

観測記録のない地点における地震波形の推定に関する研究

正会員 ○高橋広人*1 同 福和伸夫*2
同 飛田 潤*3

地震観測記録 伝達関数推定法 長周期地震動
強震動予測

1. はじめに

大地震に対する防災や対策を考える上で、精度の高い強震動予測が重要である。強震動予測の手法において、震源・伝播経路・サイト特性が含まれる観測記録を用いる経験的グリーン関数法¹⁾はより確かな予測が可能であるが、観測記録のない地点では適用できない難点がある。

一方、大規模な平野をはじめとして日本各地で深部地下構造調査が実施された²⁾。これにより強震動予測のための深部地盤モデルの高精度化が可能となり、中小地震を対象として三次元有限差分法により得られる理論波形は、ある特定の地点における観測波形を説明するにはまだ課題が残るが、周期特性や地点間の振幅や継続時間の相対的な関係は概ね観測波形と対応するまでに達している。

そこで著者らは、三次元有限差分法による理論波形の地点間の相対的な関係と観測波形を用いて、観測記録のない地点における地震波形を推定することを提案する。

本論ではその予備検討として、震源位置が互いに近くにある複数地震の複数地点における地震観測記録を用いて、震源位置がほぼ同じとみなせる条件下では地点間の相対的な関係が地震によらず安定し、観測記録がない地点の波形が推定可能であることを検討した。

2. 提案手法

地震観測地点 A、B ともに地震 a のゆれが観測されたとする。このとき観測スペクトルを下記のように表記する。

$$\begin{aligned} O_{Aa}(\omega) &= S_a(\omega) \cdot PG_{Aa}(\omega) \\ O_{Ba}(\omega) &= S_a(\omega) \cdot PG_{Ba}(\omega) \end{aligned} \quad (1)$$

ここで、 $S_a(\omega)$ は震源の影響、 $PG_{Aa}(\omega)$ 及び $PG_{Ba}(\omega)$ は震源から地点 A、B までの伝播経路とサイト特性の影響を示す。検討する波形は平野内を伝播する表面波を含むため、伝播経路とサイト特性を分離しない表記とした。地点 A、地点 B 間の相対的關係 $R_{ABa}(\omega)$ は、次のように表現できる。

$$R_{ABa}(\omega) = PG_{Aa}(\omega) / PG_{Ba}(\omega) = O_{Aa}(\omega) / O_{Ba}(\omega) \quad (2)$$

ここで、地震 b が地震 a の震源に近い位置で発生する場合、地点 A、地点 B 間の相対的關係は $R_{ABa}(\omega)$ と近似でき、地震 b による地点 A のゆれは次のように表現できる。

$$\begin{aligned} O_{Ab}(\omega) &= S_b(\omega) \cdot PG_{Ab}(\omega) = S_b(\omega) \cdot R_{ABb}(\omega) \cdot PG_{Bb}(\omega) \\ &\approx R_{ABa}(\omega) \cdot O_{Bb}(\omega) = O_{Bb}(\omega) \cdot O_{Aa}(\omega) / O_{Ba}(\omega) \end{aligned} \quad (3)$$

検討に用いた波形は表 1 に示す 2004 年 9 月 5 日に紀伊

半島南東沖で発生した地震 (Mj7.4) の後に発生した 3 つの余震である。観測地点は表 2 に示す名古屋市内の 15 地点の記録を用いた。

表 1 検討に用いた地震の震源一覧

No.	日時	Lon(°)	Lat(°)	深さ(km)	Mj
Eq1	2004.09.07 08:29	137.3883	33.2233	40.00	6.5
Eq2	2004.09.08 03:36	137.1917	33.2217	39.00	5.5
Eq3	2004.09.08 23:58	137.2900	33.1133	36.00	6.5

表 2 地震観測地点の諸元一覧

No.	Name	Lon(°)	Lat(°)	No.1 からの距離(m)
1	A4115E	136.9717	35.1522	0.00
2	A4116S	136.9716	35.1522	11.97
3	A4106D	136.9703	35.1520	131.27
4	A4102D	136.9706	35.1535	174.69
5	A4105D	136.9743	35.1520	238.23
6	A4117E	136.9686	35.1524	282.72
7	A4109D	136.9696	35.1500	315.34
8	A4110A	136.9736	35.1498	320.33
9	A4112E	136.9671	35.1533	436.15
10	A4111A	136.9766	35.1480	644.41
11	O2416A	136.9933	35.1569	2034.73
12	G2412A	136.9372	35.1472	3192.16
13	P2415A	136.9786	35.1194	3695.40
14	B2411A	136.9286	35.1756	4704.43
15	M2410A	136.9689	35.1950	4750.96

3. 波形の補正結果

3.1 スペクトル比

式(2)の $R_{ABa}(\omega)$ に相当する $O_{Aa}(\omega) / O_{Ba}(\omega)$ (以下、スペクトル比) は伝達関数推定法のノイズが入出力共に存在すると仮定した Hv 推定法を用いた³⁾。波形は図 1 のように地震発生時を 0 秒として全点同時刻から 40.96 秒を切り出した。またクロススペクトル、エネルギースペクトルに対して 0.2Hz の ParzenWindow を施し平均化を行った³⁾。スペクトル比は、No.1 地点を基準点として求めた。図 2 に得られたスペクトル比の一例を示す。図 2 より顕著にコヒーレンスの低い場合を除けば、震源がほぼ同じ位置にある地震では振幅比・位相差ともに概ね安定した相対的關係が得られることが分かる。Eq2 の観測記録から求めたコヒーレンスが他の 2 つに比べて低いが、これは Eq2 が Mj5.5 であり長周期側の S/N が悪いことが要因と考えられる。また距離が離れるほど振幅比・位相差の形状が安定する周期は長くなることがわかる。これは一般に距離が離れるほど、短周期であるほど相関が低くなる傾向と対応する。図 3 に観測地点の距離とコヒーレンスの関係を周期別に示す。図 3 より距離に応じてコヒーレンス

が低下する傾向が確認できる。

3.2 スペクトル比に基づく計算波形

図4にEq1及びEq2の観測波形に基づくスペクトル比を用いて求めたEq3の計算波形を観測波形と比較して示す。なお波形には0.5Hzのハイカットフィルターを施した。図4より観測地点間が約2kmの場合であるNo.11の計算波形は観測波形と対応しており、提案する補正手法により概ね良好な結果が得られることが分かる。

4. まとめ

地震観測点のない地点における三次元有限差分法による理論波形の補正を目的とする手法の検討を2004年9月に紀伊半島南東沖で発生した地震の余震記録を用いて行った。今後、複数地点のスペクトル比より得られる計算波形を重合することによる精度の向上や適用限界の把握、短周期域の考慮など検討を進める予定である。

参考文献

- 1) Irikura, K. : 1986, Prediction of strong ground acceleration motions using empirical Green's function, Proc. 7th Japan Earthq. Eng. Symp., 151-156.
- 2) 地震調査研究推進本部 : <http://www.jishin.go.jp/main/index.html>
- 3) 理論地震動研究会編著 : 1994, 地震動—その合成と波形処理—, 鹿島出版会

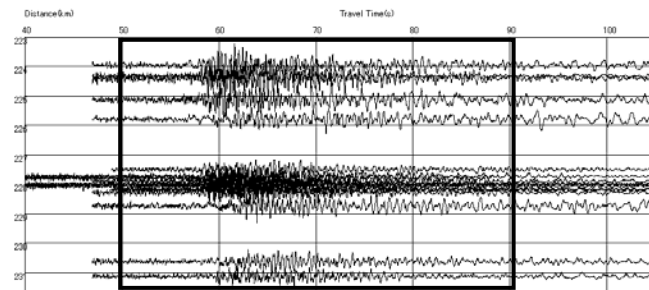


図1 切り出した波形区間の一例

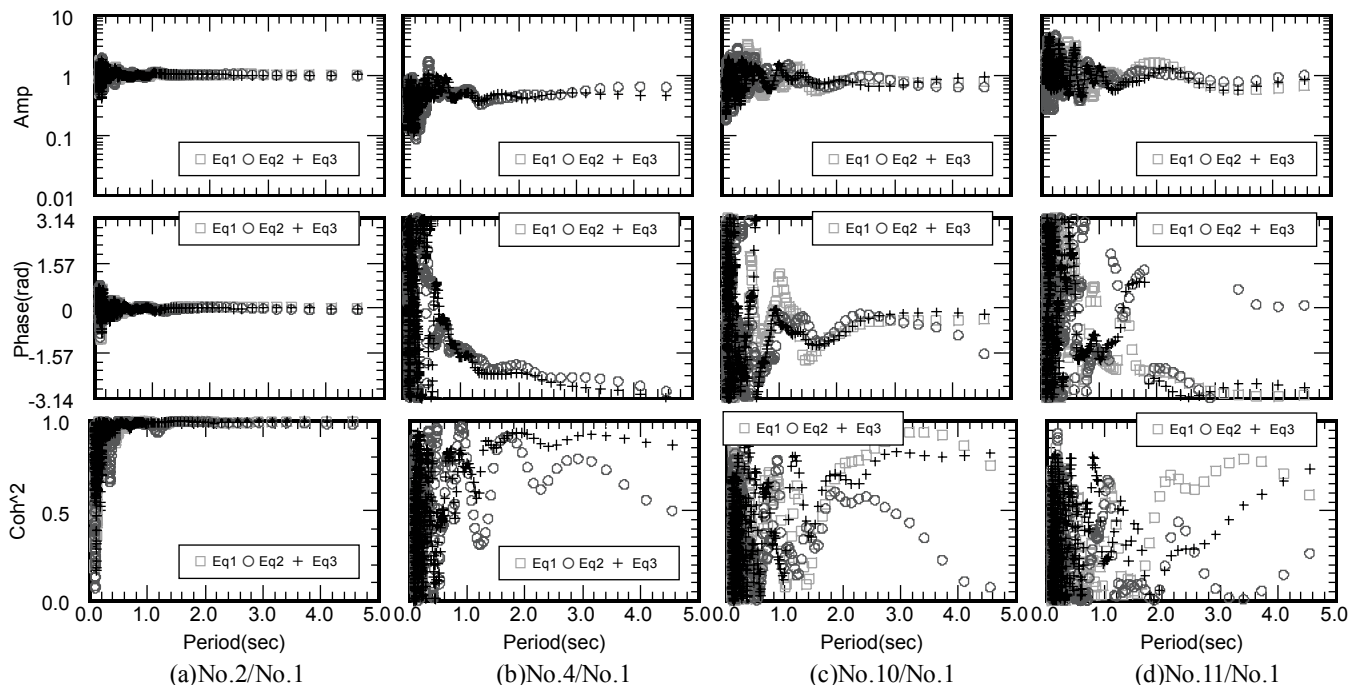


図2 伝達関数推定法に基づくスペクトル比の一例 (すべて NS 成分)

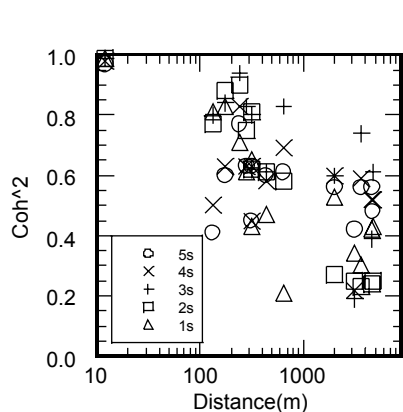


図3 観測地点距離とコヒーレンスの関係

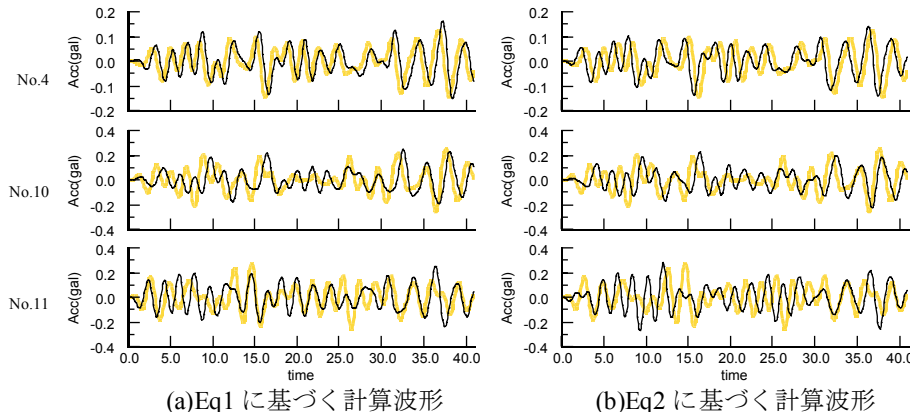


図4 スペクトル比に基づく計算波形(細線)と観測波形(太線)との比較

*1 名古屋大学大学院環境学研究科・大学院生・修士(工学)

*2 名古屋大学大学院環境学研究科・教授・工博

*3 名古屋大学大学院環境学研究科・助教授・工博

*1 Graduate Student, Grad. School of Environmental Studies, Nagoya Univ., M. Eng.

*2 Prof., Graduate, School of Environmental Studies, Nagoya Univ., Dr. Eng.

*3 Assoc. Prof., Graduate, School of Environmental Studies, Nagoya Univ., Dr. Eng.