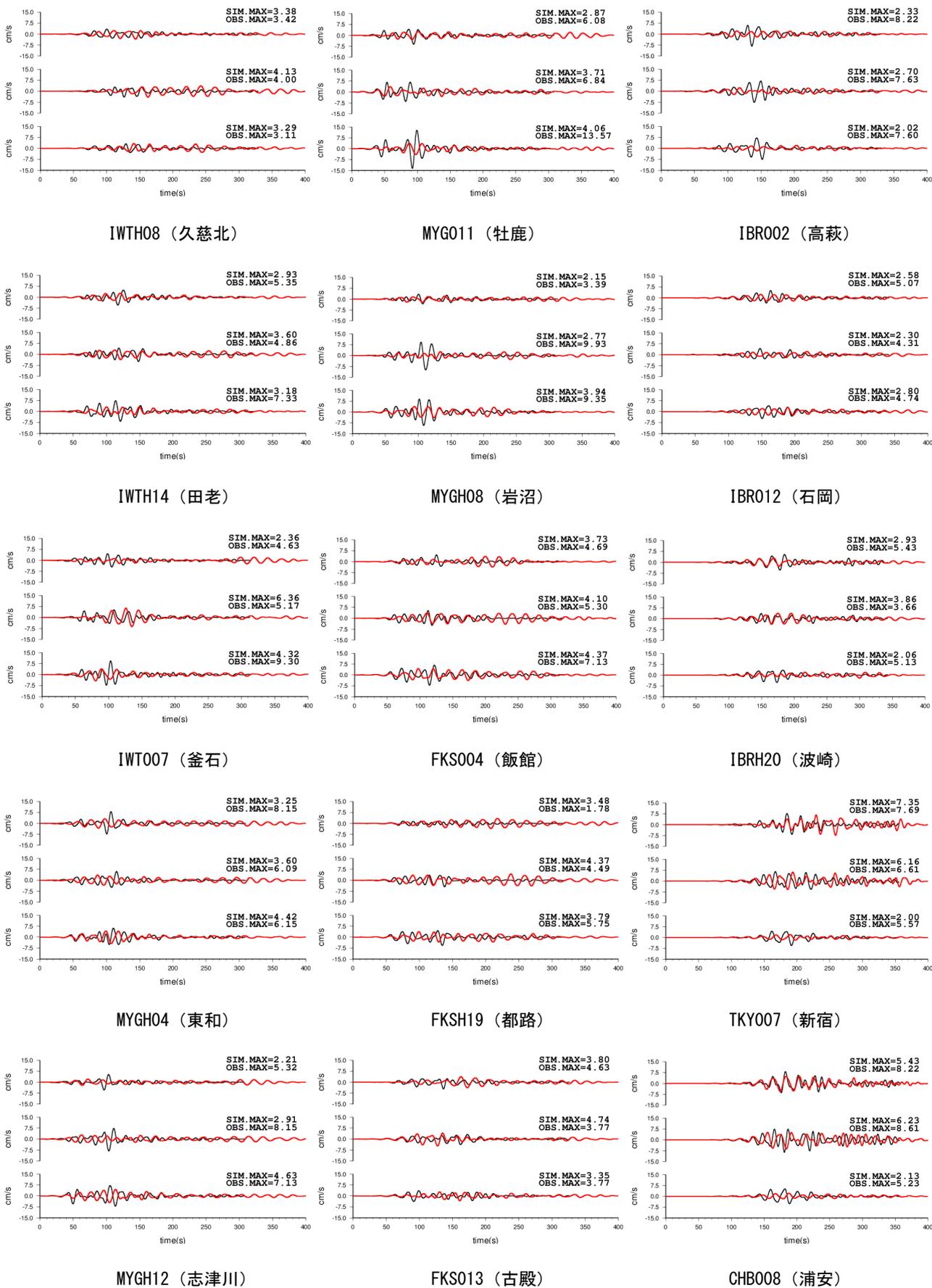


図-7 K-NET, KiK-NET観測点における速度波形比較 (バンドパスフィルタ帯域 周期10~20秒, 上からNS, EW, UD成分)  
(黒: 観測、赤: シミュレーション)

なメモリや演算時間を大幅に減少させることができる。さらに、地下構造をボクセル要素でモデル化するにあたり、地質の速度構造に応じて要素サイズを変化させることにより、要素数の増大を抑えて計算の効率化を図ることができる。本研究では、地震動の対象周期を10秒以上とするため、最小ボクセルサイズは1kmとなる。この場合、モデル全体の要素数は約9億6千万である。

シミュレーションに用いる計算機は、Quad Core Intel Xeon X5492 3.40GHz×2 (1ノード、8コア)のLinuxマシンを4台連結したクラスター型並列機である。クラン条件から求まる時間刻みは約0.025秒であり、16200ステップ(約400秒間に相当)の計算を約50時間掛けて行う。

## 6. シミュレーション結果

シミュレーションによる地震波の伝播(速度・3成分合成)を図-6に示す。図-6によると、震源から始まる断層破壊に伴い、地震動が解析領域全体に同心円状に広がっていく様子が見られる。このうち、振幅の大きい部分は破壊開始点より東側で発生しており、この地震動は次第に東側の海域へ伝播していく。一方、日本列島に伝播する地震動は震源より西側で発生した断層破壊に伴う比較的小さな振幅の地震動である。また、震源から南側の福島県沖から茨城県沖で発生した地震動が増幅されて関東地方へ伝播していく様子が見られる。これは、地震動の伝播方向と断層破壊破壊の方向が重なることによる指向性の影響によって振幅が増幅されたものと考えられる。

K-NET, KiK-net 観測点におけるシミュレーションと観測の速度波形比較を図-7に示す。観測波形とシミュレーション波形ともに、ここでは周期10秒から20秒のバンドパスフィルタを通した速度波形を示す。図-7によると、地震波の立ち上がり時刻はどの観測点もシミュレーション波形と観測記録で良い一致を示している。振幅レベルと位相に関しても、概ね整合している結果が得られている。特に、震源から遠い浦安(CHB008)や新宿(TKY007)の観測点では、継続時間の長い後続位相も含めてシミュレーション波形は観測記録を良く再現できている。しかし、震源から近い岩手県や宮城県の観測点では観測波形に見られる大きな振幅がシミュレーションでは再現されていない。また、福島県の飯舘(FKS004)や都路(FKSH19)では観測記録には見られない後続波形がシミュレーション波形にみられる。

以上により、本研究で行ったシミュレーションでは東日本各地の観測記録を概ね再現することができた。ただし、この結果には観測記録に整合しない部分も含まれる。これは震源モデルや地下構造モデルの設定に問題が残されているためと考えられる。

## 7. まとめ

本研究では、2011年3月11日に発生した東北地方太平洋沖地震の地震動シミュレーションを行った。シミュレーションでは東西方向に約550km、南北方向に約900kmであり、深さ70kmまでの深部地下構造を対象とした大規模なモデルを用いた。

シミュレーションの結果、振幅の大きな地震波は震源の東側で発生し太平洋沖に向かって伝播するため、日本列島にこの地震波の直接の影響は見られない。一方、震源で発生し南西方向に向う地震波は比較的振幅が小さいものの、福島県沖で発生した地震波と干渉しながら増幅し、指向性を持って関東地方に向う様子が見られた。この地震波は、関東地方の厚い堆積層の影響により継続時間の長い地震動として観測されたものと考えられる。

シミュレーションから得られる波形は概ね観測波形を再現することができた。ただし、宮城県や福島県などでは観測記録と整合しない結果も見られる。これは震源モデルの設定や地下構造モデルの設定に不十分な点が残されていることが一因と考えられる。さらに、本研究では周期10秒以上の地震動を対象としたシミュレーションを行った。一方、構造物の耐震性に影響を与えるのは周期数秒から10秒程度である。したがって、周期10秒以下の短周期地震動も考慮に入れた検討が今後の課題である。

謝辞：(独)防災科学技術研究所のK-NET、KiK-netの強震記録、地震動予測地図データの深部地盤データ、気象庁の震源インバージョン結果および文部科学省・地震調査研究推進本部の長周期地震動予測地図2009試作版で公開されている地下構造モデルを使用しました。

## 参考文献

- 1) 翠川三郎, 三浦弘之, 堀苑子, 鹿嶋俊英:2011年東北地方太平洋沖地震における東京の超高層マンションでの揺れに関するアンケート調査, 地域安全学会梗概集, No.28, 2011.
- 2) 翠川三郎:東北地方太平洋沖地震での長周期地震動の影響および室内被害についてのメモ, 東北地方太平洋沖地震を教訓とした地震・津波対策に関する専門調査会(第8回), 中央防災会議HP, <http://www.bousai.go.jp/jishin/chubou/higashinihon/8/6.pdf>
- 3) Takashi Furumura and Toshihiko Hayakawa: Anomalous Propagation of Long-Period Ground Motions Recorded in Tokyo during the 23 October 2004 Mw 6.6 Niigata-ken Chuetsu, Japan, Earthquake, BSSA, Vol.97, No.3, pp. 863-880, 2007.
- 4) 秋山伸一, 池上泰史, アフニマル, 額額一起:大規模3次元地下構造のモデル化と強震動シミュレーション, 土木学会地震工学論文集, 第28巻, CD-ROM, No.24, 2005.

- 5) 黒瀬健, 河路薫, 藤原了, 秋山伸一: 広域を対象とした2008年四川地震の地震動伝播シミュレーション, 日本地震工学シンポジウム論文集, 第13頁, GO47-FRI-PM-2, 2010.
- 6) 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), 平成23年3月25日, 気象庁HP, <http://www.jma.go.jp/jma/press/1103/25b/201103251730.html>
- 7) 地震調査研究推進本部地震調査委員会: 長周期地震動予測地図2009年試作版, 平成21年9月17日, 地震調査研究推進本部HP, [http://www.jishin.go.jp/main/chousa/09\\_choshuki/index.htm](http://www.jishin.go.jp/main/chousa/09_choshuki/index.htm)
- 8) 藤原広行, 他: 強震動評価のための全国深部地盤構造モデル作成手法の検討, 防災科学技術研究所研究資料, 第337号, 2009.
- 9) 池上泰史, 額綱一起, 三宅弘恵: 海溝型地震における長周期地震動(2): 伝播経路における発達過程, 日本地震学会2005年秋季大会予稿集, S15-08111656-0356A, 2005.

## SEISMIC WAVE PROPAGATION SIMULATION OF BROADBAND SCALE FOR THE 2011 OFF THE PACIFIC COAST OF TOHOKU EARTHQUAKE

Kaoru KAWAJI and Shinichi AKIYAMA

The seismic wave propagation simulation for the 2011 off the pacific coast of tohoku earthquake is performed using the voxel finite element method. In the simulation, the three-dimensional underground structural model is created for the vast area which includes the whole Eastern Japan region. The results show that since the seismic waves with large amplitude occurred on the east side of the source region propagate toward the offing of the Pacific Ocean, these large seismic waves are not reached to the Japanese Islands. On the other hand, although the seismic waves propagating toward southwest of the source region are relatively small, they are amplified by interfering with the seismic waves which occurred off Fukushima, and are propagated to the Kanto district with specific directivity. These seismic waves are subject to the influence of the deep sedimentary layers in the Kanto district, and are considered to become the ground motion of long duration time.