

地盤モデルに基づく 2 地点間の伝達関数と地震観測記録を用いた 任意地点における地震動の推定

ESTIMATION OF GROUND MOTION AT ARBITRARY POINTS USING TRANSFER FUNCTION BETWEEN TWO POINTS BASED ON SOIL MODEL AND STRONG MOTION RECORDS

高橋 広人*, 福和 伸夫**, 林 宏一***, 飛田 潤****
Hirohito TAKAHASHI, Nobuo FUKUWA, Koichi HAYASHI and Jun TOBITA

In order to apply Empirical Green's Function Method for strong motion prediction at arbitrary points where strong motion records are not available, we propose a new method to estimate ground motion at a site using observed record at nearby site and theoretically evaluated transfer functions between two sites. The transfer function is calculated from hybrid method composed of synthetic wave motions based on 3D-Finite Difference Method and 1D receiver effects that include radiation, propagation and site amplification effects of the P, SV and SH wave fields. The estimated transfer function by hybrid method between arbitrary two points shows good correspondence with that of observed ground motions at same points. The proposed method is verified at a site where strong motion records are available, where the observed records are well simulated compared to the conventional estimation methods such as 3D-F.D.M.

Keywords : *Ground Motion Estimation, Strong Motion Records, Transfer Function, Soil Model, 3D-Finite Difference Method, Stochastic Green's Function*

地震動予測, 地震観測記録, 伝達関数, 地盤モデル, 3次元有限差分法, 統計的グリーン関数

1. はじめに

免震建築物や超高層建築物などの長周期構造物の耐震設計では、信頼性の高い強震動予測の必要性が高い。また、近年では設計用入力地震動の評価に加え、地震被害予測におけるマイクロゾーニングでも波形計算による強震動予測手法が用いられている^{1,2,3)}。今後の防災施策への反映や住民への説明性の観点から、地震被害予測の信頼性の向上が求められている。

強震動予測手法の一つである経験的グリーン関数法⁴⁾は、予測サイトにおいて適切な地震観測記録が存在する場合には、震源断層の破壊伝播やすべりの不均質性、震源からサイト近傍までの地震波の伝播経路特性、サイトの增幅特性を考慮することができ、最も信頼性が高い方法といわれている。しかしながら、対象とするサイトで想定震源域での地震観測記録がない場合には、経験的グリーン関数法を適用することは難しい。

強震観測については、兵庫県南部地震以降、防災科学技術研究所による K-NET や KiK-net、自治体の計測震度ネットなど、観測網が急速に整備され、データの公開度も高くなっている。また、地方自治体や民間企業、大学などの既存の観測網を相互接続し、一元的に地震観測記録を収集する仕組みも整備されつつある^{5,6)}。しかし、こ

れらすべての強震観測点をもってしても、地震被害予測におけるマイクロゾーニングの一般的評価単位である 500m メッシュと比べると密度は格段に粗く、経験的グリーン関数法のみを用いた地震動評価では、面的評価が困難なのが現状である。

一方、地盤のモデル化に関するデータや知見も蓄積されつつある。深部地盤構造については、大規模堆積平野を中心に各地で深部地下構造調査が実施されており⁷⁾、調査結果に基づいた深部地盤構造のモデル化も各堆積平野について行われている（濃尾平野については⁸⁾）。深部地盤構造モデルを用いた三次元有限差分法による中小地震のシミュレーション波形は、観測波形の周期特性や地点間の振幅・継続時間の相対的な関係を概ね説明できつつある^{9,10,11)}。ただし、特定の地点の観測波形の振幅や位相特性を説明するにはまだ課題が残っている。一方、浅部地下構造モデルについては、ボーリングデータや常時微動測定結果に基づく高解像度の表層地盤モデル構築方法を提案し、自治体のハザードマップ作成に活用した筆者らの事例がある^{12,13)}。

本論では、近年整備してきた高密度強震観測網の観測記録と、深部・浅部地盤データを最大限に活用して、地震観測記録のない地点での地震動推定を行う方法を示す。ここでは、地震観測記録の存

*名古屋大学大学院環境学研究科（応用地質株式会社） 修士（工学）

**名古屋大学大学院環境学研究科 教授・工博

***応用地質株式会社 修士（理学）

****名古屋大学大学院環境学研究科 助教授・工博

Graduate School of Env. Studies, Nagoya Univ. (OYO Corporation), M. Eng.

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

OYO Corporation, M. Sci.

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

在する地点（X点）と地震動評価をしたい地点（Y点）との2地点間の伝達関数（Y/X）を理論的に求め、X点での観測波形と組み合わせることにより、Y点での地震動波形を推定する。理論伝達関数の評価には、長周期域は三次元有限差分法、短周期域は平行成層地盤の增幅係数を用いることにより、震源の破壊メカニズム・伝播経路・地下構造の影響を解析的に考慮する。なお、三次元有限差分法を用いた長周期域での評価では、三次元地下構造の影響を考慮する。

本論では、長周期域と短周期域に分け、各々において地点間の理論解析伝達関数が実際の観測記録の伝達関数と同等とみなすことができる適用範囲について検討し、さらに推定波形と観測波形の比較・検討を行う。

2. 長周期域の地震動の推定

2.1 推定手法

2つの地震観測地点A、Bで、地震aによる地震動記録が存在するとする。このとき2地点の観測波形のスペクトルはそれぞれ下記のように表記される。

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

ここに、 $S_a(\omega)$ は震源の影響、 $PG_{Aa}(\omega)$ 及び $PG_{Ba}(\omega)$ は震源から地点A、Bまでの伝播経路特性とサイト増幅特性の影響を示す。地震観測波形は平野内を伝播する表面波を含むため、ここでは、伝播経路特性とサイト増幅特性を分離しない表記とした。地点A、地点B間の伝達関数 $R_{Ab}(\omega)$ は、次のように表現できる。

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

地震bが地震aの震源に近い位置で発生したとすると、地震bでの地点A、地点B間の伝達関数は $R_{Ab}(\omega)$ により近似でき、地震bによる地点Aの地震動のスペクトルは次のように表現できる。

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

実際に起こった地震bで、地点Bでのみ観測波形が得られており、地点Aの波形を推定したいとする。ここで、地震aの波形を、深部地盤構造モデルを用いて三次元有限差分法により地震bをシミュレートした理論波形（以下、理論波形）とする。理論波形は任意の地点で得られるので、地点A、B間の伝達関数 $R_{Ab}(\omega)$ に相当する $O_{Aa}(\omega) / O_{Ba}(\omega)$ が理論波形と観測波形で同等とみなすことができれば、式(2)、(3)より地震bによる任意の地点Aで観測される波形を推定できる。そこで地点A、B間の伝達関数 $R_{Ab}(\omega)$ について、理論波形と観測波形での比較・検討を行う。

2.2 観測波形の震源及び観測地点の概要

震源位置が同じとみなせる場合と、みなせない場合の2地点間の伝達関数 $R_{Ab}(\omega)$ の差異を検討するため、表1に示す3地震を対象として検討を行う。これらは、2004年9月5日に紀伊半島南東沖で発生した地震（Mj7.4）の2つの余震と1998年4月22日に養老山地で発生した地震である。図1に、検討に用いた地震の震央分布を示す。

地震観測地点は2地点間の距離の影響を検討するため、A4111A地

点（名古屋大学東山キャンパス）から半径10km以内に分布する20地点を対象とした。表2に地震観測地点の諸元及び記録状況を、図1に地震観測地点の分布を示す。

2.3 三次元有限差分法による理論波形

三次元有限差分法によりシミュレートした中小地震はEq.1及びEq.3である。震源モデルのパラメーターを表3に示す。震源位置は気象庁、震源メカニズムは防災科学技術研究所による推定結果を用いた。計算の基本となる差分スキームは、速度一応力スタッガード・グリッドであり、震源の導入には、モーメント・テンソルを等価な体積力として表現する方法を用いた¹⁴⁾。震源時間関数にはベル型の時間関数を用いた。

表1 検討に用いた地震の震源一覧

ID	日時	Lon(°)	Lat(°)	深さ(km)	M
Eq.1	2004.09.08	03:36	137.1917	33.2217	39.00
Eq.2	2004.09.08	23:58	137.2900	33.1133	36.00
Eq.3	1998.04.22	20:32	136.5700	35.1650	10.47

表2 地震観測地点の諸元及び記録状況一覧

Name	A4111A との距離	観測状況		
		Eq.1	Eq.2	Eq.3
A4111A	0 m	○	○	○
A4115E	644 m	○	○	-
A4109D	677 m	○	○	○
A4112E	1046 m	○	○	○
O2416A	1754 m	○	○	○
P2415A	3189 m	-	○	○
G2412A	3558 m	○	○	○
M2410A	5246 m	○	○	○
B2411A	5303 m	○	○	○
H2413A	6157 m	○	○	○
F2101A	6951 m	○	○	-
OYC001	7005 m	○	○	-
I2405A	7591 m	○	○	○
12134A	7735 m	○	○	○
C2408A	8571 m	○	○	○
L2414A	9072 m	○	○	○
12128A	9163 m	○	○	○
12133A	9430 m	○	○	○
AIC004	9743 m	○	○	○
E2406A	9957 m	○	○	○

○：地震記録有、-：地震記録無

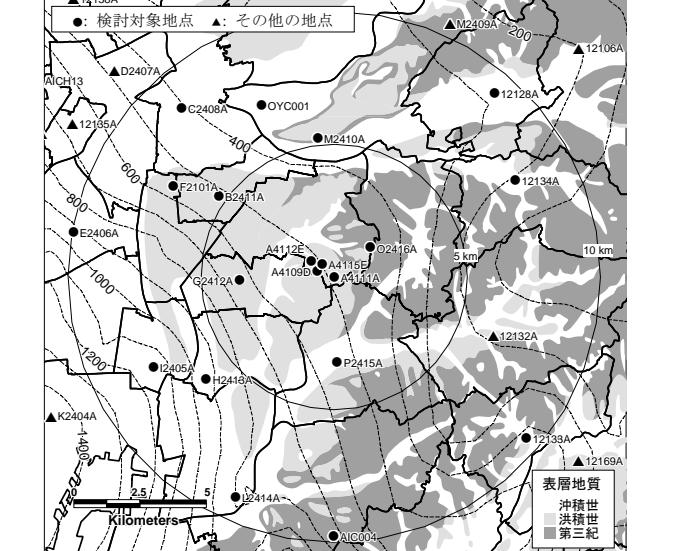


図1 検討に用いた地震の震央及び地震観測地点の分布
(破線は文献^{15), 16)}による地震基盤上面深度のセンター[m]を示す

表3 三次元有限差分法によりシミュレートした地震の震源パラメーター一覧

ID	走向(°)	傾斜(°)	すべり角(°)	Mo(Nm)	ライズタイム(s)
Eq.1	254	34	75	2.06E+17	1.0
Eq.3	163	29	53	6.74E+16	0.6

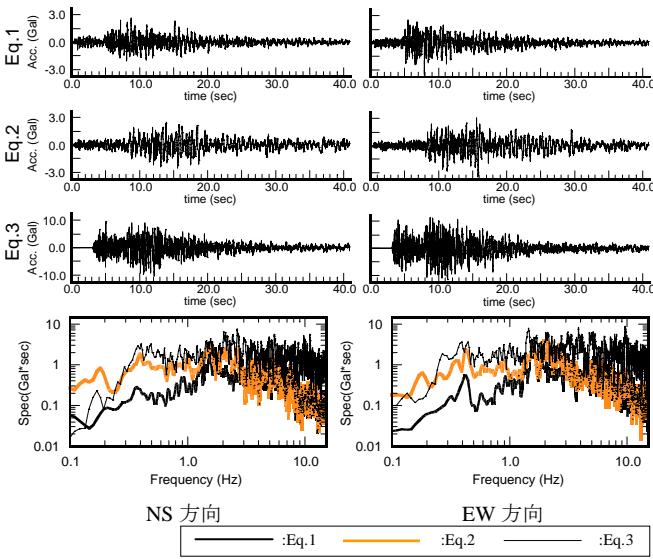
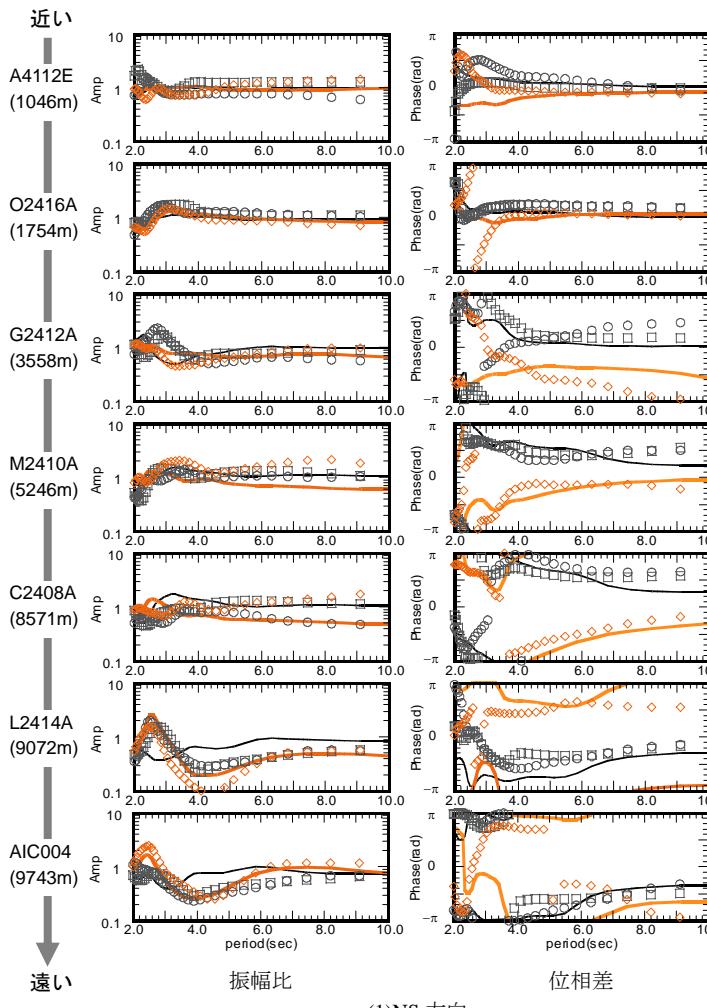


図2 A4111A 地点での3地震の観測波形とフーリエスペクトル振幅



深部地盤モデルは、地震観測記録より求めた H/V スペクトルに基づいて、卓越周期が合うように速度境界面の深さを補正した愛知県のモデル^{15,16)}を用いた。図1に深部地盤モデルの地震基盤上面深度を示す。地震基盤は北東から南西に緩やかに傾斜した構造である。また、地震基盤以深の速度構造は、Zhao. et. al¹⁷⁾によるモホ面及びコンラッド面の形状を用いた。地盤モデルの最小の格子サイズは 200m であり、有効な周期範囲を周期 2 秒以上とした。

2.4 伝達関数

地点 A, B 間の伝達関数 $R_{AB\omega}(\omega)$ の算出には、ノイズが入出力共に

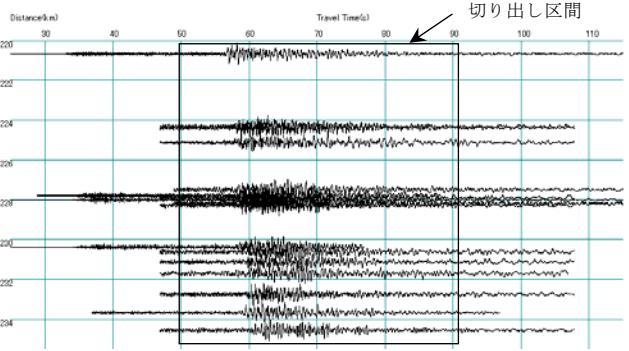


図3 波形を切り出した区間の一例 (Eq.2 の地震観測記録)

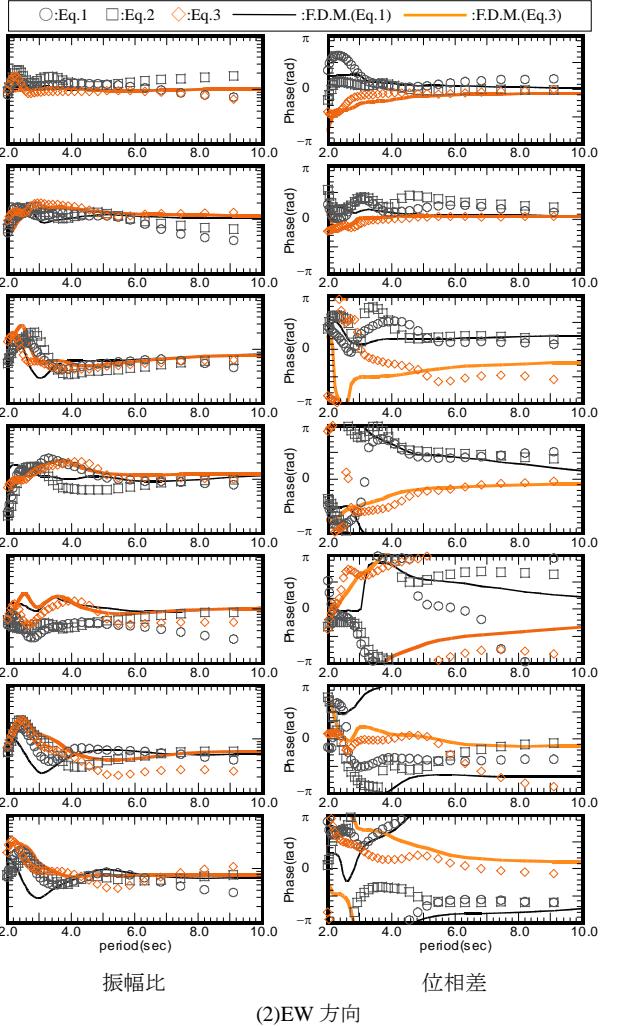


図4 A4111A 地点を分子とする伝達関数の一例

存在すると仮定した伝達関数推定法である Hv 推定法を用いた¹⁸⁾。伝達関数は、A4111A 地点の波形を他地点の波形から推定することを念頭に A4111A 地点を分子、他の地点を分母として求めた。図 2 に、A4111A 地点における Eq.1, Eq.2, Eq.3 での水平 2 方向の観測波形とそのフーリエスペクトル振幅を示す。波形は図 3 に示すように、地震発生時を 0 秒として全ての地点で S 波の主要動部を含むように切り出し開始時間と切り出し長さを決めた。Eq.1, Eq.2 については地震発生 50 秒後、Eq.3 については地震発生 10 秒後から 40.96 秒間を切り出した。また、クロススペクトル、エネルギースペクトルに対して 0.1Hz の ParzenWindow による平滑化により平均的特性を求めた。

図 4 に、検討対象とする 3 地震の観測波形及び理論波形に対して求めた伝達関数を重ねて示す。図 4 より、ほぼ同じ震源位置とみなすことができる Eq.1, Eq.2 は振幅比、位相差とも同じ傾向を示すが、震源位置が異なる Eq.3 は特に位相差において地点間の距離が増すほど Eq.1, Eq.2 とは異なる傾向を示す。これは地点間の距離が増すほど、地点間の位置関係や震源の方位による差異が顕著になること、

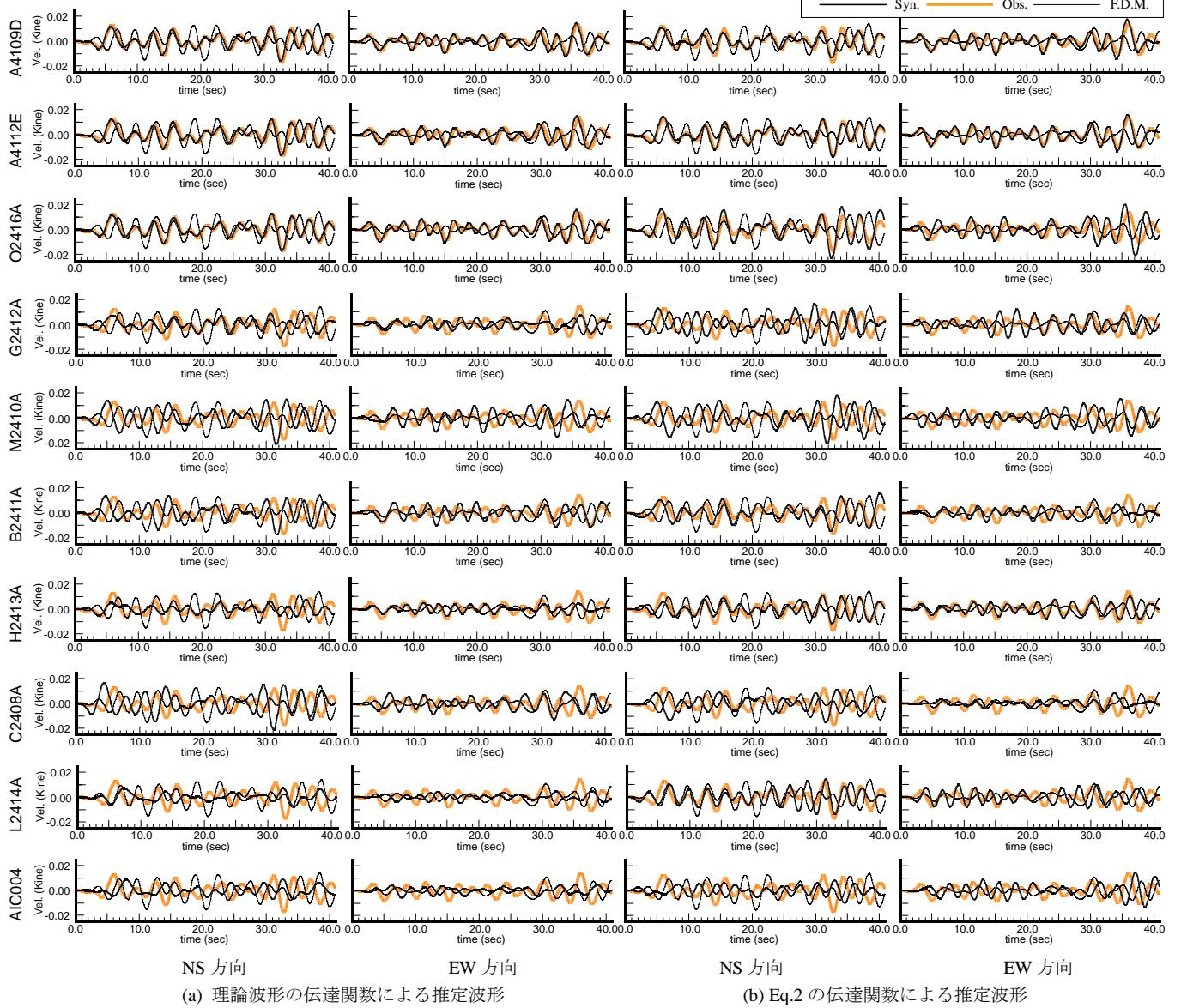


図 5 伝達関数による A4111A 地点の推定波形と観測波形及び三次元有限差分法による理論波形との比較

震源距離が短い Eq.3 は、地点間の距離が増すほど放射特性の差異も反映される可能性があることが要因と考えられる。このため、三次元有限差分法によりシミュレートした地震と推定したい地震との震源位置が大きく異なる場合は、本手法の適用範囲外と考えられる。

一方、理論波形の伝達関数は観測波形の伝達関数と、振幅比、位相差ともに概ね良い対応を示している。しかし詳細に見ると、A4111A 地点から離れるほど両者の差異が目立つようになる。これは、深部地盤モデルの精度に起因すると考えられる。地震波の伝播の影響は、地点間の伝達関数の位相差として表される。A4111A 地点に近い点は、長周期のゆれは同位相に近いため、観測と理論で多少伝播性状が異なっていても位相差として現れない。一方、A4111A 地点から遠い地点は、伝播性状に差異があればそれが位相差として顕在化してしまう。ただし、これは地盤モデルの高精度化により改善が可能であり、今後の課題である。

2.5 伝達関数に基づく推定波形

Eq.1 による A4111A 地点での地震動波形を、各地点の観測波形と理論伝達関数を用いて推定した。伝達関数は図 4 に示した理論波形

Syn. (black), Obs. (orange), F.D.M. (grey)

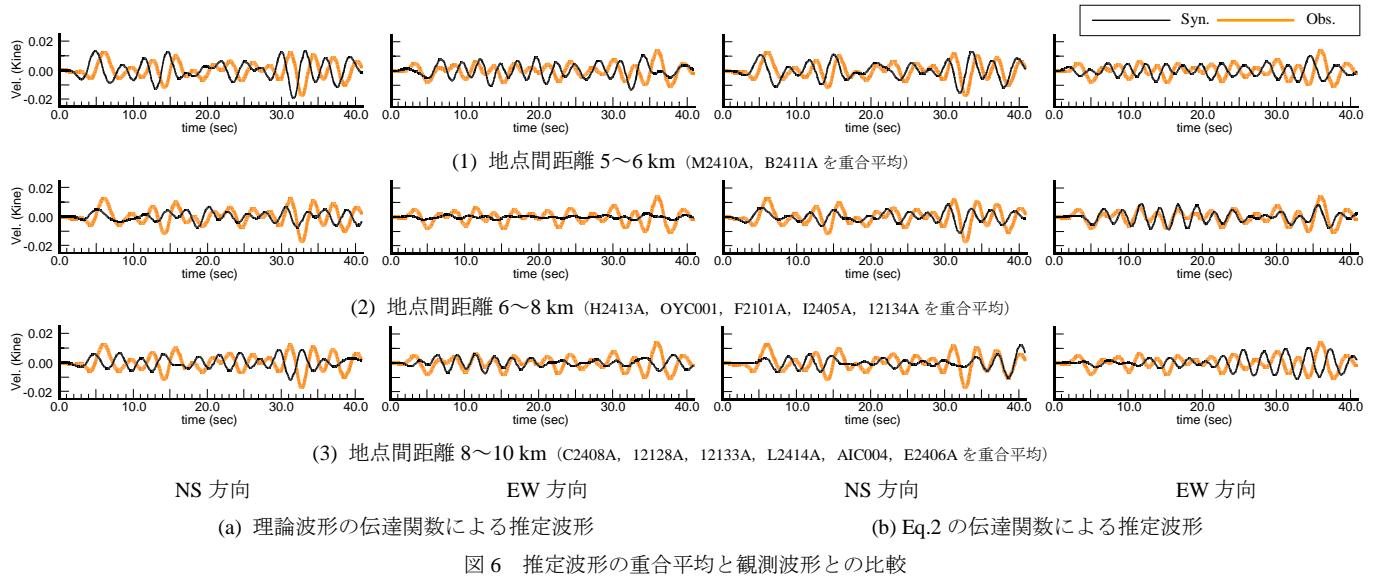


図 6 推定波形の重合平均と観測波形との比較

によるものを用い、式(3)に基づいて、伝達関数に Eq.1 の各地震観測地点における観測波形のフーリエスペクトルを乗じた後、フーリエ逆変換して波形を推定した。なお理論波形と比較するため、推定波形及び観測波形を積分して速度波形とし、0.333Hz のハイカットフィルターを施した。

図 5 に、各地点の観測波形と理論伝達関数を用いて推定した波形を、A4111A 地点の観測波形、三次元有限差分法による理論波形と比較して示す。また、比較のため Eq.2 の観測波形の伝達関数を用いた推定波形を(b)に示す。図 5 より、観測波形は周期 3 秒程度の波が卓越しており、推定波形、理論波形、いずれも同様の傾向を示しているが、理論波形と比べて推定波形の方が観測波形との対応がよい。特に A4111A 地点との距離が 2km 以下である A4109D, A4112E, O2416A の観測記録を用いた推定波形は観測波形とほぼ一致している。これに対し、A4111A 地点との距離が離れるほど、理論波形の伝達関数による推定波形は観測波形と差異が目立ち、B2411A 地点（地点間距離：5303m）より距離が離れると振幅・包絡形状とともに、推定波形と観測波形との差異が顕著になっている。また、Eq.2 の観測波形から求めた伝達関数を用いた推定波形は、理論波形から求めた伝達関数を用いた推定波形に比べ、観測波形との対応が良い。これは前述のとおり、深部地盤モデルの精度による影響と考えられる。なお上下成分についても解析を実施し、水平 2 成分と同様の結果が得られていることを確認している。

2.6 推定波形の重合平均

複数地点の観測波形と伝達関数から求めた A4111A 地点の推定波形を重合平均し、深部地盤モデルの精度に起因するそれぞれの推定波形のばらつきの影響を除去することを試みた。推定波形を、A4111A 地点との距離で 5~6km, 6~8km, 8~10km の 3 つのグループに分類し、それぞれのグループの中で重合平均した。図 6 に 3 つのグループでそれぞれ重合平均した推定波形を観測波形と比較して示す。図 5 と図 6 を比較すると、重合平均した推定波形は重合平均前と比べて観測波形との対応に多少の改善は見られるものの、改善効果は大きくはない。

以上より、本手法の適用範囲は、文献^{15), 16)}による深部地下構造モデル及び南から地震波が到来する記録について適用した本章の検

討結果によれば、地震観測点からの距離が約 5km 程度以内と考えられる。我が国で全国的に展開されている K-NET の観測点間隔は 20km 程度であり、この程度の観測点間隔では、本手法による面的評価のためには十分ではなく、より稠密な観測体制のある都市部（例えば、横浜市は 437km²で 150 地点、名古屋市は 326km²で 86 地点）において有力と考えられる^{5), 6)}。また、都市部は長周期構造物が多く、地盤データも充実していることも本手法の有効性を高めると考えられる。なお、ここに示した適用範囲は、地震波の到来方向や地震基盤の形状により変わる可能性があると考えられ、これについては今後の検討課題である。

3. 短周期域の地震動の推定

3.1 推定手法

短周期域の地震動推定には、浅部地盤構造の影響が大きいと判断し、平行成層仮定の下、一次元の增幅特性の比を用いることとした。ただし、震源とサイトの幾何学的位置関係に伴う放射特性、方位角・入射角、P 波・SV 波・SH 波の波動種別による增幅特性の補正を行う。観測波形を補正することにより、他地点の地震動を推定した例や、観測波形の震源と異なる位置の要素断層から発する地震動を推定した例として、Somerville¹⁹⁾や釜江・他²⁰⁾がある。本論ではこれらに倣い、ある地点で観測された地震波形から他地点の地震波形の推定を試みた。

地震 a による地震動を地点 A で観測した時のスペクトル $O_{Aa}(\omega)$ は次のように表現される。

$$O_{Aa}(\omega) = S_a(\omega) \cdot P_{Aa}(\omega) \cdot G_A(\omega) \quad (4)$$

ここに、 $S_a(\omega)$ は震源特性、 $P_{Aa}(\omega)$ は震源からサイトまでの地震波の伝播経路特性、 $G_A(\omega)$ はサイト增幅特性であり、それぞれ次のように表現できる。

$$S_a(\omega) = F(\theta, \varphi_{Aa}) \cdot Mo(\omega) / 4\pi\rho\beta^3$$

$$P_{Aa}(\omega) = \exp(-\pi f R_{Aa} / Q_s \beta) / R_{Aa} \quad (5)$$

$$G_A(\omega) = G(\omega, \psi_{Aa}, \varphi_{Aa})$$

ここに, $F(\theta, \varphi_{Aa})$ は放射特性, $M(\omega)$ は震源スペクトルで, $M(0)$ は地震モーメントに一致する。 ρ は媒質の密度, β はせん断波速度, R_{Aa} は震源距離, Q_s は媒質の減衰, ψ_{Aa} は入射角, φ_{Aa} は方位角である。これらのうち $F(\theta, \varphi_{Aa})$, R_{Aa} , ψ_{Aa} , φ_{Aa} は震源からサイトまでの幾何学的な位置関係に基づくパラメーターである。

地点 B で観測された地震 a による地震動 $O_{Ba}(\omega)$ と $O_{Aa}(\omega)$ との関係は次のように表現される。

$$O_{Ba}(\omega) = \left[\frac{F(\theta, \varphi_{Ba})}{F(\theta, \varphi_{Aa})} \cdot \frac{R_{Ba}}{R_{Aa}} \cdot \exp\left(\frac{-\pi f(R_{Ba} - R_{Aa})}{Q_s \beta}\right) \cdot \frac{G(\omega, \psi_{Ba}, \varphi_{Ba})}{G(\omega, \psi_{Aa}, \varphi_{Aa})} \right] \cdot O_{Aa}(\omega) \quad (6)$$

ここで、式(6)右辺の大括弧内は、2 地点 A, B で観測される地震動の伝達関数を示しており、式(6)は式(3)と同義である。式(3)では、伝達関数に三次元有限差分法による理論波形を用いたが、式(6)では、2 地点に対してそれぞれ震源の放射係数、伝播経路特性およびサイトの增幅特性を乗じて求めたスペクトル（以下、增幅係数）を用いて表現している。以降に增幅係数及び観測波形に基づく伝達関数を比較して示す。

3.2 増幅係数

増幅係数は、Eq.1 を対象として評価する。検討対象地点は、表 2 に示す地震観測地点のうち PS 検層が実施されている A4112E, A4115E, O2416A, OYC001, AIC004 の 5 地点とした。震源特性は表 2 及び表 3 に示すパラメーターを用いた。震源からサイト近傍までの伝播経路の Q 値は、中央防災会議の資料^{1),2)}を参考に $Q = 100f^{0.7}$ とした。深部地盤構造は愛知県のモデル^{15),16)}を用いた。なお、表層地盤の減衰は福島・翠川²¹⁾による土質別の周波数依存型の Q 値を設定した。なお放射特性は、0.5Hz 未満は理論放射特性、2Hz 以上を等方的な特性とし、その間を線形的に変化する周波数依存型の放射特性²⁰⁾とした。また、サイトの增幅特性の算出には、レイトレーシングに基づく地震基盤への入射角を考慮した各波動成分毎の增幅特性を考慮する方法（手法 1）^{22),23)}と、一般的に統計的グリーン関数法で用いられる SH 波の鉛直下方入射の增幅特性を用いる方法（手法 2）の 2 つの方法を用いた。

3.3 伝達関数

伝達関数の算出には長周期域の検討と同様に Hv 推定法を用いた。

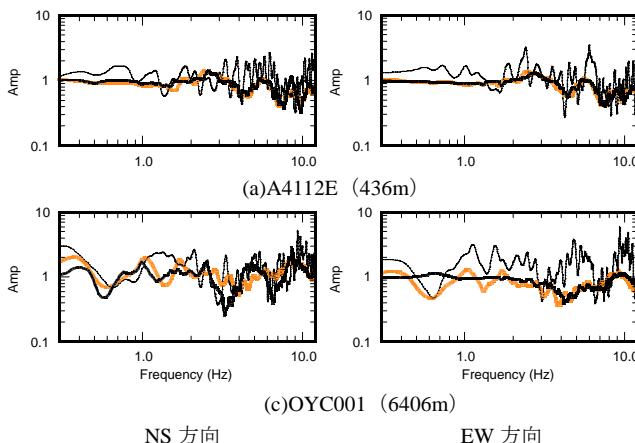


図 7 A4115E 地点と各地点との伝達関数の振幅比

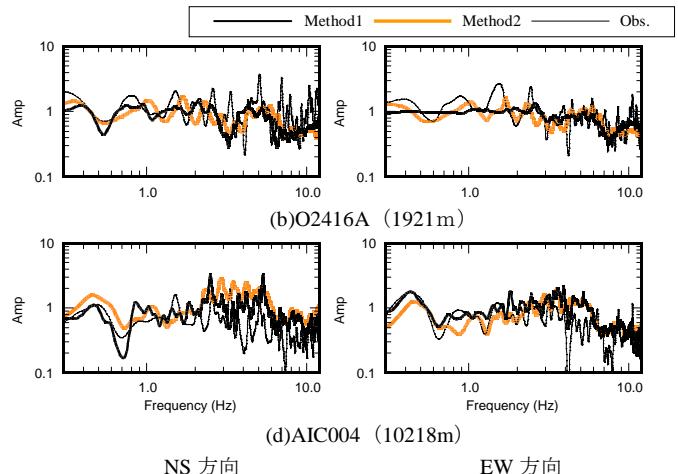
A4115E 地点の波形を他地点の波形から推定することを念頭に、A4115E 地点を分子、他の地点を分母として伝達関数を求めた。地震観測記録は長周期域の場合と同じ区間の 40.96 秒の波形を切り出し、全ての地点で S 波の主要動部を含むようにした。また、クロススペクトル、エネルギースペクトルに対して 0.2Hz の ParzenWindow による平滑化により平均的特性を求めた。

図 7 に、手法 1, 手法 2 を用いて求めた増幅係数から得られた伝達関数の振幅比を、地震観測記録による伝達関数の振幅比と比較して示す。図 7 より、特に NS 方向において入射角と各波動成分の増幅特性を考慮した手法 1 の伝達関数の方が地震観測記録の伝達関数と若干対応がよいが、両者の差は小さいことが分かる。伝達関数評価への鉛直入射時の増幅特性の適用性については、震源近傍の地震観測記録を用いた検証が必要なため、現状の観測記録では検証が困難であり今後の課題である。また、OYC001 地点及び AIC004 地点は A4115E 地点とは 5km 以上離れているが、増幅係数より得られた伝達関数の振幅比は地震観測記録による伝達関数の振幅比と概ね対応しており、長周期域の適用範囲である地点間距離 5km 以内であれば本手法は適用できると考えられる。

3.4 推定波形

図 8 に、A4115E 地点の eq.1 に関して、震源スペクトルが ω^{-2} モデルに従うと考えて統計的グリーン関数法でシミュレートした波形²⁴⁾に伝播経路特性およびサイトの増幅特性を乗じて求めた波形（以下、統計的波形）を観測波形と比較して示す。統計波算出の際に用いた震源特性としては、表 3 に示したパラメーターに加え、Suzuki. et. al²⁵⁾により推定された応力降下量である 3.3MPa を用い、サイトの増幅特性には手法 1 を採用した。なお、波形には、0.3333Hz から 10Hz のバターワース型のバンドパスフィルターを施している。図 8 より、統計的波形は観測波形に比べて振幅が小さく継続時間が短いことが分かる。振幅の差については、震源からサイト近傍までの伝播経路特性やサイトの増幅特性における減衰の設定が原因の一つと考えられるが、地域性を考慮した減衰特性の解明については今後の課題として残っている。継続時間については、図 8 の地震観測記録には散乱による複数の伝播経路を伝わった地震波の影響が含まれており、露頭岩盤における観測波形の経時特性²⁴⁾に適合するようにシミュレートする統計的方法の限界である。

図 9 に、各地点の観測記録と手法 1 及び手法 2 の伝達関数を用い



（括弧内の数値は A4115E 地点からの距離を示す）

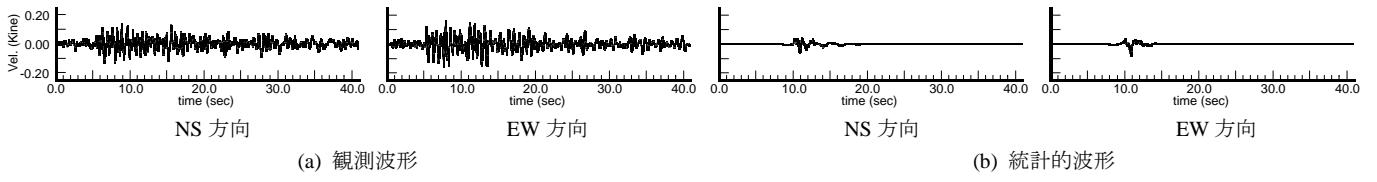


図 8 A4115E 地点の Eq.1 の観測波形と統計的波形との比較

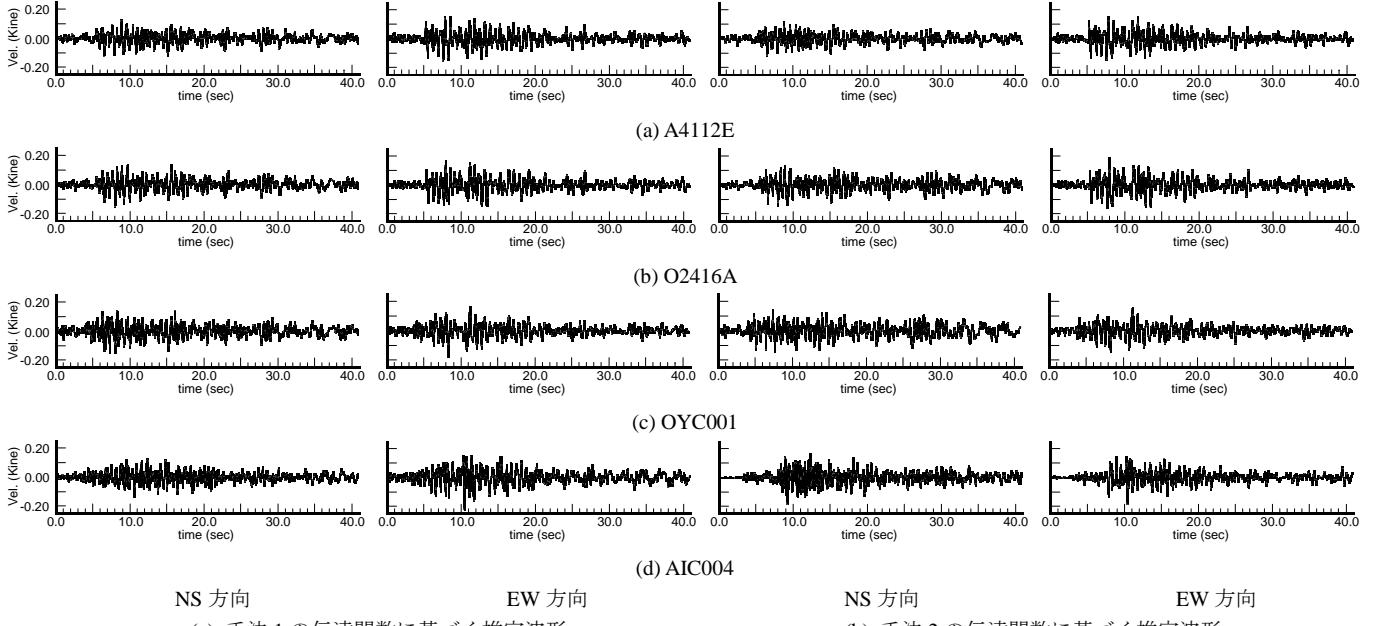


図 9 伝達関数に基づく A4115 地点の推定波形の一例

て求めた A4115E 地点の推定波形を示す。図 8、図 9 を比較することにより、推定波形は統計的波形では得られない散乱の影響を含む地震波形を表現しており、振幅や継続時間においても概ね観測波形と対応していることが分かる。以上より、短周期域においても伝達関数に基づく地震波の推定方法は有効な方法であると考えられる。なお、手法 1 と手法 2 の伝達関数による違いは顕著には見られず、水平動の地震動推定の適用に関しては、何れも適用が可能と考えられる。ただし手法 2 は簡便な反面、SV 波斜め入射による上下動を表現することができない。

4. 推定波形のハイブリッド合成

長周期域及び短周期域それぞれについて、地点間距離が 5km 以内であれば三次元有限差分法による理論波形及び平行成層地盤の増幅係数の伝達関数を用いて地震波形を推定可能であることを示した。そこで本手法を適用して長周期域、短周期域の推定波形を求め、これをハイブリッド合成した結果について検討する。

検討対象地点は、地点間距離が約 5km である A4115E 及び B2411A の 2 地点とし、Eq.1 地震について B2411A 地点の観測記録から A4115E 地点の推定波形を求めた。短周期域の推定波形を求めるための表層地盤モデルは、筆者らが提案したモデル¹²⁾を用い、増幅係数の推定には手法 1 を用いた。また長周期域と短周期域の推定波形のハイブリッド合成は、3 方向の各成分に対して行い、振幅特性については、接続周期 T_c を 2.0 秒とし、周期 $T_c / 1.4$ 秒～ $T_c / 0.6$ 秒の間で cosine 型のマッチングフィルターを適用した。また時間領域において、長周期域と短周期域の推定波形の互いの S 波初動が合うよ

うに調整して、時間軸上で重ね合わせた。

図 10 に、ハイブリッド合成した推定波形（以下、ハイブリッド推定波形）を観測波形と比較して示す。ハイブリッド推定波形と観測波形は、各方向成分において波形、スペクトルともによく対応している。以上より、本手法により得られる推定地震波形は、経験的グリーン関数法の要素地震動として十分適用できるものと考えられる。

5. まとめ

本論では、経験的グリーン関数法による強震動予測を前提として、地震観測記録のない地点における地震波を、観測記録のある近傍地点との理論伝達関数を用いて推定する方法を示した。理論伝達関数の推定に当たっては、堆積地盤の三次元地下構造が重要となる長周期域には三次元有限差分法を、表層の増幅特性が重要となる短周期域には平行成層地盤の増幅係数を用い、両者を組み合わせて地震動を推定した。以下に得られた主たる知見を示す。

- (1)震源位置がほぼ同じとみなすことができる場合には、地震観測記録の 2 地点間の伝達関数は、地震相互間で概ね同じ性状を示している。また、適切に震源を与えた三次元有限差分法による理論波形からも同様の伝達関数を得ることができる。
- (2)観測波形と理論波形の伝達関数を用いて推定した長周期域の推定波形は、三次元有限差分法による理論波形よりも観測波形との対応がよい。ただし、伝達関数を求める地点間距離が長くなると観測波形との対応は悪くなる。本手法の適用範囲は、地震波の到来方向や地震基盤の形状により変化する可能性はあるが、本論における検討では 5km 程度であると考えられる。

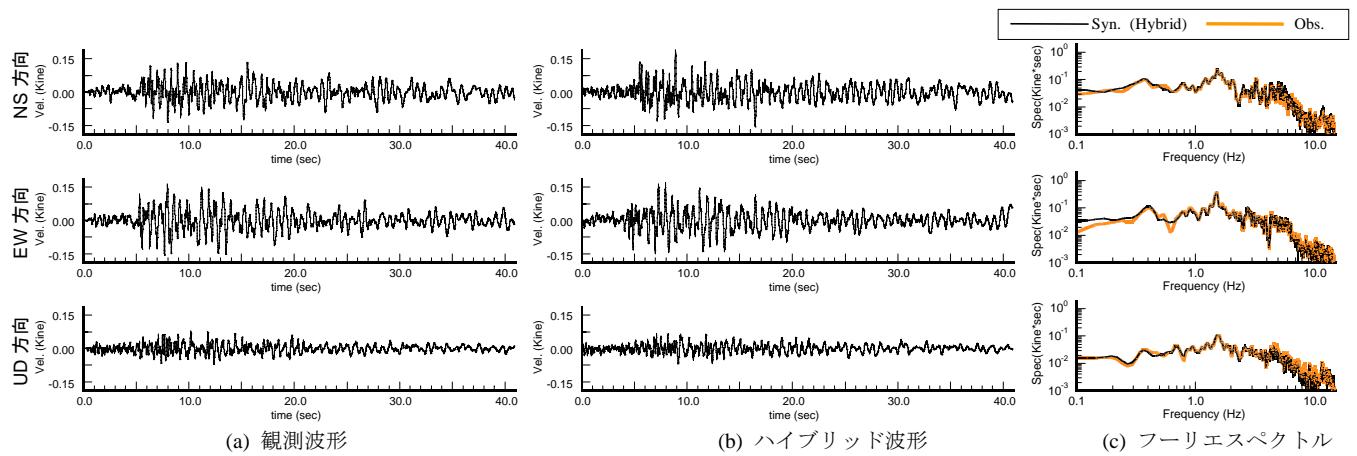


図 10 B2411A 地点との伝達関数より求めた A4115E 地点のハイブリッド推定波形と観測波形との比較

(3) 短周期域において、観測記録と平行成層地盤の増幅係数を用いて推定した推定波形は、統計的波形では表現できない散乱の影響を含む継続時間の長い地震波形を再現しており、観測波形との対応がよい。

(4) 長周期域、短周期域においてそれぞれ推定した波形をハイブリッド合成した波形は観測波形とよい対応を示す。

本手法は、表層地盤及び深部地盤のモデルがあれば、地震観測記録のない地点でも、近傍の地点の地震観測記録から経験的グリーン関数法に用いる地震波形を推定することができ、地盤モデルの精度の向上と共に、推定波形の信頼性も向上する。本論で用いた地盤モデルを適用した場合には、地震観測地点から 5km 范囲内であれば、信頼性の高い地震動の予測が可能であり、通常強震動予測に用いられる三次元有限差分法や統計的グリーン関数法による波形を直接用いる場合より、観測波形との対応がよくなる。今後は、本論で示した方法を用いて要素地震の地震動を推定し、経験的グリーン関数法を用いた地震動の面的評価を行う予定である。

ただし、地震波の到来方向や地震基盤の形状が不陸に富んでいる場合の手法の適用性、震源近傍の地点における適用性、地盤モデルの高精度化など、本手法の精度を高めるための検討を進める必要があり、今後の課題である。

謝辞

本研究を進めるにあたって、防災科学技術研究所の K-NET のデータ及び F-net の震源情報を使用させていただきました。検討に用いた地盤モデルは愛知県及び名古屋市のデータを使用させていただきました。ここに記して、謝意を表します。

参考文献

- 1) 中央防災会議：中央防災会議「東海地震に関する専門調査会」取りまとめ資料(案), 2001.
- 2) 中央防災会議：中央防災会議「東南海・南海地震に関する専門調査会」(第3回)説明資料, 2002.
- 3) 愛知県：平成14年度愛知県東海地震東南海地震等被害予測調査報告書, 2003.
- 4) Irikura, K. : Semi-empirical estimation of strong ground motions during large earthquakes, Bull. Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., Vol.33, pp.63-104, 1983.
- 5) 鷹野澄、菊地正幸、山中佳子、纒繩一起、古村孝志、工藤一嘉、ト部卓、武尾実：首都圏強震動総合ネットワークと Seismic Kanto プロジェクト, 震災予防, 184, pp.22-25, 2002.
- 6) 田淵潤、福和伸夫、中野優、山岡耕春：オンライン強震波形データ収集システムの構築と既存強震計・震度計のネットワーク化, 日本建築学会技術報告集, Vol.13, pp.49-52, 2001.
- 7) 地震調査研究推進本部ホームページ : http://www.jishin.go.jp/main/p_chousa_kansoku02.htm
- 8) 福和伸夫、佐藤俊明、早川崇、池田善考、野崎京三：濃尾平野の地盤調査とそのモデル化, 月刊地球号外 37 号, pp.108-118, 海洋出版, 2002.
- 9) 川辺秀憲、堀家正則、日下部馨：震源インバージョンと地震動有限差分シミュレーションを用いた大阪平野北部地域の三次元地下構造モデル, 日本建築学会構造系論文集, No.552, pp.93-100, 2002.2.
- 10) 山田伸之、山中浩明：地振動シミュレーションのための関東平野南西部の3次元地下構造モデルの比較-1999.5.22 神奈川県西部の地震 ($M_{JMA}4.1$) を用いた検討, 地震, 第2輯, 第53巻, pp. 313-324, 2001.
- 11) 鈴木晴彦、森野道夫、岩本鋼司、劉瑛、藤原広行、早川謙：地震動シミュレーションのための琵琶湖周辺地域の3次元深部地下構造モデル, 地震, 第2輯, 第58巻, pp.91-106, 2005.
- 12) 高橋広人、福和伸夫：地震動予測のための表層地盤のモデル化手法の提案と検証, 日本建築学会構造系論文集, No.599, pp.51-59, 2006.1.
- 13) 名古屋市：あなたの街の地震マップ, 広報なごや号外, 2004.
- 14) Graves, R. W. : Simulating seismic wave propagation in 3D elastic media using staggered-grid finite differences, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.86, pp.1091-1106, 1996.
- 15) 愛知県：平成14年度濃尾平野地下構造調査成果報告書, 2003.
- 16) 愛知県：平成16年度三河地域堆積平野地下構造調査成果報告書, 2005.
- 17) Zhao, D., A. Hasegawa, and H. Kanamori : Deep structure of Japan subduction zone as derived from local, regional, and teleseismic events, J. Geophys. Res., Vol.99, pp.313-329, 1994.
- 18) 理論地震動研究会編著：地震動－その合成と波形処理－, 鹿島出版会, 1994.
- 19) Somerville, P. G. : Engineering applications of strong ground motion simulation, Tectonophysics, Vol.218, pp.195-219, 1993.
- 20) 釜江克宏、入倉孝次郎、福知保長：地域的な震源スケーリング則を用いた大地震 (M7級) のための設計用地震動予測, 日本建築学会構造系論文集, No.416, pp.57-70, 1990.10.
- 21) 福島美光、翠川三郎：周波数依存性を考慮した表層地盤の平均的な Q^{-1} 値とそれに基づく地盤増幅率の評価, 日本建築学会構造系論文集, No.460, pp.37-46, 1994.6.
- 22) 大西良広、堀家正則：統計的グリーン関数を用いた3成分地震動合成法の兵庫県南部地震への適用, 構造工学論文集, Vol.46B, pp.389-398, 2000.
- 23) 香川敬生：ハイブリッド合成法に用いる統計的グリーン関数法の長周期帯域への拡張, 日本地震工学会論文集, 第4巻, 第2号, pp.21-32, 2004.
- 24) Boore, D. M. : Stochastic simulation of high frequency ground motion based on seismological models of the radiated spectra, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.73, No.6, pp.1865-1894, 1983.
- 25) Suzuki, W., T. Iwata, K. Asano, and N. Yamada : Estimation of the source model for the foreshock of the 2004 off Kii peninsula earthquakes and strong ground motion simulation of the hypothetical Tonankai earthquake using the empirical Green's function method, Earth Planets Space, Vol.57, pp.345-350, 2005.