

# 東北地方太平洋沖地震の地震記録の分析と 地震動シミュレーション

距離減衰式の検討と 3 次元 FEM による地震波の計算

吉村 智昭<sup>\*1</sup>・内山 泰生<sup>\*1</sup>・山本 優<sup>\*1</sup>

**Keywords :** the 2011 off the Pacific coast of Tohoku earthquake, earthquake ground motion, attenuation relation , finite element method

東北地方太平洋沖地震, 地震動, 距離減衰式, 有限要素法

## 1. はじめに

2011 年 3 月 11 日 14 時 46 分に発生した東北地方太平洋沖地震は, これまでに知られている日本で発生した地震としては過去最大のマグニチュード 9 の地震であり, 津波および地震動により甚大な人的, 物的, 経済的な被害をもたらした。

本論文では, 多数得られている観測記録を用いて距離減衰式による地震動の分析を行った。また, 3 次元 FEM による地震動の数値シミュレーションを行った。

## 2. 地震観測記録の分析

表-1 に気象庁による地震諸元を示す<sup>1)</sup>。我が国では通常, 気象庁マグニチュードを用いるが, マグニチュードが 9 に近づくとき気象庁マグニチュードは飽和する傾向があるため, モーメントマグニチュードで  $M_w=9.0$  と表されている。 $M_w$  は地震モーメント  $M_0(Nm)$  と対応しており, Kanamori (1977)<sup>2)</sup>による関係

式  $M_w=(\log M_0-9.1)/1.5$  で求まる。

図-1 に本震震央(赤丸)と 4 月 4 日までの余震の分布を示す。余震域が概ね本震の断層面に対応する。矩形は防災科学技術研究所が推定した断層面であり, おおよそ  $500km \times 200km$  である。なお, 最新版のモデル<sup>3)</sup>では,  $510km \times 210km$ , 沈み込み角度 13 度となっている。

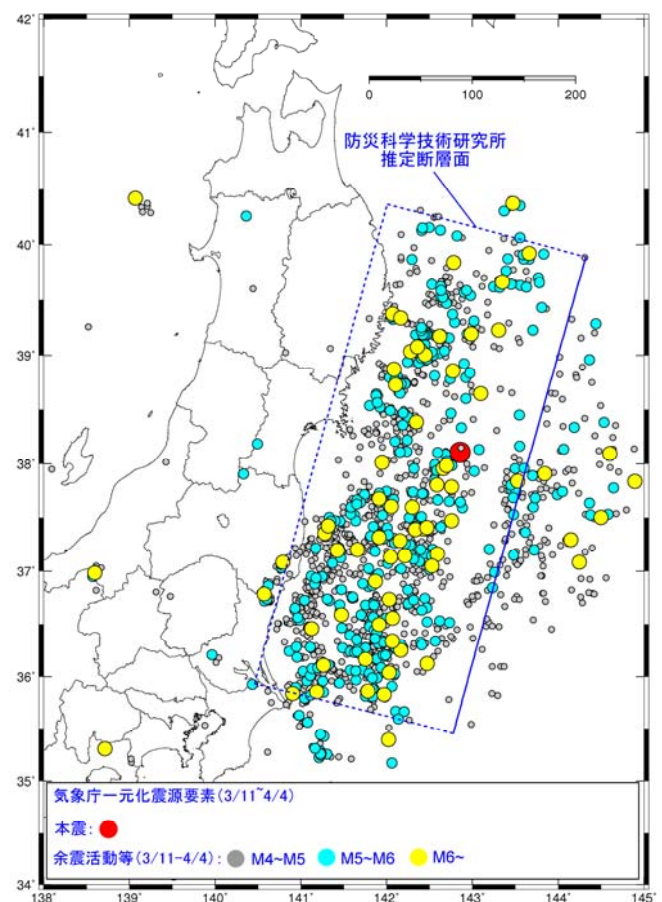


図-1 本震と余震の分布

Fig.1 Distribution of the mainshock and aftershocks

表-1 東北地方太平洋沖地震の諸元<sup>1)</sup>

Table 1 Parameters of The 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake

発震時刻	2011 年 3 月 11 日 14 時 46 分 18.1 秒
震央地域	三陸沖
震源の緯度・経度・深さ	北緯 38° 06.2′ 東経 142 度 51.6′ 深さ 24km
規模 (マグニチュード)	9.0 (モーメントマグニチュード)
地震モーメント	$3.4 \times 10^{22} Nm$

\* 1 技術センター建築技術研究所防災研究室

防災科学技術研究所の K-NET, KiK-net では 1000 点以上の観測点で地震観測記録が得られている。図－2 ではこれらの記録を用いて計測震度を計算し、計測震度分布を描いた。宮城県栗原市で震度 7 (計測震度 6.6) となったほか、宮城県、福島県、茨城県、栃木県で震度 6 強(計測震度 6 以上 6.5 未満)の地域がみられた。

図－3 は最大加速度分布である。水平 2 成分のうち大きい方の成分を用いた。宮城県の築館 (MYG004) の 2701Gal が最大であった。

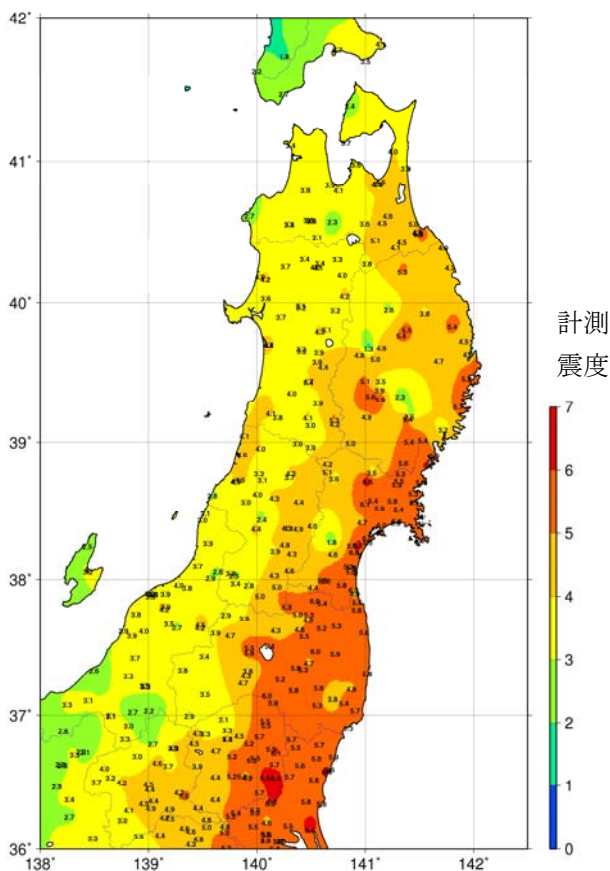
図－4 では、太平洋岸に沿って直線状に選んだ観測点を示す。これらの観測点の加速度波形を南北方向の距離にそってペーストアップしたものが図－5 である。図－5 では、震央付近の観測点(MYG012)に最初に到達し、南北に順次到達していく 2 つの波群① (赤), ② (青) がみられる。また、茨城県の観測点(IBRH13)に最初に到達し南北に順次到達しているように見える波群③ (緑) がみられる。

この解釈として、①, ②は図－4 で赤, 青の丸印で

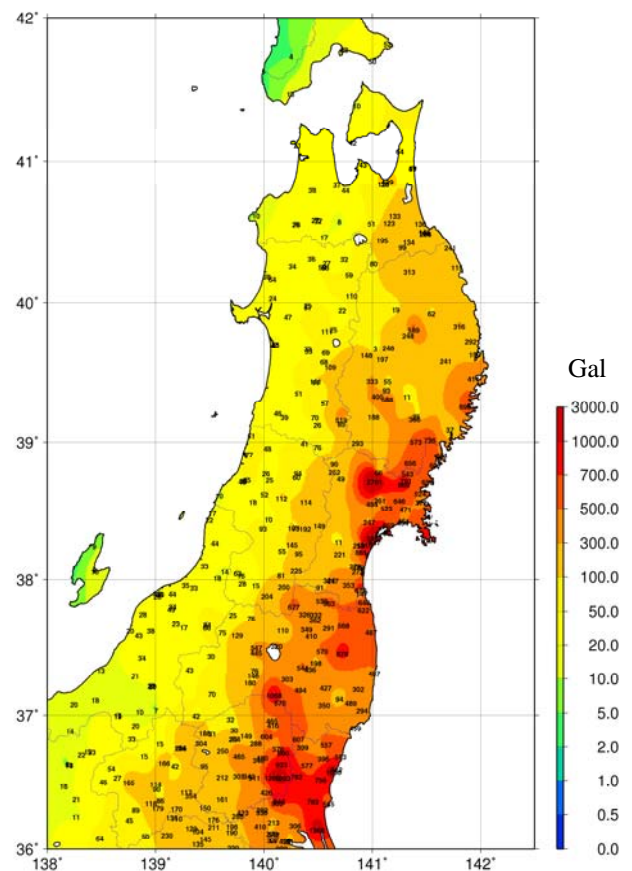
模式的に示すように震央付近の 2 つの短周期成分放射領域に対応すると考えられる。また、③は、1 つの可能性として、緑の丸印で示すように福島県沖の短周期成分放射領域に対応すると考えると説明しやすい。

遠地実体波によるインバージョン解析 (たとえば、後述 4 章で用いた震源モデル) では、海溝付近に大きな滑り部分 (アスペリティー) が求まっており、ここから長周期成分が放出されたと考えられる。上記の短周期成分放射領域はアスペリティーと必ずしも一致していない。特に福島沖で大きなアスペリティーはない。

短周期成分放射領域は、長周期成分を放射するアスペリティーと一致するという説と、短周期成分放射領域はアスペリティーの周辺部分であるとの 2 通りの説があり、震源のモデル化における懸案事項となっている。今後短周期成分を用いたインバージョン解析などにより、今回の地震で短周期成分放射領域が解明されることが期待される。



図－2 計測震度分布  
Fig.2 Seismic intensity



図－3 加速度分布  
Fig.3 Maximum acceleration

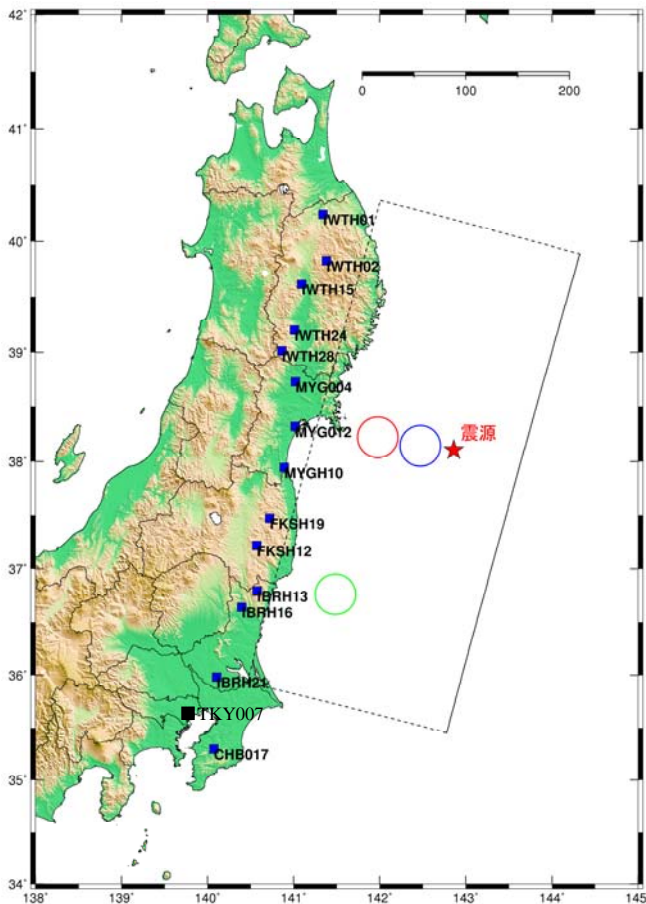


図-4 太平洋岸に沿って選んだ観測点  
Fig.4 Observation stations along the Pacific coast

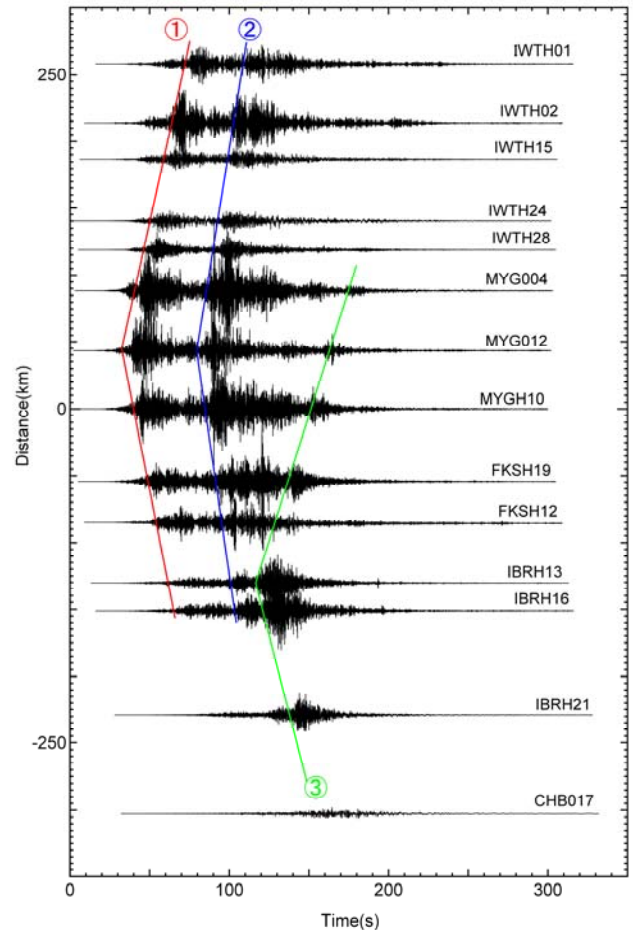


図-5 選択した観測点の加速度波形  
Fig.5 Acceleration waveforms at the selected stations

### 3. 距離減衰式との比較

防災科学技術研究所の地震観測網 K-NET および KiK-net で得られた地震記録と(1)式の内山・翠川(2006)<sup>4)</sup>による加速度応答スペクトルの距離減衰式による予測値との比較を行った。

$$\begin{aligned} \log SA(T) &= a(T)M_w + g + b(T)X + c(T) + d(T) \\ g &= -\log(X + e) \quad (h \leq 30) \\ g &= 0.4 \log(1.7h + e) - 1.4 \log(X + e) \quad (h > 30) \\ e &= 0.006 \cdot 10^{0.5M} \end{aligned} \quad (1)$$

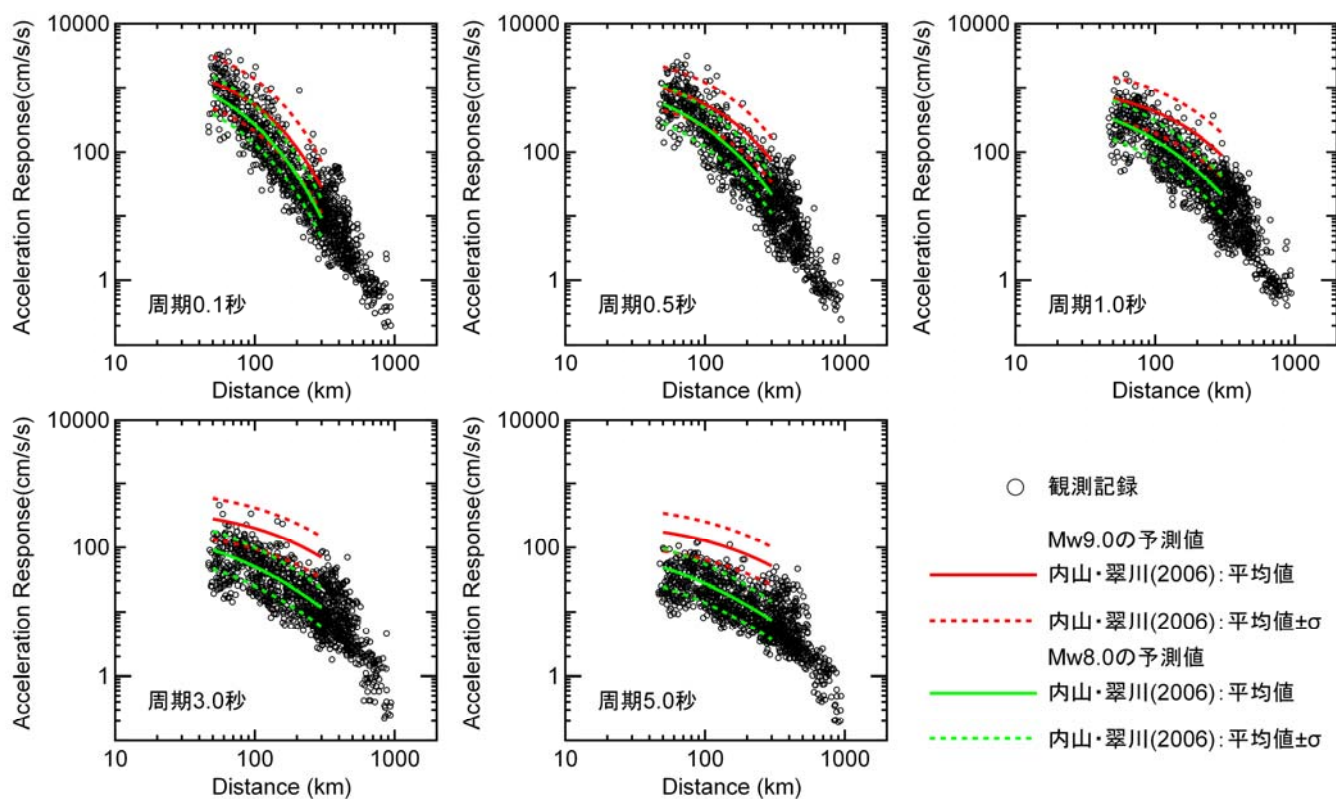
ここで、 $T$  は周期、 $SA$  は減衰定数 5%の加速度応答スペクトル( $\text{cm/s}^2$ )、 $M_w$  はモーメントマグニチュード、 $X$  は断層面からの最短距離(km)、 $h$  は震源深さ(km)、 $a \sim d$  は回帰係数をそれぞれ示す。各観測記録は様々な地盤条件の観測点で得られた値であるのに対して、(1)式から求められる加速度応答スペクトルは  $V_{s30}=500(\text{m/s})$  程度の工学的基盤における値である。ここで、 $V_{s30}$  は各観測点における地表から深さ 30m までの平均 S 波速度

( $\text{m/s}$ ) を示す。そこで(2)式に示すインピーダンス比  $C$  を(1)式から求められる  $SA$  に乗じることで地盤特性の違いを補正した。

$$C = \sqrt{V_{s30}/500} \quad (2)$$

図-6 に周期 0.1, 0.5, 1.0, 3.0, 5.0 秒における観測記録から計算した加速度応答スペクトルと  $M_w 9.0$  とした場合の距離減衰式による予測値との比較を示す。ただし、内山・翠川(2006)の距離減衰式を作成する際に用いられたデータベースでは、2003 年十勝沖地震 ( $M_w 7.9$ ) が最大規模であることから、 $M_w 9.0$  とした本解析結果は外挿範囲であることに留意が必要である。図から周期 0.5 秒以下の短周期では観測値の多くが距離減衰式と概ね一致していることが分かる。しかし、距離が 100km 以下では、予測値の平均  $+\sigma$  に相当する地点が多くなる傾向がみられ、震源域に近いほど観測された地震波に短周期成分が多く含まれていたことが分かる。一方、周期 1.0 秒以上の長周期では、大部分の観測点が予測値の平均  $-\sigma$  あるいはそれ以下の値とな





図ー6 距離減衰式と観測値の比較

Fig.6 Comparison of attenuation relation model and observed values

り、地震規模に対して長周期成分の励起が小さかったことが分かる。

図ー6には、 $M_w 8.0$ とした場合の距離減衰式による予測値も併せて示している。距離100km以内の観測点では予測値の平均+ $\sigma$ 程度となる観測点も多いが、いずれの周期においても観測値は予測値の平均 $\pm \sigma$ の範囲内に分布する。観測値が $M_w 9.0$ とした予測値よりも $M_w 8.0$ とした場合の結果と距離減衰特性が調和的となる要因として、今回の地震の震源断層面における滑りの大きな領域が宮城県沖と茨城県～福島県沖の比較的離れた場所にあり、破壊伝播速度が1~2km/sと非常に遅かったことが考えられる。

すなわち、宮城県沖でM8クラスの地震が発生し、断層面内の破壊が比較的遅い速度で南側に進行した後、茨城県～福島県沖でM8クラスの地震が連動して発生したため、 $M_w 9.0$ よりも $M_w 8.0$ の予測値に近くなるという解釈が可能であるかもしれない。しかし、震源近傍における短周期領域では、いずれの場合の予測値よりも観測値が大きくなる地点が多数あるため、より詳細な分析が必要であると考えられる。

#### 4. 3次元FEMによる地震動シミュレーション

防災科学技術研究所の地震ハザードステーション(J-SHIS)で公開されている地盤モデルと、遠地実体波と表面波から逆算された震源モデル(デジタル値が現時点で唯一公開されたもの)を用いて、プレリミナリーな解析を試みた。

##### 4.1 地盤モデル

図ー7に示す様に、震源と東北地方の太平洋側および関東平野を含む水平700km×400km、深さ50kmの領域の地盤モデルを構築した。海溝軸に合わせて、N20°E(真北から東へ20°回転)をY軸とした。X軸はN110°Eである。次節で詳述するが、図の矩形領域は断層面を表し、丸点は分割した小断層を点震源で表したものである。

表2に作成した55層からなる地盤モデルの物性値を示す。S波速度 $V_s=3300\text{m/s}$ 以下の32層は防災科学技術研究所の地震ハザードステーション(J-SHIS)<sup>5)</sup>で公開されている地盤モデルを用いた。地表面および、第1層から第32層下面の地層境界深度が1kmのグリッドデータとして与えられている。第33層の $V_s=3400\text{m/s}$ 以深は、Matsubara et al.(2008)<sup>6)</sup>のモデルから補間して作

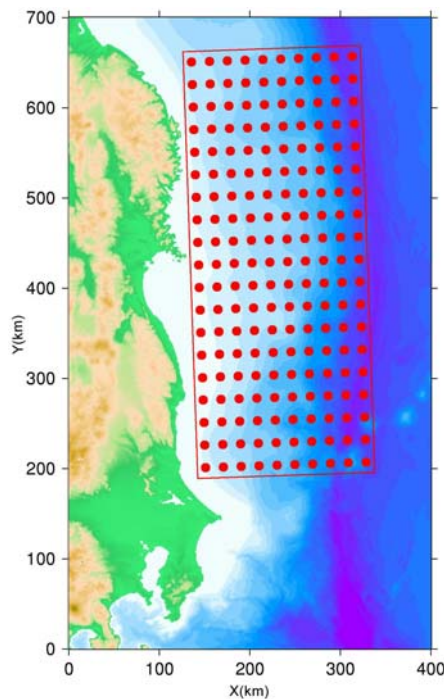


図-7 計算領域  
Fig.7 Model Domain

成した。デジタル値や補間プログラムも公開されており<sup>7)</sup>、任意の水平位置、深さの物性値を取り出すことが出来る。本研究では補間プログラムを用いて S 波速度を 100m/s ずつ変化させ、第 33 層から第 54 層下面の層境界データを作成した。Matsubara モデルでは密度が与えられていないので、密度  $\rho$  (kg/m<sup>3</sup>) は次式で与えた。

$$\rho = 0.3125V_p + 875 \quad (3)$$

これは Birch(1961)<sup>8)</sup>の P 波速度と密度の関係式を少し修正した。Birch(1961) では( $\rho$  [kg/m<sup>3</sup>],  $V_p$  [m/s])=(2500, 6000)-(4000, 10000)を直線に結んでいるが、第 33 層と連続するよう(2500, 6000)を(2750, 6000)にずらした。

表-2に示した Q 値は、基準振動数  $f_{ref}=0.2\text{Hz}$  の時の値である。計算時の Q 値は振動数  $f(\text{Hz})$ に比例し、 $f_{ref}$ で表の値となるように与えた。なお、Matsubara モデルでは Q 値が与えられていないので、長周期地震動予測地図<sup>9)</sup>の地盤モデルを参照して、同じ程度の速度の層の Q 値を用いた。

図-8に  $Y=500\text{km}$ における鉛直断面を示す。J-SHIS モデルの層境界と S 波速度(km/s)を表す。Vs=3.4km/s 上面より浅い部分が J-SHIS モデルである。それより深い部分が Matsubara モデルの部分である。Vs=3.1km/s の地震基盤(第 30 層)上面を赤線で示している。図-7と対応させるとわかるように、海岸は  $X=110\text{km}$  付近、

日本海溝の沈み込み開始点は  $X=330\text{km}$  付近である。

なお、今回の解析では地表・海底の地形は考慮しなかった。各水平位置において、深さ 15km から地表または海底までの層構造を 15km ちょうどに等比に伸縮し、モデル表面を平らに補正した。

表-2 地盤モデルの物性値

Table 2 Soil properties

層番号	P波速度 (m/s)	S波速度 (m/s)	密度 (kg/m <sup>3</sup> )	Qs	Qp
J-SHIS Model	1 1600	350	1850	60	60
	2 1600	400	1850	60	60
	3 1700	450	1900	60	60
	4 1800	500	1900	60	60
	5 1800	550	1900	60	60
	6 2000	600	1900	100	100
	7 2000	650	1950	100	100
	8 2100	700	2000	100	100
	9 2100	750	2000	100	100
	10 2200	800	2000	100	100
	11 2300	850	2050	100	100
	12 2400	900	2050	100	100
	13 2400	950	2100	100	100
	14 2500	1000	2100	150	150
	15 2500	1100	2150	150	150
	16 2600	1200	2150	150	150
	17 2700	1300	2200	150	150
	18 3000	1400	2250	150	150
	19 3200	1500	2250	150	150
	20 3400	1600	2300	150	150
	21 3500	1700	2300	150	150
	22 3600	1800	2350	150	150
	23 3700	1900	2350	150	150
	24 3800	2000	2400	200	200
	25 4000	2100	2400	200	200
	26 4000	2100	2400	200	200
	27 5000	2700	2500	200	200
	28 4600	2900	2550	200	200
	29 5000	2700	2500	200	200
	30 5500	3100	2600	300	300
	31 5500	3200	2650	300	300
	32 5700	3300	2700	300	300
Matsubara Model	33 6000	3400	2750	300	300
	34 6010	3500	2753	400	400
	35 6200	3600	2813	400	400
	36 6410	3700	2878	400	400
	37 6630	3800	2947	400	400
	38 6840	3900	3013	400	400
	39 7040	4000	3075	400	400
	40 7230	4100	3134	500	500
	41 7400	4200	3188	500	500
	42 7570	4300	3241	500	500
	43 7760	4400	3300	500	500
	44 7960	4500	3363	500	500
	45 8190	4600	3434	500	500
	46 8410	4700	3503	500	500
	47 8650	4800	3578	500	500
	48 8900	4900	3656	500	500
	49 9070	5000	3709	500	500
	50 9280	5100	3775	500	500
	51 9460	5200	3831	500	500
	52 9670	5300	3897	500	500
	53 9810	5400	3941	500	500
	54 9850	5500	3953	500	500
	55 9890	5600	3966	500	500

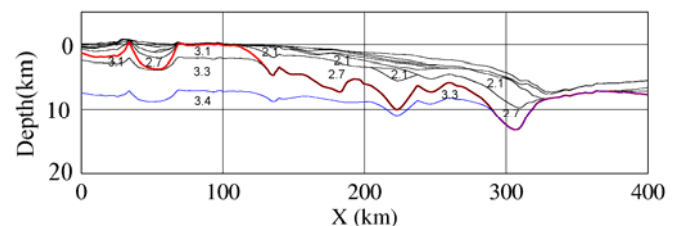


図-8 鉛直断面の例 (Y=500km)

Fig.8 Example of vertical section(Y=500km)

## 4.2 震源モデル

震源モデルは、Shao et al.(2011)<sup>10)</sup>の断層モデル (Model3) を用いた。遠地実体波と表面波から震源モデルを逆解析したものである。デジタル値が公開されている<sup>11)</sup>。今回このモデルを、近地で地盤の3次元的な不整形性を考慮したフォワード解析に用いて、どの程度観測記録が模擬できるか検討する。モデルの大きさは  $475\text{km} \times 200\text{km}$ 、断層面の傾きは  $10^\circ$  であり、これを  $19 \times 10 = 190$  個の小断層に分割している (図-7 参照)。地震モーメントは  $5.75 \times 10^{22} \text{Nm}$  である。それぞれの小断層での滑り量、破壊開始時刻、震源関数が求められている。小震源が南北  $25\text{km}$ 、東西  $20\text{km}$  と粗いので、さらに  $8 \times 8$  に細分割して用いた。

図-9 に滑り分布を示す。日本海溝の軸に沿って滑りが大きい部分 (アスペリティー) があり、最大滑りは  $60\text{m}$  に達している。この部分の滑りが大きな海底変位をもたらし、大津波を発生させたと考えられる。さらに陸寄りに  $20\text{m}$  以上滑っているアスペリティーがある。図-4, 5 で考察した2つの波源①②は陸寄りのアスペリティーに場所が対応している。但し、③に相当する福島沖のアスペリティーは、長周期成分を対象としている本震源モデルではあまり明瞭に見られない。

図-10 に破壊伝播時刻を示す。最も速度が速く伝播しているのは、破壊開始点 (★) から南の方角であり、約  $250\text{km}$  を  $160\text{s}$  で伝播しており、破壊伝播速度  $V_r(\text{km/s})$  は  $1.5\text{km/s}$  程度である。最も遅く伝播しているのは、陸側にむかう西の方角であり、約  $100\text{km}$  を  $120\text{s}$  で伝播しており、 $0.8\text{km/s}$  程度しかない。通常、破壊伝播速度  $V_r(\text{km/s})$  は地震発生層の S 波速度  $V_s(\text{km/s})$  の  $0.7$  から  $0.8$  倍程度ของことが多く、 $V_s = 3.5\text{m/s}$  とすると  $V_r = 2.5 \sim 2.8\text{km/s}$  程度の値となる。これに比べ、今回の地震の  $V_r$  は、 $V_r = 0.8 \sim 1.5\text{km/s}$  であり、かなり遅い。一般に破壊伝播速度が遅いと、地震波は小さくなる傾向がある。今回の地震で長周期地震動がそれほど大きくないという指摘があるが、破壊伝播速度が小さいことが原因の一つと考えられる。

## 4.3 計算結果

図-11 に Y 方向 (N20W) の速度成分のスナップショットを示す。破壊開始後  $40\text{s}$  および  $60\text{s}$  の図では、破壊開始点の西側で最初に起こった破壊に伴う波動が現れている。  $60\text{s}$  の図では、破壊開始点の東側の海溝軸に沿った部分で、大きな滑りを伴う破壊が始まっている。  $80\text{s}$ 、 $100\text{s}$  の図では、海溝軸沿いの破壊が南に進行しており、それに伴った地震波が広がり、陸域に順次到達している。海の部分と陸の部分とを比べると、海の部分

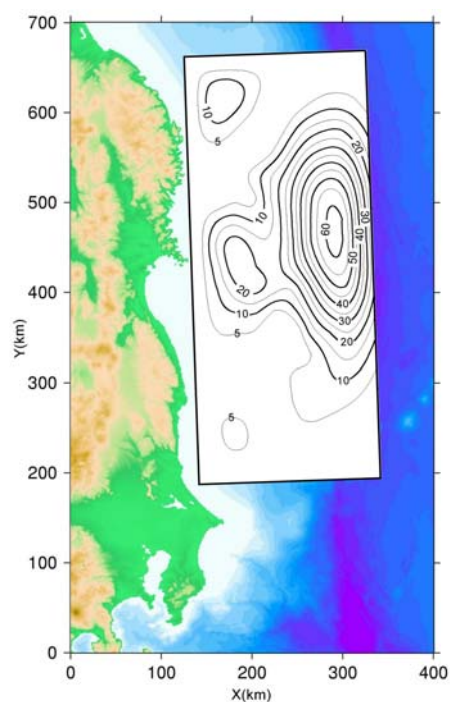


図-9 滑り分布(m)

Fig. 9 Distribution of slip(m)

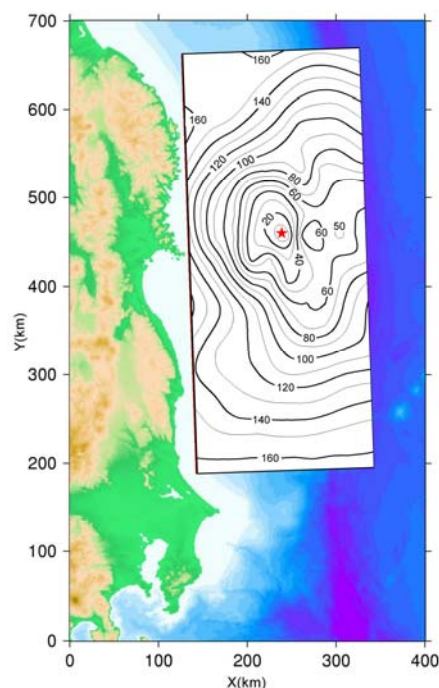


図-10 破壊伝播時刻(s)

Fig.10 Rupture time (s)

で地震動が大きくなっている。  $150\text{s}$  の図でも海岸線を境に海側で地震動が大きくなっているのが観察できる。これは図-8 で見たとおり、海の部分で低速度層が厚く存在しているため、地震波が増幅されているためと考えられる。  $150\text{s}$  の図では、首都圏中心部にも地震波が到達しているのがわかる。  $200\text{s}$ 、 $250\text{s}$  の図において



も、首都圏に次々と地震波が到達している。300s の図においても、関東平野で地震波が続いているのがわかる。東京湾周辺や相模湾で厚い堆積層が存在し、これにより地震波が増幅されている。

いくつかの地点における速度波形について、解析結果を観測記録と比較したところ、海溝軸側沿いのアスペリティーに相当する波形の後半部分でかなり過大となり、震源モデルを調整する必要があると認められ、今後さらに検討を進めたい。

今回用いた震源モデルは遠地実体波の周期 2~133 秒、表面波の 166~333s の成分を用いたインバージョン結果であり、かなりの長周期を対象としたものである。今後公開される近地記録を用いたインバージョン解析の結果などを参照して震源モデルを改良し、周期数秒から 20 秒程度までのシミュレーションの精度を上げる必要がある。地盤物性や減衰についても、震源が単純な余震の地震記録を用いたシミュレーションなどにより精度を高める必要があり今後の課題としたい。

## 5. まとめ

観測記録を収集し、距離減衰式と比較した。周期 0.5 秒以下の成分は距離減衰式と概ね一致していたが、距離 100km 以下ではやや大きい地点もみられ、震源域の近くでは短周期成分が多く含まれていたことがわかった。一方、周期 1.0 秒以上の長周期成分は、大部分の観測点で距離減衰式を下回り、長周期成分の励起が小さかったことがわかった。

大規模 FEM による地震動のシミュレーションを行った。複雑な破壊に伴う地震波の広がり方を面的に把握した。最初に破壊開始点の西側で破壊が進み、次いで、海溝軸に沿う部分で大きな破壊が起こり、それに伴って地震波が広がり、破壊開始後 150 秒頃には首都圏中心部にも波動が到達し、300 秒でも地震の揺れが続いている様子がわかった。

なお、今回用いた震源モデルが周期数百秒に至る長周期を対象としているため、工学的に必要な周期数秒から 20 秒程度までの成分の精度を上げる必要があり、今後公開される近地のインバージョン解析の結果を参照して震源モデルを改良する必要があると考えられる。また、震源が単純な余震記録を用いたシミュレーションにより地盤モデルの精度を上げることも必要であり、合わせて今後の課題としたい。

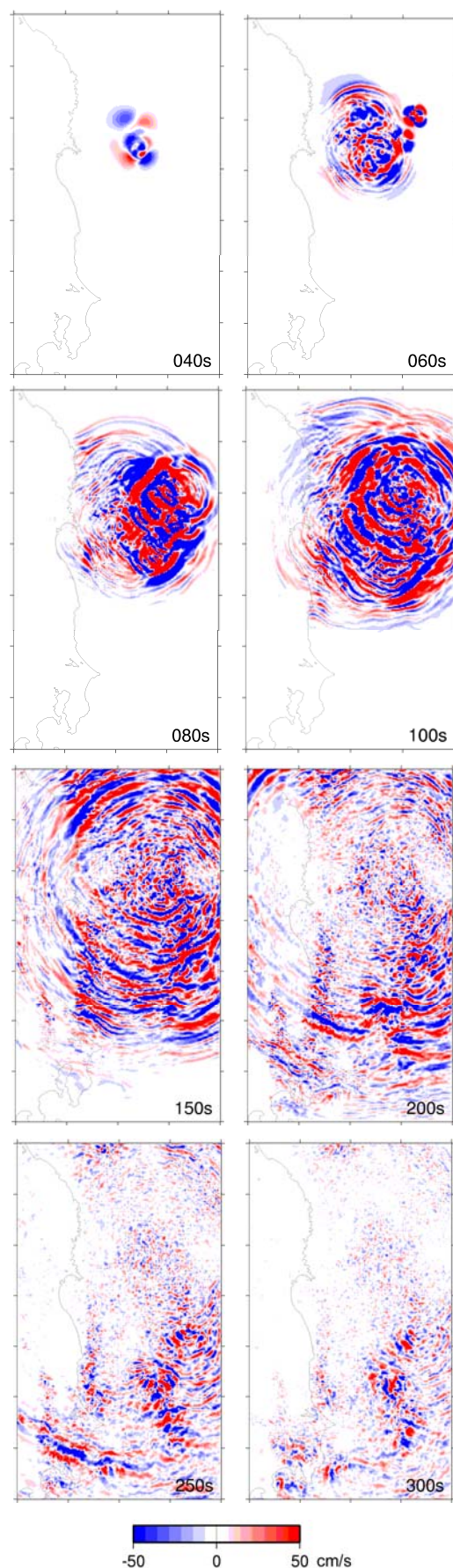


図-11 Y(N20E)方向の速度のスナップショット

Fig.11 Snapshots of velocity in Y(N20E) direction

## 謝辞

防災科学技術研究所の K-NET, KiK-net の記録を用いました。J-SHIS<sup>5)</sup>, Matsubara et al.<sup>6)</sup>の地盤データを用いました。Shao et al.<sup>10)</sup>の震源モデルを使わせていただきました。カーネギーメロン大学の FEM のプログラム<sup>12)</sup>を用いました。作図に Wassel and Smith<sup>13)</sup>の GMT を用いました。関係者各位に感謝いたします。

## 参考文献

- 1) 気象庁：平成 23 年 3 月地震・火山月報（防災編），<http://www.seisvol.kishou.go.jp/eq/gaikyo/monthly201103/201103index.html>
- 2) Kanamori, H.: The energy release in great earthquakes, *J. Geophys. Res.*, 82, 2981-2987, 1977.
- 3) 防災科学技術研究所：近地強震記録を用いた 2011 年 03 月 11 日東北太平洋沖地震の震源インバージョン解析 (2011/04/12 改訂版), [http://www.kyoshin.bosai.go.jp/kyoshin/topics/TohokuTaiheiyo\\_20110311/inversion/](http://www.kyoshin.bosai.go.jp/kyoshin/topics/TohokuTaiheiyo_20110311/inversion/)
- 4) 内山泰生, 翠川三郎：震源深さの影響を考慮した工学的基盤における応答スペクトルの距離減衰式, 日本建築学会構造系論文集, 第 606 号, pp.81-88, 2006.
- 5) 防災科学技術研究所 J-SHIS の HP : <http://www.j-shis.bosai.go.jp/>
- 6) Matsubara, M., K. Obara, and K. Kasahara : Three-dimensional P-and S-wave velocity structures beneath the Japan Islands obtained by high-density seismic stations by seismic tomography, *Tectonophysics*, 454, 86-103, doi:10.1016/j.tecto.2008.04.016.
- 7) Matsubara et al. (2008)の三次元速度構造の HP : [http://www.hinet.bosai.go.jp/topics/sokudo\\_kozo/alljpn.php](http://www.hinet.bosai.go.jp/topics/sokudo_kozo/alljpn.php)
- 8) Birch, F. : The velocity of compressional waves in rocks to 10 kilobars. Part 2. *J. Geophys. Res.*, 66, 2199-2224, 1961.
- 9) 地震調査研究推進本部：長周期地震動予測地図 2009 年試作版, [http://www.jishin.go.jp/main/chousa/09\\_choshuki/index.htm](http://www.jishin.go.jp/main/chousa/09_choshuki/index.htm)
- 10) Shao, G, X. Li, C. Ji, and T. Maeda: Focal mechanism and slip history of 2011 Mw 9.1 off Pacific coast of Tohoku earthquake, constrained with teleseismic body and surface waves, *Earth Planets Space*, submitted, 2011.
- 11) Shao らの HP : [http://www.geol.ucsb.edu/faculty/ji/big\\_earthquakes/2011/03/0311/Honshu\\_main.html](http://www.geol.ucsb.edu/faculty/ji/big_earthquakes/2011/03/0311/Honshu_main.html)
- 12) Bao et al.: Large-scale simulation of elastic wave propagation in heterogeneous media on parallel computers, *Comput. Methods Appl. Mech. Engrg.*, 152, pp.85-102, 1998.
- 13) Wessel, P. and W. H. F. Smith: Free software helps map and display data, *EOS Trans. AGU* 72, 441, 445-446, 1991.