

水平アレー地震観測記録による表層地盤特性の 同定とその適用 —逗子市地域の地盤特性—

安藤幸治¹・岩楯敏広²

¹正会員 東電設計株式会社 技術開発本部地震技術部 (〒110-0015 東京都台東区東上野 3-3-3)

²フェロー会員 東京都立大学 大学院 工学研究科 (〒192-0397 東京都八王子市南大沢 1-1)

耐震設計や被害予測を行う場合、構造物の地震時挙動に影響を及ぼす表層地盤特性を把握することは重要である。本論文では、水平アレー地震観測記録を用いた地盤特性の同定解析手法を提案する。それは、近接する地点の地表面地震記録から求められる共通基盤内の各入射波はほぼ等しくなると仮定して地盤特性を同定する手法である。手法の有効性は、実地震の記録に適用して同定された地盤特性の妥当性を他の手法による結果を参照して検討し、確認した。水平アレー地震観測は、比較的容易に広範囲に亘って実施できるため、ここに提案した解析手法は耐震設計や被害予測の精度を向上させる上で有意であると考える。ただし、基盤内の入射波を評価するため、表層地盤の構造はある程度把握しておかなければならない。

Key Words : identification, surface ground characteristic, horizontal array observation, Zushi site, modal analysis, inversion

1. はじめに

地震動を予測する際には震源破壊過程、伝播経路の媒質特性および表層地盤の増幅特性を考慮しなければならない。この中で特に建築・土木構造物の地震時挙動に影響を及ぼすのは表層地盤の増幅特性であり、複雑な不整形地盤上の構造物が地震時に大きな被害を被ったことは過去の地震被害や兵庫県南部地震により明らかである¹⁾。本研究は水平アレー地震観測記録を用いた表層地盤の構造および動的特性の同定を目的とする。その解析手法は、近接する2地点の地表面地震記録から求められる共通基盤内の各入射波はほぼ等しくなるといふ仮定の下に定式化をしたものである。ここに基盤内入射波は、地盤調査結果を参照して一次元重複反射理論に従って計算をしているため、解析対象地盤は局所的に水平成層地盤構造を成していることが条件となる。水平アレー観測形態によれば比較的容易に広範囲に亘って地震観測が実施できるため、ここに提案する解析手法は耐震設計や被害予測の精度を向上させる上で有意であると考える。

近年やはり地盤構造の動的特性を検討するために簡便に実施できる常時微動観測の記録が広く利用されている。ただし、表層地盤の増幅特性を示すと言われる微動記録

のH/Vスペクトルによる検討²⁾は、表層地盤と基盤の各インピーダンス間に明瞭なコントラストがあることが条件となり、どの地盤についても有効とは限らない。また微動記録については表面波説と実体波説があり、未だに定説がない。従って、それぞれの説に基づいて地盤構造を解くことになるが、双方の理論的な伝達特性に対比させて観測結果を解釈しているのが現状である。

都立大学では逗子市の地域防災計画の一環として地震被害想定に必要な基礎的な地震データを取得するため、地盤構造の異なる地表面上5地点と深さ30mの基盤層に地震計を設置し、水平アレーおよび鉛直アレー地震観測を実施している³⁾。本論文では、ここに提案した同定手法を同市で観測された水平アレー地震記録に適用して表層地盤特性について検討した。同定解析から求められた結果は、既に確立している鉛直アレー地震観測記録を対象とする解析手法⁴⁾による結果と比較して評価した。

2. 水平アレー地震観測記録による地盤構造同定手法の定式化

本研究のような逆解析では最小二乗法に基づく正規方

程式の係数行列の特異性が常に問題になる。その要因は、解析が振動系に対して想定した数値モデルの自由度（あるいは地盤モデルの場合の層数）に比較してわずかな個数の観測記録を使用して行なわれることにある。数値モデルの全自由度に対応する観測記録があれば、全ての物性値パラメータに対して有意な感度量（ヤコビアン行列）が求められ、各々変動すべき方向および量が決定されるが、観測記録に限られている場合は有意な感度量を与え得るパラメータは一部であり、その影響が係数行列の特異性として現れる。本論文では、正規方程式は、特異性の考慮可能な特異値分解法⁵⁾に基づいた方法で解いている。はじめにその概略を述べる。

(1) 逆解析手法

今、 m 個のパラメータを $\mathbf{x} = (x_1, x_2, x_3, \dots, x_m)^T$, n 個の観測値を $\mathbf{y} = (y_1, y_2, y_3, \dots, y_n)^T$ ($n \geq m$) とし、両者は次式により関係付けられているものとする（ここに、マトリックスとベクトルは太字で表す）。

$$\mathbf{y} = \mathbf{f}(\mathbf{x}) \quad (1)$$

ここに、 $\mathbf{f}(\mathbf{x})$ は回帰式である。

以下では非線形問題を取り上げる。 $\mathbf{f}(\mathbf{x})$ がパラメータ \mathbf{x} について非線形の関係にある場合は問題が複雑になるため、一般に $\mathbf{f}(\mathbf{x})$ に対して \mathbf{x}_0 を \mathbf{x} の近似値、その微小補正量を $\Delta\mathbf{x}$ として、次のようにテーラーの定理に従い $\Delta\mathbf{x}$ に関して線形化を行う。

$$\mathbf{y} = \mathbf{f}(\mathbf{x}_0) + \mathbf{A}\Delta\mathbf{x} \quad (2)$$

ここに、行列 \mathbf{A} ($n \times m$) はヤコビアン行列であり、各要素は次のようになる。

$$A_{ij} = \partial f_i(\mathbf{x}_0) / \partial x_j \quad (3)$$

パラメータ \mathbf{x} の最確値を与える $\Delta\mathbf{x}$ は、最小二乗法より、次式で表される目的関数 ε 、即ち、式(2)の両辺の差の二乗和に対する最小化必要条件式より求められる。

$$\varepsilon = [\mathbf{y} - \mathbf{f}(\mathbf{x}_0) - \mathbf{A}\Delta\mathbf{x}]^T [\mathbf{y} - \mathbf{f}(\mathbf{x}_0) - \mathbf{A}\Delta\mathbf{x}] \quad (4)$$

必要条件式 $\partial\varepsilon / \partial\Delta\mathbf{x} = \mathbf{0}$ より、補正量 $\Delta\mathbf{x}$ に関する方程式（正規方程式）は次のようになる。

$$\mathbf{A}^T \mathbf{A} \Delta\mathbf{x} = \mathbf{A}^T \mathbf{b} \quad (5)$$

ここに、 $\mathbf{b} = \mathbf{y} - \mathbf{f}(\mathbf{x}_0)$ である。

式(5)の解 $\Delta\mathbf{x}$ は、係数行列 $\mathbf{A}^T \mathbf{A}$ の特異性が考慮できるように、次式のように予め \mathbf{A} を特異値分解して求める。

$$\mathbf{A} = \mathbf{U}\mathbf{\Lambda}\mathbf{V}^T \quad (6)$$

ここに、 \mathbf{U} ($n \times n$)、 \mathbf{V} ($m \times m$) は、それぞれ $\mathbf{A}^T \mathbf{A}$ の固有ベクトル \mathbf{v}_r を、 $\mathbf{A}\mathbf{A}^T$ の固有ベクトル \mathbf{u}_r を列ベクトルに持つ行列である。 $\mathbf{\Lambda}$ ($n \times m$) は、対角項に m 個の特異値 λ_r ($\mathbf{A}^T \mathbf{A}$ あるいは $\mathbf{A}\mathbf{A}^T$ の固有値は λ_r^2 である) を持ち、他の要素はゼロである。一般にその要素は次のように大きい順に配置される。

$$\lambda_1 \lambda_2 \lambda_3 \dots \lambda_m \quad (7)$$

また、固有ベクトル \mathbf{v}_r 、 \mathbf{u}_r は次の直交性を満たす。

$$\mathbf{v}_r^T \mathbf{v}_s = \delta_{rs} \mathbf{v}_r, \mathbf{u}_r^T \mathbf{u}_s = \delta_{rs} \mathbf{u}_r \quad (8)$$

ここに、 δ はクロネッカーのデルタである。以下では、上式の \mathbf{v}_r 、 \mathbf{u}_r が 1.0 になるように規格化された \mathbf{v}_r 、 \mathbf{u}_r を扱う。

式(6)より、式(5)の $\Delta\mathbf{x}$ は次のようになる。

$$\begin{aligned} \Delta\mathbf{x} &= \mathbf{V}\mathbf{\Lambda}^{-1}\mathbf{U}^T \mathbf{b} \\ &= \sum_{r=1}^m \lambda_r^{-1} \mathbf{v}_r \mathbf{u}_r^T \mathbf{b} \end{aligned} \quad (9)$$

もし $\mathbf{A}^T \mathbf{A}$ が特異であれば、その行列式は固有値の積で表されるので不等式(7)のある次数以降にゼロあるいは極めて小さい値の固有値が並ぶ。よって、上式より $\Delta\mathbf{x}$ を計算するときは、 λ_r の相対比を考慮して次式を満たす λ_r を採用する。

$$\lambda_r / \lambda_r \geq \gamma \quad (10)$$

この解法が特異値分解法である。同法では γ は 10^{-3} 位の値を採るが、問題によりその都度検討すべき値である。

ところで、式(6)より、式(5)の右辺ベクトル $\mathbf{b}^T = \mathbf{A}^T \mathbf{b}$ は次のようになる。

$$\begin{aligned} \mathbf{b}^T &= \mathbf{V}\mathbf{\Lambda}^T \mathbf{U}^T \mathbf{b} \\ &= \sum_r \lambda_r \mathbf{v}_r \mathbf{u}_r^T \mathbf{b} \end{aligned} \quad (11)$$

即ち、 \mathbf{b}^T は直交座標系 $\mathbf{V} = \{\mathbf{v}_r\}$ 上のベクトルである。元々、右辺ベクトル $\mathbf{A}^T \mathbf{b}$ は座標系 $\mathbf{A}^T \mathbf{A} = \{\mathbf{a}_r\}$ 上のベクトルであるが、双方の座標系の関係を調べてみると以下のようなになる。

例えば、ベクトル \mathbf{v}_r 方向の $\{\mathbf{a}_r\}$ 各次ベクトル成分のノルムの二乗和は次のようになる。

$$\begin{aligned} s &= \sum_{i=1}^m \left| \mathbf{v}_r^T \mathbf{a}_i \right|^2 \\ &= \sum_{i=1}^m (\mathbf{a}_i^T \mathbf{v}_r \mathbf{v}_r^T \mathbf{a}_i) \\ &= \text{trace}(\mathbf{A}^T \mathbf{A} \mathbf{v}_r \mathbf{v}_r^T \mathbf{A}^T \mathbf{A}) \\ &= \mathbf{v}_r^T \mathbf{A}^T \mathbf{A} \mathbf{A}^T \mathbf{A} \mathbf{v}_r \\ &= \lambda_r^4 \end{aligned} \quad (12)$$

これは、座標系 $\mathbf{A}^T \mathbf{A} = \{\mathbf{a}_r\}$ で展開されるベクトルは、直交座標系 $\mathbf{V} = \{\mathbf{v}_r\}$ では、 $\mathbf{A}^T \mathbf{A}$ が特異な場合は比較的低い次数 r の直行ベクトルに縮約されることを示唆する。

主成分分析^{5), 6)} では、 $\mathbf{A}^T \mathbf{A} \mathbf{v}_r$ は第 r 主成分と呼ばれている。また、第 R 主成分までの λ_r^2 の和の、その総和に対する比

$$P_R = \sum_{r=1}^R \lambda_r^2 / \sum_{r=1}^m \lambda_r^2 \quad (13)$$

は累積寄与率と呼ばれ、 $\{\mathbf{a}_r\}$ の情報の再現性を見るための指標である（通常 $P_R = 0.8$ ）。式(12)より、当然ながら $\mathbf{A}^T \mathbf{A}$ が特異な場合は、 m に比較して低い次数 R で累積寄与率は高くなる。式(10)で決定される特異値の中には特

異性を持つものが含まれている場合があり、そのときは式(4)の ε が繰り返し演算で減少しながらも解の中に発散するパラメータが現れる。そこで本研究では、式(9)の解 Δx ($V = \{v_r\}$ 上のベクトル) の計算は、式(13)を考慮して次のような手順で行っている。① $r=1$ から始めて部分空間 v_1 で繰り返し収束演算を行う、② $r=1$ と 2 の 2 つの直交空間 v_1 および v_2 上で演算を繰り返す、③ 解の動向を見ながら次数を上げて同様の計算を実施する、④ ある次数 s で解が発散したとき、その直前の次数 $s-1$ の解を最適解とする。あるいは、この手順で解が発散する次数 s を予め調べておいて、 $r=1 \sim s-1$ に対応する直交空間 $v_1 \sim v_{s-1}$ で解を求めている。

(2) 地盤構造同定手法の定式化

今、地表面上の近接する 2 つの地点で観測された地震記録があり、それら波形は各々の地点で次元重複反射理論に従うものと仮定する。即ち、図-1 は近接する 2 地点 S_1, S_2 の地盤構造を含む地盤模式図であるが、両地点の周辺地盤は各々水平成層地盤構造を成しているとみなす。このような理想化された地盤構造は現実には存在しないが、多くの場合、地盤構造に極端な形状の違いが認められなければ同条件下で問題は処理され、地盤特性が評価されている。

上記仮定より、必要な地盤物性値が与えられれば重複反射理論に従って各々の地表面観測記録 a_1, a_2 から任意の深さにおける入射波 (上昇波) z_1, z_2 の計算が可能である。例えば、その深さとして同図の充分な深さにある基盤層の上面のように、両地点に共通な地層内の標高の同じ点を選定したならば、それら入射波は似たような波形になるはずである。勿論、上層から反射されて戻って

る波 (下降波) が存在し、それらが基盤層以下の層境界で反射して上昇波に転じ入射波に加わるため、その構造によっては入射波の比較が困難な場合があるかもしれない。しかし、一般にインピーダンスは地表面に近づくにつれて小さくなる傾向があるので、上層から戻ってくる下降波は透過係数が 1.0 未満の層境界を透過することになり、基盤層以深の各地層のインピーダンスに大きな違いがなければ、それら下降波の入射波に対する影響はさほどないと考えられる。

以上より、地表面観測点 2 地点において、それぞれの地震記録から共通地層内 (以後、基盤層と呼ぶ) 同一標高の入射波の波形あるいはその周波数スペクトルを計算し、それらが同一になるという条件より双方の物性値の同定が可能となる。以下では入射波の周波数スペクトル (以後、入射波スペクトルと呼ぶ) を取りあげる。入射波の波形を使用した場合でも同じ結果が得られるが、スペクトルの場合は視覚的に比較し易いという利点がある。

はじめに、次元重複反射理論に基づいて基盤層上面の入射波スペクトルの計算式を導いていく。

表層地盤の層毎の局所座標として層上面を原点にとり深さ方向に x 軸をとれば、鉛直下方の入射波に対する各層の運動方程式は次のようになる。

$$\rho \frac{\partial^2 u(x,t)}{\partial t^2} = G \frac{\partial^2 u(x,t)}{\partial x^2} \quad (14)$$

ここに、 $u(x,t)$ は変位であり、 $\partial^2/\partial t^2, \partial^2/\partial x^2$ はそれぞれ時間 t 、座標 x に関する二階微分である。また ρ, G はそれぞれ密度、せん断弾性係数である。

上式の解は、次のようになる。

$$u(x,t) = Ce^{i(\omega t + kx)} + De^{i(\omega t - kx)} \quad (15)$$

ここに、 $k = \sqrt{\rho/G}\omega = \omega/V_s$ である。ただし、せん断弾性係数 G とせん断波速度 V_s については、次のように内部減衰を考慮して複素数として取り扱う。

$$\begin{aligned} G &= G_0(1 + 2hi) \\ &= \rho V_s^2 \\ &= \rho V_{s0}^2(1 + 2hi) \end{aligned} \quad (16)$$

ここに、 G_0, V_{s0} は、それぞれ無減衰時のせん断弾性係数、せん断波速度である。 h は内部減衰定数であるが、次式のように周波数依存性を考慮している。

$$h = h_0 f^n \quad (17)$$

ここに、 h_0 は周波数依存性のないときの内部減衰定数であり、 n は周波数依存度である。

各層に地表面直下から順に番号を付ければ、第 m 層と第 $m+1$ 層間の変位とせん断応力 ($= G \partial u / \partial x$) の連続の条件より式(15)の係数 C, D に関して次式が成り立つ。

$$\begin{bmatrix} C_{m+1} \\ D_{m+1} \end{bmatrix} = \frac{1}{2} \begin{bmatrix} (1 + \alpha_m) e^{ikmH_m} & (1 - \alpha_m) e^{-ikmH_m} \\ (1 - \alpha_m) e^{ikmH_m} & (1 + \alpha_m) e^{-ikmH_m} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} C_m \\ D_m \end{bmatrix} \quad (18)$$

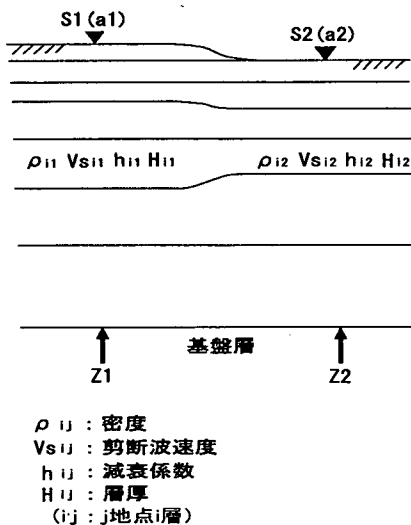


図-1 地盤構造

ここに、

$$\alpha_m = \frac{\rho_m V s_{m0} \sqrt{1+2h_m i}}{\rho_{m+1} V s_{m+10} \sqrt{1+2h_{m+1} i}}, \quad (19)$$

$$k_m = \frac{\omega}{V s_{m0} \sqrt{1+2h_m i}}$$

また、地表面でせん断応力がゼロになることから次式が成立する。

$$\begin{bmatrix} C_2 \\ D_2 \end{bmatrix} = \frac{1}{2} \begin{bmatrix} (1+\alpha_1)e^{ik_1 H_1} & (1-\alpha_1)e^{-ik_1 H_1} \\ (1-\alpha_1)e^{ik_1 H_1} & (1+\alpha_1)e^{-ik_1 H_1} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} 1 \\ 1 \end{bmatrix} C_1 \quad (20)$$

基盤層を第 N 層とすれば、その係数 C_N, D_N は、式(18)、(20)より、次のように表される。

$$\begin{bmatrix} C_N \\ D_N \end{bmatrix} = A_{N-1} A_{N-2} \cdots A_1 = \mathbf{A} \begin{bmatrix} 1 \\ 1 \end{bmatrix} C_1 \quad (21)$$

ここに、

$$\mathbf{A} = A_{N-1} A_{N-2} \cdots A_1 \quad (22)$$

$$A_n = \frac{1}{2} \begin{bmatrix} (1+\alpha_n)e^{ik_n H_n} & (1-\alpha_n)e^{-ik_n H_n} \\ (1-\alpha_n)e^{ik_n H_n} & (1+\alpha_n)e^{-ik_n H_n} \end{bmatrix} \quad (23)$$

$(n=1-N-1)$

以上より、基盤層上面の入射波(式(15)の第一項)は次のようになる。

$$z_N(\omega, t) = C_N e^{i\omega t} = (A_{11} + A_{12}) C_1 e^{i\omega t} \quad (24)$$

ここに、 A_{ij} は式(22)のマトリックス \mathbf{A} の (ij) 要素である。上式は速度、加速度についても成り立つ。

よって、地表面上の地震記録のフーリエスペクトル $C_1(\omega)$ に対する基盤層上面の入射波スペクトル $z_N(\omega)$ は次のようになる。

$$z_N(\omega) = C_N(\omega) = (A_{11}(\omega) + A_{12}(\omega)) C_1(\omega) \quad (25)$$

次に、2地点の基盤層上面の入射波スペクトルが同一になるという条件より、双方の地点の地盤物性値の同定手法について最小二乗法に基づいて考えていく。

ところで最小二乗法は対象とする物理量の誤差分布がガウス分布に従うことを前提とする。ここでは地震記録がその条件を満たす物理量である⁷⁾が、そのフーリエスペクトル(式(25)の $C_1(\omega)$)はデータ数 N の次元数を持つ直交ベクトルにより地震記録を展開係数とする線形展開式に表される。従って、直交ベクトルによる線形展開式を地震記録に関する一次式と捉えれば、フーリエスペクトルの誤差分布は地震記録と同様にガウス分布に従うことになる⁸⁾。ここで扱う式(25)の入射波スペクトル $z_N(\omega)$ は地震記録のフーリエスペクトル $C_1(\omega)$ に定係数 $A_{11}(\omega) + A_{12}(\omega)$ をかけた量なので、やはり地震記録の一次式で表され、その誤差分布はガウス分布となる。ただし、ここに言うフーリエスペクトルは複素数

に表現したときの実数部と虚数部を指す。以上より入射波スペクトル $z_N(\omega)$ は最小二乗法の対象物理量となり得ることが理解される。

2地点の基盤層上面における入射波スペクトルの差の二乗和を評価するために、目的関数 ε を次のように定義する。

$$\varepsilon = \sum_{\omega} |z_{N1}(\omega) - z_{N2}(\omega)|^2 \quad (26)$$

ここに、 z_{N1}, z_{N2} は、それぞれ観測地点1, 2の基盤層上面の入射波スペクトルである。 \sum は ω についての総和を、 $||$ は絶対値を意味する。

式(26)の入射波スペクトル z_{N1}, z_{N2} は、物性値、即ち、密度 ρ 、せん断波速度 Vs 、減衰定数 h 、周波数依存度 n および層厚 H に関して非線形の関係にあるので、これら物性値の近似値に対する微小補正量についてテーラー展開をして、その一次まで考慮し線形化を行う。即ち、物性値の近似値 ρ_0 の微小補正量を $\Delta\rho$ として入射波スペクトル $z_N(\omega)$ を次のように近似し、 $\Delta\rho$ を線形パラメータとして取り扱う。

$$z_N(\omega) = z_{N0}(\omega) + \sum_i \frac{\partial z_N(\omega)}{\partial \rho_i} \Delta\rho_i \quad (27)$$

ここに、 $z_{N0}(\omega)$ は地盤物性値の近似値 ρ_0 に対する入射波スペクトルであり、 i は物性値番号、 \sum は考慮する物性値についての総和である。偏微分係数 $\partial z_N(\omega)/\partial \rho_i$ は入射波スペクトル $z_N(\omega)$ の物性値 ρ_i に対する感度量であるが、具体的な計算式は次のようになる。

式(25)より、

$$\frac{\partial z_N(\omega)}{\partial \rho_i} = \left[\frac{\partial A_{11}(\omega)}{\partial \rho_i} + \frac{\partial A_{12}(\omega)}{\partial \rho_i} \right] C_1(\omega) \quad (28)$$

ここに、

$$\frac{\partial A_{11}(\omega)}{\partial \rho_i} = \sum_{i-z} A_{1i}^{N-1} A_{ij}^{N-2} \cdots \frac{\partial A_{ki}}{\partial \rho_i} \cdots A_{z1}^1 \quad (i-z=1,2) \quad (29)$$

$$\frac{\partial A_{12}(\omega)}{\partial \rho_i} = \sum_{i-z} A_{1i}^{N-1} A_{ij}^{N-2} \cdots \frac{\partial A_{ki}}{\partial \rho_i} \cdots A_{z2}^1 \quad (i-z=1,2) \quad (30)$$

ただし、物性値 ρ_i が i と $i-1$ の2つの層に関係する場合は $\partial A_{ki}^{i-1}/\partial \rho_i$ を求め、2式(29)、(30)と同様の計算を行い、両式に加算しなければならない。

3章で実地震記録に適用した解析例を示すが、そこでは同定の対象物性値のひとつとしてせん断波速度を選定した。例えば、これについての第 m 層あるいは第 $m+1$ 層に関する偏微分係数 $\partial A_{ki}^m/\partial \rho_m, \partial A_{ki}^{m-1}/\partial \rho_m$ は以下のようなになる。

要素(11) :

$$\begin{aligned} \frac{\partial A_{11}^m}{\partial V s_{m0}} &= \frac{1}{2} \frac{\rho_m \sqrt{1+2h_m i}}{\rho_{m+1} V s_{m+10} \sqrt{1+2h_{m+1} i}} e^{ik_m H_m} \\ &\quad - \frac{i}{2} (1+\alpha_m) H_m \frac{\omega}{V s_{m0}^2 \sqrt{1+2h_m i}} e^{ik_m H_m} \end{aligned} \quad (31)$$

要素(12) :

$$\begin{aligned} \frac{\partial A_{12}^m}{\partial V s_{m0}} &= -\frac{1}{2} \frac{\rho_m \sqrt{1+2h_m i}}{\rho_{m+1} V s_{m+10} \sqrt{1+2h_{m+1} i}} e^{-ik_m H_m} \\ &\quad + \frac{i}{2} (1-\alpha_m) H_m \frac{\omega}{V s_{m0}^2 \sqrt{1+2h_m i}} e^{-ik_m H_m} \end{aligned} \quad (32)$$

要素(21) :

$$\begin{aligned} \frac{\partial A_{21}^m}{\partial V s_{m0}} &= -\frac{1}{2} \frac{\rho_m \sqrt{1+2h_m i}}{\rho_{m+1} V s_{m+10} \sqrt{1+2h_{m+1} i}} e^{ik_m H_m} \\ &\quad - \frac{i}{2} (1-\alpha_m) H_m \frac{\omega}{V s_{m0}^2 \sqrt{1+2h_m i}} e^{ik_m H_m} \end{aligned} \quad (33)$$

要素(22) :

$$\begin{aligned} \frac{\partial A_{22}^m}{\partial V s_{m0}} &= \frac{1}{2} \frac{\rho_m \sqrt{1+2h_m i}}{\rho_{m+1} V s_{m+10} \sqrt{1+2h_{m+1} i}} e^{-ik_m H_m} \\ &\quad + \frac{i}{2} (1+\alpha_m) H_m \frac{\omega}{V s_{m0}^2 \sqrt{1+2h_m i}} e^{-ik_m H_m} \end{aligned} \quad (34)$$

せん断波速度の第 $m-1$ 層に関する微分係数は次のようになる。

要素(11) :

$$\frac{\partial A_{11}^{m-1}}{\partial V s_{m0}} = -\frac{1}{2} \frac{\rho_{m-1} V s_{m-10} \sqrt{1+2h_{m-1} i}}{\rho_m V s_{m0}^2 \sqrt{1+2h_m i}} e^{ik_{m-1} H_{m-1}} \quad (35)$$

要素(12) :

$$\frac{\partial A_{12}^{m-1}}{\partial V s_{m0}} = \frac{1}{2} \frac{\rho_{m-1} V s_{m-10} \sqrt{1+2h_{m-1} i}}{\rho_m V s_{m0}^2 \sqrt{1+2h_m i}} e^{-ik_{m-1} H_{m-1}} \quad (36)$$

要素(21) :

$$\frac{\partial A_{21}^{m-1}}{\partial V s_{m0}} = \frac{1}{2} \frac{\rho_{m-1} V s_{m-10} \sqrt{1+2h_{m-1} i}}{\rho_m V s_{m0}^2 \sqrt{1+2h_m i}} e^{ik_{m-1} H_{m-1}} \quad (37)$$

要素(22) :

$$\frac{\partial A_{22}^{m-1}}{\partial V s_{m0}} = -\frac{1}{2} \frac{\rho_{m-1} V s_{m-10} \sqrt{1+2h_{m-1} i}}{\rho_m V s_{m0}^2 \sqrt{1+2h_m i}} e^{-ik_{m-1} H_{m-1}} \quad (38)$$

ここで、入射波スペクトル $Z_N(\omega)$ の近似式(27)を用いて、式(26)に示した目的関数 ε を次のように再定義する。

$$\begin{aligned} \varepsilon &= \sum_{\omega} \left| Z_{N10}(\omega) + \sum_i \frac{\partial Z_{N1}(\omega)}{\partial \rho_{1i}} \Delta \rho_{1i} \right. \\ &\quad \left. - Z_{N20}(\omega) - \sum_i \frac{\partial Z_{N2}(\omega)}{\partial \rho_{2i}} \rho_{2i} \right|^2 \end{aligned} \quad (39)$$

物性値の微小補正量 $\Delta \rho$ の最適解は、式(39)の最小化必要条件式より正規方程式をたて、それを解いて求められる。必要条件式は次のようになる。

$$\frac{\partial \varepsilon}{\partial \Delta \rho_{sr}} = 0 \quad (s=1,2, \quad r=1,2,3,\dots) \quad (40)$$

よって、上式より $\Delta \rho_{1i}$ 、 $\Delta \rho_{2i}$ について解けば物性値の最適な修正量が得られる。そして次式より物性値を更新して、目的関数 ε が許容値を満たすまで繰り返し計算を行い、2地点の入射波スペクトルの同一化を図る。

$$\rho_{sr}^{new} = \rho_{sr0} + \Delta \rho_{sr} \quad (s=1,2, \quad r=1,2,3,\dots) \quad (41)$$

3. 同定手法の適用

本研究で対象とした逗子市は、過去にはほぼ70年周期で繰り返し地震被害を受けており、近い将来 M7 クラスの地震が予想されるため、直下型地震を想定して地域防災計画の策定を進めてきた。前述したように都立大学では同計画の一環として被害想定に必要な基礎的な地震データを取得するため地震観測を実施している。本章では同市で観測された水平アレー地震観測記録に対して同定手法を適用し、その結果について述べる。

(1) 逗子市の地形・地質⁹⁾

逗子市は三浦丘陵で構成される半島の北部に位置し、丘陵地をほぼ東西に刻み込んでいる田越川の流域にある。逗子市の地質は葉山層群と三浦層群から成るが、葉山層群は一部(森戸川流域と桜山9丁目付近)にしか見られず、市内に分布するのは葉山層群を不整合に覆う三浦層群(逗子層と池子層)である。逗子の基盤を成す逗子層は、西北西-東南東の走向で北に傾斜している。田越川の比較的軟弱な沖積低地は走向に沿って形成された谷が埋め立てられたものである。田越川低地の河口部から上流部にかけて地盤の深さ方向の断面図は図-2のようになる。縦軸に標高、横軸に河口部からの距離をとっている。縮尺率はそれぞれ 1/200、1/10000 である。これはボーリング資料等を基にして作成されたものであり番号はその資料を示す。地盤を構成する沖積層は風化した基盤を含めて7層に区分される。沖積層は上流に行くに従い厚さが薄くなっていく。逗子市西北端部には田越川とは水系の異なる小坪川があり、その流域低地には軟弱な沖積層がある。ボーリング資料および断面図等を参照して作成した基盤深度分布図を図-3に示す。同図に水平アレー観測地点 K1~5 を示す。地点 K1 には地中観測地点 K6 が埋設されている。図-2の断面図は図-3の A-A'間の断面を描いたものである。

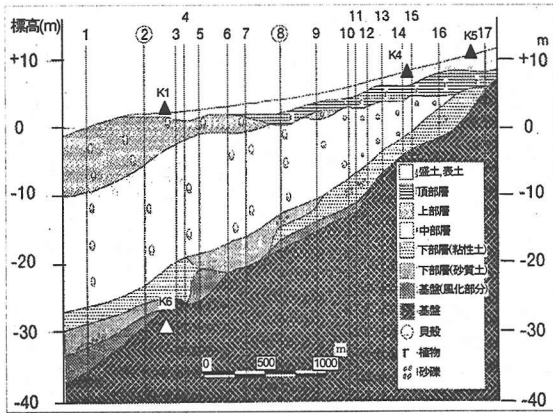


図-2 田越川流域(図-3A-A')の断面図

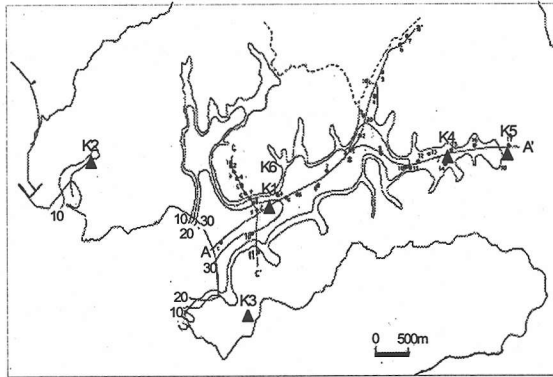


図-3 逗子市の基盤深度分布図

(2) 地震観測の概要

水平アレー地震観測は、田越川流域の沖積地盤上に3点(図-3のK1, K4, K5)、小坪川流域の同地盤上に1点(同図のK2)および南側丘陵地の岩盤上に1点(同図のK3)の計5地点の地表面上で1994年6月より実施している。また鉛直アレー地震観測は、1997年8月よりK1地点のボーリング孔内基盤中(N値 ≥ 50 、深さ30m)に地中地震計(図-2, 3のK6)を増設し実施している。

水平アレー地震観測用の地震計は東京測振製の地震計(CV-601:サーボ加速度計3方向)である。サンプリング周波数は100Hz、遅延時間は5秒で、約55秒間の観測が可能である。一方、鉛直アレー地震観測で使用している地中地震計は勝島製理設型加速度計(SD-203B, 3方向)であり、サンプリング周波数は100Hz、遅延時間は10秒で、約70秒間の観測が可能である。

これまで観測された地震記録は、上述した2種類の地震計の設置時期により2期に分けられる。第1期観測期間は1994年～1996年である。この期間に45個の地震記録が得られた。それらは震央距離が60km程度の中小規模($M \leq 5$)の地震による記録である。観測された記録の最大加速度は、1995年7月3日相模湾地震($M=5.6$)の水

平方方向75galである。第2期観測期間は1997年～1999年である。この期間には34個の地震記録が得られた。この中で鉛直アレー観測点(基盤)で観測された地震記録は4個である。観測された記録の最大加速度は、1998年8月29日東京湾地震($M=5.4$)の地表水平方向43gal(基盤水平方向は15gal)である。

(3) 水平アレー地震観測記録に対する適用結果

ここでは、逗子市内の水平アレー地震観測地点で観測された記録に対して2章で述べた同定手法を適用し、同市の表層地盤構造について検討した。ただし、観測地点5地点の内K2は他の地点とは谷部(田越川)を挟んで距離的に離れて位置しているため解析対象から除外した。同定解析の結果については、既に確立している鉛直アレー地震観測記録を対象とした同定手法⁴⁾を地点K1の同記録に適用して求められた地盤構造(4章)を参照して評価する。解析で対象とした4地点、即ち、K1, K3, K4およびK5の物性値を表-1に示す。ここに物性値は文献9)を参照した。ただしせん断波速度 V_s は道路橋示方書¹⁰⁾に示されている次のN値との関係式を用いて与えた。

$$\text{粘性土層の場合: } V_s = 100N^{1/3} \quad (1 \leq N \leq 25) \quad (42)$$

$$\text{砂質土層の場合: } V_s = 80N^{1/3} \quad (1 \leq N \leq 50) \quad (43)$$

また、同表の ρ 、 h は、それぞれ密度、減衰定数である。減衰定数の値は、鉛直アレー観測記録による同定解析結果(4章)を参照した。式(17)の周波数依存度 n にはゼロを与えた。

節(1)で述べたように、また図-2や表-1から明らかであるが、解析対象4地点の表層地盤の厚さは異なり、不整形地盤構造を成している。ただし、その構造は比較的緩やかに変化をしているため、局所的にはそれぞれ一次元重複反射理論に従うものと考えて差し支えない。

解析で使用した地震記録は、これまでに観測された地震の中で地表面加速度記録の比較的大きい3個の地震による記録である。これら地震の諸元を表-2に示す。

地震観測記録の波形の一部(NS方向)を図-4に示す。観測記録は地震によって地点間の相対的な大きさは異なるが、表-1の地盤構造に応じた記録と言える。即ち、軟弱な地層部の厚い地点K1とK4で比較的大きく、その層の薄い地点K5でやや大きく、基盤層の上に1mの基盤風化土が堆積した地点K3は他の地点のおよそ半分の大きさである。

同定解析の内容は次の通りである。

1) 解析では各観測地点の基盤の深さを考慮して深さ30mで解析対象2地点の入射波を比較した。基盤のせん断波速度は700m/sである。解析対象2地点の地点間距離の最大値はおよそ5kmであるが、図-2に示すようにボーリング調査より全ての地点が同一の基盤上にあることが確認されている。

表-1.1 地点K1の地盤物性値

層番号	土質	ρ (t/m^3)	V_s (m/s)	h	深度 (m)
1	ローム	1.7	150.0	0.07	1.0
2	砂質土	1.8	130.0	0.05	4.0
3	粘性土	1.5	100.0	0.08	20.0
4	粘性土	1.9	220.0	0.03	24.0
5	粘性土	2.0	250.0	0.03	25.0
6	風化土	2.0	400.0	0.03	26.0
7	基盤	2.1	700.0	0.03	—

表-1.2 地点K3の地盤物性値

層番号	土質	ρ (t/m^3)	V_s (m/s)	h	深度 (m)
1	風化土	2.0	400.0	0.03	1.0
2	基盤	2.1	700.0	0.03	—

表-1.3 地点K4の地盤物性値

層番号	土質	ρ (t/m^3)	V_s (m/s)	h	深度 (m)
1	ローム	1.7	150.0	0.07	1.0
2	粘性土	1.5	100.0	0.05	4.0
3	砂質土	1.8	130.0	0.08	5.0
4	粘性土	1.5	100.0	0.08	12.0
5	粘性土	1.6	190.0	0.03	15.0
6	基盤	2.1	700.0	0.03	—

表-1.4 地点K5の地盤物性値

層番号	土質	ρ (t/m^3)	V_s (m/s)	h	深度 (m)
1	ローム	1.7	150.0	0.07	1.0
2	粘性土	1.5	100.0	0.08	4.0
3	粘性土	1.6	190.0	0.03	7.0
4	基盤	2.1	700.0	0.03	—

表-2 同定解析で対象とした地震の諸元

番号	発生年月日	震源地	震央位置		深さ (km)	M
			北緯	東経		
1	1995.7.03	相模湾	35.1	139.5	122.0	5.2
2	1998.8.29	東京湾	35.6	140.0	70.0	5.4
3	1999.5.22	神奈川	35.3	139.1	20.0	4.4

- 物性値パラメータとしてせん断波速度と減衰定数を選定した。ただし、基盤層は固定した。
- 解析は水平2方向(NS, EW方向)について行った。
- 使用した波形は主要動部を含む10.24秒である。
- 対象周波数帯は0.0~10.0Hzである。
- 解析は対象2地点として隣接するK1とK4, K1とK3およびK4とK5をそれぞれ選定して地震記録毎に行った。

上記2)に記したように物性値パラメータとしてせん断波速度と減衰定数を取りあげた。本検討のように、同定

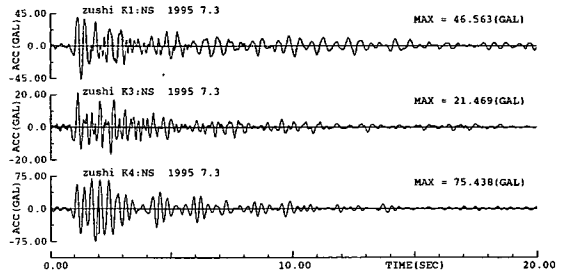


図-4.1 相模湾地震記録 (K1, K3, K4各地点NS方向)

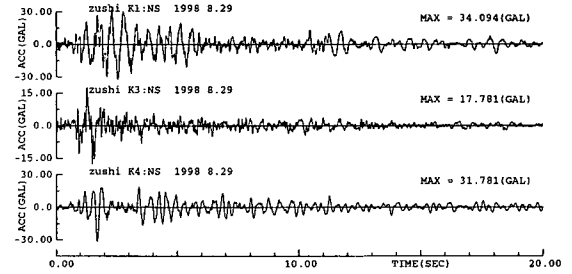


図-4.2 東京湾地震記録 (K1, K3, K4各地点NS方向)

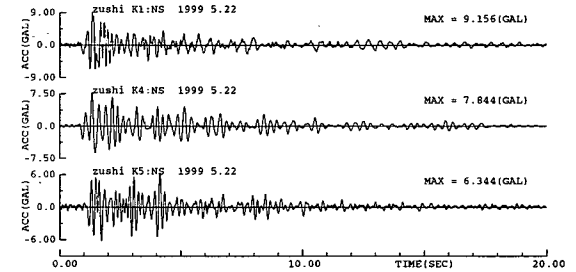


図-4.3 神奈川県西部地震記録 (K1, K4, K5各地点NS方向)

解析で使用するモデルの層数(自由度に相当)に比較して観測点数が少ない場合は、モデルの物性値全てを対象としても一義的に同定することはできない。そこで、せん断波速度と減衰定数の他に、密度と層厚をパラメータとして扱えるが、これらは既の実施しているボーリング調査資料から比較的精度良く推定できるので対象から外した。また、地点K1とK3を対象とした解析では、基盤上に1mの基盤風化土が堆積している構造のK3には解析対象周波数帯0.0~10.0Hzに主要なモードはなく、従って基盤入射波の地盤物性値に対する感度量(式(28))が小さいためK1のみの物性値を同定パラメータに設定した。対象周波数帯は0.0~10.0Hzとしているが、加速度記録のフーリエスペクトルがこの周波数帯に有意な大きさの成分をもっていることがその理由である(後述の基盤内入射波図-9, 13, 15を参照)。

ところで、K1, K3, K4およびK5の4地点はそれぞれ距離的に離れているために、地震波は入射波を比較する深さ30mにおいて鉛直下方より入射することが望まれる。

そこで解析で使用した表-2 の3個の地震について深さ30mにおける入射角を以下に示す方法で算出し入射方向を確認した。

基盤入射波の入射角は、波の反射・屈折に関するスネルの法則と震央距離に関する式から求めることができる。即ち、地盤の層数を n とした場合、スネルの法則は次のようになる。

$$\frac{\sin \vartheta_{m-1}}{\sin \vartheta_m} = \frac{Vs_{m-1}}{Vs_m} = \alpha_{m-1} \quad (m = 2 \sim n) \quad (44)$$

ここに、層番号 m は、地表面直下層から基盤層に向けて振るものとする。

また、震央距離 R については次式が成り立つ。

$$R = \sum_{j=1}^n y_j \tan \vartheta_j \quad (45)$$

ここに、 y_j は層厚(既知量)である。

よって、式(44)、(45)より基盤入射波の入射角の正弦 $\sin \vartheta_n$ に関する方程式が導かれ次のようになる。

$$y_1 \frac{\alpha_1 \alpha_2 \cdots \alpha_{n-1} \sin \vartheta_n}{\sqrt{1 - \alpha_1^2 \alpha_2^2 \cdots \alpha_{n-1}^2 \sin^2 \vartheta_n}} + \cdots + y_n \frac{\sin \vartheta_n}{\sqrt{1 - \sin^2 \vartheta_n}} - R = 0 \quad (46)$$

これより、上式を数値解析的に解けば基盤入射角 ϑ_n が求められる。

ここでは、観測地点K1を代表地点に選んで本章および4章の解析で使用した地震を含め4個の地震について検討した。その際、地点K1の表層地盤構造は、予め鉛直下方入射を仮定して実施した鉛直アレー観測記録による同定解析の結果(NS方向)に基づいて設定した(4章)。表-3にせん断波速度および層厚を示す。ここに、深さ30m以深の地盤構造は、地質調査所の資料¹¹⁾を参照した。即ち、層番号7は三浦層群最上部層、同8は三浦層群上部層、同9は三浦層群中部層、そして同10は先新第三紀層である。せん断波速度は先新第三紀層の値を3.0km/sに与え、層番号8と9については同7の値を考慮して中間値を与えた。各地震の震央距離および震源深さは表-4にまとめて示す。

式(46)を解いて式(44)より求められた各地震の深さ30mの入射角を表-4に示す。このように最も大きい角度となる神奈川県西部地震(12.6度)でもS波の水平成分は本来の振幅のおよそ98%になり、ほぼ鉛直下方入射と言える。よって解析で使用した4個の地震は全て鉛直下方より入射したとみなして差し支えない。

a) 地点K1とK4のNS方向の同定解析結果

地点K1とK4は、表-2に示した3個の地震全てについて記録が観測されている。はじめに番号1の相模湾地震の記録に適用して求められた解析結果について述べていく。解析は、双方の地盤モデルに表-5.1, 2に示したせん断波速度の初期値を与えて式(39)の目的関数値を評価し

表-3 地点K1の地盤構造

層番号	剪断波速度(m/s)	層厚(m)
1	149.8	1.0
2	131.5	3.0
3	205.3	16.0
4	232.0	4.0
5	252.1	1.0
6	400.5	1.0
7	700.3	200.0
8	1000.0	600.0
9	1500.0	300.0
10	3000.0	—

表-4 震央距離、震源深さおよび深さ30mの入射角

番号	地震名	震央距離(km)	震源深さ(km)	入射角(度)
1	相模湾	10.3	122.0	1.1
2	東京湾	51.3	70.0	8.0
3	神奈川県西部	50.4	20.0	12.6
4	千葉県北西部	68.3	80.0	8.8

表-5.1 K1の同定解析結果(相模湾地震)

層番号	土質	密度(t/m^3)	剪断波速度(m/s)		層厚(m)
			初期値	同定値	
1	ローム・砂	1.70	150.0	150.1	1.0
2	砂質土	1.80	130.0	137.5	3.0
3	粘性土	1.50	100.0	208.9	16.0
4	粘性土	1.90	220.0	247.3	4.0
5	粘性土	2.00	250.0	256.8	1.0
6	基盤風化土	2.00	400.0	404.3	1.0
7	基盤	2.10	700.0	700.0	—

表-5.2 K4の同定解析結果(相模湾地震)

層番号	土質	密度(t/m^3)	剪断波速度(m/s)		層厚(m)
			初期値	同定値	
1	ローム・砂	1.70	150.0	149.6	1.0
2	粘性土	1.50	100.0	101.9	3.0
3	砂質土	1.80	130.0	133.5	1.0
4	粘性土	1.50	100.0	189.6	7.0
5	粘性土	1.60	190.0	221.3	3.0
6	基盤	2.10	700.0	700.0	—

ながら繰り返し演算を行い、その収束を図った。解析結果を同表の同定値の欄に示す。

K1は層番号3のせん断波速度が2倍強に変化をした。他の層については1割前後の変動に留まる。K4は層番号4と5の値がそれぞれ約2倍、1.2倍に変化をした。他の層の値は初期値からほとんど変わらない。図-5に残差二乗和の相対値(目的関数(式(39))の値を初期モデルに対する関数値で割った値)の動向を示す。ここでは式(13)

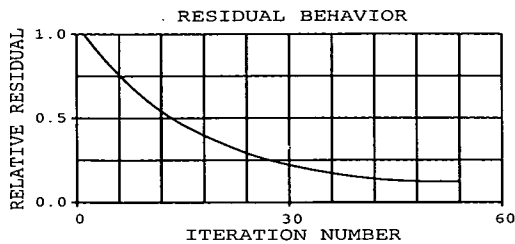


図-5 残差の動向

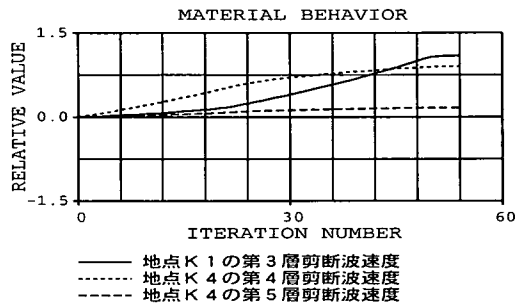


図-6 せん断波速度の動向

において $R = 2$ ($P_R = 0.96$) とした。このようにせん断波速度は繰り返し回数 54 で収束した。図-6 は変動量の大きかった K1 の層番号 3 および K4 の層番号 4 と 5 のせん断波速度の動向を示した図である。K4 のせん断波速度は繰り返し回数 30 でほぼ収束するが、K1 のそれはその後更に変化をして、上述したように最終的な変動量は初期値の値を超える。その間残差二乗和の相対値は単調に減少している。目的関数式(39)に関連付けて言えば、はじめに K1 の入射波スペクトルを目標として K4 のせん断波速度に修正が加えられ、それが収束に向かうに連れて今度は逆に K1 のせん断波速度が K4 の入射波スペクトルを目標として修正されたと解釈される。

減衰定数は、せん断波速度に比較して地震記録の感度量が小さいため、対応する特異値 (式(7)) の次数は高くなる。従って、双方をパラメータに設定した場合は、その次数に至るまでに発散するせん断波速度が現れるので、ここではせん断波速度と減衰定数を個別にパラメータに設定して各々の最確値を求めている。ところが、せん断波速度同定後の入射波スペクトルは、はじめに与えた減衰定数の値に応じて求められるため、式(39)は、その時点で最小値を捉えている。よって、減衰定数は、有効な次数 R を与えても初期値からほとんど変化をしない。これは、他のケースも同様である。

解析から得られた K1 と K4 の共通基盤の入射波スペクトルを絶対値と位相の形で図-7 に重ねて示す。これより双方の周波数特性はほぼ一致していると言える。図-8 は両地点の地表面加速度波形である。これらは、解析結果を時間領域で確認するために、互いに他の地点の入射波

共通基盤の加速度入射波スペクトル

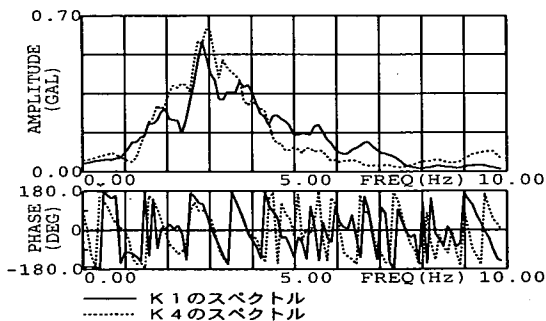


図-7 地点 K1 と K4 の入射波スペクトル

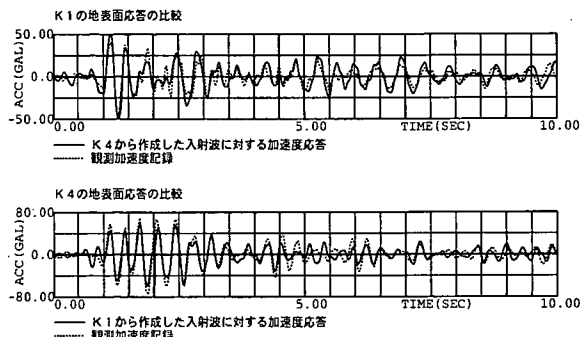


図-8 地点 K1 と K4 の地表面加速度波形

上段：地点 K1 の地表面加速度波形
下段：地点 K4 の地表面加速度波形

表-6.1 K1 の同定解析結果

層番号	土質	剪断波速度(m/s)	
		東京湾	神奈川県西部
1	ローム・砂	149.9	150.2
2	砂質土	135.6	144.1
3	粘性土	212.6	212.9
4	粘性土	248.4	252.0
5	粘性土	257.0	259.1
6	基盤風化土	404.4	405.9
7	基盤	700.0	700.0

表-6.2 K4 の同定解析結果

層番号	土質	剪断波速度(m/s)	
		東京湾	神奈川県西部
1	ローム・砂	149.9	149.2
2	粘性土	109.5	101.2
3	砂質土	135.3	134.2
4	粘性土	196.7	205.8
5	粘性土	227.4	226.3
6	基盤	700.0	700.0

を基盤から入力して求められた地表面応答と観測記録とを比較した図である。即ち、同図上段図は地点 K1 の波形であるが、実線は地点 K4 の基盤入射波を K1 の基盤から

入力したときの応答であり、点線はK1の地震観測加速度波形である。また、下段図は逆にK1の基盤入射波をK4の基盤から入力して求められたK4の地表面加速度応答と観測記録との比較図である。ただし、これら入射波は、図-7に示すように両地点の位相スペクトルの違いはわずかではあるが波形に与える影響が大きいために位相については当該地点のスペクトルを与えて作成した。つまり、地点K1の入射波はK4の絶対値スペクトルとK1の位相スペクトルを用いて、地点K4の入射波はK1の絶対値スペクトルとK4の位相スペクトルを用いてそれぞれ作成した。従って、目的関数式(39)では2地点の入射波スペクトルを複素数で評価をしているが、図-8ではその内の絶対値について双方の一致度を見ていることになる。これによれば地震記録との対応は極めて良好である。よって、少なくとも解析より得られた入射波スペクトルの絶対値に関しては精度上十分であると言える（以下他のケースにおいても同様の波形処理を行った）。

他の地震記録の場合は表-6のようになり、ほぼ表-5と同様の結果を得ている。比較図は省略する。

図-7の入射波スペクトルは、式(28)で求められた感度量の比較的大きいパラメータに対して解析上優先的に修正を加えて得られたものである。感度量の小さいパラメータは初期値からほとんど変わっていない。勿論、図-5に示した誤差の動向を見て54回で収束をしたと断定はしているが、式(13)の次数 R を上げて更に演算を繰り返していけば誤差そのものは小さくなり入射波スペクトルの一致度は向上する。しかし、それに伴い感度量の小さいパラメータは物理的に意味のなさない値に収敛していくため実地盤の数値モデルとしては不適切なものとなる。よって、多少の相違は残るが、図-7に示した入射波スペクトルは最良の結果と判断される。これは、式(13)の $P_R (= 0.96)$ の値によれば当然の判断とも言える。

ところで地点K1とK4の初期モデルによる入射波スペクトルと地表面加速度応答は図-9、10のようになる。つまり同定解析ではじめに比較した両地点の入射波スペクトルが図-9であり、地表面加速度応答が図-10の実線の波形である。このように初期モデルの入射波スペクトルは双方で大きく異なり、地表面加速度応答も記録との違いは甚だしい。これら比較図を見れば、同定解析結果図-7、8は、逆解析手法の立場から極めて良好な結果と言える。他のケースにおける地点間の初期モデルの違いも同程度であり、以下では省略する。

b) K1とK3のNS方向の同定解析結果

K1とK3の記録が共に観測された地震は相模湾地震と東京湾地震の2つである。はじめに相模湾地震記録による結果であるが、表-7の初期値を用いて求められたせん断波速度は、同表の同定値の欄に示すように、K1については項a)の結果にはほぼ同値である。即ち、層番号3のせ

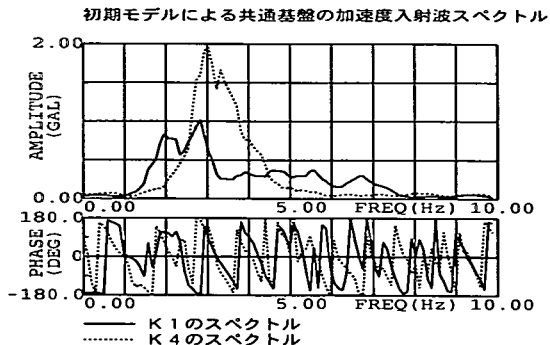


図-9 初期モデルによるK1とK4の入射波スペクトル

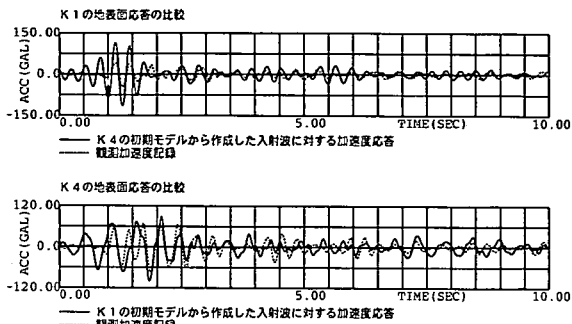


図-10 初期モデルによる地表面加速度波形（実線）
 上段：地点K1の地表面加速度波形
 下段：地点K4の地表面加速度波形

表-7.1 K1の同定解析結果（相模湾地震）

層番号	土質	密度 (t/m ³)	剪断波速度(m/s)		層厚 (m)
			初期値	同定値	
1	ローム・砂	1.70	150.0	150.0	1.0
2	砂質土	1.80	130.0	136.2	3.0
3	粘性土	1.50	100.0	224.8	16.0
4	粘性土	1.90	220.0	249.8	4.0
5	粘性土	2.00	250.0	256.9	1.0
6	基盤風化土	2.00	400.0	404.3	1.0
7	基盤	2.10	700.0	700.0	—

表-7.2 K3の同定解析結果（相模湾地震）

層番号	土質	密度 (t/m ³)	剪断波速度(m/s)		層厚 (m)
			初期値	同定値	
1	基盤風化土	2.00	400.0	400.0	1.0
2	基盤	2.10	700.0	700.0	—

表-8 K1の同定解析結果

層番号	土質	剪断波速度(m/s)
		東京湾
1	ローム・砂	150.1
2	砂質土	140.3
3	粘性土	224.9
4	粘性土	252.3
5	粘性土	258.5
6	基盤風化土	405.5
7	基盤	700.0

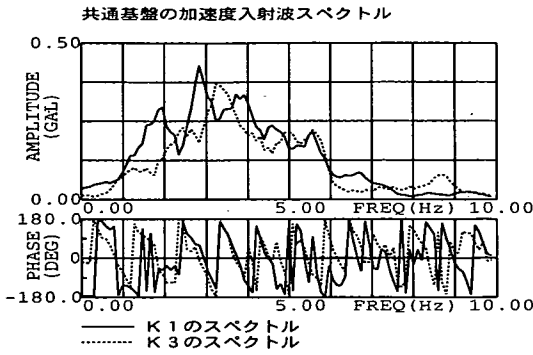


図-11 地点K1とK3の入射波スペクトル

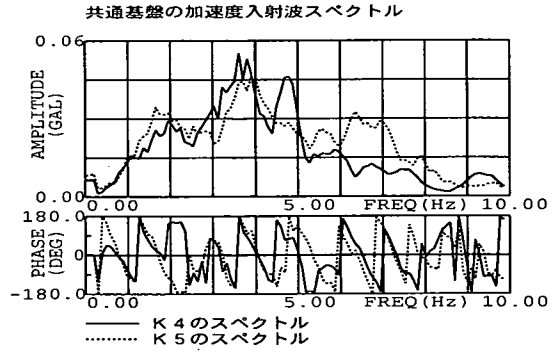


図-13 地点K4とK5の入射波スペクトル

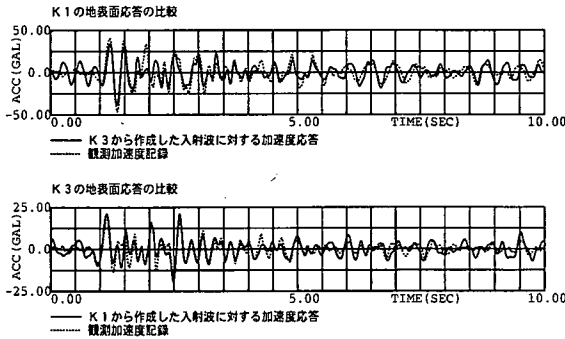


図-12 地点K1とK3の地表面加速度波形
 上段：地点K1の地表面加速度波形
 下段：地点K3の地表面加速度波形

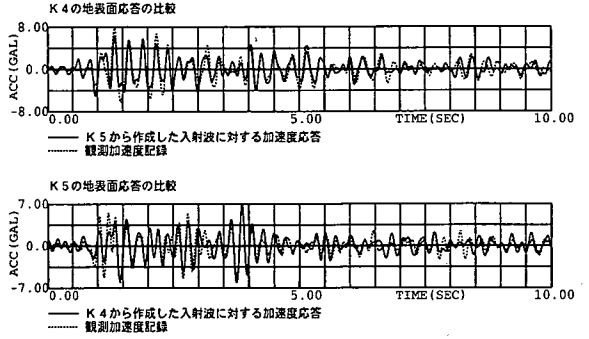


図-14 地点K4とK5の地表面加速度波形
 上段：地点K4の地表面加速度波形
 下段：地点K5の地表面加速度波形

表-9.1 K4の同定解析結果 (神奈川県西部地震)

層番号	土質	密度 (t/m^3)	剪断波速度(m/s)		層厚 (m)
			初期値	同定値	
1	ローム・砂	1.70	150.0	149.6	1.0
2	粘性土	1.50	100.0	107.5	3.0
3	砂質土	1.80	130.0	135.0	1.0
4	粘性土	1.50	100.0	204.0	7.0
5	粘性土	1.60	190.0	227.3	3.0
6	基盤	2.10	700.0	700.0	—

表-9.2 K5の同定解析結果 (神奈川県西部地震)

層番号	土質	密度 (t/m^3)	剪断波速度(m/s)		層厚 (m)
			初期値	同定値	
1	ローム・砂	1.70	150.0	150.0	1.0
2	粘性土	1.50	100.0	112.1	3.0
3	粘性土	1.60	190.0	200.9	3.0
4	基盤	2.10	700.0	700.0	—

ん断波速度の変化は2倍強と大きく、他の層は高々1割前後の変動である。K3のせん断波速度は、前述したようにパラメータから外しているため初期値を以て最適な地盤物性値とみなした。

解析から得られたK1とK3の共通基盤の入射波スペク

トルを図-11に示す。このように双方の周波数特性はほぼ一致する。図-12は2地点の地表面加速度波形である。同図上段図は地点K1の地表面加速度応答の比較図であるが、実線は地点K3の基盤入射波をK1の基盤から入力したときの応答であり、点線はK1の地震観測加速度波形である。同図下段図は逆にK1の基盤入射波をK3の基盤から入力して求められたK3の地表面加速度応答と観測記録とを比較した図である。このように両地点とも観測記録によく対応する。

東京湾地震記録を使用したときの結果は表-8のようになる。同定値は表-7.1の結果にほぼ同様である。比較図は省略する。

c) K4とK5のNS方向の同定解析結果

地点K5の観測記録は神奈川県西部地震のみである。その記録に対して同定解析を適用した結果を初期値とともに表-9に示す。地点K4の値は、地点K1とK4を同時に同定して求められた値(表-5.2と6.2)にほぼ同値である。地点K5については層番号2の値の変化が最も大きく、同定値は初期値のおよそ1割増である。

解析から得られたK4とK5の共通基盤の入射波スペクトルを図-13に示す。このようにおよそ5Hz以降に多少の相違が見られるものの双方の周波数特性はほぼ一致す

表-10.1 K1の同定解析結果 (NS方向)

層番号	土質	平均剪断波速度(m/s)	
		平均値(m/s)	範囲(m/s)
1	ローム・砂	150.1	0.3
2	砂質土	138.8	8.5
3	粘性土	216.8	16.1
4	粘性土	249.9	5.1
5	粘性土	257.7	2.3
6	基盤風化土	404.9	1.6

表-10.2 K4の同定解析結果 (NS方向)

層番号	土質	平均剪断波速度(m/s)	
		平均値(m/s)	範囲(m/s)
1	ローム・砂	149.6	0.7
2	粘性土	105.0	8.3
3	砂質土	134.5	1.8
4	粘性土	199.0	16.1
5	粘性土	225.6	6.1

表-10.3 K5の同定解析結果 (NS方向)

層番号	土質	剪断波速度(m/s)
1	ローム・砂	150.0
2	粘性土	112.1
3	粘性土	200.9

表-11.1 K1の同定解析結果 (EW方向)

層番号	土質	平均剪断波速度(m/s)	
		平均値(m/s)	範囲(m/s)
1	ローム・砂	150.0	0.2
2	砂質土	137.1	3.5
3	粘性土	200.2	17.9
4	粘性土	244.0	5.3
5	粘性土	256.0	1.0
6	基盤風化土	403.8	0.5

表-11.2 K4の同定解析結果 (EW方向)

層番号	土質	平均剪断波速度(m/s)	
		平均値(m/s)	範囲(m/s)
1	ローム・砂	149.8	0.6
2	粘性土	105.3	9.3
3	砂質土	135.3	2.7
4	粘性土	194.8	4.8
5	粘性土	226.1	7.3

表-11.3 K5の同定解析結果 (EW方向)

層番号	土質	剪断波速度(m/s)
1	ローム・砂	150.1
2	粘性土	111.6
3	粘性土	201.9

る。図-14の上段図は地点K4の地表面加速度応答である。実線は地点K5の基盤入射波をK4の基盤から入力したときの応答であり、点線はK4の地震観測加速度波形である。同図下段図は逆にK4の基盤入射波をK5の基盤から入力して求められたK5の地表面加速度応答と観測記録との比較図である。このように両地点とも観測記録によく対応する。

d) NS方向のK1とK4の物性値の平均値およびK5の物性値

以上、項a)からc)までの同定解析より求められたK1とK4の各層のせん断波速度の平均値は表-10のようになる。ここに、範囲は同定値の最大値と最小値の差であり、散らばりの尺度を表す。その値は、平均値に対する割合で見れば、K4の層番号4が8.1%となり最も大きい。地盤応答に影響の大きいせん断波速度は、解析において最も大きな変動が見られたK1の層番号3(7.4%)とK4の層番号4のものであるが、この程度の範囲は地盤の動的特性にほとんど違いは見出せず、従って許容範囲内であると言える。K5のせん断波速度は神奈川県西部地震のみから求められた値であるが、表-10.3に再掲する。

e) EW方向の解析結果

EW方向の同定解析は、NS方向と同じ条件で解析を行い表-11に示すような結果を得た。ここには平均値のみを示し、地震毎の結果は省略する。K5の結果はNS方向と同様に神奈川県西部地震の記録のみを使用したときの値である。尚K3はNS方向の地盤構造(表-7.2)と同じである。これより、範囲の平均値に対する割合は地点K1の第3層が最も大きく、その値は8.9%である。従って、地盤応答に影響の大きいこの層とK4の層番号4の範囲の割合(2.5%)は小さく、許容され得る大きさである。K5はNS方向とほぼ同値である。このように、各地点とも各層に位置するが、水平2方向はよく似た層構造を成していることがわかる。

以上の結果については、前述したように次章に述べる鉛直アレー観測記録による地点K1の地盤構造の同定解析結果に照らして妥当性を検討する。

4. 鉛直アレー地震観測記録による地点K1の地盤特性の同定⁴⁾ および水平アレー地震観測記録による同定解析手法の適用性の検証

K1地点の鉛直アレー観測は地表面とその直下のボーリング孔内基盤層中の観測点(N値 ≥ 50 、深さ30m)で実施している。各点では水平2方向(NS, EW)と上下動方向(UD)の3方向について観測をしているが、ここでは前章の結果を検証するために水平2方向について解析を行った。鉛直アレー観測記録を使用した同定手法に

は、SLP法¹²⁾等¹³⁾がある。ここでは、直接地震記録から地盤の数値モデルを同定するのではなく、はじめに地震記録という情報量に応じた地盤の動的パラメータ固有値と固有ベクトルを求め(従って、特異問題とはならない)、その結果に基づいて数値モデルを検討する。

本解析手法は次の手順に従う。①地震観測記録に対して運動方程式に従うことを前提に時間領域でモード解析を行い、地盤の固有値と固有ベクトルを求めて伝達関数を作成し、動的特性を把握する、②この伝達関数を対象にして数値モデル同定解析を行い地盤構造を同定する。同定解析では、表-5.1の地盤調査の結果に基づいて仮定した数値モデル(同表の初期値を与えたモデル)がモード解析から得られた伝達関数を再現し得るように各層の物性値に修正を加えていく、という方法を採用する。

モード解析では数値モデル同定解析を念頭に置いて観測地点の地盤が運動方程式に従うことを前提にしているが、同一地点の地震時挙動は面的に広く展開された観測地点の地震時挙動と比較してより前提条件を満足することは容易に理解される。よって、鉛直アレー観測記録による同定解析結果は、水平アレー観測記録による同定解析結果の検証に使用できるものと考えられる。

以下にこの手順に従って述べていく。

(1) 時間領域のモード解析結果

モード解析は対象振動系が次の運動方程式に従うことを前提とする。

$$M\ddot{\mathbf{x}}(t) + C\dot{\mathbf{x}}(t) + K\mathbf{x}(t) = \mathbf{f}(t) \quad (47)$$

ここに、 M 、 C および K は、それぞれ質量、減衰、剛性の行列であり、 $\mathbf{x}(t)$ 、 $\mathbf{f}(t)$ は相対変位、外力ベクトルである。系の自由度が N あれば、行列は $(N \times N)$ 、ベクトルは $(N \times 1)$ のディメンジョンとなる。そして系の相対変位 $\mathbf{x}(t)$ は次式のように式(47)の固有値方程式を解いて求められる固有ベクトルの線形展開式によって表される。

$$\mathbf{x}(t) = \sum_r c_r(\lambda_r, t) \mathbf{u}_r \quad (48)$$

ここに、 $c_r(\lambda_r, t)$ は第 r 次モードの展開係数であり、 λ_r 、 \mathbf{u}_r はそれぞれ第 r 次固有値、固有ベクトルである。固有値 λ_r は固有周波数 f_r と固有減衰定数 h_r とは次の関係にある。

$$\lambda_r = -2\pi f_r h_r + i2\pi f_r \sqrt{1 - h_r^2} \quad (49)$$

モード解析は、式(48)と固有値方程式から導かれる次式の相対加速度応答と観測加速度記録間の差の二乗和を評価して振動系の固有値と固有ベクトル(以下ではこれらをモード定数と呼ぶ)を求めることを目的とする。

$$\ddot{\mathbf{x}}(t) = \sum_r \dot{c}_r(\lambda_r, t) \lambda_r \mathbf{u}_r \quad (50)$$

ところで、上式はMCK型の運動方程式(47)から導かれた相対加速度であるが、内部減衰を含むMK型の運動方程式の場合は固有ベクトルをMCK型で規格化すれば

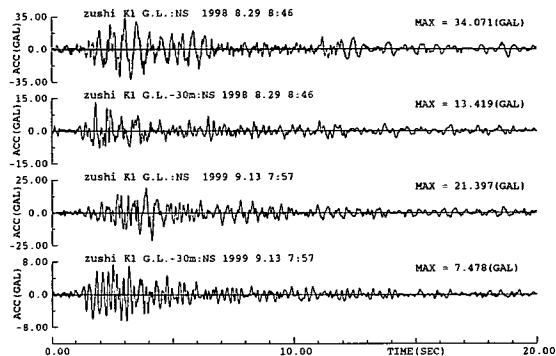


図-15 モード解析で使用した地震記録：NS方向
上2波：東京湾地震記録(上から地表面、地中各波形)
下2波：千葉県北西部地震記録(上から地表面、地中各波形)

表-12 固有値(固有周波数(fHz)及び固有減衰定数(h(%))

次数	NS方向		EW方向	
	f(Hz)	h(%)	f(Hz)	h(%)
1	2.12	7.1	2.15	7.2
2	6.20	5.9	6.17	7.5

同式より相対加速度が求められる。従って、モード解析は対象系の減衰の型には拠らない。

本検討では、モード解析手法を観測地点K1の2点(地表面と深さ30m)で観測された加速度記録に適用した。このとき、運動方程式(47)に関して、深さ30mの加速度記録を表層地盤に対する入力波、地表面加速度記録をその応答と仮定した。基盤内入力波は、観測地点周辺の影響の大きい表層地盤内の記録と比較してノイズレベルは低いと考えられるので、上述したように、モード解析では式(50)により基盤内入力波に対する加速度応答を求め、この応答と地表面観測加速度記録との間の残差だけを評価して最小二乗法によりモード定数を計算している。

モード解析を適用した地震記録は、3章で対象とした3個の地震(表-2)の内鉛直アレー地震観測実施後に観測された番号2の東京湾地震と千葉県北西部地震(1999年9月13日7時56分、M=5.1。表-4に示したようにこの地震の深さ30mにおける入射角は8.8度であり、鉛直下方入射とみなせ得る)の2個である。解析に使用したNS方向の波形を図-15に示す。解析では、これら2個の記録について同時に誤差を評価して平均的なモード定数を求めている。

モード解析で対象とした波形は主要動部を含む10.24秒である。K1地点では地表面と地中でそれぞれ異なる機種を使用して個別に地震記録を収録しているため、解析の際には最良の入出力関係と考えられる波形を選定した。

解析から求められた固有値を固有周波数(fHz)と固有減衰定数(h(%))の値で表-12に示す。対象周波数範囲10Hz以下で2個のモードが得られた。水平2方向の

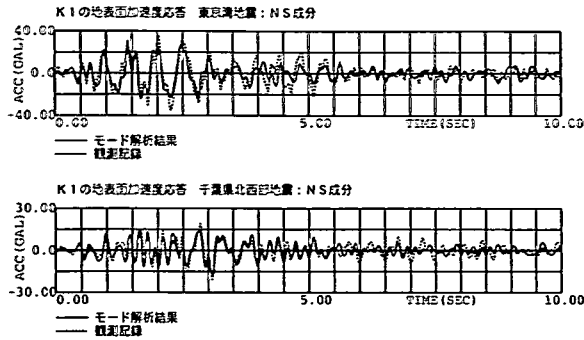


図-16 モード解析結果：各地震の地表面加速度応答 NS 方向
上：東京湾地震，下：千葉県北西部地震

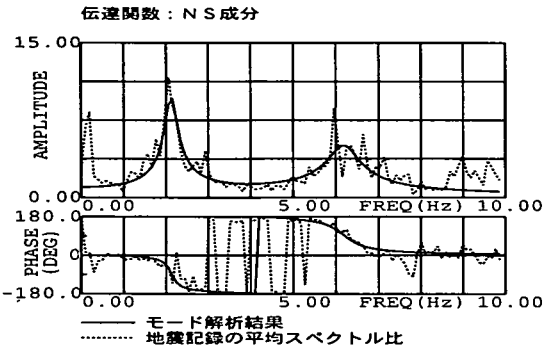


図-17 モード解析結果：伝達関数 NS 方向

モード構成はよく似ている。

モード解析結果の一例として NS 方向の波形および伝達関数をそれぞれ図-16, 17 に示す。図-16 は実線が式(50)より求められた解析結果であり，点線が地表面加速度記録である。結果はいずれも良好である。図-17 は解析より求められたモード定数を使用して次式より計算した伝達関数（実線） $T(\omega)$ と地震記録の平均スペクトル比（点線）とを重ねて示した図である。

$$T(\omega) = \sum_r \frac{\omega^2 \mathbf{u}_r^T \mathbf{M} \mathbf{e}}{i\omega - \lambda_r} \mathbf{u}_r + \mathbf{e} \quad (51)$$

ここに， \mathbf{e} は単位ベクトルである。また $\mathbf{u}_r^T \mathbf{M} \mathbf{e} \mathbf{u}_r$ は系の刺激関数であるが，解析ではこれを一義的に決まらない固有ベクトルに代えてパラメータとして扱っている。

図-17 のモード解析の結果は，平均スペクトル比に見られる明確な地盤のピーク周波数をよく捉えていると言える。また位相スペクトルも理想的な形状を示している。

(2) 数値モデル同定解析結果

同定解析の目的は，運動方程式(47)が，モード解析で関連付けた時間領域の入出力関係を周波数領域で満たすように系定数 \mathbf{M} ， \mathbf{C} および \mathbf{K} を推定することである。具体的には，最小二乗法に従ってモード解析から求められた伝達関数（式(51)による図-17の実線。この値を観測方程式上の観測値とする）と，地点 K1 の地盤構造に基づい

表-13.1 NS 方向の同定解析結果

層番号	密度 (t/m^3)	剪断波速度(m/s)		減衰定数	
		初期値	同定値	初期値	同定値
1	1.70	150.0	149.8	0.07	0.07
2	1.80	130.0	131.5	0.07	0.05
3	1.50	100.0	205.3	0.07	0.08
4	1.90	220.0	232.0	0.03	0.03
5	2.00	250.0	252.1	0.03	0.03
6	2.00	400.0	400.5	0.03	0.03
7	2.10	700.0	700.3	0.03	0.03

表-13.2 EW 方向の同定解析結果

層番号	密度 (t/m^3)	剪断波速度(m/s)		減衰定数	
		初期値	同定値	初期値	同定値
1	1.70	150.0	149.6	0.07	0.07
2	1.80	130.0	124.9	0.07	0.05
3	1.50	100.0	213.7	0.07	0.09
4	1.90	220.0	234.1	0.03	0.03
5	2.00	250.0	252.2	0.03	0.03
6	2.00	400.0	400.5	0.03	0.03
7	2.10	700.0	700.3	0.03	0.03

て作成されるモデルの伝達関数との差の二乗和を評価して地盤物性値の最確値を求めている。これは，入力波のノイズレベルが低く，そのフーリエスペクトルについては定係数の扱いが可能であることを前提としている。

観測された地震波は一次元重複反射理論（式(14)）に従うことを前提とする。これより，同定解析では同理論のモデルに関する物性値，即ち，密度，せん断波速度，層厚，減衰定数および周波数依存度をパラメータとして扱うことになる。ただし，モデルの層数（自由度に相当）に比較して観測点数が少ない場合は一義的にパラメータを同定するのは困難である。そこで水平アレー観測記録を扱った場合と同様に，密度と層厚はボーリング調査結果から比較的精度良く推定可能であり，同定解析では固定した。よって残り2種類の物性値，即ち，せん断波速度と減衰定数を同定パラメータとして選定した。

ところで，モード解析では地盤に対して離散化質量系の運動方程式(47)を仮定したが，水平成層地盤の場合は一次元重複反射理論より同式と同様の動的特性を持つ数値モデルを設定することは可能であり，同理論に基づいて検討することに問題はない。また，モード解析では式(47)に示すように減衰力の要因として物質の粘性抵抗に起因する粘性減衰を仮定した。ただし，前述したように，式の上では内部減衰も考慮可能である。即ち，減衰特性として履歴減衰が支配的である場合は，要素 j について次式のように複素剛性を仮定し等価な粘性減衰を想定している¹⁴⁾。

$$(1 + 2h_j i) k_j \quad (52)$$

伝達関数：NS成分

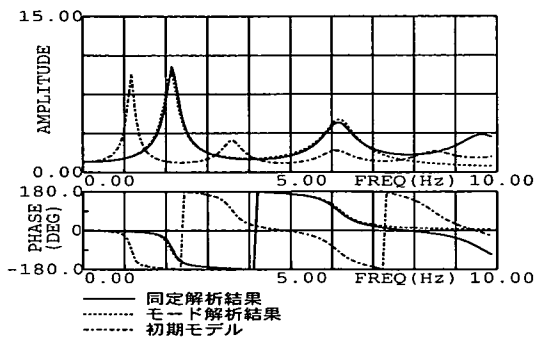


図-18 同定解析結果：伝達関数NS方向

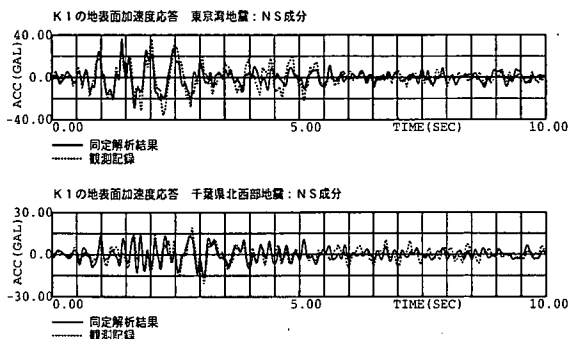


図-19 同定解析結果：地表面加速度応答 NS方向

ここに、 h_j 、 k_j は、それぞれ要素 j の内部減衰定数および剛性である。今対象としている地盤の地震時応答は一般にこのタイプの減衰で説明され¹⁵⁾、本検討でも式(16)の形で採用している(式(17)の n にはゼロを与えた)。

このように、モード解析では減衰のタイプを特定して求めている訳ではない。これについては、モード解析結果を受けて行う数値モデル同定解析で判断する。

解析結果を表-13に示す。2方向とも層番号3のせん断波速度の変化が最も大きく、同定値はおおよそ初期値の2.1倍である。他の物性値は1割以下の变化に留まる。

同定解析から得られたモデルの伝達関数と解析対象としたモード解析結果の比較図をNS方向について図-18に示す。実線が同定解析結果であり、点線がモード解析結果である。結果は良好である。同図の一点鎖線は初期モデルから求められた伝達関数である。このように初期モデルはモード解析あるいは同定解析の結果とは異なる周波数特性を持つ。図-19にNS方向の地表面加速度波形の比較図を示す。実線が同定解析結果であり、点線が観測記録である。これより解析値は観測記録を良好に再現していることが確認される。EW方向についても同精度で求められている。

(3)水平アレー地震観測記録による同定解析手法の適用性
鉛直アレー地震観測記録による地点 K1 の同定解析結

表-14.1 NS方向の同定解析結果

層番号	剪断波速度(m/s)		相対誤差 (%)
	水平アレー	鉛直アレー	
1	150.1	149.8	0.2
2	138.8	131.5	5.6
3	216.8	205.3	5.6
4	249.9	232.0	7.7
5	257.7	252.1	2.2
6	404.9	400.5	1.1

表 14-2 EW方向の同定解析結果

層番号	剪断波速度(m/s)		相対誤差 (%)
	水平アレー	鉛直アレー	
1	150.0	149.6	0.3
2	137.1	124.9	9.8
3	200.2	213.7	6.3
4	244.0	234.1	4.2
5	256.0	252.2	1.5
6	403.8	400.5	0.8

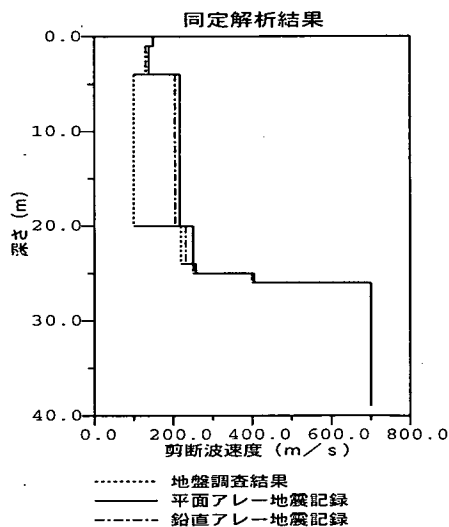


図-20 深さ方向のせん断波速度分布 (NS方向)

果を参照して、水平アレー地震観測記録を用いた同定解析による同地点の地盤構造の妥当性を調べ、同手法の適用性を検証する。

双方の結果をまとめると表-14のようになる。同表の相対誤差は、鉛直アレー解析結果を正とした場合、双方の差の絶対値の正值に対する割合である。相対誤差の最大値はEW方向の層番号2のせん断波速度でわずかに9.8%である。特に、層番号3のせん断波速度は双方の同定解析結果とも初期値の2倍強という値を得ているが、このような大幅な変動を経ても最終的に求められた値はほぼ等しい。図-20に深さ方向のNS方向せん断波速度分布を

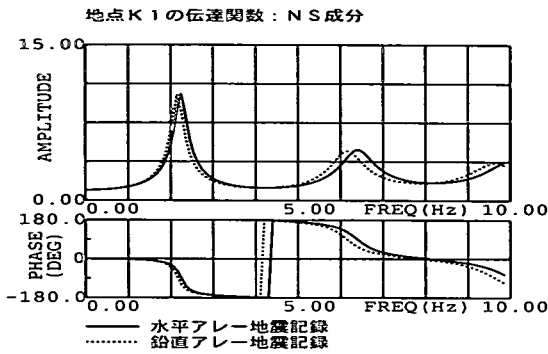


図-21 伝達関数の比較 (NS方向)

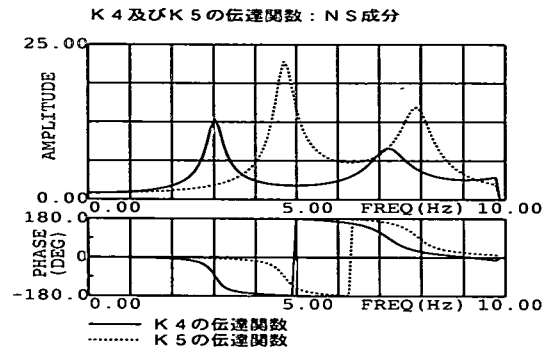


図-22 地点K4とK5の伝達関数 (NS方向)

表-15 固有周波数(f (Hz))

次数	NS 方向		EW 方向	
	水平	鉛直	水平	鉛直
1	2.27	2.13	2.12	2.14
2	6.38	6.06	6.18	6.15

示す。点線が地盤調査の結果、一点鎖線が鉛直アレー同定解析結果、そして実線が水平アレー同定解析結果である。水平、鉛直両アレー観測記録による結果は、よく対応することがわかる。EW方向も同様の分布形状になる。

以上より、物性値で比較した場合、水平アレー地震観測記録による同定解析結果は鉛直アレーの結果にほぼ一致することがわかる。

図-21にNS方向の伝達関数を示す。実線が水平アレー記録から、点線が鉛直アレー記録からそれぞれ求められた伝達関数である。各記録によって同定された表層地盤の固有周波数は表-15のようになる。このようにEW方向を含めて動的な特性に関しても双方でほぼ一致することがわかる。よって、水平アレー記録より同定されたK1およびK1と同時に同定されたK3とK4の地盤構造は信頼するに足る結果と言える。K5の地盤構造は隣接するK4の入射波と比較して求められたものである。そのK4の地盤構造は、K1とともに求められた結果にほぼ同様である。従って、図-2に示すように距離的な位置関係からむしろK4はK5間の結果の方が評価されるべきであるが、K5の地盤構造はK4を介して妥当であることがわかる。

図-22は、同定された物性値による地点K4とK5の表層地盤のNS方向伝達関数である。地震時応答に支配的な第一次モードの固有周波数は、それぞれ3.00、4.73Hzとなり、地点K1の同周波数2.27Hzも含め、表層地盤が厚くなるほど固有周波数は低くなることが指摘される。EW方向についても同様のことが言える。

以上より、共通基盤において近接する2地点の入射波は一致すると仮定して導いた同定手法は、地盤構造を把握する手法として適用性があると判断される。

5. おわりに

本論文では水平アレー地震観測記録を使用して地盤構造を同定するための解析手法を提案し、実地震記録に適用してその有効性を検証した。本研究の成果を要約すれば以下ようになる。

- ① 水平、鉛直の両アレー地震観測を実施している地点において、水平アレー記録を使用して同定された地盤特性は、より精度の高い鉛直アレー記録による同定解析結果にほぼ一致した。物性値パラメータであるせん断波速度の中には初期値(地盤調査結果)に比較して2倍強と大幅に変化をしたものが含まれている(従って、表層地盤の動的特性も大きく異なり、従来の地震応答解析の見直しが望まれる)。ただし、3章の項a)で述べたように、減衰定数は、ここに提案した方法では求められないので地質やせん断波速度から推定しなければならない。
- ② 解析の対象2地点について、互いに同定された地盤モデルを使用して計算した他方の基盤入射波に対する地表面加速度応答は、観測加速度記録にほぼ一致した。これは対象2地点の基盤入射波スペクトルが精度良く求められたことを意味する。同時に、①を考慮して、同定された地盤構造は妥当であると言える。
- ③ 同定解析は最小二乗法に基づいているが、この手法では対象観測値の誤差分布がガウス分布に従うことを前提とする。本研究ではその分布に従うフーリエスペクトルを基本量として取り扱い、良好な結果が得られた。

耐震設計等で地震時応答を計算する場合は解放基盤における入射波が必要であるが、その波形は地表面地震記録を重複反射理論により基盤まで引き戻して作成される。そのとき使用される地盤モデルは地盤調査結果に基づいて作成されるため、本論文の解析例で参照した地盤調査結果のように、実際の構造と異なる場合は正確な基盤入射波は求められない。もし、共通な基盤を持つ複数個の地点における地震記録および地盤調査資料がある場合は、ここに提案した手法で基盤上の入射波の検討が可能であ

る。

震源断層の破壊過程を想定して広域に亘って地震動を予測する場合は、地盤構造の不整形性の影響が現れるより深い地盤を含めて検討される。従って、同域に関わる表層地盤構造は厳密に把握されなければならない。今後、本解析手法を多くの地震記録に適用して解析精度の向上を図り、耐震設計や地震防災に役立てたいと考えている。

謝辞：本研究を進める上で、神奈川大学の荏本孝久先生にご検討をいただきました。ここに厚く御礼を申し上げます。

参考文献

- 1) 岩橋敏広: 阪神・淡路大震災の地震の概要と土木構造物の被害, 総合都市研究 第57号 1995
- 2) 中村豊: 常時微動計測に基づく表層地盤の地震動特性の推定, 鉄道総研報告, 1988年4月
- 3) Takahiro Iwatate, Akira Ohoka, and Koji Ando: Surface Ground Motion Characteristics of Zushi-Site. Eleventh World Conference on Earthquake Engineering (11WCEE), Acapulco, MEXICO, June 23-28, 1996.
- 4) 安藤幸治, 岩橋敏広: 時間領域のモード解析による振動系の動的特性の同定とその適用, 土木学会論文集, No.450 /1-20, pp.151~160, 1992. 7

- 5) 柳井晴夫, 竹内啓: 射影行列・一般逆行列・特異値分解, 東京大学出版会, 1983.
- 6) 加納学: 主成分分析, 京都大学大学院工学研究科化学工学専攻プロセスシステム工学研究室 H.P, 2002.
- 7) 小坪清真: 土木振動学, 森北出版株式会社, 1976.
- 8) 本間仁, 春日屋伸昌: 次元解析・最小2乗法と実験式, コロナ社, 1986.
- 9) 逗子市地域防災計画(地震対策編) 策定事業調査研究報告書, 財団法人都市防災研究所, 1994年2月.
- 10) 社団法人日本道路協会編: 道路橋仕方書・同解説, 平成6年4月.
- 11) 東京湾とその周辺地域の地質(第2版): 通商産業省工業技術院地質調査所, 1995年3月27日発行.
- 12) 沢田勉, 辻原治, 平尾潔, 山本英史: 地盤のS波速度とQ値の同定問題におけるSLP法の改良とその適用, 土木学会論文集 No.446/I-19, pp.205~213, 1992. 4.
- 13) 小嶋啓介, 中山浩明: 強震観測に基づく福井平野の動的構造の検討, 第26回地震工学研究発表会講演論文集, pp.277~280, 2001.8.
- 14) 多治見宏: 建築振動学, コロナ社, 1984.
- 15) 柴田明徳: 最新耐震構造解析, 森北出版株式会社, 1990.

(2002. 5. 17 受付)

IDENTIFICATION OF SURFACE GROUND CHARACTERISTICS USING HORIZONTAL ARRAY EARTHQUAKE OBSERVATION RECORDS AND ITS APPLICATION — SURFACE GROUND CHARACTERISTICS OF ZUSHI-SITE —

Koji ANDO and Takahiro IWATATE

In aseismic design or seismic damage prediction, it is important to grasp the surface ground characteristics which affect dynamic behaviors of the structures during earthquakes. This paper describes an identification analysis method of the surface ground characteristics using horizontal array earthquake observation records. It is based on the assumption that each incident wave of neighboring observation points in the common basement deconvoluted by the multiple reflection theory almost agrees. The method is applied to a practical problem using actually observed earthquake records, and the validity of the results is examined through the comparison with results by the other method. Because the horizontal array observation can be carried out easily in a wide field, the analysis method proposed here should can make a contribution to improvement of the accuracy of aseismic design or seismic damage prediction. However, the surface ground structure must be roughly grasped to evaluate the incident wave in the basement.