

## 濃尾平野における地震動特性に関する研究

### Study on Seismic Motions in the Nobi Plain

山崎 光俊<sup>†</sup>, 正木 和明<sup>††</sup>

Mitsutoshi Yamazaki and Kazuaki Masaki

**ABSTRACT:** Since 1997 strong motion seismometers have been installed at the eight sites in the Nobi Plain for observing strong motions of soil surface during earthquakes. By using this network time history of surface motions at six sites including the rock-site (AIT) during the earthquake occurred October 31 of 2001 at the southern area of Mie prefecture of magnitude M5.7 were observed. The observed records at the five sites were compared with the motions simulated by using two-dimensional FEM analysis. The record observed at the AIT site was used as the incident motions from rock base to sediment. Close agreement of time history and Fourier spectrum between observed and simulated motions was obtained in the frequency range from 0.1 to 1 Hz. This means that soil model used in this study is correct and the records obtained at AIT site can be used as incident motions on rock-base.

#### 1. はじめに

##### 1.1 研究の背景

日本有数の大規模な堆積平野である濃尾平野において、堆積層や基盤の地下構造とそれらの地震波速度を把握し、想定地震に対する強震動をあらかじめ精度良く予測しておくことは地震防災上極めて有益である。愛知県は、平成 11 年度より、反射法地震探査、屈折法地震探査、微動アレイ探査などを組み合わせた総合的な地下構造調査をおこなっており、部分的ではあるが濃尾平野における三次元速度構造の推定がすすめられている。(愛知県、2000; 愛知県、2001)

このような背景のもと、推定された地下構造が地震動計算モデルとして有効であり、計算結果と観測された地震記録をうまく説明できるかどうか重要な課題になっている。

##### 1.2 研究目的

濃尾平野の地盤構造が明らかになりつつあるものの、実際に観測された地震波形による地盤構造の検証は、まだ

十分にはなされてはいない。このような観点から、濃尾平野において強震記録を得ることを目的とし、1997 年より強震計の設置を進めてきた。本研究の目的は、これまでに得られた強震記録を、現在推定している濃尾平野の地下構造を用いた地震動シミュレーションによって、再現できるか否かを検討することである。このような研究は、今後の濃尾平野における強震動の予測に役立つであろう。

#### 2. 濃尾平野の地下構造の概略

愛知県<sup>1) 2)</sup> は 2000, 2001 年に濃尾平野において東西 2 測線、南北 1 測線において反射法および屈折法探査を実施し、地表から岩盤に至る地下構造を求めた。図 1 に示すように、濃尾平野を構成する岩盤の深さは東で浅いが、西では 2200m にも達している。このような地盤の大規模な傾斜構造は地震動特性に大きな影響を与えられらる。

一方、微動アレイ観測による地下構造探査も愛知県<sup>1) 2)</sup> (2000, 2001)、馮ほか<sup>4)</sup> (2001)、佐口<sup>5)</sup> (1998)、三浦<sup>7)</sup> (2001) によって実施され、地震動シミュレーションに不可欠な地下各層の地震波速度が明らかになりつつある。図 2 にアレイ観測によって推定された S 波速度構造

<sup>†</sup> 愛知工業大学大学院建設システム工学専攻

<sup>††</sup> 愛知工業大学工学部土木工学科 (豊田市)

例を示す。堆積層と岩盤との S 波速度の差が大きく地震動特性に与える影響が大きいと考えられる。

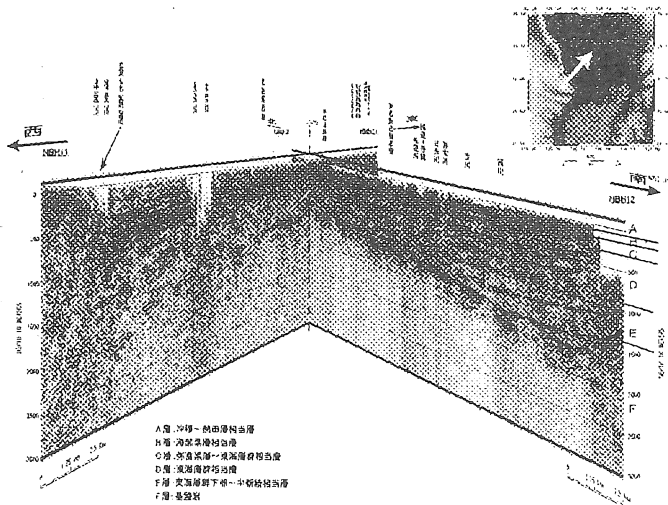


図 1 濃尾平野地下構造 (愛知県 2000, 2001)

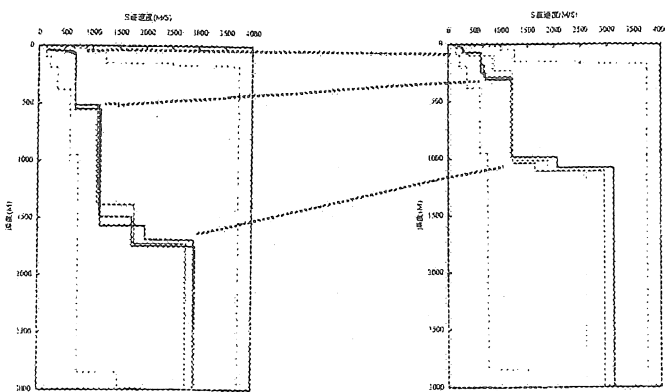


図 2 アレイ観測によって推定された S 波構造 (愛知県 2000, 2001)

### 3. 観測方法

#### 3.1 地震計設置点

図 3 に強震計設置点、平成 11、13 年度愛知県反射法・屈折法探査測線を示す。平成 11 年度調査測線上の、濃尾平野を東端の愛工大から西端の三重県藤原町に至る東西測線上に愛工大、日下部、千代田、平田、藤原の 5 地点、平成 13 年度測線上に日進、中川、蟹江の 3 地点、合計 8 地点に計 12 個の地震計が設置されている。このうち、愛工大はほぼ岩盤上に、日進、藤原は第三紀層上に地震計が設置されている。残りの地点はいずれも沖積層上に設置されている。このように異なる地盤上の記録を収集することで、地盤構造が地震動に与える影響を明らかにすることができる。

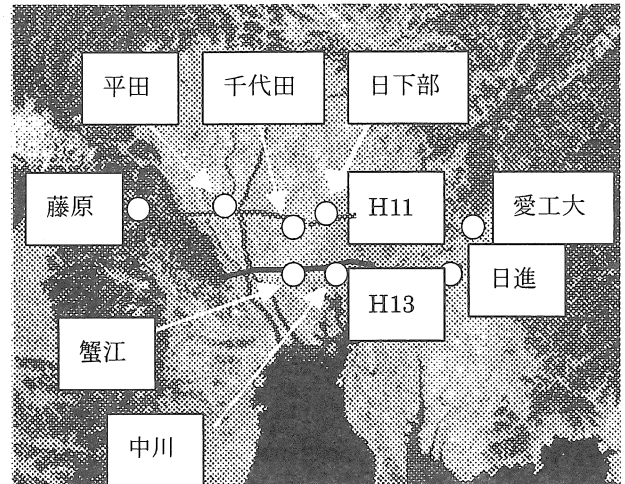


図 3 強震計設置点および愛知県平成 11.13 年度反射法・屈折法探査測線

#### 3.2 用いた地震計

地震計はアルタス社製の K 2 およびエトナである。図 4 に示す。センサー内蔵型であり、19 ビット AD 変換による記録はフラッシュメモリーに内蔵された後、

ノートパソコンによってダウンロードされる。GPS を用いて時刻を決定できる。地震計は地盤上にある打設されたコンクリート床盤上にボルトで固定され、風雨よけのカバーによって被われている。

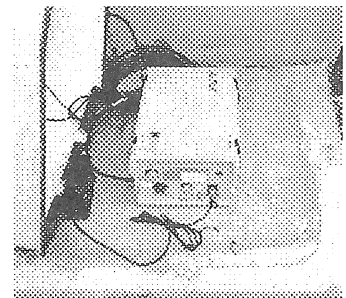


図 4 ALTUS K2 地震計設置状況

100V AC 電源により常時作動しているが、地震計内部はバッテリーが内蔵されており、短時間の停電には耐えられる構造となっている。

### 4. 解析方法

#### 4.1 解析に用いる地盤モデル

愛知県 (2000, 2001) による、地下構造調査結果では濃尾平野を 6 層構造で考えている。各層の地層は

- 1 層：沖積層～熱田層相当層
- 2 層：海部累層相当層
- 3 層：弥富累層～東海層群相当層
- 4 層：東海層群相当層
- 5 層：東海層群下部～中新統相当層

6層：基盤岩

に対応すると考えられている。各層のP波速度は屈折法によって求められた。S波速度は  $V_p \sim V_s$  関係を用いてP波速度よりS波速度が推定された。また密度は地層種別から推定された。

地震動シミュレーションを実行する場合にはP波、S波速度、密度の他に地震波の減衰定数が必要である。本計算では地震学の分野でよく用いられるQ値を採用する。Q値に関しては愛知県の調査でも得られていないので、従来よく用いられている推定式  $Q = V_s / 20$  を用いて求めた。

本研究ではH11 測線における2層と5層の2つの地盤モデルを作成し、層数の違いによるシミュレーション波形の相異を検討した。表1、表2に各地盤の定数を示す。

一方、愛知県の調査では濃尾平野西端の養老山脈付近から清洲町までの平野の西半分のみしか得られていない。そこで本研究では、清洲町から豊田市八草町（愛知工業大学付近）に至る東半分については、八草町で岩盤が地表に現れると仮定して、モデルを作成した。図5、図6に5層モデルの例を示す。

表1 H11 測線各層のP波S波速度、密度、Q値

モデル	層数	密度 t/m <sup>3</sup>	P波速度 km/s	S波速度 km/s	Q値
2層 モデル	1	2.03	2.29	0.81	40
	2	2.60	5.50	3.20	160
5層 モデル	1	1.75	1.70	0.43	21
	2	2.10	2.35	0.85	42
	3	2.20	2.60	1.10	55
	4	2.35	3.40	1.70	85
	5	2.60	5.50	3.20	160

表2 H13 測線各層のP波S波速度、密度、Q値

モデル	層数	密度 t/m <sup>3</sup>	P波速度 km/s	S波速度 km/s	Q値
5層 モデル	1	1.75	1.80	0.47	23
	2	2.10	2.24	0.79	39
	3	2.20	2.35	0.87	44
	4	2.35	3.26	1.55	78
	5	2.60	5.50	3.20	160

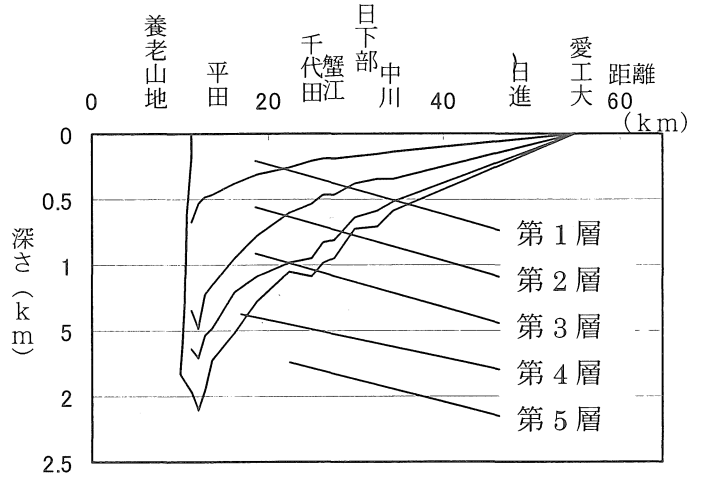


図5 H11 測線における濃尾平野5層構造モデル

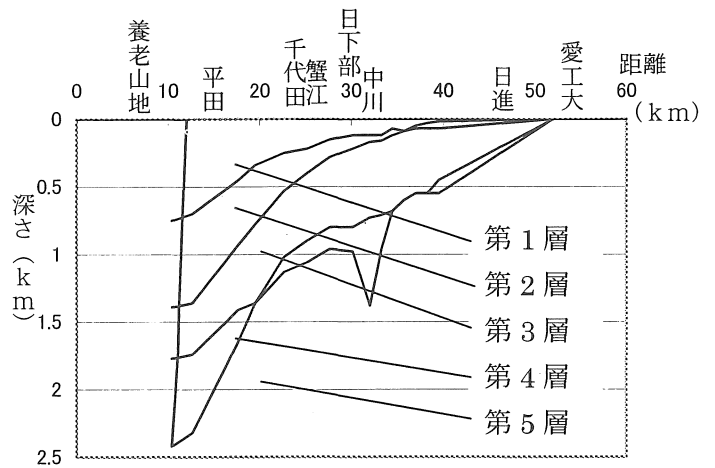


図6 H13 測線における濃尾平野5層構造モデル

4.2 解析

対象地盤の範囲は水平方向に 65km、深さ方向に 6km とし、グリット幅は 40m とした。対象とする振動数は S 波速度に依存するが、おおよそ 1Hz 以下の長周期成分が解析可能である。入力波は任意の位置・深さに点震源で与えることも、任意の深さからの平面波として与えることも可能である。

5. 地震動シミュレーション

5.1 層数の違いによる波形の比較

本研究では 2 次元でシミュレーションをおこなっている。ここで言う 2 次元とは、地下構造が測線直交方向（紙面に対して直交方向）に対して不変であることを意味する。実際の地震記録を入れる前に作成したモデルの層数による波形の違いを見るため、入力波として 1 秒のリッカー波

を与える。

図 7 は、2 層モデルについて地下無限の深さに震源を仮定した場合であり、平野下部から平面波として入力した場合のシミュレーション波形を示している。堆積層の厚さの違いによる初動到着時間の遅れが見てとれる。さらに地表面で反射した波が基盤層で再度反射して地表に到る波も明確に見てとれる。これらの反射波間の時間遅れは堆積層の厚さの違いによって異なる。即ち、堆積層の厚い西部地域では反射波間の時間的ずれが大きい。図の左上より右下方向に進行する波が見られる。これは養老山脈から濃尾平野に向って表面波が伝播していく様子を示している。図の右上から左下に進行する波は、愛工大付近の岩盤から濃尾平野西部へと伝播していく表面波の様子である。

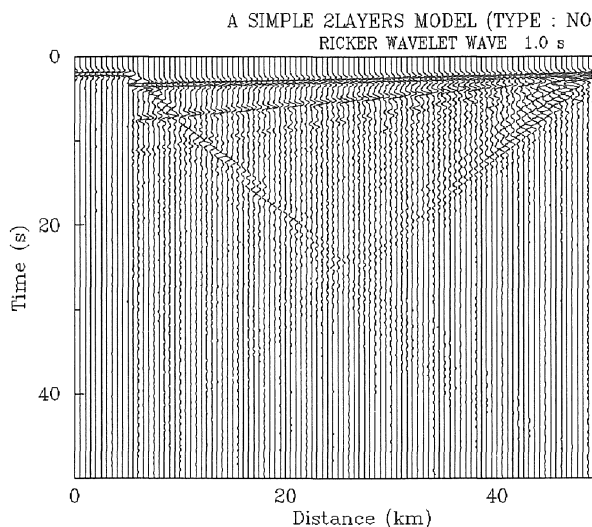


図 7 2 層モデルにおけるリッカー波伝播 シミュレーション結果 (H11 測線、平面入力)

図 8 に 5 層モデルの場合のシミュレーション結果を示す。平野西端付近では地震波到達後の数波の波の振幅が大きく、これに続く後続部分の振幅も 2 層モデルに比べて大きい。これは多層地盤構造に原因する地震波の増幅が行われた事を示している。2 層モデルで見られた明瞭なスパイク状の反射波は見られない。図の右上から左下に進行する数本の波が見られるが、これは表面波である。いくつかの表面波が伝播していく様子が見られる。左上から右下に進行する表面波も見られるがあまり明瞭ではなく、伝播速度も遅い。5 層モデルは 2 層モデルに比べ全体として、地震動波形に近い形が得られることがわかったので、以後 5 層モデルを用いてシミュレーションを実行した。

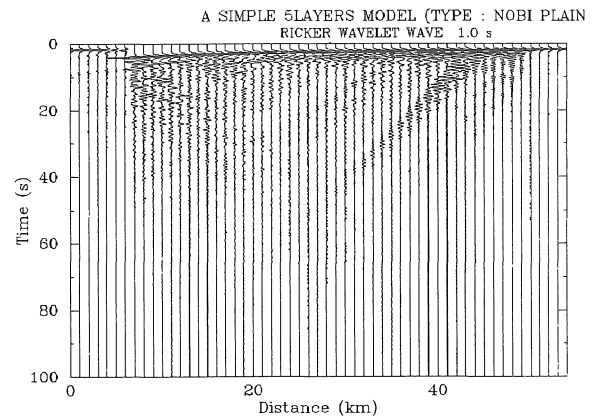


図 8 5 層モデルにおけるリッカー波伝播 シミュレーション結果 (H11 測線、平面入力)

## 5.2 点震源入力と平面波入力の違い

図 9 に 5 層モデルを用い、点震源を仮定した場合のシミュレーション結果を示す。点震源は西端から 30km の濃尾平野中央部、深さ 3.5km に与えている。この場合には入力として平面波を与えた場合に比べ、平野西部 (図の左半分) における波形の継続時間が異常に長いことが注目される。震源を浅く仮定したために、基盤が西方へ傾いた構造の影響が出ていると考えられる。

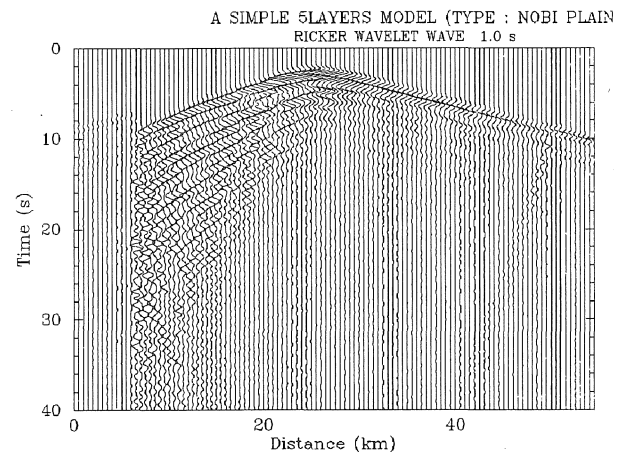


図 9 H11 測線 5 層モデルにおけるリッカー波伝播シミュレーション結果 (距離 30 km 深さ 3.5 km に震源仮定)

## 6. 観測地震動との比較検討

### 6.1 入力波の選定

入力波として扱う地震は地下深部の岩盤内でとれた記録が理想的であるが、現在の強震ネットは地表のみに展開されているので、地表記録を用いるしか方法はない。そこで堆積層の影響をできるだけ受けていない波形、つまり岩盤上で観測された波形を用いる。愛工大はほぼ岩盤上の地点であるので、この地点で観測された波形を入力波として

使用する。ただし、その他の地点で同じ地震による記録が無くてはならない。表3にこれらの条件を満たした地震と観測地点を示す。

表3 観測された地震と観測地点

年月日 時分秒	M	震央 地名	観測地
2000/7/20 6:56:16	4.3	愛知県 中部	日下部、蟹江、中川 経営、寮、耐震
2000/10/6 13:30:00	7.1	鳥取県 西部	日下部、千代田、蟹江、中川 経営、寮、耐震
2000/10/31 23:57:12	5.7	三重県 南部	日下部、平田、蟹江、中川 千代田、日進、耐震、寮、経営
2001/2/23 7:23:33	4.9	静岡県 浜名湖	平田、日下部、千代田、耐震 経営、寮、銅像、土木棟
2001/4/3 23:57:12	5.4	静岡県 中部	平田、蟹江、中川、耐震 寮、経営、銅像
2001/6/21 8:34:06	4.0	伊勢湾	平田、蟹江、千代田、中川 経営、寮、土木棟
2001/11/17 5:34:15	4.2	三河湾	蟹江、中川、日下部、中里ダム

表3から今回はマグニチュードが大きく、震源距離が長く、多くの地点で記録のとれた2000/10/31 三重県南部を震央とした地震の愛工大経営棟で得られた記録を入力波と選定した。図12(1)に入力波の波形を示す。

## 6.2 観測波形との比較

計算領域は、長さ65km、深さ6kmのモデルを想定し、地震波を下方より平面入力した。これは地震が遠く震源も深いので、地表面に鉛直に下方から入射する平面波と仮定できると考えたからである。シミュレーション結果を図10、図11に示す。この中から平田、千代田、蟹江、中川地点の記録を抜き出し、実際の観測波形と比較した結果を図12(2)~(5)に示す。点線がシミュレーションによって計算された波形、黒線は実際に観測された記録である。

平田地点における結果を見ると、P波部分においては振幅の大きな差が見られるが、S波部分において振幅はほぼ一致している。初動継続時間も一致している。後続波部分の一致

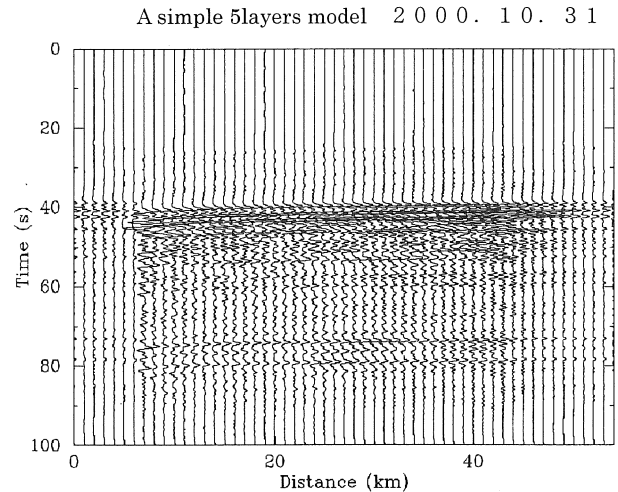


図10 H11 測線5層モデル地震波(平面入力)

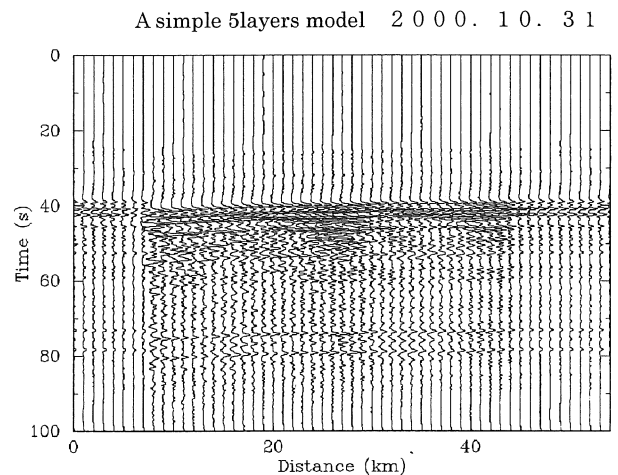


図11 H13 測線5層モデル地震波(平面入力)

もよく、全体としてほぼ同じ波形が得られたと言える。

千代田地点における結果を見ると、P波部分、S波部分の振幅はよく一致している。また初期微動継続時間もよく一致している。70秒以降については振幅に大きな違いが見られ、また位相も逆転し、波形の一致はよくない。

蟹江地点における結果を見ると、初期微動継続時間も、またS波部分の振幅もよく一致している。

中川地点における結果を見ると、初期微動部分の振幅はほぼ一致している。また、S波到達時間も一致している。ところで、中川地点の観測波形を見ると、他の地点に比較して、S波以降の継続時間が長い傾向が見られる。この傾向は図11に示すシミュレーション結果にも現れている。図6に示す地下構造モデルを見ると、中川地点直下には、基盤が大きく凹んだ部分が見られる。この基盤の特異な構造が地震動へ影響している可能性が強い。

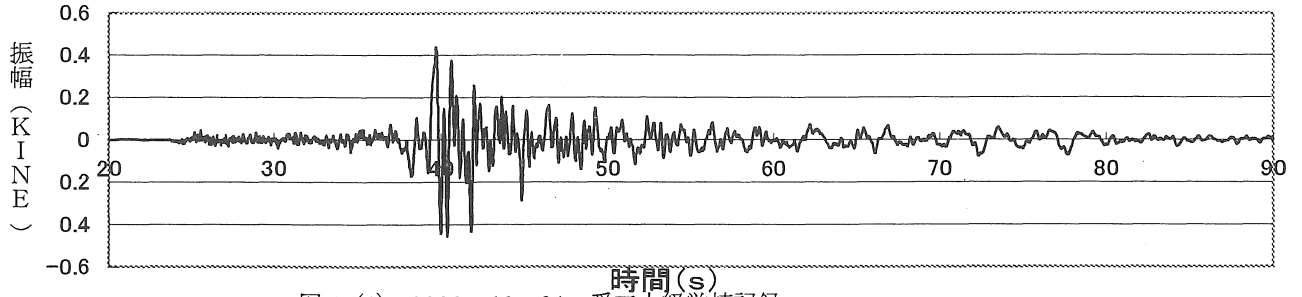


図 12(1) 2000. 10. 31 愛工大経営棟記録

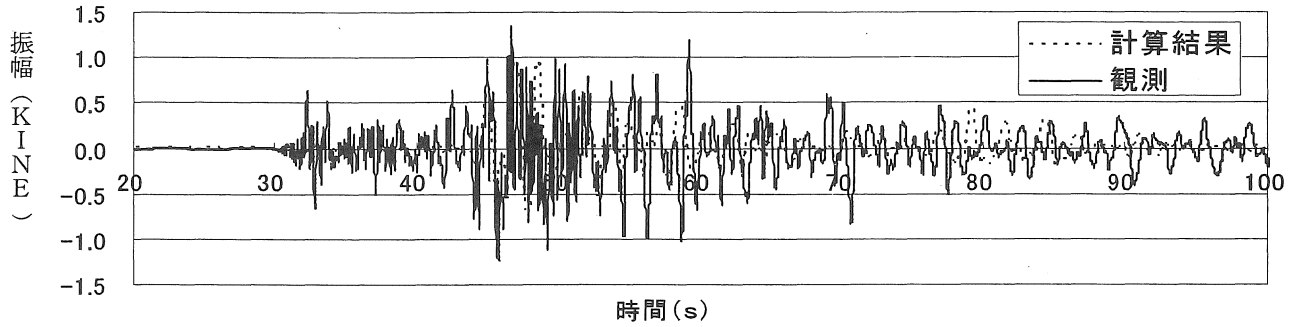


図 12(2) 平田地点での観測波形と計算波形の比較

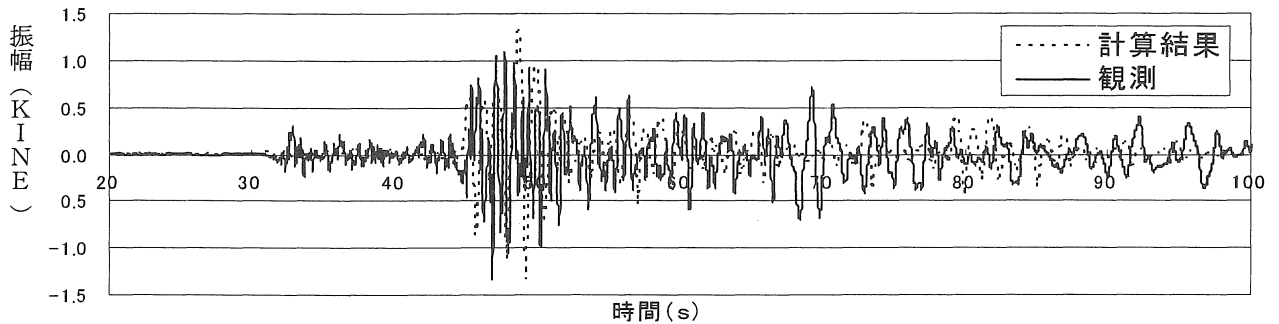


図 12(3) 千代田地点での観測波形と計算波形の比較

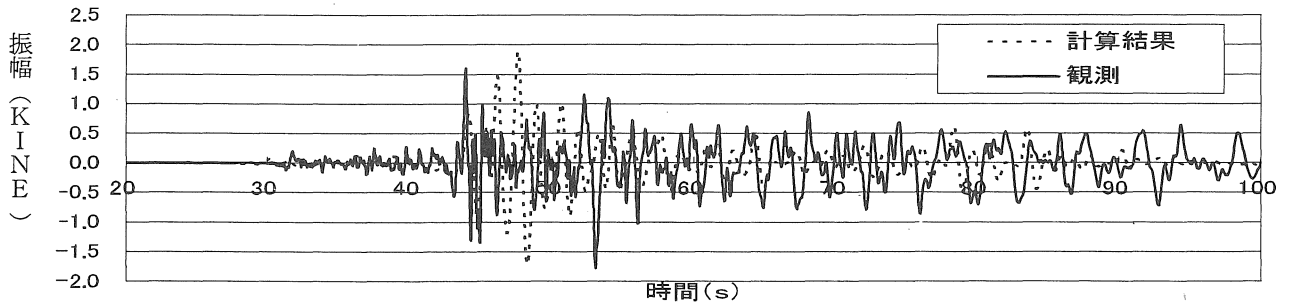


図 12(4) 蟹江地点での観測波形と計算波形の比較

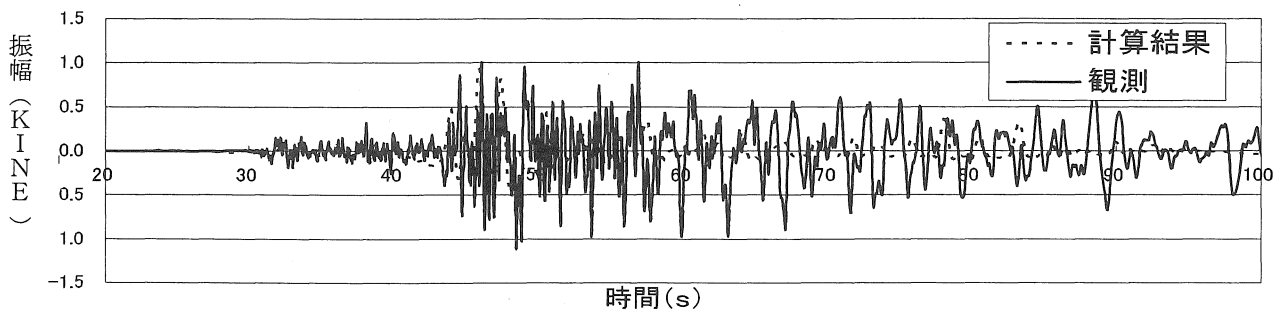


図 12(5) 中川地点での観測波形と計算波形の比較

6.3 スペクトルの比較

各地点における観測波とシミュレーション波とのフーリエスペクトルの比較を図13(1)～(4)に示す。フーリエスペクトル解析部分はS波部分に限定した。スペクトルを比較すると0.1～1Hz部分においておおむね一致している。2Hz以上については、シミュレーション波部分の振幅が著しく低下している。これはFEMのグリッド幅が40mとしたため、高振動数部分が計算されていない為である。

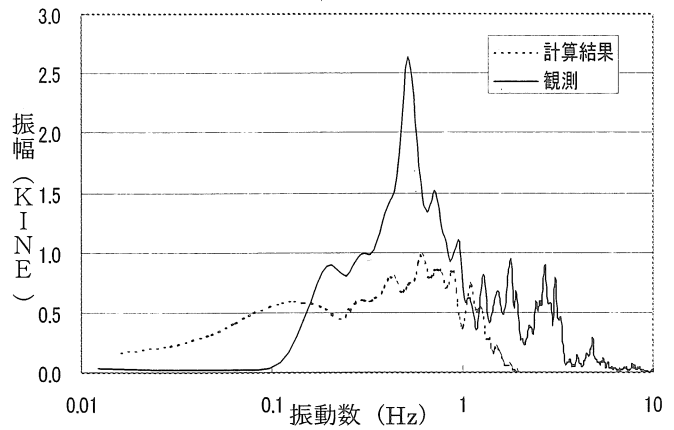


図13(4) 中川地点でのフーリエスペクトル比較

6.4 最大振幅、卓越周期の比較

表4に観測波形、シミュレーション波形の最大振幅と卓越周期の比較を示す。最大振幅を比較すると(シミュレーション値) / (観測値)は0.7～1.1である。また卓越周期を比較すると1.0～1.3である。

本研究では岩盤サイトで採れた波形を地下岩盤上面における入力波をして、地表面における地震波をシミュレーションした。対象地点は距離で20～40km離れており、また堆積層厚は0.7～1.7kmと厚い。このような厳しい条件にもかかわらず、シミュレーション波形は観測波とかなり一致したと評価できる。

表4 最大振幅、卓越周期の比較

		平田	千代田	蟹江	中川
最大 振幅 (kine)	観測(A)	13.5	13.5	18.0	1.1
	シミュレーション(B)	10.0	13.5	19.0	0.9
	B/A	0.7	1.0	1.1	0.8
卓越 周期 (Hz)	観測(C)	0.6	0.6	0.7	0.5
	シミュレーション(D)	0.6	0.8	0.7	0.6
	D/C	1.1	1.3	1.0	1.2

7. 結論

愛知県による地下構造探査結果を基に地盤モデルを作成し、2次元地震動シミュレーションを実行し、計算波形と観測波形との比較をした結果を総括すると、以下のように結論される。

- 1) 4地点におけるシミュレーション波形は観測波形とおおむね一致した。観測波形に対するシミュレーション

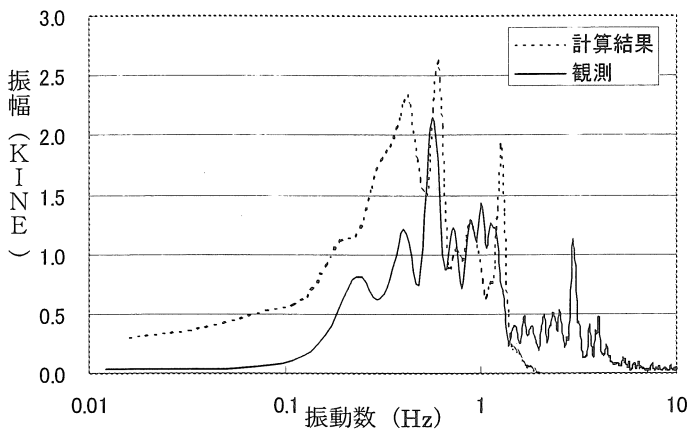


図13(1) 平田地点でのフーリエスペクトル比較

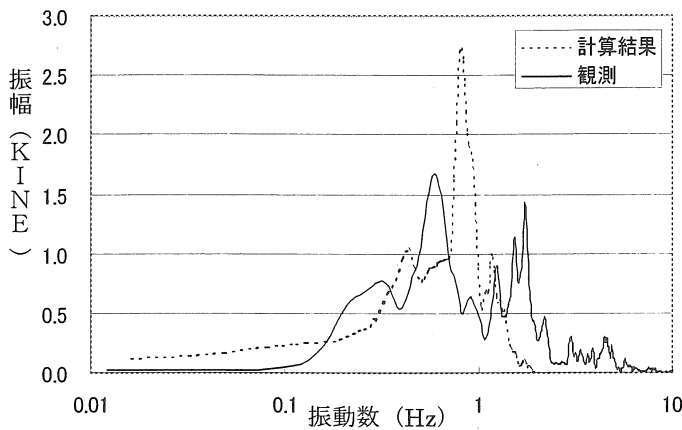


図13(2) 千代田地点でのフーリエスペクトル比較

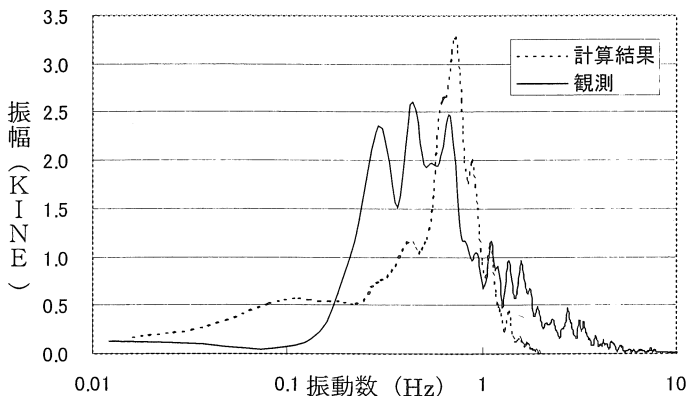


図13(3) 蟹江地点でのフーリエスペクトル比較

ン波形の比で比較すると、最大振幅では 0.7~1.1、卓越周期では 1.0~1.3 であった。

- 2) 位相については、あまり良い一致は見られなかった。これは入力波として用いた波形が岩盤上とは言え地表面での記録であり、既にサイト効果を持っていること、各地点の地盤構造モデルがまだ正確でなく位相特性まで再現できないことが挙げられる。
- 3) 一方で、中川地点直下の岩盤のへコミが与える影響は、観測波形、シミュレーション波形にも現れており、地下構造の違いが地震動特性に大きな影響を与えることが明らかとなった。
- 4) 本研究は、岩盤地表面上での記録を距離が 20~40km 離れた濃尾平野西部における地点の地下岩盤上面における入力波と設定してシミュレーションしたものである。入力波の設定にやや無理があるが、シミュレーション結果は、地震動を予測する上では十分有用な精度を持っていると言えよう。

以上より、本研究で用いた地盤モデルおよび計算手法は強震動を予測するために有用であることがわかった。位相の不一致等、改善すべき点が多いが、地下構造がまだ十分には明らかでない現状においては、やむを得ないと言える。

#### 参考文献

- 1) 愛知県:濃尾平野地下地盤調査, pp.1-9(2000)
- 2) 愛知県:濃尾平野地下地盤調査, pp.1-9(2001)
- 3) 澤田義博ほか:名古屋市山王付近の基盤の傾斜構造と地震応答シミュレーション,物理探査学会第 104 学術講演会論文集, pp.48-51(2001)
- 4) 馮少孔ほか:名古屋市山王における温泉ボーリングを利用した地震観測,物理探査学会第 101 学術講演会論文集, pp.235-239(1999)
- 5) 佐口浩一郎:濃尾平野に地盤構造と強震動特性に関する研究,愛知工業大学修士論文(1998)
- 6) 愛知県:養老地震の地震動シミュレーション-2次元SH波のケース,平成12年度濃尾平野地下構造調査参考資料, pp.3-7(2001)
- 7) 三浦雅俊:微動アレイ観測による濃尾平野地盤構造探査,愛知工業大学修士論文(2001)
- 8) 谷直彦:濃尾平野の地盤構造と地震応答特性,名古屋大学大学院工学研究科土木工学専攻修士論文,(2001)
- 9) 杉山ほか:微動アレイ探査による名古屋市深部地下構造の推定,愛知工業大学卒業論文(2001)
- 10) 福和伸夫ほか:名古屋圏にみる強震観測状況の実態と記録の活用の試み,名古屋大学, pp.1-318(1999)

(受理 平成15年3月19日)