

## 関東平野の3次元盆地構造を考慮した強震動予測手法の検討

D1-10023 石川 理人

### 1. はじめに

#### 1.1 研究の背景

2011年3月11日に東北地方太平洋沖地震が発生した。この地震の震源域は太平洋沖(岩手県沖から茨城県沖)であったにも関わらず、約700km離れた大阪府の大阪府咲洲庁舎でも被害が報告されている。これは地表面を伝わる表面波(長周期地震動)によるものであり、表面波は減衰が小さいために遠方まで到達する特徴を持っている。また表面波は長周期成分を含み、固有周期の長い大型建造物や高層建築物と共振することが過去にも確認されている。(2003年十勝沖地震、2004年新潟県中越地震)

国内の都市は堆積層盆地の上に位置しているために、遠方で発生し、堆積層に入射した際に増幅した長周期地震動と固有周期の長い構造物が共振することで被害を受ける可能性がある。今後、数十年の間に発生が予想される首都直下地震や東海・東南海地震の際も、関東平野への長周期地震動の影響が考えられる。

#### 1.2 研究の目的

現在、強震動計算に携わる研究者や実務者によってさまざまな手法や計算方法(以下、強震動予測手法とする)が提案されている。強震動予測における代表的な手法は、理論的手法(波数積分法、離散化波数法、薄層法など)、統計的手法(統計的グリーン関数法)、数値解析手法(有限要素法、差分法など)がある。

本研究では、これらの手法を用いて関東平野の盆地構造を考慮したシミュレーションを行い、手法間や対象地震の実観測結果との比較を通して関東平野における各手法の適応範囲を検討する。なお、理論的手法(波数積分法)と数値解析手法(有限差分法)を用いて計算と比較を行い、その後実観測結果との比較を行うものとする。

#### 1.3 研究の流れ

- 1) 数値解析手法を用いて計算を行う。
- 2) 同一モデルを用いて理論的手法で計算された結果と1)で計算した結果を比較する。
- 3) 検討モデルでの用いられた対象地震の実観測波形と1)2)の結果を比較し、差異の原因や適応範囲を検討する。

### 2. 強震動予測手法について

#### 2.1 理論的手法

理論的手法とは断層モデルの理論に基づいて震源特性を求め、地震波の伝播特性と表層地盤の増員特性を弾性波動論により理論的に評価が行われ、計算には断層震源モデルと震源パラメータの設定が必要である。特徴として、対象地盤が平行成層地盤に限定されるものの、近距離から遠距離までの広帯域な強震動を高精度かつ簡易に計算できる利点がある。

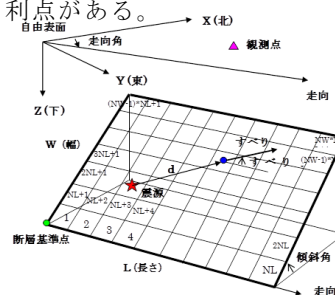


図1: 断層震源モデルと震源パラメータ

#### 2.2 数値解析手法

数値解析手法とは、複雑な地下構造を対象とした手法で地下構造を格子で分割しモデル化を行い、対象領域内に配置され離散化された節点(格子点)において、波動場を記述する波動方程式を差分近似することで格子点での値に関する連立一次方程式(差分方程式)を作成し、逐次解いていく方法である。沈み込むプレート構造や堆積盆地構造、丘地形などのモデル化によく用いられることが多いが、格子ごとにデータを与えるためにデータの量が膨大であり、適応する周波数帯にも範囲が限定され、数値誤差や領域の境界での反射波の影響など、留意点が多い手法である。

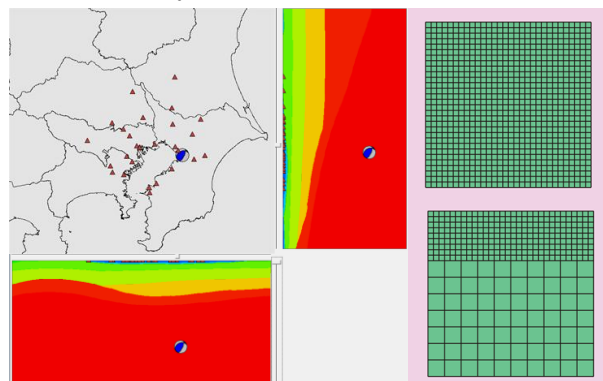


図2: 関東平野の3次元地盤モデル(左)と格子の概念図(右)(上:均質格子 下:不連続格子)<sup>3)</sup>

### 3. 検討モデル

対象地震は 2005 年千葉県北西部地震とするが、震源モデルを点震源とし、パラメーターを額縁・三宅モデル、震源時間関数を継続時間 1 秒の三角形関数とする。計算結果は比較の際の有効振動数を統一するためにフィルター処理を行う。(0~0.7Hz を対象とする)

表 1：検討モデル

対象地震	2005 年 千葉県北西部地震
震源 (文献)	点震源 (額縁・三宅、2005) 震源時間関数は継続時間 1 秒の三角形関数
減衰	あり
有効振動数	0~0.7Hz
地盤	関東平野の 3 次元深部地盤モデル <sup>10)</sup> (長周期地震動予測モデル 2009 年試作版)
出力点	26 点

表 2：震源パラメーター

北緯 (°)	35.582
東経 (°)	140.138
深さ (km)	70
Strike (°)	25.5
Dip (°)	63.1
Rake (°)	67.8
地震モーメント (Nm)	$5.8 \times 10^{17}$ ( $M_w$ 5.8)

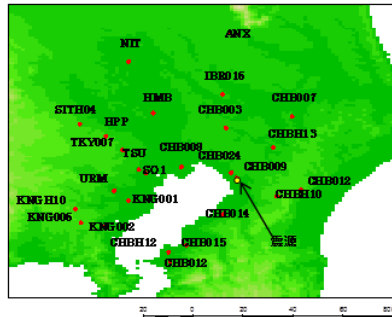


図 3：観測点・震源位置

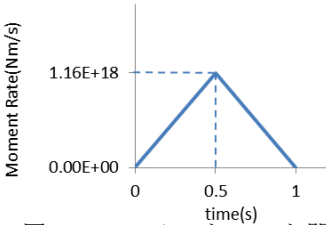


図 4：モーメントレート関数

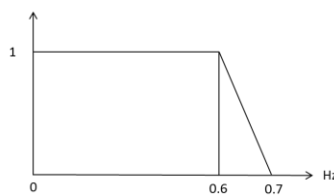


図 5：ローパスフィルター

表 3：推本地盤モデル (2009)

層番号	P 波速度 Vp(km/s)	S 波速度 Vs(km/s)	密度 (g/cm <sup>3</sup> )	Q 値	備考
1	1.7	0.35	1.80	70 f/f <sub>ref</sub>	
2	1.8	0.50	1.95	100 f/f <sub>ref</sub>	
3	2.0	0.60	2.00	120 f/f <sub>ref</sub>	
4	2.1	0.70	2.05	140 f/f <sub>ref</sub>	
5	2.2	0.80	2.07	160 f/f <sub>ref</sub>	
6	2.3	0.90	2.10	180 f/f <sub>ref</sub>	
7	2.4	1.00	2.15	200 f/f <sub>ref</sub>	付加体
8	2.7	1.30	2.20	260 f/f <sub>ref</sub>	
9	3.0	1.50	2.25	300 f/f <sub>ref</sub>	
10	3.2	1.70	2.30	340 f/f <sub>ref</sub>	
11	3.5	2.00	2.35	400 f/f <sub>ref</sub>	
12	4.2	2.40	2.45	400 f/f <sub>ref</sub>	
13	5.0	2.90	2.60	400 f/f <sub>ref</sub>	地震基盤 (近畿圏)
14	5.5	3.20	2.65	400 f/f <sub>ref</sub>	地震基盤 上部地殻
15	6.0	3.53	2.70	400 f/f <sub>ref</sub>	上部地殻
16	6.7	3.94	2.80	400 f/f <sub>ref</sub>	下部地殻
17	7.8	4.60	3.20	500 f/f <sub>ref</sub>	マントル
18	7.8	4.60	3.20	500 f/f <sub>ref</sub>	海洋性地殻第 2 層
19	7.8	4.60	3.20	500 f/f <sub>ref</sub>	海洋性地殻第 3 層
20	8.0	4.70	3.20	500 f/f <sub>ref</sub>	海洋性マントル

### 4. 比較観測点

比較対象とする観測点は CHB015 と KNG006 の 2 点とする。この 2 点は図 6 に示すように CHB015 は KNG006 に比べて地盤が軟らかく、特に表層に関しては顕著に表れている。

表 4：観測点(CHB015 と KNG006)の地盤データ

KNG006			CHB015		
上面深さ (m)	Vp(m/s)	Vs(m/s)	上面深さ (m)	Vp(m/s)	Vs(m/s)
0	460	195	0	1055	120
3	1200	155	6	1055	95
7	1600	355	13	1055	160
9	1600	480	16	1115	465
13	2010	650	20	1800	500
346	2300	900	316	2300	900
1485	3000	1500	1470	3000	1500
3416	5500	3200	3433	5500	3200
6148	6000	3530	6681	6000	3530
6148	6700	3940	16703	6700	3940
6148	7800	4600	16703	7800	4600
18583	6800	4000	23706	6800	4000
26624	8000	4700	29255	8000	4700
100000	8000	4700	100000	8000	4700

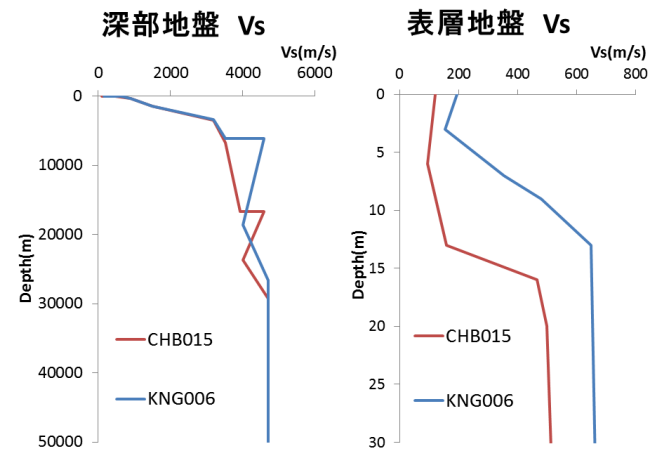


図 6：柱状図比較(CHB015、KNG006)

(左：深部地盤 右：表層地盤)

### 5. 計算結果比較

私が計算した数値解析手法と理論的手法、対象地震の実観測記録との比較を行った。有効振動数は 0~0.7Hz とした。比較波形は解放工学的基盤までの計算結果を表層地盤のデータを用いて増幅させた結果とする。速度波形の比較を図 7,8,10,11 に、速度応答スペクトルを図 9,12 示す

#### 5.1 理論的手法と数値解析手法の比較

理論的手法は断層運動や地震波が伝播する地下構造に関する物理モデルを作成し、地震波発生および伝播の理論に基づいて、決定論的に地震動の時刻層波形を計算し、振幅は時間の経過とともに収束するため、後続の波形は表現されない。数値解析手法は 3 次元で盆地構造をモデルとして計算しているため、後続の位相・振幅がみられる手法である。

CHB015、KNG006 のどちらも到達時間にわずかに

差異があるが、初動の最大振幅の位相振幅とも一致している。後続の 40 秒前後からそれ以降の差異については先ほどの手法の比較に示したように、理論的手法の後続波の収束による差異である。到達時間の差異は地盤のモデル化の違いによるものと考えられる。

## 5.2 実観測波形と数値解析手法の比較

実観測波形の対象地震は 2005 年千葉北西部地震とし、その際に観測された記録との比較を行う。計算結果と同様に振動数領域を統一するために、実観測記録に関しても 0~0.7Hz のフィルター処理を行う。

KNG006 の比較結果は位相振幅とも近い結果となった。後続波形についても振幅の大小の差はあるが、大幅に増幅や減少しているところはなかった。

CHB015 の比較結果では到達時間は概ね一致したが、位相振幅は大きく異なる結果となった。EW 方向については最大振幅の位相は近いものとなったが、NS 方向と同様に振幅は異なる結果となった。

全体的に数値解析手法の結果は振幅が小さく到達時間も早い結果となった。立ち上がりの位相は再現できているが全体と同様に振幅が出ない傾向となった。今回の震源モデルは瀧瀬・三宅(2005年)のオリジナルモデル(継続時間 2.2 秒のベル型関数)ではなく継続時間 1 秒の三角形関数の点震源を用いているため、面震源や他のモデルを用いるなど震源モデルの検討の必要があると考える。また、今回の三角形関数は短周期成分の生成を目的としているが、比較波形の有効振動数は 0~0.7Hz としているため再現できていないことも考えられる。

観測点ごとの結果を見ると、表層地盤が硬い地点は観測結果に近い結果となり、軟弱な地点の結果は実観測波形をあまり再現できていないように思える。また、工学的基盤から表層地盤へ増幅する際に、表層地盤のデータや表層地盤と工学的基盤の接続条件次第で結果が異なることが考えられるため、今後の検討すべき点であると考えられる。

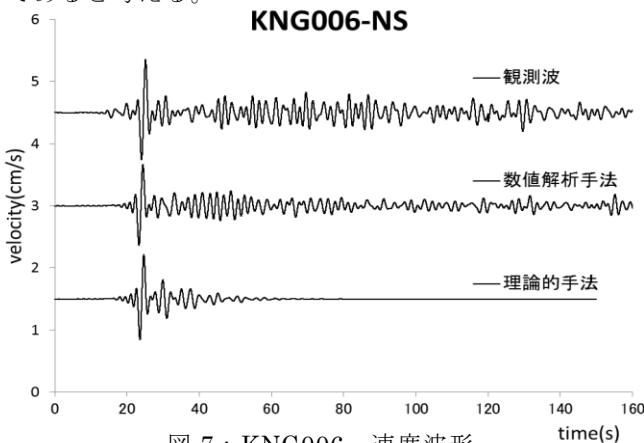


図 7 : KNG006 速度波形  
(観測波、理論的手法、数値解析手法)

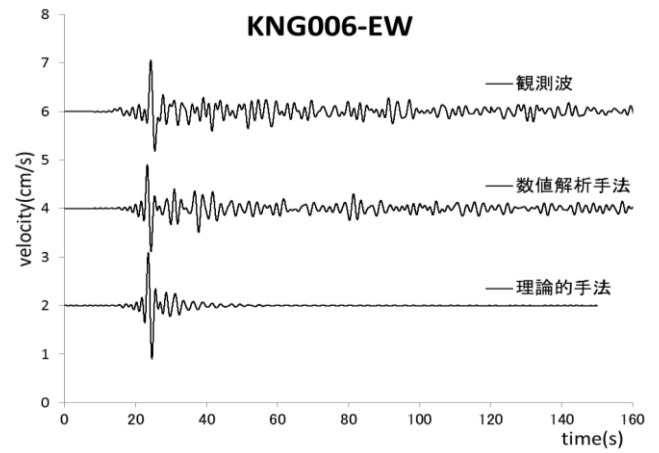


図 8 : KNG006 速度波形  
(観測波、理論的手法、数値解析手法)

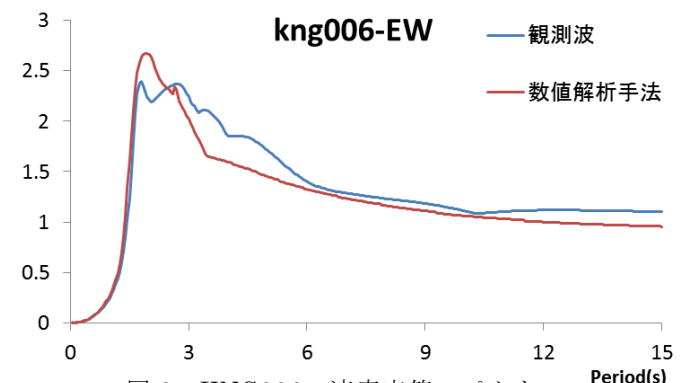
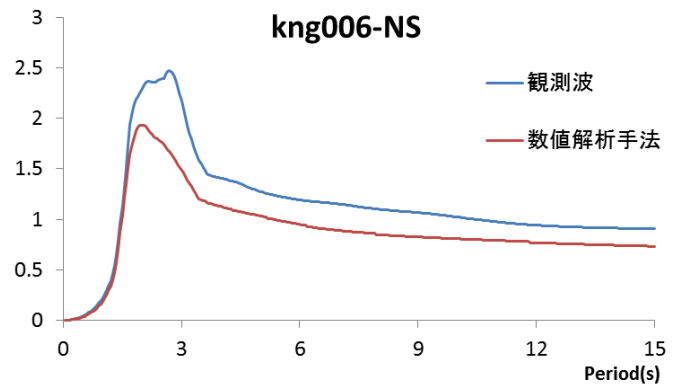


図 9 : KNG006 速度応答スペクトル  
(観測波、数値解析手法)

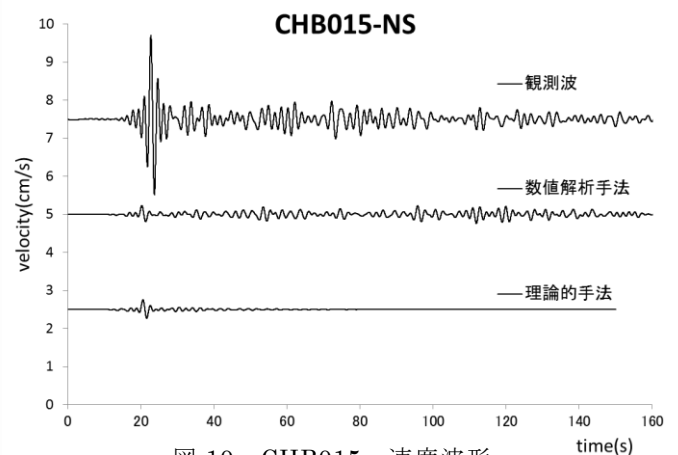


図 10 : CHB015 速度波形  
(観測波、理論的手法、数値解析手法)

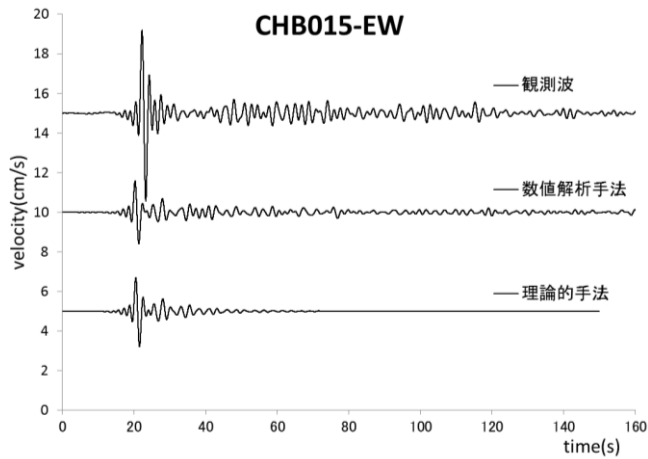


図 11 : CHB015 速度波形  
(観測波、理論的手法、数値解析手法)

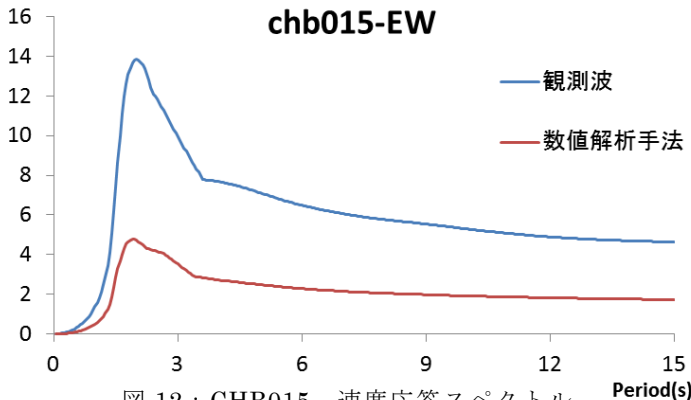
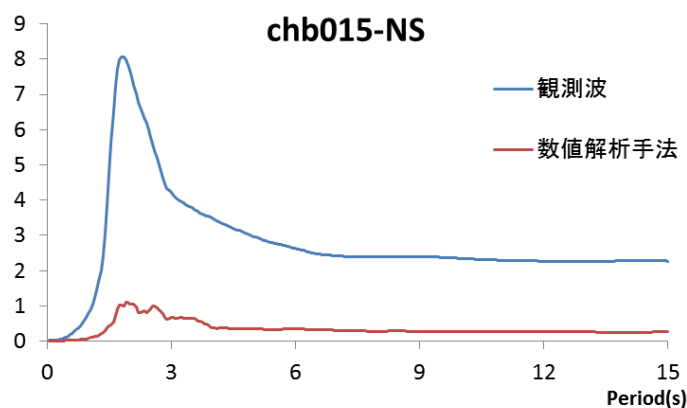


図 12 : CHB015 速度応答スペクトル  
(観測波、数値解析手法)

## 6. まとめ

関東平野を対象として 2005 年千葉県北西部地震を異なる手法、条件を用いて計算し、比較を行った。そして実観測波形とも比較を行った。手法ごとの特徴や差異の原因と推測される事項についても数点ではあるが確認できた。

初動部分に関しては数値解析手法、理論的手法どちらを用いても同精度で計算でき、震源から離れた地点でも大きな差異なく計算できることが確認できた。しかし、後続波に関しては評価ができなため、関東平野の堆積層を評価するには後続波を表現できる数値解析手法の 3

次元モデルを用いることが適していると考え。理論的手法は初動のみの計算であれば評価ができるため、観測地点の地盤や震源モデルなどの様々な条件を考慮すれば関東平野への適応は可能と考える。しかし、正確な適応範囲については引き続き様々なモデルや観測点を用いたうえで検討や考察を行う必要があると考える。

実観測波形と数値解析手法の差異からモデルの改善が必要であると考え。特に震源モデルの改善による初動部分の改善、地盤モデルの改善による後続波の増幅や位相ずれの改善などが今後の検討事項としてあげられる。また、シミュレーションの際に短周期成分を考慮した計算を行うために計算領域や表層分割の深さ方向の検討なども行う必要があると考える。

## 7. 参考文献

- 1) 防災科学技術研究所 強震観測網 (K-NET, KiK-net)  
<http://www.kyoshin.bosai.go.jp/kyoshin/>
- 2) 強震動予測手法に関するベンチマークテスト  
<http://kouzou.cc.kogakuin.ac.jp/>
- 3) GMS : 3次元差分法による簡単に使える地震動計算ツール <http://www.gms.bosai.go.jp/GMS/>
- 4) Aoi, S. and H. Fujiwara (1999). 3-D finite difference method using discontinuous grids, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol.89, pp. 918-930.
- 5) 青井真・藤原広行 (1998). 不連続格子を用いた 4 次精度差分法による波形合成, 第 10 回日本地震工学シンポジウム論文集, Vol. 1, pp. 879-884.
- 6) 青井真・早川俊彦・藤原広行 (2004). 地震動シミュレータ : GMS, *物理探査*, Vol. 57, pp. 651-666.
- 7) 久田嘉章 *建築の震動 応用編 第 6 章* 朝倉書店
- 8) 山中浩明 他, 『地震の揺れを科学する みえてきた強震動の姿』, 東京大学出版会, 2006
- 9) 日本建築学会, 『最新の地盤震動研究を活かした強震波形の作成法』, 2009 年 3 月
- 10) 地震調査研究推進本部 長周期地震動予測地図  
[http://www.jishin.go.jp/main/chousa/09\\_choshuki/index.htm](http://www.jishin.go.jp/main/chousa/09_choshuki/index.htm)