

緊急地震速報による震度予測の精度に関する研究

A study on precision of seismic intensity predicted by Real-time Earthquake Information

村瀬浩也[†] 正木和明^{††}

Hiroya MURASE and Kazuaki MASAKI

Abstract: The Japanese Meteorological Agency(JMA) started delivering Real-time Earthquake Information System since February, 2005. The Disaster Prevention Research Center(DPREC), Aichi Institute of Technology, began serving these informations in about 30 companies in Mikawa area. Seismic intensity and arriving time of shear wave can be predicted by source information (Magnitude, hypocenter and time) of the earthquake occurred near the Mikawa area. The companies can start action for preventing earthquake disaster 5-20 seconds before arriving strong motions. The problems in this system will be the precision of seismic intensity predicted. The method for predicting seismic intensity by using Real-time Earthquake Information by JMA was discussed. The seismic intensities in 30 sites in Mikawa area were predicted and compared with those calculated by strong motion data observed by seismometer net-work installed by DPREC. The new method for predicting seismic intensity and arriving time precisely was suggested in this paper.

1. 序論

1-1 研究の背景

今年には阪神大震災が発生してから 11 年目となる。徐々に神戸の街は復旧されつつあるが、被災者や遺族の方々の震災当時の恐怖はまだまだ拭い去られていない。この阪神大震災の時は、漏電やガス漏れにより命を落とした人が多かったといわれている。もし巨大な揺れが発生する前に、それを察知しガスコンロや電気製品のスイッチを制御することができたら、これらの被害は大きく軽減することが可能であったはずである。また、大きな揺れが来ることを事前に知っていれば、最悪の結果は免れることができた人も多かったと考えられる。

気象庁は平成 16 年 2 月 25 日から関係機関と協力し「緊急地震速報」という情報の配信を開始した。緊急地震速報

とは、震源に近い観測点で得られた P 波を用いて、震源の位置と地震の規模を決定し、主要動が各地に到達する前に到達時刻や震度を知らせる、というシステムで、これにより地震災害の軽減を図るものである。また、気象庁は次の 3 つの観点から活用方策の検証を行っている。

- (1) 自動制御系における活用方策：列車やエレベータの制御など
- (2) 住民等の危険回避行動への活用方策：建物内にいる人々への周知や地方自治体への伝達
- (3) 情報伝達システムの実用化の検証：携帯電話や衛星通信を使った伝達の実験

情報が発表されてから主要動が到達するまでの時間が、長いところでも十数秒から数十秒程度と短く、防災対応に有効に活用するためには具体的な活用方策の検討や情報提供手段の検討等、様々な課題があるが、実用化されれば、

[†] 愛知工業大学大学院建設システム工学専攻

^{††} 愛知工業大学工学部 都市環境学科 (豊田市)

被害の程度は一新されるといっても過言ではない。

また、2005 年 4 月、本大学で地震防災コンソシアムが発足し、三河平野の強震観測ネット (Ai-net) による観測が開始され、現在、地域企業の防災力の向上に向け、中規模の地震を用い、実用化に向けトレーニングを積み、データと経験の蓄積を行っている状態である。

1-2 目的

現段階の問題点として、精度が不十分な点が挙げられる。予想より小さな揺れであった場合はまだしも、逆に予想以上の揺れが発生してしまった場合は、人的被害、企業の経済的被害の両面から致命的な被害が発生する可能性も十分に考えられる。

以上の点より、この問題点を少しでも解決し、実用化に向け緊急地震速報の精度を上げ愛知県三河地方に位置する企業に、迅速かつ正確な震度予測を届けることが本研究の最終的な目的となる。

2. 緊急地震速報

2-1 緊急地震速報とは

緊急地震速報とは地震災害軽減の為、地震発生後、震源付近で P 波を捉え、直ちに震源・マグニチュード・震度を推定し、各地の揺れの大きさを利用者に提供する情報であり、これを地震による大きな揺れの到達前に活用する事により、その被害を軽減させる事ができると考えられている。

特筆すべき点は従来の地震情報と比べ迅速性の高さが圧倒的である点 (図 1 参照) である。

将来、この手法が現在の地震情報に取って代わる事ができれば、被害の程度は激減するといっても過言ではない。

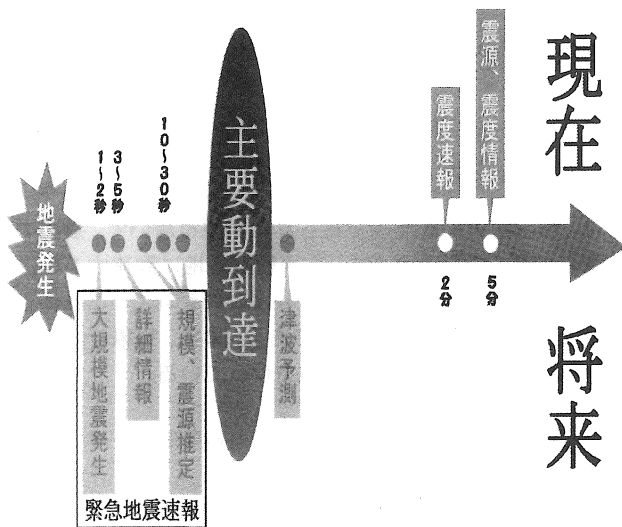


図 1 緊急地震速報と現在の地震情報

2-2 余裕時間と緊急地震速報の限界

緊急地震速報が配信されてから、S 波が到達するまでの時間をここでは余裕時間と呼ぶことにする。

従来の研究により、岩盤深部の S 波速度は 3.5km/s と考えられており、余裕時間は次のように表される。

$$\text{余裕時間} = (\text{震源距離} / 3.5) - (\text{地震発生から緊急地震速報配信までの時間})$$

余裕時間は震源距離により様々であるが、震源の直上に位置する点では、緊急地震速報の配信前に揺れが到達することも十分考えられる。

この事に関しては、現在の緊急地震速報では解決できない問題であるため、「緊急地震速報の限界」であるともいえよう。

3. 三河地域における計測震度

3-1 地震計設置点

現在 AI-NET では三河平野の各地点に ETNA と E-catcher の 2 種類の地震計を各々 30 地点ずつ、計 48 地点 (一部重複) に設置し、観測が行われている。

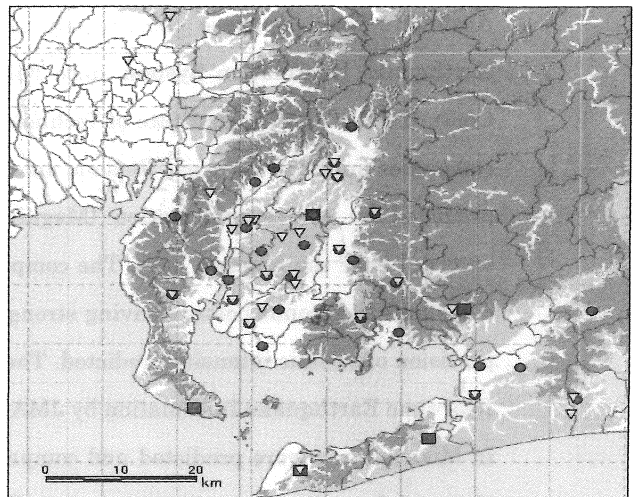


図 2 Ai-net 地震計設置点

3-2 強震観測

表 1 は Ai-net により観測された地震記録である。

表 1 Ai-net による観測記録 (M はマグニチュードを示す)

発生年月日	震源	M
2005 年 1 月 9 日	愛知県西部	4.9
2005 年 1 月 29 日	伊勢湾	3.8
2005 年 6 月 20 日	岐阜県美濃中西部	4.6
2005 年 7 月 11 日	愛知県西部	3.1
2005 年 7 月 26 日	愛知県西部	3.0
2005 年 8 月 16 日	宮城県沖	7.2
2005 年 12 月 24 日	愛知県西部	4.8
2005 年 12 月 28 日	愛知県	3.8
2006 年 1 月 9 日	愛知県東部	3.9

3-3 予測震度算出法

図 3 は予測震度を求める手順である。

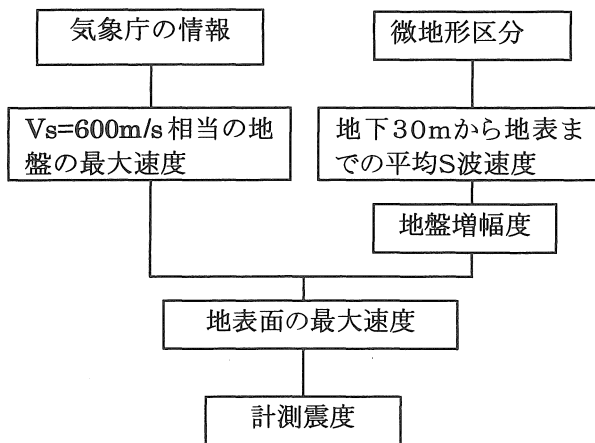


図3 震度予測のフローチャート

i) 気象庁の情報

気象庁から緊急地震速報として送られてくる情報は以下の通りである。

- ・ 地震発生年月日・時分秒、その差分
- ・ 緯度経度、その差分
- ・ 震源深さ、その差分
- ・ マグニチュード、その差分
- ・ 震源地名
- ・ 最大震度
- ・ 備考（更新報等が発表された原因・他）

ii) $V_s=600\text{m/s}$ 相当の地盤上の最大速度

地震の揺れ（最大速度）は、基準地盤（本研究で言う基準地盤とは $V_s=600\text{m/s}$ 相当の地盤）を境にして大きく変化する。基準地盤より下での地震の揺れは、地震のマグニチュードと震源からの距離から求められる。本研究では司・翠川（1999）による距離減衰式を用いる。司・翠川（1999）は、断面層からの距離のとり方として最短断層距離と等価震源距離を用いた2つの式を求めているが、ここでは最短断層距離を用いた式を採用する。

$$\log PGV_{b600} = 0.58M_w + 0.0038D + d - 1.29 - \log(X + 0.0028) \times 10^{0.50M_w} - 0.002X \quad \dots (1)$$

PGV_{b600} : $V_s=600\text{m/s}$ 相当の地盤上の最大速度 (cm/s)

M_w : モーメントマグニチュード

D : 震源深さ (km)

d : 地震のタイプ別指数

地殻内地震 $d = 0$

プレート間地震 $d = -0.02$

プレート内地震 $d = 0.12$

X : 断層最短距離 (km)

iii) 微地形区分

本研究では実際に地質図を用い、地震計設置点直下の微地形分類を行った。基準地盤より上の地震の揺れは、この微地形の性質により異なる。

iv) 表層地盤の平均S波速度の算出

表層地盤の増幅の評価については、微地形区分ごとの平均S波速度を設定し、その平均S波速度から増幅度を算

定する方式を採用する。そこでまず松岡・翠川（1994）によって示された式（2）の關係を用いて微地形区分ごとの平均S波速度を算定する。

$$\log AVS = a + b \log H + c \log D \pm \sigma \quad \dots (2)$$

AVS : 地下30mから地表までの推定平均S波速度 (m/s)

a, b, c, σ : 係数(表2参照)

H : 標高 (m)

D : 主要河川からの距離 (km)

表2 式(1)における微地形区分ごとの回帰係数 (松岡・翠川1994による)

微地形区分	a	b	c	σ
埋立地	2.23	0	0	0.14
人工改変地	2.26	0	0	0.09
三角州・後背湿地($D \leq 0.5$)	2.19	0	0	0.12
三角州・後背湿地($D > 0.5$)	2.26	0	0.25	0.13
自然堤防	1.94	0.32	0	0.13
谷底平野	2.07	0.15	0	0.12
砂州・砂丘	2.29	0	0	0.13
扇状地	1.83	0.36	0	0.15
ローム大地	2.00	0.28	0	0.11
砂礫台地	1.76	0.36	0	0.12
丘陵	2.64	0	0	0.17
火山等	2.25	0.13	0	0.16
先第三紀	2.87	0	0	0.23

v) 地盤増幅度

ここでいう増幅度とは、 $V_s=600\text{m/s}$ 相当の地盤から地表までの地震波増幅度であり（4）式により地表における最大速度を求める。

$$\log ARV = 1.83 - 0.66 \log AVS \quad \dots (3)$$

$$PGV = PGV_{b600} \times ARV \quad \dots (4)$$

AVS : 地下30mから地表までの推定平均S波速度 (m/s)

ARV : $V_s=600\text{m/s}$ 相当の地盤から地表までの速度増幅度

PGV_{b600} : $V_s=600\text{m/s}$ 相当の地盤上の最大速度 (cm/s)

PGV : 地表面の最大速度 (cm)

vi) 計測震度

地表面における計測震度は、翠川・他（1999）が示している最大速度と計測震度との關係式を用いて計算する。

$$I = 2.68 + 1.72 \log PGV \quad \dots (5)$$

I : 計測震度

PGV : 地表面の最大速度 (cm)

3・4 検証結果

以上の方法（従来の方法と呼ぶ）を用いて計測震度を算出し、A i e t で観測された計測震度と比較すると図4のようになる。図4からは予測値が観測値を系統的に上回っていることが見て取れる。つまり、現段階では地震の大きさを過大評価して配信しているということになる。

本研究では次章以降、条件を変更し、予測値と実測値を近づけていく検討を行う。

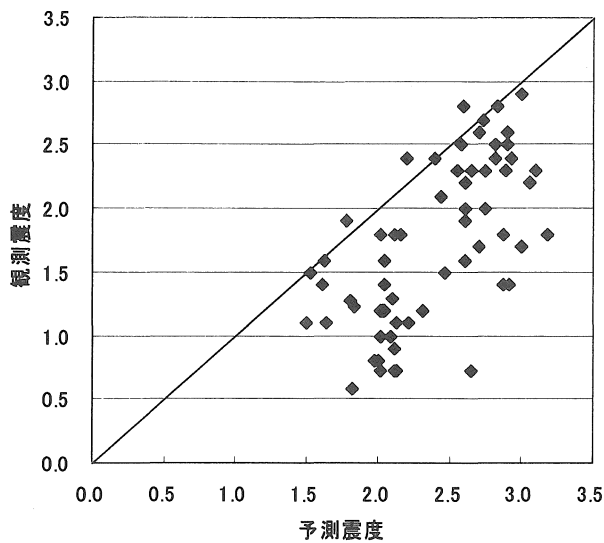


図 4 従来の方法を用いての予測震度と観測震度の比較

4. 計測震度の精度に関する検討

第 3 章では従来の方法により計算し、求められた計測震度のほうが、実際に観測された計測震度よりかなり大きくなるという結果になった。

誤差の原因として以下が考えられる。

- 1) 気象庁マグニチュードからモーメントマグニチュードに変換する際の問題
- 2) 地盤増幅度に関する要因

4-1 モーメントマグニチュードに関する検討

気象庁マグニチュードは、系統的にモーメントマグニチュードとずれることがわかってきたため、2003 年 9 月 25 日からは計算方法が改訂されている。気象庁の方法では武村 (1990) による方法を用いている。

$$\begin{aligned} \log M_o &= 1.17M_j + 10.72 \\ \log M_o &= 1.5M_w + 9.1 \\ M_w &= 0.78M_j + 1.08 \quad \dots(6) \end{aligned}$$

M_j : 気象庁マグニチュード
M_w : モーメントマグニチュード
M_o : 地震モーメント

一般にモーメントマグニチュードは気象庁マグニチュードより値が小さい、または同程度であると考えられている。しかし、武村 (1990) によると、M=4.8 を境に、それより小さいマグニチュードの場合はモーメントマグニチュードが気象庁マグニチュードを上回り、M_j = 3.0 程度の場合であると M_w = 3.5 となり、かなり大きくなるという結果が得られた。そのため、本研究では宇津 (1982) による変換式を用い、M_j から M_w への変換を行った。

$$M_w = M_j - 0.171 \quad (\text{宇津:1982}) \quad \dots(7)$$

式から判るように宇津 (1982) を用いた結果、全地点で M_w が小さくなり、計算による計測震度が 0.15~0.7 程度減少する結果となった。

4-2 地盤増幅度に関する要因

従来の方法では松岡・翠川 (1994) によって示された微地形区分ごとの回帰係数を用い、地盤増幅度を求めているが (式 (2))、最新の研究では、藤本・翠川 (2003) が微地形以外の地理条件を考慮し、新しく微地形区分ごとの回帰係数を導いている。

本項では藤本・翠川 (2003) の回帰係数を用い、再検証を行った。

結果は全体的に数%~50%程増幅度が小さくなり、計算震度/観測震度はより 1 に近づいた。

以上より本研究では藤本・翠川 (2003) の回帰係数を用い、地盤増幅度を求める方法を採用する。

図 5 は 4.1~4.2 の結果を踏まえての実測一予測の計測震度比較表である。

この結果から図 4 と比較するとかなり予測値と観測値が近づいたことがわかる。

図 6~8 は条件別に実測一予測震度の比である。値が 1 に近づくほど実測値と予測値に近い。

表 3 藤本・翠川 (2003) による回帰係数

微地形区分	a	b	c	σ
山地(先第三系)	2.9	0	0	0
山地(第三系)	2.807	0	0	0
山麓地	2.602	0	0	0
丘陵	2.349	0	0.152	0
火山地	2.708	0	0	0
火山山麓地	2.315	0	0.094	0
火山性丘陵	2.608	0	0	0
岩石台地	2.546	0	0	0
砂礫台地	2.493	0.072	0.027	-0.164
ローム台地	2.206	0.093	0.065	0
谷底平野	2.266	0.144	0.016	-0.113
扇状地	2.35	0.085	0.015	0
自然堤防	2.204	0.1	0	0
後背湿地	2.19	0.038	0	-0.041
旧河道	2.264	0	0	0
三角州・海岸低地	2.317	0	0	-0.103
砂州・砂礫州	2.415	0	0	0
砂丘	2.289	0	0	0
干拓地	2.373	0	0	-0.124
埋立地	2.404	0	0	-0.139

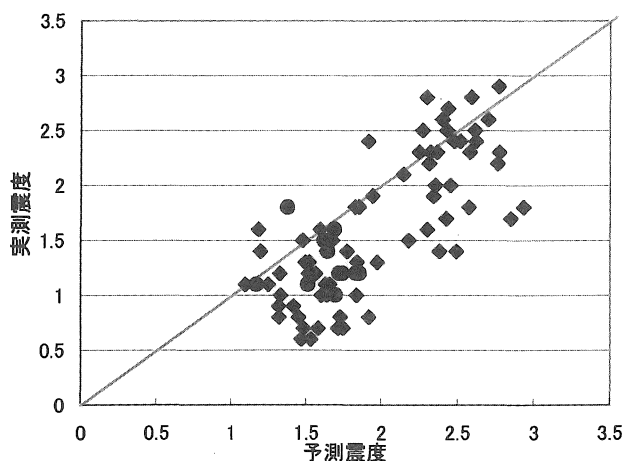


図5 4.1~4.2の修正を行った後の
実測-予測の計測震度比較表

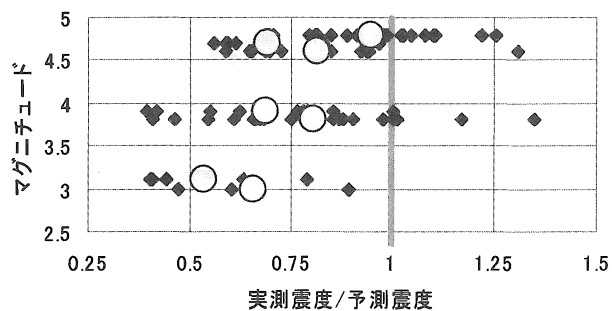


図6 マグニチュード別の実測、予測震度の比

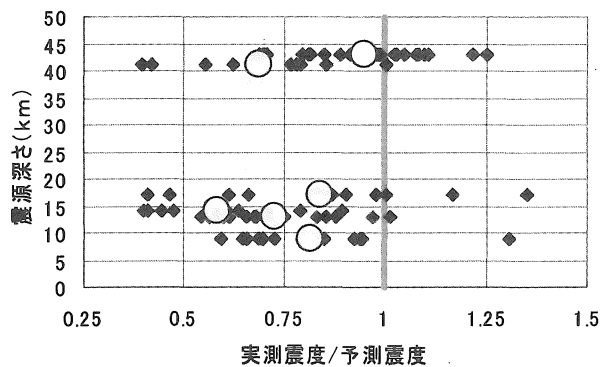


図7 震源深さ別の実測、予測震度の比

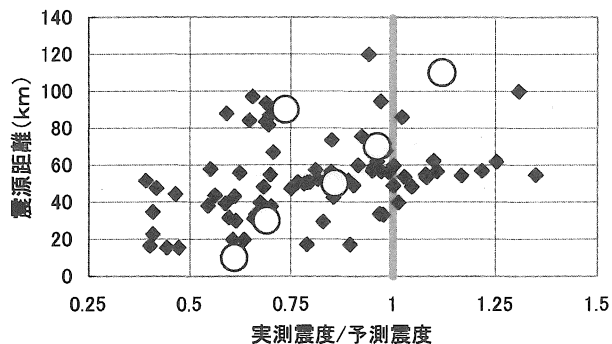


図8 震源距離別の実測、予測震度の比

図6~8からマグニチュードが大きいほど実測震度/予測震度は1に近く、震源距離に近いほど実測震度/予測震度は1から遠ざかるということがわかる。しかしながら図5からはまだ系統的なズレが見られる。そこで本研究では、三河地域堆積平野に位置するA i e t観測点に注目し、三河地域堆積平野地下構造調査(愛知県)の結果を用い地下構造モデルを作成し地盤応答計算(2次元震動シミュレーション)を行い、その結果から地盤直下の増幅度を求めた。図5は三河地域に設定した3本の測線図、図6はその測線の地下構造モデルである。

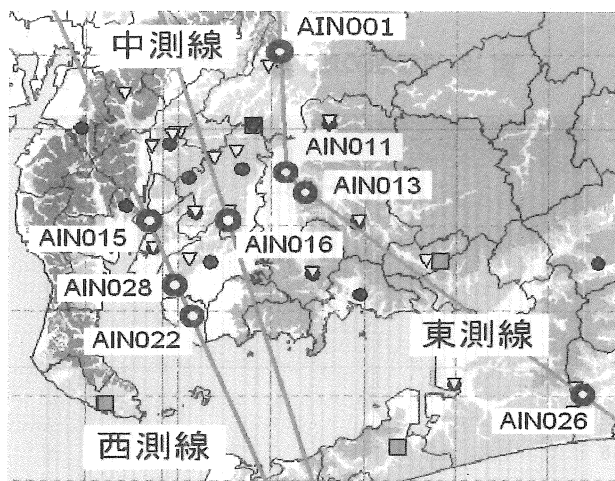


図9 本研究における3つの測線

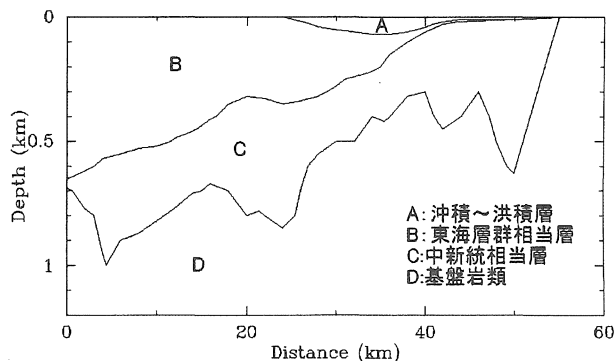


図10 西測線の地下構造モデル

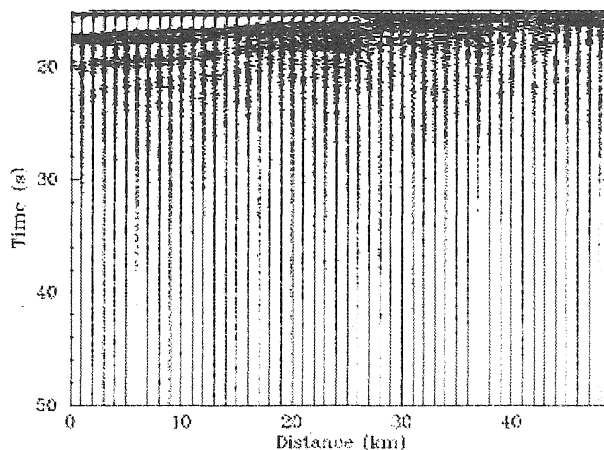


図11 西測線シミュレーション結果

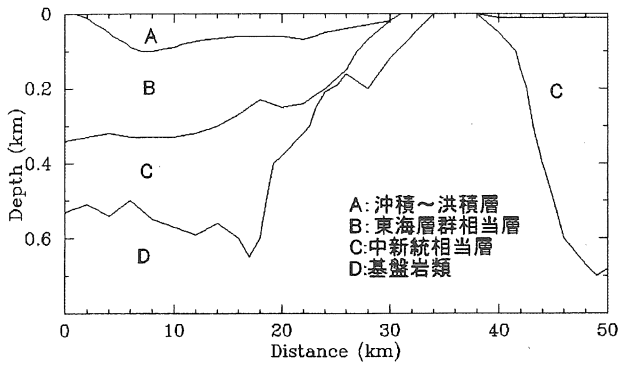


図 12 中測線の地下構造モデル

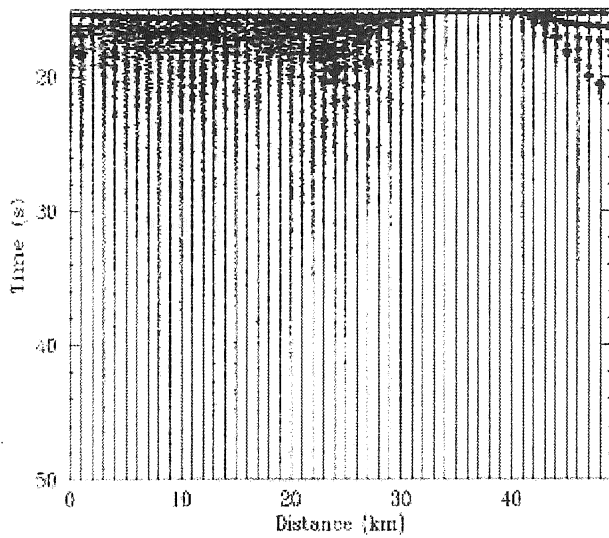


図 13 中測線シミュレーション結果

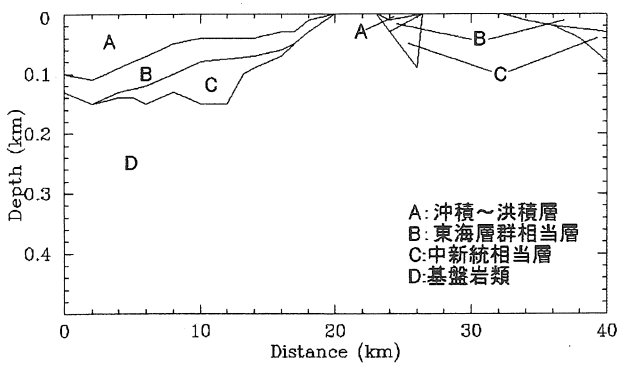


図 14 東測線の地下構造モデル

入力波には結果が判りやすくなるよう、リッカー波を用いた。図 16 はリッカー波入力に対する各地点のシミュレーション波形の比較である。図中の波形は入力波、 $V_s=600\text{m/s}$ 相当の地盤における波形、地表における波形である。 $V_s=600\text{m/s}$ から地表における増幅度は以下の式で計算する。

$$\text{地盤増幅度} = (\text{地表における最大振幅}) / (V_s=600\text{m/s} \text{ 相当の地盤における最大振幅})$$

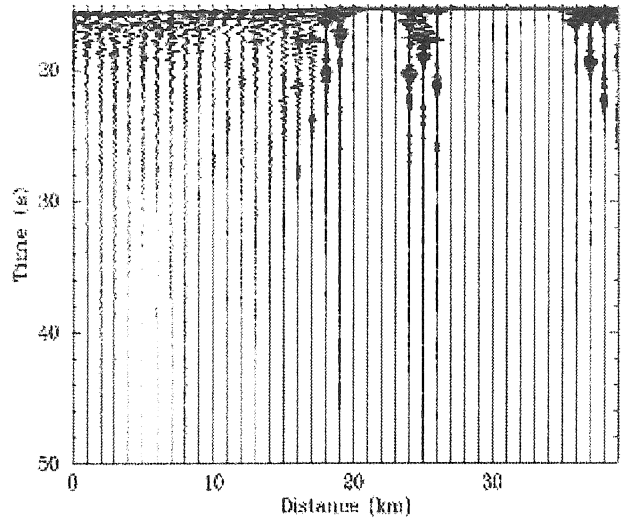
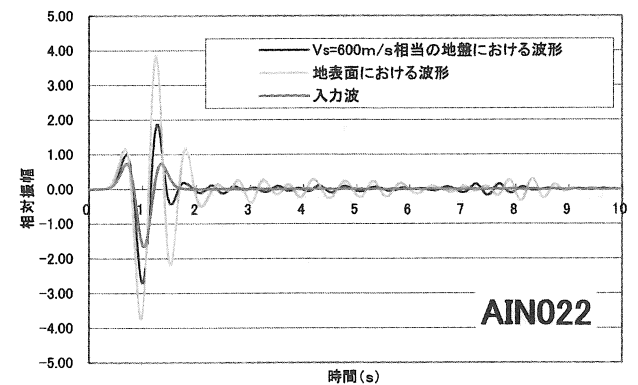
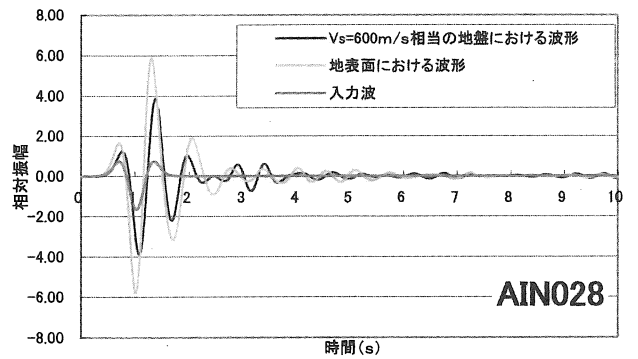
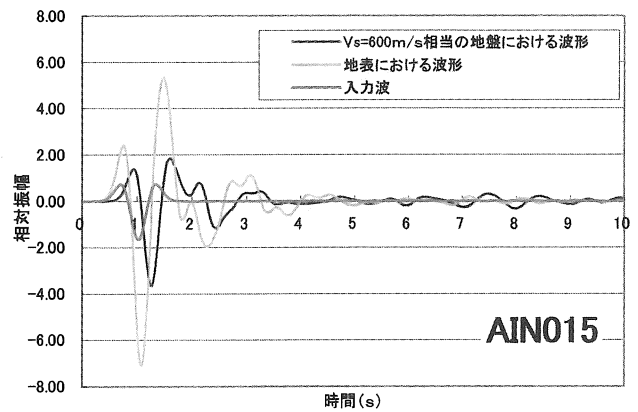


図 15 東測線シミュレーション結果



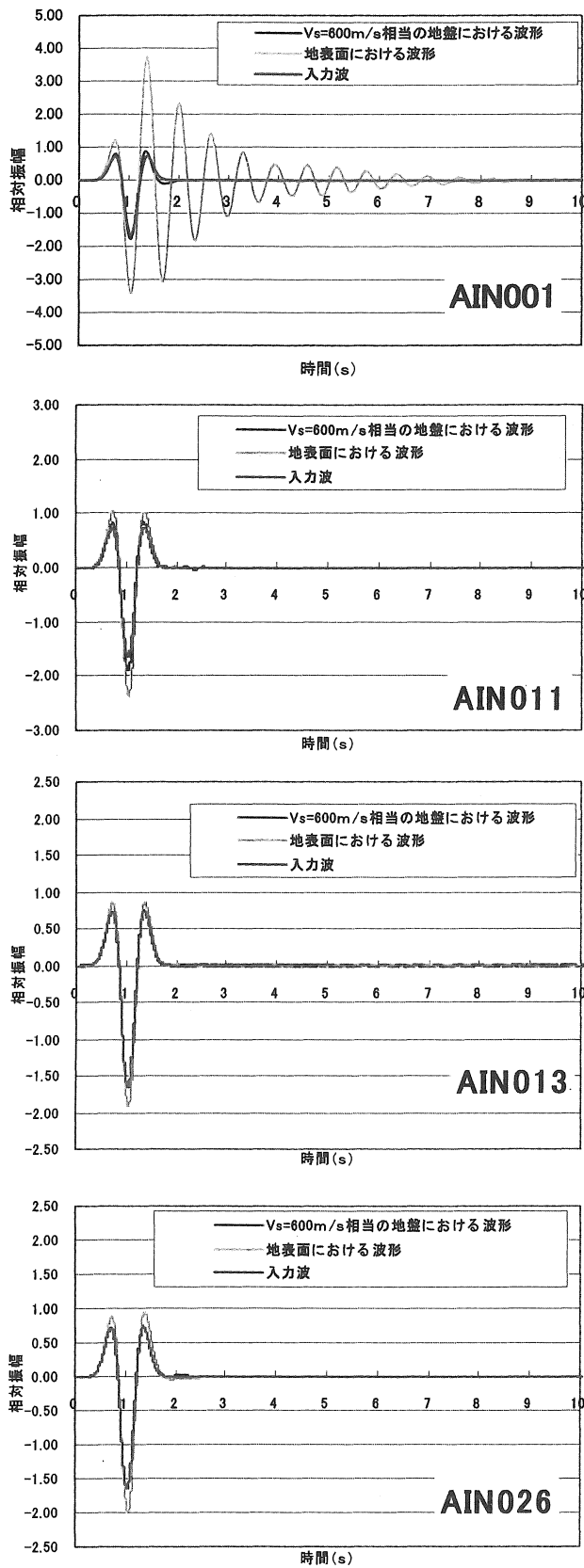


図 16 3 測線における応答計算結果

表 5 藤本式と地盤応答計算による増幅度の比

	藤本式	応答計算	藤本/応答
AIN001	1.26	1.95	0.65
AIN011	2.00	1.24	1.61
AIN013	1.34	1.18	1.14
AIN015	1.75	1.95	0.90
AIN016	1.72	2.04	0.84
AIN022	2.37	1.44	1.65
AIN026	1.35	1.22	1.11
AIN028	2.00	1.52	1.32
			平均:1.15

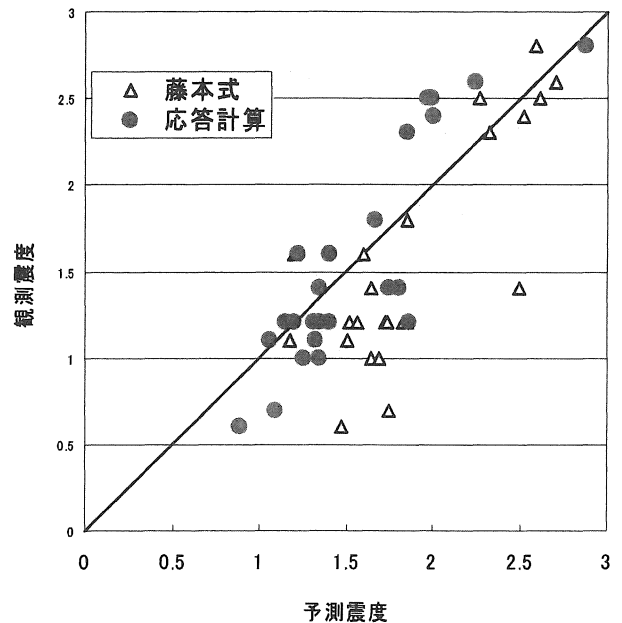


図 17 応答計算と藤本式の比較

表 5 は以上の修正方法により求め直した増幅度の比較である。藤本・翠川 (2003) により求められる増幅度よりも地盤応答計算による増幅度の方が平均で 15%程度小さくなることが判明した。

この結果、応答計算値を用いることにより実測値と予測値は良い一致を見るように改善された。

5. 結論

岡崎平野における地震記録を用い、実測震度と予測震度を比較することにより、緊急地震速報を用いた震度予測法について検討し、次の結論を得た。

- ・従来の方法を用いると、震度を 45%程度過大評価して配信してしまう。
- ・武村式による気象庁マグニチュードからモーメントマグニチュードへの換算はM=4.8以下の場合には適応範囲外である。その場合は宇津式を用いると正しく換算が可能となる。
- ・松岡・翠川 (1994) の方法よりも藤本・翠川 (2003) の方が平均して 30%程度小さく、地盤応答計算値を用いるとさらに平均して 15%程度小さく求めることが可能となる。

総括すると、緊急地震速報の精度を高めるには次の方法をとると、高い精度で予測することが出来る。

- 1) マグニチュードは 4.8 以下では武村式よりも宇津式を用いる。
- 2) 地点ごとに地盤応答計算を行い、得られた地盤増幅度を用いる。

謝辞

本研究は、愛知工業大学工学部都市環境学科 正木和明教授のご指導の下で行った研究成果をまとめたものであります。同教授には、適切なご指導と御教示をいただきましたこと、心より御礼申し上げます。

愛知工業大学地域防災センター客員教授 入倉孝次郎先生には精度向上のための適切なご提案また、解釈の至らない筆者に適切なご指導を賜ったことを心より御礼申し上げます。

愛知工業大学地域防災センター研究員 廣内大助先生には地震計設置点直下の地質判定に関し、適切なご指導を賜ったことを心より御礼申し上げます。

同研究室卒業生であり、東京工業大学総合理工学研究所人間環境システム工学瀬尾研佐口浩一郎氏には本論文をまとめるにあたり、シミュレーションプログラムの作成、適切なご助言とご指導と賜ったことを心より御礼申し上げます。

以上の他、愛知工業大学の先生方、その他多大なる方のご協力により、本研究を進めることができました。此処に謝意を記すものであります。

参考文献

- 1) 愛知県：三河地域堆積平野地下構造調査成果報告書，総合解析編，pp, 58-60, 2005.
- 2) 愛知県防災局：三河地域堆積平野地下構造調査，総合解析計画（案），pp, 3-10, 2004.
- 3) 気象庁地震火山部：緊急地震速報の概要や処理手法に関する技術的参考資料
- 4) 松岡昌志・若松和寿江・藤本一雄・翠川三郎：日本全国地形・地盤分類メッシュマップを利用した地盤の平均 S 波速度分布の推定，土木学会論文 NO. 794, pp, 239-247, 2003.
- 5) 武村雅之：日本列島および周辺地域に起こる浅発地震のマグニチュードと地震モーメントの関係，地震第 4 3 巻，pp, 257-265, 1990.
- 6) 松岡昌志・翠川三郎：国土数値情報とサイスミックマイクロゾーニング，pp, 25-28, 1994.
- 7) 山崎光俊：濃尾平野における地震動特性に関する研究 愛知工業大学修士論文，2003
- 10) 佐口浩一郎：濃尾平野の地下構造と強振動特性に関する研究，愛知工業大学修士論文，1998.
- 11) 気象庁：緊急地震速報の活用方策評価において気象庁から発信する緊急地震速報及び関連電文の資料集，2005.

(受理 平成 18 年 3 月 18 日)