

不整形地盤上の地震動の空間分布特性とそのモデル化

土岐 憲三・佐藤 忠信・清野 純史
西岡 勉・水谷 治弘

MODELING OF SPATIAL VARIATION OF SEISMIC GROUND MOTION ON LAYERED MEDIA HAVING AN IRREGULAR INTERFACE

By *Kenzo TOKI, Tadanobu SATO, Junji KIYONO,*
Tsutomu NISHIOKA and Haruhiro MIZUTANI

Synopsis

Lifeline systems such as buried gas or water pipelines will be heavily damaged during an earthquake if the relative displacement between two points on the ground is large. These long underground structures are affected by the profile of the surface ground. In particular, if an irregular interface exists in the layered media, ground motion above this interface may be amplified. The mean powers of waves observed on the points at surface ground are not constant and an assumption of the stationary process does not hold true.

We first simulated the surface ground motion of layered media that had an irregular interface by the Discrete Wave Number Method. The mean powers and cross correlations were examined with simulated waveforms, and the shape of the irregular interface was identified.

The relative displacements between two observation points were modeled by the use of spatial correlation and autocorrelation functions by replacing a simple basin with two sets of layered media.

1. はじめに

地震動は時間と空間によって変動する。地震動の空間的変動を無視してよいと考えられる構造物に対しては、観測記録をもとにある地点での地震動の時間特性（最大振幅、継続時間、スペクトル特性）が震源規模や伝播特性、当該地点の地盤条件によってどのように変動するか注目すれば良い。しかし、慣性力が支配的である上部構造物とは異なり、地下タンク、沈埋トンネル、埋設管などの地中構造物の地震時挙動は、周辺地盤の異地点間に生ずる地盤の相対変位、地盤ひずみに支配される。

わが国では港湾地域における運輸省港湾技術研究所の強震観測をはじめとして、建設省土木研究所、同建築研究所による橋梁とその周辺地盤や建築物に設置した SMAC 型強震計による強震観測が中心となって地震記録の収集を行ってきた。これらの記録は耐震工学の発展に大きく貢献してきたが、これとは別に近年、民間を含む各研究機関において、水平方向および鉛直方向に数点地震計を配置した、いわゆる三次元アレー観測が行われるようになり、従来のような単点観測ではなく空間的に接近したアレー観測データも徐々に集積されてきている。

地震動の時空分布特性に関する研究は、現在のところアレー観測データに基づく各種の統計確率モデル

の確立に関するものが主体となっている。川上¹⁾は地震波が伝播する場合に波形の変形が生ずるという実測結果に基づいて、2地点間の相対変位、地盤ひずみが波形変形の影響を考慮しない場合と比較してどのような違いが生ずるかを解析的に検討している。石井²⁾、原田ら³⁾⁴⁾は地震動の空間的変動を確率過程理論に基づいて定式化するとともに、同時観測記録から空間分布を推定する確率的解析方法を示している。Lohら⁵⁾⁶⁾は台湾のSMART-1 アレー観測データから地震動の空間領域における自己相関関数や相互スペクトル密度関数を統計的にモデル化している。HarichandranとVanmarcke⁷⁾は地盤の均一性、地震動の定常性の仮定のもとに、地震動の異方性を想定した時空分布特性を検討している。星谷ら⁸⁾はこのモデル式に基づき、自己回帰モデルを用いて、互いに相関を有する多点入力地震動のシミュレートを試みている。亀田、沢田ら⁹⁾はマルチフィルターによる非定常パワースペクトルを拡張して非定常相互スペクトルを定式化し、多点地震動の時空相関性を検討している。

このように地震動の時空分布特性に関する既存の研究では、各地点でのパワースペクトル密度関数は一定とし、空間領域に定常性の仮定を設けているものがほとんどである。しかし、不整形地盤上における地震動は、地盤の不整形性により空間的に一様な分布ではない。

本研究の目的は不整形地盤上における地震動が空間的に一様でなく、定常でないと考え、その時空分布がどのような特性を有し、地盤の不整形性によってどのように影響されるかを調べることである。ここでは実在の不整形地盤をモデル化し、このモデル化した地盤にSH波が入射する場合を考えた。解析に用いた手法はAki-Larner法¹⁰⁾およびこれを多層系に拡張した堀家の方法¹¹⁾である。

2. 不整形地盤上での地震動の時間・空間分布特性

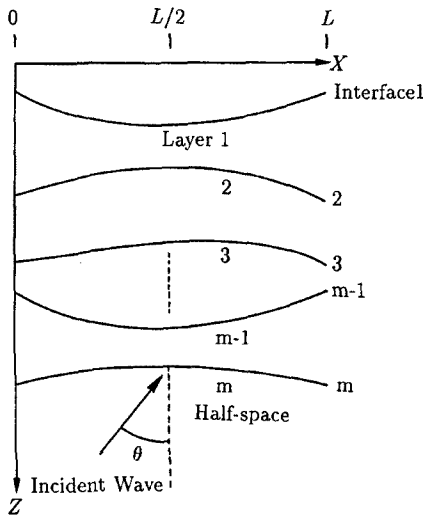


Fig. 1. Subsurface structure with plural curved interfaces.¹¹⁾

2.1 不整形地盤の震動解析法¹¹⁾

Fig. 1 に示すような複数の曲がった境界を持つ二次元の地下構造の基盤層 (第 m 層) から、入射角 θ で角周波数 ω の $x-z$ 平面に垂直な振動方向を有する平面 SH 波が入射する場合を考える。入射波の波数を k_0 とした場合、境界すべて水平な層から成る地盤であれば k_0 以外の散乱波は生じない。しかし、不整形境界が存在する場合には k_0 以外の散乱波も生じるため、水平方向の変位を求めるには波数領域での無限積分が必要となる。

まず、各層の地盤定数として、第 j 層に対するせん断波速度を β_j 、地盤密度を ρ_j とする。地表面から境界面 j までの深さは x のみの関数として $\zeta^{(j)}(x)$ で表す。このとき、第 m 層を除いた第 j 層の変位、第 m 層の変位は式 (1), (2) のようになる。

$$U_j = \int_{-\infty}^{\infty} (A_j(k)e^{i\nu_j z} + B_j(k)e^{-i\nu_j z}) e^{ikx} dk \dots\dots (1)$$

$$U_m = e^{i(k_0 x - \nu_0 z)} + \int_{-\infty}^{\infty} A_m(k) e^{i(kx + \nu_m z)} dk \dots\dots (2)$$

ここに k は波数の x 成分であり、 k_0, ν_0 はそれぞれ入射波の波数の x, z 成分である。

境界面での変位と応力の連続条件

$$\begin{cases} U_{j-1}(x, \zeta^{(j)}(x)) = U_j(x, \zeta^{(j)}(x)) \\ \tau_{j-1}(x, \zeta^{(j)}(x)) = \tau_j(x, \zeta^{(j)}(x)) \end{cases} \dots\dots (3)$$

に式(1)を代入して得られる式は、 x 方向の周期を L と仮定すると、連続した波数に対してではなく、離散的な波数 $k_n = k_0 + \frac{2\pi n}{L}$ (n は整数)に対して成り立つ。更に、この関係式を $2N+1$ 個の k_n で近似してフーリエ変換した後、マトリクス表示すると以下の式を得る。

$$G_s^{(j)} A^{(j)} = G_d^{(j-1)} A^{(j-1)} \dots\dots\dots (4)$$

ここに G は波数、境界形状に依存する変数である。これに自由表面での条件および第 m 層と第 $m-1$ 層の連続条件を考慮してまとめると次式を得る。

$$D \cdot A = H \dots\dots\dots (5)$$

ここに

$$D = \begin{pmatrix} G^{(1)} & 0 \\ G_d^{(m-1)} \cdot E & -G^{(m)} \end{pmatrix} \dots\dots\dots (6)$$

$$A^T = ((A^{(1)})^T, (A^{(m)})^T) \dots\dots\dots (7)$$

$$H^T = ((H^{(1)})^T, (H^{(m)})^T) \dots\dots\dots (8)$$

$$E = R^{(m-1)} \cdot R^{(m-2)} \dots R^{(2)} \dots\dots\dots (9)$$

$$R^{(j)} = (G_s^{(j)})^{-1} G_d^{(j-1)} \dots\dots\dots (10)$$

である。式(5)から得られる散乱係数 $A_n^{(1)}$ 、 $B_n^{(1)}$ を次式に代入することにより地表での周波数応答 U が求まる。

$$U = \sum_{n=-N}^N (A_n^{(1)} e^{i v_n^{(1)} \zeta^{(1)}(x)} + B_n^{(1)} e^{-i v_n^{(1)} \zeta^{(1)}(x)}) e^{i k_n x} \dots\dots\dots (11)$$

地表面上での応答波形を計算するには、入射波をフーリエ変換して得られる各周波数ごとの振幅に、式(11)で計算される周波数応答を掛け合わせたものを逆フーリエ変換すればよい。

2.2 不整形地盤のモデル化

大阪ガス株式会社によって地震観測¹²⁾が行われている埼玉県北葛飾郡吉川町の周辺と観測地点の位置をFig. 2に示す。同図に示す基盤等深線図(洪積層上面)でわかるように、この地域はS 51.5° W方向に基盤が次第に深くなる構造を有しており、地震観測は基盤傾斜に沿う測線上(No. 1, 2, 3)とこれとほぼ直交する同一基盤深度の測線上(No. 1, 4)の計4地点で実施されている。Fig. 3は測線に沿う地盤の断面図を示したものである。この地域における表層はいわゆる軟弱な沖積層(S波速度110~170 m/sec)で、その下にはS波速度330~380 m/secの洪積層が現れている。本解析ではこの層を一応工学的な基盤として考え、地盤モデルを作成した。

Fig. 4はモデル化した地盤である。 D_1 、 D_2 はそれぞれ表層と浅い境界、表層と深い境界の間の層厚、 β_1 、 β_2 はそれぞれ表層と基盤のせん断波速度、 ρ_1 、 ρ_2 は地盤密度を表している。観測点の数を 2^n 個である64点、入射角 θ を 1° とし、5 Hzまでの地表面における周波数応答関数を求めた後、Rickerの波が入射した場合について160 mごとに観測点の応答波形を示したものがFig. 5である。横軸の位置を表す座標の下の図は座標軸と対応とした不整形地盤の形状を表す概略図である。地盤の不整形部分と表層厚の厚い部分に散乱波が主要動より遅れて到達していることがわかる。

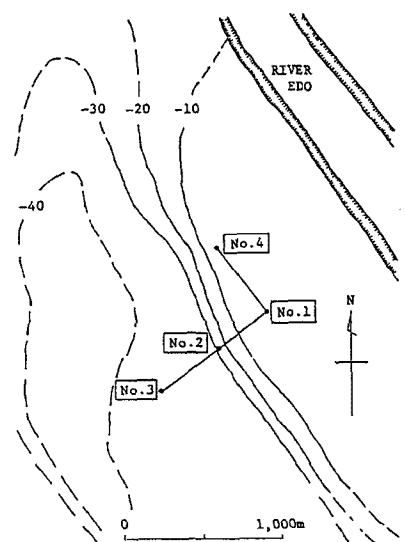


Fig. 2. Observation points.

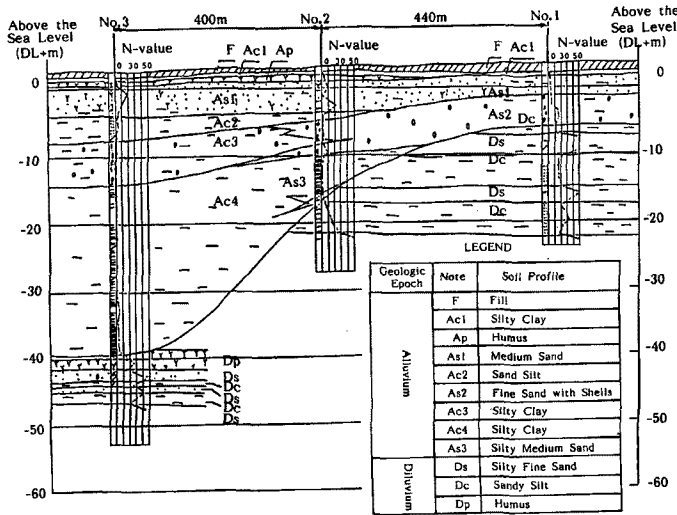


Fig. 3. Ground profile

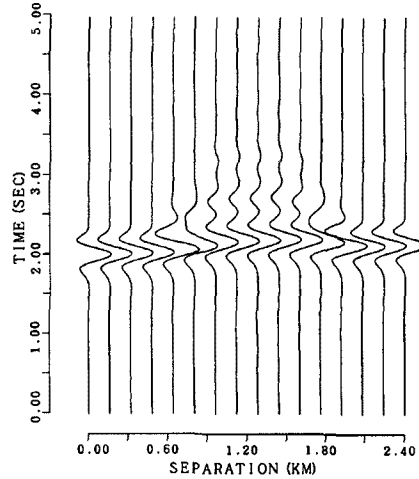


Fig. 5. Simulated ground motions on layered media that have an irregular interface.

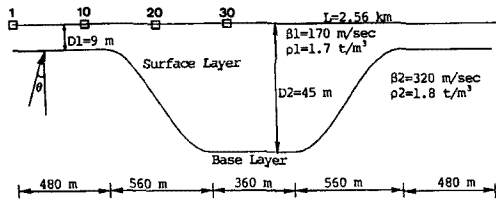


Fig. 4. 2-layered media model.

2.3 モデル地盤上での地震動の平均パワーと空間相関関数

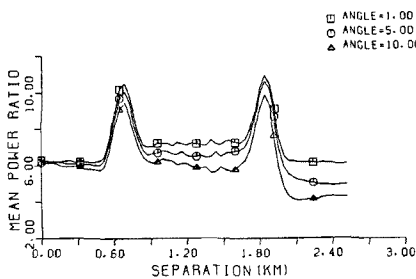


Fig. 6. Spatial variation of the mean powers. (2-layered media)

地表面の応答波形の平均パワーの空間分布を示したものが Fig. 6 である。入射角は 1°, 5°, 10° の 3 通りであり、どの入射角の場合でも不整形部分にピークを持つ形となっている。

モデル地盤上の地表面の応答波形を位置 x と時間 t の関数として $u(x, t)$ と表わす。時間に関する定常性を仮定すると、時空間相互相関関数 $R_{XT}(x_1, x_2, \tau)$ は式(12) で表される。

$$R_{XT}(x_1, x_2, \tau) = \frac{1}{T} \int_0^T u(x_1, t) u(x_2, t + \tau) dt \quad (12)$$

ここに T は継続時間、 τ は時間差を表わす。空間領域における自己相関関数である空間相関関数 R_X は式(13) の時間差 τ を 0 として式(13) のようになる。

$$R_X(x_1, x_2) = \frac{1}{T} \int_0^T u(x_1, t) u(x_2, t) dt \quad (13)$$

ここでは、 x_1 を 0 に固定し、 x_2 の関数として表わす。すなわち、式(13) で $x_1 = 0, x_2 = x$ とおいて式(14) で空間相関関数を計算する。

$$R_X(0, x) = \frac{1}{T} \int_0^T u(0, t) u(x, t) dt \quad (14)$$

Fig. 7 は入射角がそれぞれ 1°, 5°, 10° の場合の空間相関関数を表わしたものである。ただし、 $R_X(0,$

0) = 1 となるように正規化を行っている。空間相関関数は入射角 θ によってまったく異なる形状をとる。これは基盤を伝わる見かけの伝播速度 $\beta_2/\sin\theta$ (β_2 は基盤のせん断波速度) が入射角により変化するため、異なる 2 点間で位相のずれの大きさが違うからである。

3. 地盤の不整形性の抽出

3.1 空間相関関数の特性

Fig. 7 は基盤を伝わる見かけの伝播速度による位相のずれのために相関関数が変化しているの、この見かけの伝播速度による影響を分離するために次式により各観測点の応答波形から伝播速度に相当する分の位相差を取り除いて空間相関関数 R_{XT} を計算した。

$$R_{XT}(x_1, x_2, \frac{x_2-x_1}{c}) = \frac{1}{T} \int_0^T u(x_1, t) u(x_2, t + \frac{x_2-x_1}{c}) dt \dots\dots\dots (15)$$

ここに、 c は見かけの伝播速度である。これにより、伝播速度の影響を差し引いた空間相関関数が得られる。

式(15)を用いて Fig. 4 のモデル地盤に 1° 5° 10° で入射した場合の空間相関関数を計算したものが Fig. 8 である。波動伝播による応答波形の位相のずれの影響が除かれ、入射角の違いによる相関の変化も見られない。しかし、2 点間の距離が大きくなるにしたがって、少しずつ相関が減少しており、入射角が大きいくほど減少の割合が大きい。これは、入射角が大きいくほど応答波形の平均パワーの減少の割合が大きいからである。よって、式(15)を 2 地点の応答波形の平均パワーの平方根で除すことによって、式(16) で表される新たな空間相関関数 R'_{XT} を計算した。

$$R'_{XT}(x_1, x_2, \frac{x_2-x_1}{c}) = \frac{1}{T} \int_0^T \frac{u(x_1, t)}{\sqrt{P(x_1)}} \cdot \frac{u(x_2, t + \frac{x_2-x_1}{c})}{\sqrt{P(x_2)}} dt \dots\dots\dots (16)$$

ここに、 $P(x)$ は地点 x での応答波形の平均パワーを表す。

式(16) は各観測点の応答波形の平均パワーが一定であり、波動の水平方向の伝播による位相差を取り除いた空間相関関数を意味する。Fig. 9 では平均パワーの空間によるばらつきの影響が分離されており、空間相関関数が不整形地盤の形状を反映していることがわかる。

次に、Fig. 10 に示すような多層系地盤モデルを考える。このモデル地盤に Ricker の波が入射角 1° で入射した場合の地表面での応答波形の空間相関関数は、Fig. 11 に示した

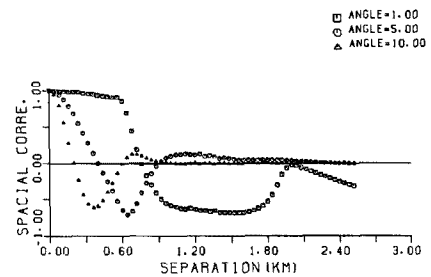


Fig. 7. Spatial correlation coefficients. (2-layered media)

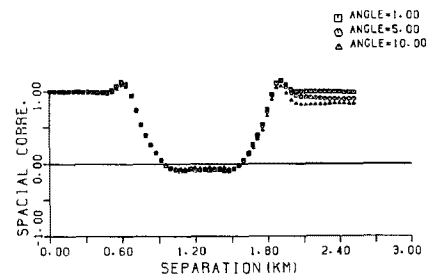


Fig. 8. Spatial correlation coefficients (2-layered media; no time delay)

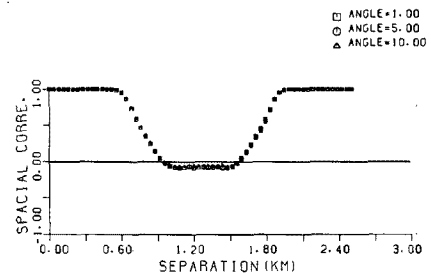


Fig. 9. Spatial correlation coefficients. (2-layered media; no time delay, constant mean power)

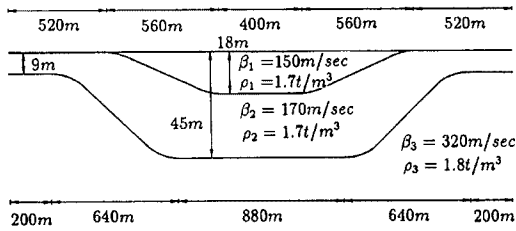


Fig. 10. 3-layered media model.

では、平均パワーの空間分布のばらつきによる影響が消去されている。

3.2 インピーダンス比の変化の影響

空間相関関数が各層のインピーダンス比によって受ける影響を調べるため、Fig. 10と同じ3層地盤を考え、第1層と第3層のインピーダンスコントラストを1.00:2.00に固定し、第2層のインピーダンス比を第1層に対して、1.00, 1.25, 1.50, 1.75, 2.00と5段階に変化させて空間相関関数を計算した。その結果を示したものがFig. 14である。2層構造の地盤では空間相関関数に地盤の形状がはっきりと現れているが、第2層のインピーダンスを変化させ3層構造の地盤とすると、その空間相関関数は2層構造の空間相関関数の間を次第に遷移し、その間にさまざまな形をとることがわかる。ここで、第*i*層のインピーダンスをIM*i*とおく。IM1:IM2:IM3 = 1.00:1.75:2.00の場合は第1層と第2層のインピーダンスコントラストが大きく、第2層と第3層とのインピーダンスコントラストが小さい。そのため第2層と第3層が均一とみなした2層構造の場合と空間相関関数が類似しており、第2層と第3層の間の境界の影響はみられない。しかし、第2層のインピーダンスが第1層のインピーダンスに近づいてIM1:IM2:IM3 = 1.00:1.50:2.00となると空間相関関数は最小値に達するまでに2段階に折れ曲がるようになる。最初に折れ曲がる点は第2層と第3層との間の境界の不整形部分の始まる位置にほぼ対応し、2度目に折れ曲がる点は第1層と第2層との不整形部分が始まる点にほぼ対応している。すなわち、上の境界と下の境界の両者の影響が認められる。このときの第2層と第3層とのインピーダンスコントラストはIM2:IM3 = 100:1.33である。さらに第2層のインピーダンスが第1層のインピーダンスに近づくと、空間相関関数はなめらかとなり、第1層と第2層の境界の形はみられなくなる。そして第1層と第2層が均一とみなした2層構造の空間相関関数の形に近づく。

以上よりインピーダンスコントラスト1.50を境として、これよりも小さい場合には波形に与える境界の影響はほぼ無

ように地盤の不整形部分で大きく変動している。この場合の空間相関関数を式(15), (16)にしたがって計算したものがそれぞれFig. 12, Fig. 13である。Fig. 12では位相のずれによる影響は見られないが、空間相関関数は平均パワーの空間分布のピークと同じ位置にピークをもつ。

Fig. 13

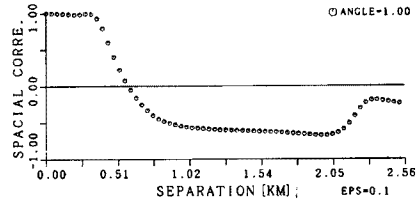


Fig. 11. Spatial correlation coefficients.

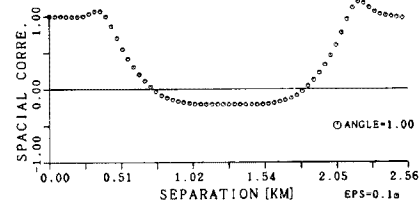


Fig. 12. Spatial correlation coefficients. (no time delay)

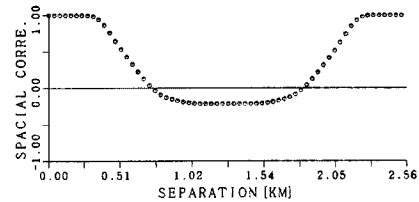


Fig. 13. Spatial correlation coefficients. (no time delay, constant mean power)

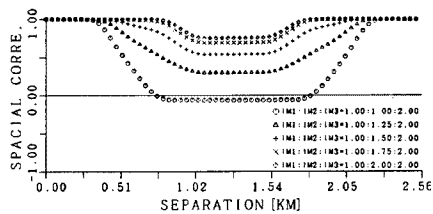


Fig. 14. Comparison of spatial correlation coefficients of 3-layered media with different impedance ratio.

視できることがわかる。

4. 2地点間の相対変位のモデル化

4.1 地震動の平均パワーと空間相関関数

簡単のため、Fig. 4 に示される2層地盤を考える。ここで式(13)から応答波形の空間相関関数を計算する。Fig. 15 はモデル地盤の地表で得られた $\tau = 0$ sec における応答波形の空間相関関数と、 $D_1 = 9$ m, $D_2 = 45$ m の層厚を持つ水平成層の空間相関関数の比較である。実線1が層厚 D_1 、実線2が層厚 D_2 、そして、□印がモデル地盤の空間相関関数を表している。モデル地盤における空間相関関数は、平坦部分 (A~B, D~E, G~H) ではそれぞれの層厚に対応する空間相関関数と一致しており、地盤の不整形部分 (B~D, E~G) で相互への遷移が生じている。図中の一点鎖線3は、実線で表される2つの成層地盤の空間相関関数の和である。これより、地盤の不整形部分の中央のC, F点(*)がこの一点鎖線上の対応する点を通ると仮定し、A~B, C, D~E, F, G~Hの各点をSpline関数で近似してモデル化を行った。これが図中の破線であり、□印のモデル地盤の空間相関関数をよく近似している。

さて、ある点 x における自己相関関数は式(13)より以下のようなになる。

$$R(x, \tau) = \frac{1}{T} \int_0^T u(x, t) u(x, t + \tau) dt \quad \dots (17)$$

Fig. 16 は $\tau = 0.2$ sec におけるモデル地盤の地表面で得られた応答波形の自己相関関数と、各水平成層の自己相関関数の比較である。実線1が層厚 D_1 、実線2が層厚 D_2 、そして、□印がモデル地盤のそれぞれ自己相関関数を表している。ただし、縦軸の値は層厚 D_1 の $x = 0$ での値で正規化している。モデル地盤における自己相関関数は、平坦部分 (A~B, D~E, G~H) ではそれぞれの層厚に対応する自己相関関数と一致しており、地盤の不整形部分 (B~D, E~G) で相互への遷移が生じている。図中の一点鎖線3は、実線で表される2つの成層地盤の自己相関関数の和である。前述の空間相関関数のモデル化と同様、地盤の不整形部分の中央のC, F点(*)がこの一点鎖線上の対応する点を通ると仮定し、A~B, C, D~E, F, G~Hの各点をSpline関数で近似した。これが図中の破線である。Fig. 17 は x 軸に場所、 τ 軸に時間のずれをとったものであり、(a) は応答波形から直接求めたもの、(b) は上述のモデル化にしたがって作成したものである。この自己相関関数を、ある点 x において τ 軸上で

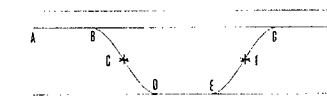
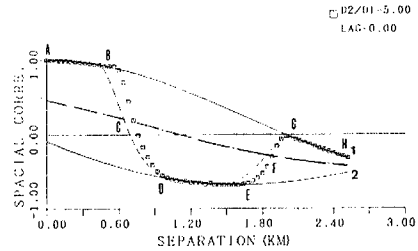


Fig. 15. Modeling of the spatial correlations. (2-layered media)

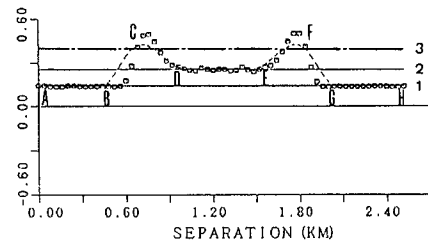


Fig. 16. Modeling of the mean powers. (2-layered media)

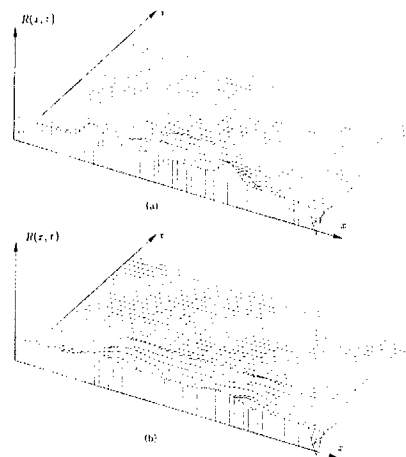


Fig. 17. Autocorrelation functions. (2-layered media); (a) exact values, (b) estimated values.

フーリエ変換すれば地点 x でのパワースペクトルが得られる。したがって、これを積分すれば平均パワーの空間分布が計算できる。

4.2 シミュレーション波形による相対変位

地盤の2点間の相対変位のスペクトル $S_{du du}$ は次式で与えられる。

$$S_{du du} = S_{xx}(\omega) + S_{yy}(\omega) - 2\text{Re}[S_{xy}(\omega)] \dots\dots\dots (18)$$

ここに、 $S_{xx}(\omega), S_{yy}(\omega)$ はそれぞれ地点 x, y における応答波形のパワースペクトル、 $S_{xy}(\omega)$ は地点 x と y の応答波形のクロススペクトルを表す。式(18)を用いると地盤の2地点間の相対変位の2乗平均値は次のようになる。

$$E[\Delta u^2] = \int_{-\infty}^{\infty} S_{xx} d\omega + \int_{-\infty}^{\infty} S_{yy} d\omega - 2 \int_{-\infty}^{\infty} \text{Re}[S_{xy}(\omega)] d\omega \dots\dots\dots (19)$$

式(19)の右辺第一項、第二項はそれぞれ地点 x, y における応答波形の平均パワーに相当し、第三項は式(13)で $x_1 = 0, x_2 = x$ とおいた場合の空間相関関数に相当する。4.1でモデル化した空間相関関数と平均パワーを用いて2地点間の地盤の相対変位の2乗平均値を計算したものがFig. 18の実線である。□印は応答波形から直接計算したものであり、地盤急変部で多少大きめの値が出ているものの全体的な傾向をよく捉えていることがわかる。

上述した不整形な境界を持つ2層地盤上での相対変位応答のモデル化をもとに、3層地盤において第1層と第2層のインピーダンスコントラスト1.25、第2層と第3層のインピーダンスコントラストが1.75の場合について、この空間相関関数と自己相関関数をモデル化し、その相対変位の2乗平均値を求めた。この場合、第1層と第2層のインピーダンスコントラストが1.5よりかなり小さいため、第2層と第3層の間の境界のみを考えた2層系地盤のモデル化の適用が可能である。

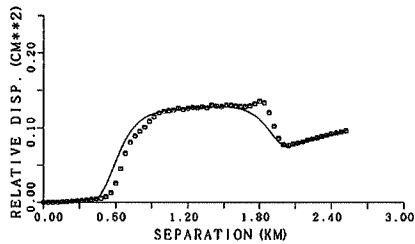


Fig. 18. Comparison of the mean squares of the relative disolacements.

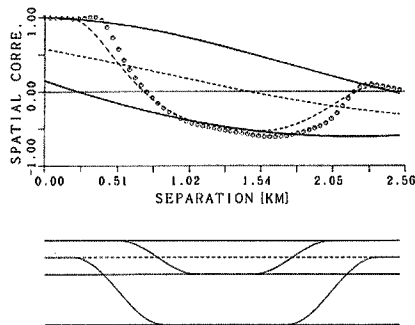


Fig. 19. Modeling of the spatial correlations.

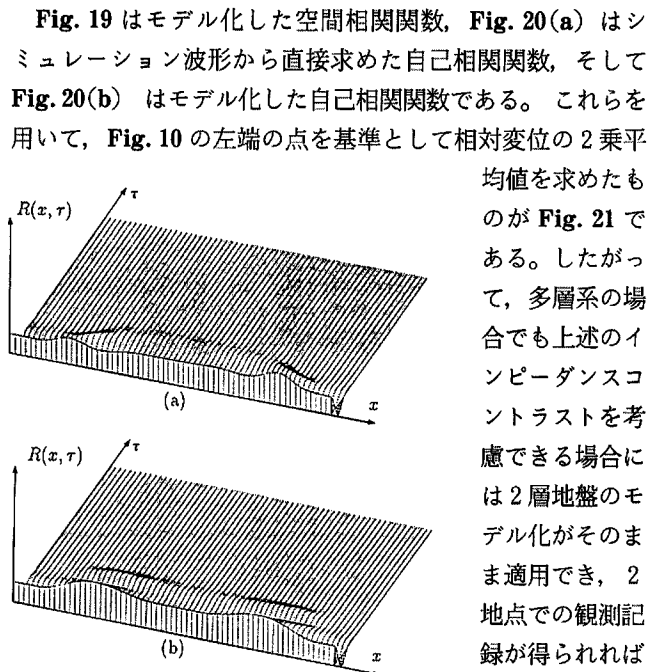


Fig. 20. Autocorrelation functions ; (a) exact values, (b) estimated values.

Fig. 19はモデル化した空間相関関数、Fig. 20(a)はシミュレーション波形から直接求めた自己相関関数、そしてFig. 20(b)はモデル化した自己相関関数である。これらを用いて、Fig. 10の左端の点を基準として相対変位の2乗平均値を求めたものがFig. 21である。したがって、多層系の場合でも上述のインピーダンスコントラストを考慮できる場合には2層地盤のモデル化がそのまま適用でき、2地点での観測記録が得られれば相対変位の期待値が求められることになる。

4.3 実地震記録による検討

本節では、実際に不整形地盤で得られた記録を用いて、平均パワーと空間相関関数を計算する。地震観測は埼玉県北葛飾郡吉川町で大阪ガス株式会社によって実施されており、その位置図は Fig. 2 で既に説明した通りである。地震計の設置位置の断面図、平面図を Fig. 22 に示す。観測成分は各地点とも上下、水平方向 2 成分 (EW, NS) の計 3 成分である。これまでに記録された地震波のうち、ここでは 1981 年 2 月 22 日に茨城県沖で発生した地震

の記録を用いる。この地震のマグニチュードは 4.7、震央距離は 95 km、最大加速度は 4.72 gal である。解析波形の成分は、NS 成分、EW 成分の観測波形を地震波の到来する方向に直行した成分に合成したものである。Fig. 23 はこの地震の観測点 1 S、2 S、3 S における震央直交方向の水平成分である。これらの波形を使って 1 S を基準とした 2 S、3 S に対する相対変位の 2 乗平均を計算し、Fig. 18、Fig. 21 の両者と比較したものが Fig. 24 である。

観測点が 3 点と少ないため、各点間の相対変位を示す図の形状を論ずるまでには到らないが、2 組の相対変位に関する限りではモデル化による予測値は実測値と概ね一致することがわかった。

5. 結 論

本研究では実在の不整形地盤をモデル化し、Aki-Larner による Discrete Wave Number 法を用いて SH 波が入射した場合の不整形地盤の震動解析を行った。解析によって得られた不整形地盤上の地表面の地震動の平均パワー、空間相関関数の特性が地盤の不整形性にどのように影響されるかを明らかにし、空間相関関数および自己相関関数のモデル化を試みて相対変位の期待値を算出した。最後に、実際の不整形地盤上におけるアレー観測データを用いてモデル化との整合性を検討した。

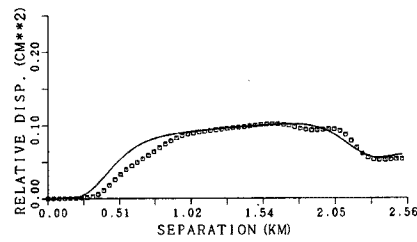


Fig. 21. Comparison of the mean squares of the relative displacements.

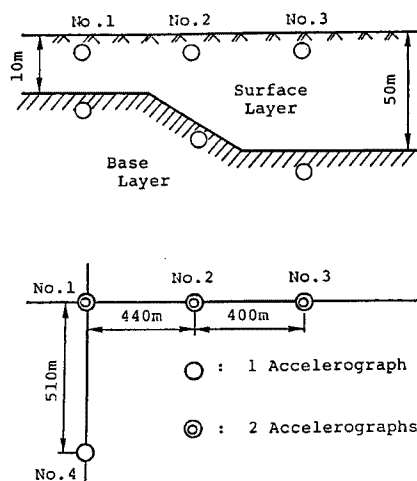


Fig. 22. Arrangement of the seismograph array.

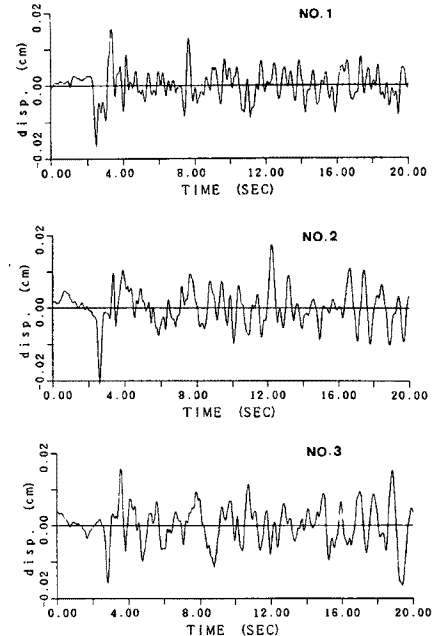


Fig. 23. Observed waves

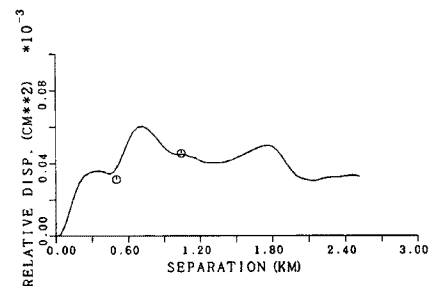


Fig. 24. Comparison of the mean squares of the relative displacements (thick line; estimated value, o marks; observation)

以下に本研究で得られた結果を述べる。

1. 不整形地盤上における平均パワーの空間分布は一様でなく、波動エネルギーは局所的に集中する。また、空間相関関数には不整形境界の影響による波形の変化の影響と、地表を伝わる見かけの伝播速度を持つ波の位相差による影響の双方が含まれている。
2. 不整形地盤上における空間相関関数から波動伝播による位相差の影響と平均パワーの空間分布の影響を分離すると、そこから得られた空間相関関数は不整形地盤の形状を反映する。
3. 不整形地盤の浅い層厚と深い層厚上の2地点の波形からそれぞれの成層部に対応する空間相関関数および自己相関関数を求め、この間の不整形部をなめらかな曲線で近似することによって不整形地盤の関数をモデル化した。モデル化した空間相関関数と自己相関関数から地盤の2地点間の相対変位の2乗平均値が計算できる。
4. 不整形地盤上の実地震記録から相対変位の2乗平均値を計算し、シミュレーションで得られた時空分布特性が適合するかを検討した。その結果、モデル化による予測値は実測値と概ね一致することがわかった。

参考文献

- 1) 川上英二・佐藤靖彦：地盤の相対変位・ひずみの推定結果に及ぼす地震波形の変形の影響，土木学会論文報告集，第337号，1983，pp.37-46.
- 2) 石井 清：確率論手法による地震波の入力損失の効果の検討，第16回地震工学研究発表会講演概要，1981，pp.317-320.
- 3) Harada, T.: Probabilistic Modeling of Spatial Variation of Strong Earthquake Ground Displacements, Proc. of the 8th WCEF, San Francisco, Vol. II, 1984, pp.605-612.
- 4) 織田隆夫・嶋田 剛・原田隆典：強震時地動の空間スペクトルとその応用，第17回地震工学研究発表会講演概要，1983，pp.99-102.
- 5) Loh, C. H.: Analysis of the Spatial Variation of Seismic Waves and Ground Movements from SMART-1 Array Data, Earthquake Engineering and Structural Dynamics, Vol.13, 1985, pp.561-581.
- 6) Loh, C.H.: Spatial Variation and Stochastic Modeling of Seismic Differential Ground Movement, Earthquake Engineering and Structural Dynamics, Vol.16, 1988, pp.583-596.
- 7) Harichandran, R.S. and E.H. Vanmarcke: Stochastic Variation of Earthquake Ground Motion in Space and Time, Journal of Engineering Mechanics Division, Vol.112, No. 2, 1986, pp.154-174.
- 8) 星谷 勝・渋谷重彦：多地点入力による構造系の応答共分散漸化式の誘導と応用，土木学会論文集，第362号/I-4，1985.
- 9) Kameda, H. and T.Sawada: Nonstationary Cross Spectrum of Earthquake Motions by Multifilter Technique, 第7回日本地震工学シンポジウム，1986，pp.391-396.
- 10) Aki, K. and K.L. Larner: Surface Motion of a Layered Medium Having an Irregular Interface Due to Incident Plane SH Waves, Journal of Geophysical Research, Vol.75, 1970, pp.933-954.
- 11) 堀家正則：複数の曲がった境界を有する減衰のある媒質の地震動応答計算法へのAL法の拡張とそれを用いた堆積盆地の地震動の特性，地震，40巻2号，1987，pp.247-257.
- 12) Toki, K., Y. Fukumori, T. Kikuta, M. Sako and K. Yanabu: Detection of Dispersion

Characteristics of Apparent Wave Velocity, Proc. of 8th World Conference on Earthquake Engineering, Vol. II, 1984, pp. 223-230.