

波動伝播と土粒子軌跡のモデル化による 地表および地中の常時微動記録の解析

川上英二¹・孫耀南²・楊仲元³

¹正会員 工博 埼玉大学教授 地圏科学研究センター (〒338-8570 埼玉県さいたま市下大久保255)

E-mail:kaw@kiban.civil.saitama-u.ac.jp

²博士(学術) 招聘外国人研究者 埼玉大学理工学研究科 (〒338-8570 埼玉県さいたま市下大久保255)

E-mail:sun@kiban.civil.saitama-u.ac.jp

³修士(工学) 元 埼玉大学理工学研究科学生, (株) 日本建設技術社

常時微動は測定が容易であるために広く用いられているが、波動の種類や伝播状況などの基本的なことにしても明らかではない。本研究では、著者らが近年提案してきた基準入力ー出力最小化(NIOM)法を改良し、これを常時微動の地表と地中の同時波形記録に適用した。そして、常時微動の実測波形をモデル化し、波動の伝播方向、土粒子の軌跡の平均像、波動の種類を検討した。本研究で解析した常時微動では、地表層の固有振動数よりも小さな(2Hz以下)振動数領域が主に卓越していたが、本振動数成分では、地表と地中の波形には高い相関が有り、上下方向ではなく水平方向に伝播していること、また、土粒子の軌跡の平均像からレイリー波が卓越していることを明らかにした。

Key Words : wave propagation, waveform analysis, Rayleigh waves, spectral analysis, seismic array, microtremors

1. 序文

地震による被害は地盤条件に強く左右される。地盤条件を検討するためには、地震動の代わりに常時微動の観測が広く用いられる。何故なら、常時微動は簡単に安く観測できるからである¹⁾。常時微動は、自動車、工場、風、海洋の波など地震以外の様々な物や現象によって発せられる。このため、常時微動は一般には雑音と考えられ、色々なモードの表面波およびP波・S波の実体波が混ざったものと考えられている。しかし、常時微動の構成が具体的にかつ明瞭に示されたことはこれまでにはなく、また、研究者の間でも合意が得られていない。

近年、中村・上野²⁾は常時微動の水平成分と上下成分のスペクトル比(H/V 比)がピークを示す振動数が地盤の固有振動数に一致することを明らかに

した。そして、この H/V 比を用いて地盤の評価を行い地震被害を想定する方法を提案し、本方法は世界中で広く用いられている^{3),4)}。しかし、その物理的解釈に関しては今でも明確ではない。この理由は、レイリー波に対する H/V 比の理論値とS波に対する H/V 比の理論値とが類似しているため、得られた H/V 比はレイリー波、または、S波の何れの存在によっても説明が可能であるためである。中村⁵⁾は H/V 比のピークがレイリー波の基本モードではなくS波の伝達関数で説明できる、そして、ピークは鉛直入射のSH波によると主張している。この考えはピークをレイリー波の基本モードの存在によるものとした大町等⁶⁾やLachet and Bard⁷⁾の主張と大きく異なっており、十分な検討が必要である⁸⁾。

常時微動に含まれる波動の種類を推定するために

は幾つかの方法がある。一つの有効な方法は、観測された常時微動の位相速度、群速度を求め、表面波の分散曲線の理論値と比較する方法である。また、常時微動の多地点での観測であるアレー観測結果から、F-K（振動数一波数）スペクトル法により波動の空間的な伝播の状況やこの地盤条件との対応を検討する方法も有効な方法である^{9), 10)}。しかし、従来行われている常時微動のアレー観測の大部分は、経済的理由から、すべての地震計を地表面に配置した地表面アレーである。地中における常時微動の特性を検討するためには、ボーリング内に地震計を配置した鉛直アレーが重要である。本研究では、3地点でのボーリング中に設置された鉛直アレーで観測された常時微動を解析している。

地盤震動の時間および場所に関する変動等の地震波動の性質は、確率統計的な見地から検討されてきた。最もよく用いられている方法は、相互相関関数やインパルス応答に基づく方法である。しかし、相互相関関数では信号の分解能に問題があり、また、インパルス応答では安定した解が得られない場合があるなど、両者の方法ともに実際上の問題点がある^{11), 12)}。

近年著者らが提案している2つの方法 Simplified Input Output Relation Method (SIORM)¹³⁾ と Normalized Input-Output Minimization (NIOM) Method^{11), 12)} は波動伝播を単純にモデル化する方法であり、従来の相互相関関数やインパルス応答に基づく方法に比べ、上記問題点を解決した新しい1つの信頼性の高い方法である。

Kawakami and Haddadi^{11), 12)} は、地表層における地震動の伝播状況を検討するために、鉛直アレーの強震記録に NIOM 法を適用し、NIOM 法の有用性を明らかにしている。地中でモデル化された地震動には、負と正の到達時刻に2つの明瞭なピークが存在し、それぞれが入射波と反射波の存在に対応することを明らかにしている。NIOM 法は波動伝播についての単純で明瞭な考えを提供し、地表層の動的特性を同定するのに役に立つものと考えられる。

本論文では、まず、従来の基準入力-出力最小化 (NIOM) 法を改良し、常時微動の地表と地中の同時記録に適用した。その際、対象とした振動数帯域は地表層の固有振動数よりもかなり低い帯域である。そして、常時微動の実測波形をモデル化し、波動の伝播方向、土粒子の軌跡の平均像、波動の種類を明らかにした。本論文の焦点は手法の改良とこの微動への適用による特性の分析との両方に有る。手法は実際の問題に適用されることにより新たな問題が発生し、方法を改良することにより、特性も並行して

次第に明らかになっていくものと考えられる。

2. 解析方法

本章では以下の2点で従来の NIOM 法を改良した。

- 1) NIOM 法によるモデル化波形と観測波形との卓越振動数（またはスペクトル）を類似させた点。
- 2) 高振動数、低振動数がカットされた、すなわち与えられた振動数帯域でのモデル化波形が得られるようにした点。

(1) 従来の NIOM 法の概要^{11), 12)}

NIOM 法は定常多変数線形システムの振動数領域での理論に基づいており、入力観測波形 $f(t)$ と出力観測波形 $g_l(t)$ ($l=1, 2, \dots, M$) のフーリエ変換、それぞれ $F(\omega_i)$ と $G_l(\omega_i)$ ($l=1, 2, \dots, M$)、を伝達関数 $H_l(\omega_i)$ で次式のように関係付けている。

$$G_l(\omega_i) = H_l(\omega_i)F(\omega_i) \quad (1)$$

$$(l=1, 2, \dots, M; i=1, 2, \dots, N-1; \omega_i = \frac{2\pi i}{N\Delta t})$$

ただし、 Δt はサンプリング間隔、 N はサンプル数である。

伝達関数はシステムの物理的特性だけに依存するので、モデル化された入力と出力の間にも同様な次の関係が成り立つものと仮定する。

$$Y_l(\omega_i) = H_l(\omega_i)X(\omega_i) \quad (2)$$

ただし、モデル化された入力と出力を、すなわち時間の関数としての $x(t)$ と $y_l(t)$ を、また、それぞれのフーリエ変換である $X(\omega_i)$ と $Y_l(\omega_i)$ を、以降では、「入力モデル」と「出力モデル」と呼ぶことにする。

入力モデル $X(\omega_i)$ の離散フーリエ逆変換は次式で与えられる。

$$x(m\Delta t) = \frac{1}{N\Delta t} \sum_{i=0}^{N-1} X(\omega_i) e^{j\frac{2\pi m i}{N}} \quad (3)$$

ここで、任意の時刻で、例えば $t=0$ で、すなわち $m=0$ で、入力モデルの振幅は1に規格化されると仮定すると、式(3)から次式が得られる。

$$\frac{1}{N\Delta t} \sum_{i=0}^{N-1} X(\omega_i) = 1 \quad (4)$$

ラグランジェ未定係数法を用いて、入力モデルと出力モデルのフーリエ振幅の自乗和を式(4)の条件

付きで最小化することを考える。また、入出力モデルを平滑化するため、 $x(t)$ と $y_l(t)$ だけでなくこれらの時間微分である $dx(t)/dt$ と $dy_l(t)/dt$ も考慮し、これらのフーリエ振幅スペクトルの自乗値の重み付き和を最小化する。まず、次の関数を考える。

$$L = \sum_{i=0}^{N-1} \left[c_0 |X(\omega_i)|^2 + k_0 \omega_i^2 |X(\omega_i)|^2 + \sum_{l=1}^M \left\{ c_l |Y_l(\omega_i)|^2 + k_l \omega_i^2 |Y_l(\omega_i)|^2 \right\} \right] - \lambda \left\{ \frac{1}{N\Delta t} \sum_{i=0}^{N-1} X(\omega_i) - 1 \right\} \quad (5)$$

ただし、 λ はラグランジェの乗数である。また、 $c_0 \sim c_M$ は1つの入力 $x(t)$ と M 個の出力 $y_l(t)$ ($l=1, 2, \dots, M$)の重み係数であり、 $k_0 \sim k_M$ はこれらの時間微分の重み係数である。モデルの波形とそれを時間で微分した波形の重み係数の比が入力と出力に対して等しいものと考え、重み係数は次式の関係式を満足するものと設定できる。

$$\frac{k_0}{c_0} = \frac{k_1}{c_1} = \dots = \frac{k_M}{c_M} \quad (6)$$

また、入力と出力を対等に扱うことにすると、これらに対する重み係数である c_0 と c_l ($l=1, 2, \dots, M$)は全て1に設定できる。この場合、結局、重み係数としては k_0 だけを与える必要があるが、 k_0 を増加させることは入出力モデルの高振動数成分の振幅を減少させることに相当する^{11), 12)}。

そして、入力モデルと出力モデルは式(5)を最小化することにより求められ、 $X(\omega_i)$ は式(2)(6)を式(5)に代入し、以下の条件により求められる。

$$\frac{\partial L}{\partial X(\omega_i)} = \frac{\partial L}{\partial X^*(\omega_i)} = 0 \quad (7)$$

結局、入力モデルと出力モデルは次式で得られる。

$$X(\omega_i) = N\Delta t \frac{\frac{1}{(1+\frac{k_0}{c_0}\omega_i^2)(c_0+\sum_{m=1}^M c_m |H_m(\omega_i)|^2)}}{\sum_{n=0}^{N-1} \frac{1}{(1+\frac{k_0}{c_0}\omega_n^2)(c_0+\sum_{m=1}^M c_m |H_m(\omega_n)|^2)}} \quad (8)$$

$$Y_l(\omega_i) = N\Delta t \frac{\frac{H_l(\omega_i)}{(1+\frac{k_0}{c_0}\omega_i^2)(c_0+\sum_{m=1}^M c_m |H_m(\omega_i)|^2)}}{\sum_{n=0}^{N-1} \frac{1}{(1+\frac{k_0}{c_0}\omega_n^2)(c_0+\sum_{m=1}^M c_m |H_m(\omega_n)|^2)}} \quad (9)$$

式(9)は式(8)で得られた単純化された入力モデルに対する線形システムの応答(式(2)参照)である波動伝播をモデル化する本方法は Normalized Input-Output Minimization (NIOM)法^{11), 12)}と呼ばれている。

(2) NIOM法の改良 I — 入出力モデルと観測波形のスペクトルを類似させる—

前節に示した従来の NIOM 法では伝達関数だけしか考慮されていないので、入出力モデルの卓越振動数(またはスペクトル)が観測波形の卓越振動数(またはスペクトル)と非常に異なる場合も多い。本問題を解決するため、入力モデルの自乗値(すなわち、フーリエ振幅スペクトルの自乗値) $|X(\omega_i)|^2$ を入力観測波形のフーリエ変換の自乗値 $|F(\omega_i)|^2$ で割ったものを考えた。同様に、出力モデルの自乗値 $|Y_l(\omega_i)|^2$ を出力観測波形のフーリエ変換の自乗値 $|G_l(\omega_i)|^2$ で割ったものを考えた。すなわち、 $|X(\omega_i)|^2 / |F(\omega_i)|^2$ と $|Y_l(\omega_i)|^2 / |G_l(\omega_i)|^2$ を考えた。

実際の定式化においては、 $|X(\omega_i)|^2 / |F(\omega_i)|^2$ と $|Y_l(\omega_i)|^2 / |G_l(\omega_i)|^2$ の代わりにそれぞれ、パラメータ s ($0 \leq s \leq 1$)を導入し、より一般的な関数である $|X(\omega_i)|^2 / |F(\omega_i)|^{2s}$ と $|Y_l(\omega_i)|^2 / |G_l(\omega_i)|^{2s}$ を考えた。 $s=1$ の場合、各振動数におけるモデルの振幅は観測波形の振幅に強く依存し、一方、 $s=0$ の場合には、従来の NIOM 法と全く同じである。このように、 s の値を変える事により、入出力モデルのフーリエ振幅スペクトルの観測波形への類似度を変えることが可能である。

ラグランジェ未定係数法を用いる事により、式(4)の条件下でモデルと観測波形のフーリエ振幅スペクトルの比の自乗和を最小化する。すなわち、まず、次の関数を考える。

$$L = \sum_{i=0}^{N-1} \left[c_0 \frac{|X(\omega_i)|^2}{|F(\omega_i)|^{2s}} + k_0 \omega_i^2 \frac{|X(\omega_i)|^2}{|F(\omega_i)|^{2s}} \right]$$

$$+ \sum_{l=1}^M \left\{ c_l \frac{|Y_l(\omega_i)|^2}{|G_l(\omega_i)|^{2s}} + k_l \omega_i^2 \frac{|Y_l(\omega_i)|^2}{|G_l(\omega_i)|^{2s}} \right\} \left[-\lambda \left\{ \frac{1}{N\Delta t} \sum_{i=0}^{N-1} X(\omega_i) - 1 \right\} \right] \quad (10)$$

ただし、 λ はラグランジェの乗数である。入出力モ

デルは式(10)を最小化することにより求められる。前節の場合と同様に、式(2)(6)を式(10)に代入し、式(7)を用いることにより L を最小化し、入力モデル $X(\omega_i)$ を次式のように求めることができる。

$$X(\omega_i) = N\Delta t \frac{\frac{1}{(1+\frac{k_0}{c_0}\omega_i^2)(\frac{c_0}{|F(\omega_i)|^{2s}} + \sum_{m=1}^M \frac{c_m}{|G_m(\omega_i)|^{2s}} |H_m(\omega_i)|^2)}}{\sum_{n=0}^{N-1} \frac{1}{(1+\frac{k_0}{c_0}\omega_n^2)(\frac{c_0}{|F(\omega_n)|^{2s}} + \sum_{m=1}^M \frac{c_m}{|G_m(\omega_n)|^{2s}} |H_m(\omega_n)|^2)}} \quad (11)$$

出力モデルは式(11)を式(2)に代入し線形システムの応答を求める事により、次式のように求められる。

$$Y_l(\omega_i) = N\Delta t \frac{\frac{1}{(1+\frac{k_0}{c_0}\omega_i^2)(\frac{c_0}{|F(\omega_i)|^{2s}} + \sum_{m=1}^M \frac{c_m}{|G_m(\omega_i)|^{2s}} |H_m(\omega_i)|^2)}}{\sum_{n=0}^{N-1} \frac{1}{(1+\frac{k_0}{c_0}\omega_n^2)(\frac{c_0}{|F(\omega_n)|^{2s}} + \sum_{m=1}^M \frac{c_m}{|G_m(\omega_n)|^{2s}} |H_m(\omega_n)|^2)}} H_l(\omega_i) \quad (12)$$

ただし、 $l=1,2,\dots,M$ ， $i=0,1,\dots,N-1$ ， $0 \leq s \leq 1$ である。改良 NIOM 法による式(11) (12)は、 $s=0$ の場合、従来の NIOM 法による式(8)(9)とそれぞれ一致している。

の高振動数成分または低振動数成分を取り除きたい場合、または、振動数帯域毎に入出力モデルを求めたい場合がある。これらの場合には式(4)を次式のように修正する。

(3) NIOM法の改良Ⅱ —高、低振動数成分の除去、与えられた振動数帯域での入出力モデルの作成—
実際に入出力モデルを求めてみると入出力モデル

$$\frac{1}{N\Delta t} \sum_{i=K_L}^{K_H} X(\omega_i) = 1 \quad (13)$$

ただし、 $0 \leq K_L < K_H \leq N-1$ であり、 K_L と K_H はそれぞれローカット振動数、ハイカット振動

表-1 ボーリング地点A, B, Cで得られた常時微動の記録一覧

アレー地点	常時微動の記録のグループ	サンプル数	データ長(s)	サンプリング間隔(s)	測定深度
ボーリングA	A1-0m, A1-3m	4096	40.96	0.01	GL, GL-3m
	A2-0m, A2-6m	4096	40.96	0.01	GL, GL-6m
	A3-0m, A3-16m	4096	40.96	0.01	GL, GL-16m
	A4-0m	8192	81.92	0.01	GL
ボーリングB	B1-0m, B1-5m	4096	40.96	0.01	GL, GL-5m
	B2-0m, B2-10m	4096	40.96	0.01	GL, GL-10m
	B3-0m, B3-20m	4096	40.96	0.01	GL, GL-20m
	B4-0m	8192	81.92	0.01	GL
ボーリングC	C1-0m, C1-9m	25600	256.0	0.01	GL, GL-9m
	C2-0m, C2-36m	25600	256.0	0.01	GL, GL-36m
	C3-0m, C3-100m	25600	256.0	0.01	GL, GL-100m
	C4-0m	25600	256.0	0.01	GL

数に対応した整数である。この場合、式(10)は次式のように修正される。

$$L = \sum_{i=K_L}^{K_H} \left[c_0 \frac{|X(\omega_i)|^2}{|F(\omega_i)|^{2s}} + k_0 \omega_i^2 \frac{|X(\omega_i)|^2}{|F(\omega_i)|^{2s}} + \sum_{l=1}^M \left\{ c_l \frac{|Y_l(\omega_i)|^2}{|G_l(\omega_i)|^{2s}} + k_l \omega_i^2 \frac{|Y_l(\omega_i)|^2}{|G_l(\omega_i)|^{2s}} \right\} \right] - \lambda \left\{ \frac{1}{N\Delta t} \sum_{i=K_L}^{K_H} X(\omega_i) - 1 \right\} \quad 0 \leq s \leq 1 \quad (14)$$

ラグランジェ未定係数法を用いて次式を得る。

$$X(\omega_i) = \begin{cases} \frac{1}{N\Delta t} \frac{(1 + \frac{k_0}{c_0} \omega_i^2) (\frac{c_0}{|F(\omega_i)|^{2s}} + \sum_{m=1}^M \frac{c_m}{|G_m(\omega_i)|^{2s}} |H_m(\omega_i)|^2)}{\sum_{n=K_L}^{K_H} \frac{1}{(1 + \frac{k_0}{c_0} \omega_n^2) (\frac{c_0}{|F(\omega_n)|^{2s}} + \sum_{m=1}^M \frac{c_m}{|G_m(\omega_n)|^{2s}} |H_m(\omega_n)|^2)}} & K_L \leq i \leq K_H \\ 0 & i < K_L \text{ または } i > K_H \end{cases} \quad (15)$$

$$Y_l(\omega_i) = \begin{cases} \frac{H_l(\omega_i)}{N\Delta t} \frac{(1 + \frac{k_0}{c_0} \omega_i^2) (\frac{c_0}{|F(\omega_i)|^{2s}} + \sum_{m=1}^M \frac{c_m}{|G_m(\omega_i)|^{2s}} |H_m(\omega_i)|^2)}{\sum_{n=K_L}^{K_H} \frac{1}{(1 + \frac{k_0}{c_0} \omega_n^2) (\frac{c_0}{|F(\omega_n)|^{2s}} + \sum_{m=1}^M \frac{c_m}{|G_m(\omega_n)|^{2s}} |H_m(\omega_n)|^2)}} & K_L \leq i \leq K_H \\ 0 & i < K_L \text{ または } i > K_H \end{cases} \quad (16)$$

ただし、 $0 \leq K_L < K_H \leq N-1$ 、 $0 \leq s \leq 1$ 、 $i=0,1,\dots,N-1$ である。

3. ボーリング地点 A, B, C で観測された常時微動

本論文では、3つの鉛直アレー地点、すなわち横浜市金沢区内のボーリング地点 A と B、および千葉市幕張地区内のボーリング地点 C で観測された常時微動の波動伝播を単純化し明確にすることを目的にした。表-1 にまとめてあるように各ボーリング地点では4グループ(回)の記録が得られている。最初の3グループはすべて地表と地中(グループにより深さが異なる)で同時に観測された常時微動の記録である。一方、最後のグループは地表で観測された記録だけから成っている。本論文で例えば「A2-6m」とは「ボーリング地点 A でのグループ 2 の測定の高さ 6m での記録」であることを示してい

る。何れの常時微動記録も3成分(北南と東西の水平2成分、および上下成分であり、北、東、上の方向を正の方向としている)の記録から成り、サンプリング間隔は 0.01 秒である。ボーリング地点 B および C の地盤条件を表-2, 3 に示す。ボーリング地点 A は地点 B と同一建物の敷地内にあり、地盤条件は類似している。

4. 観測記録の解析

使用した常時微動の観測波形の例として、ボーリング地点 B での波形を図-1~3 の左側に示す。図-1 の左側には北南方向の波形を地表と地中の3つのグループそれぞれに対して示している。また、図-2 の左側には東西成分を、図-3 の左側には上下成分を示している。また、ボーリング地点 C で測定深度が最も深い(100m) 場合(グループ3)における波形を図-4の左側に、上から北南、東西、上下の順に

示す。

図-5には、ボーリング地点A, B, Cで観測された常時微動のフーリエ振幅スペクトルを、地表は実線で、最深点では破線で示している。地表と地中の同時記録のスペクトルであり、グループ3の結果である。図より、0-2Hzの卓越したピークと2Hz以上の振動数の成分に分割でき、特に0-2Hzの振動数領域においては、地表と地中のスペクトルが類似していることが判る。これらの地盤の増幅特性を理解するために、図-5に示したスペクトルの地表面での水平/上下の比を図-6(a)に（NS/UDを実線で、EW/UDを点線で）示してある。また図-6(b)には地表/地中の比を（NS成分に対しては実線で、EWは点線で）示してある。また図-6(c)には上下成分の地表/地中の比を示してある。これらの図より、地表層の固有振動数は2Hz以上の振動数帯域にあるが、観測波形は0-2Hzの振動数が卓越していることが判る。本論文では、特に0-2Hzの振動数領域における波動に注目して解析を行った。

(1) 異深度、同方向の成分間の関係

改良 NIOM 法を用いて深さが異なる地点（地表と地中）で観測された常時微動の同一方向（北南、東

西、上下）の成分間の関係を検討した。地表の記録を入力として使用し、地中の記録を出力として使用した。本解析では、重み係数として $s=0.5$, $c_0=c_1=1$, $k_0=0.1$ の値を使用し、また、ローカット振動数を 0Hz、ハイカット振動数を 2Hz とした。

ボーリング地点Bで観測された常時微動波形と改良 NIOM 法を用いて得られた入出力モデルを図-1~3に示す。図-1 の右側には、左側の地表と地中の北南方向の観測波形に対応して NIOM 法による解析結果を示している。また、図-2 には東西方向成分に対する同様な結果を、図-3 には上下方向成分に対する同様な結果を示している。また、ボーリング地点Cに対しても図-4 の右側には、左側の地表と地中100mの観測波形に対応して NIOM 法による解析結果を示している。

地点Bの地表と地中20mの間のS波の伝播時間は表-2より約0.07秒であり、P波の伝播時間は約0.015秒であること、また、地点Cの地表（埋土の物性が測定されていないので厳密には地中2.9m）と地中100mの間のS波の伝播時間は表-3より約0.37秒であり、P波の伝播時間は約0.063秒であることを考えると、観測された波動の卓越周期が1秒

表-2 ボーリング地点Bでの地盤条件

深度 (m)	土質名	密度 (g/cm ³)	P 波速度 (km/s)	S 波速度 (km/s)	ポアソン比
0.0-2.4	砂質シルト	1.7	0.41	0.12	0.45
2.4-5.6	粘土質シルト	1.6	1.74		0.49
5.6-8.2	土丹	1.9		0.56	0.44
8.2-9.8	細砂・土丹				
9.8-20.0	土丹		2.08	0.64	0.45

表-3 ボーリング地点Cでの地盤条件

深度 (m)	土質名	密度 (g/cm ³)	P波速度 (km/s)	S波速度 (km/s)	ポアソン比
0.0-2.9	埋土（細砂）	-	-	-	-
2.9-5.5	細砂	1.8	1.15	0.10	0.496
5.5-8.5			1.36	0.14	0.495
8.5-15.8			1.38	0.17	0.492
15.8-18.9	砂質シルト	1.6	1.42	0.12	0.496
18.9-22.9	シルト質細砂	1.6	1.47	0.16	0.494
22.9-27.5	細砂	1.8	1.50	0.22	0.489
27.5-100.5	砂	1.9	1.60	0.35	0.472

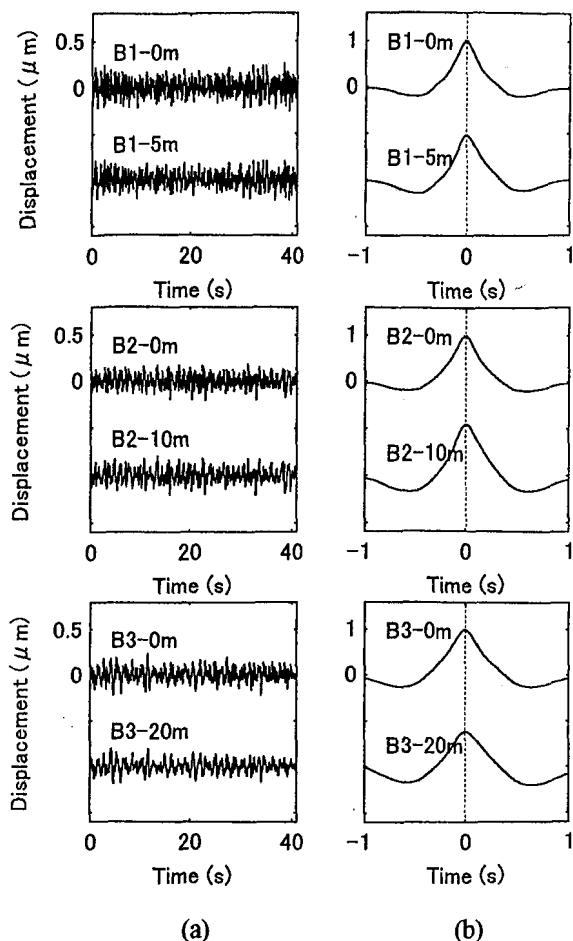


図-1 (a) ボーリング地点Bの地表と地中での常時微動の観測波形（北南成分），(b) 地表の記録を入力とし地中の記録を出力とするNIOM法による入出力モデル ($s=0.5$, $0-2\text{Hz}$)

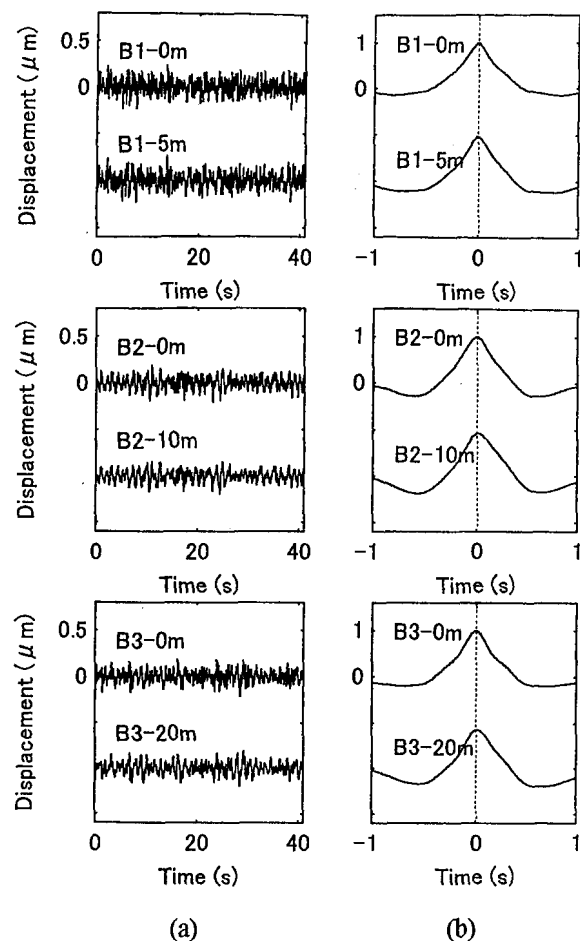


図-2 (a) ボーリング地点Bの地表と地中での常時微動の観測波形（東西成分），(b) 地表の記録を入力とし地中の記録を出力とするNIOM法による入出力モデル ($s=0.5$, $0-2\text{Hz}$)

程度であることから波動を分離し伝播状況（方向）を検討することは容易ではない。しかし，地点Cにおいては幾分可能であり，図-4 から判るように，出力モデルには入力モデルと同一時刻 $t=0$ に唯一の明瞭なピークが求められており，波動が水平方向に伝播していると解釈できる。

本結果は地震による強震動を解析した従来の結果と明瞭に異なっている。解析結果は地震動の観測地点，振動数帯域，波動種別によって異なるはずであり，また，本結果は異なる観測地点での結果ではあるが，参考文献 11)，12) 中に図示したように強震動の場合の出力モデルには負と正の到達時刻に2つの明瞭なピークが求められ，それぞれが，地中深くから地表面への入射波と地表面からの反射波の存在を示していた 11)，12)。

因みに，NIOM 法の方が相互相関関数よりも分解能が改善されている理由は，簡単に述べると両方法共に伝達関数は満足しているが，NIOM 法では観測波形のスペクトルと異なる（依存しない）こと，自

乗和を最小にしていることなどの影響によるものと考えられる。

図-7には，ボーリング地点A，B，Cで観測された常時微動の2Hz以上をカットした波形を示している地表と地中の波形は，特にボーリングA，Bの場合には，何れの方法も波形に類似した特徴が認められる。一般に常時微動は非常に複雑であり，場所によって独立なノイズと見なされる場合も多いが，本観測結果では波形が類似しており，波動の伝播状況などの検討が可能である。

(2) 遠地地震による典型的な表面波の異方向の成分間の関係

まず本節では，明らかに表面波と判る地震動を解析し，NIOM法の有効性を示すことを目的にしている。図-8には，1999年3月28日に発生した地震（マグニチュード6.6）によりアメリカ合衆国の観測地点DUG（緯度40.195N，経度112.813W）で長周期地震計により記録された速度波形を示す。本地震の震央の位

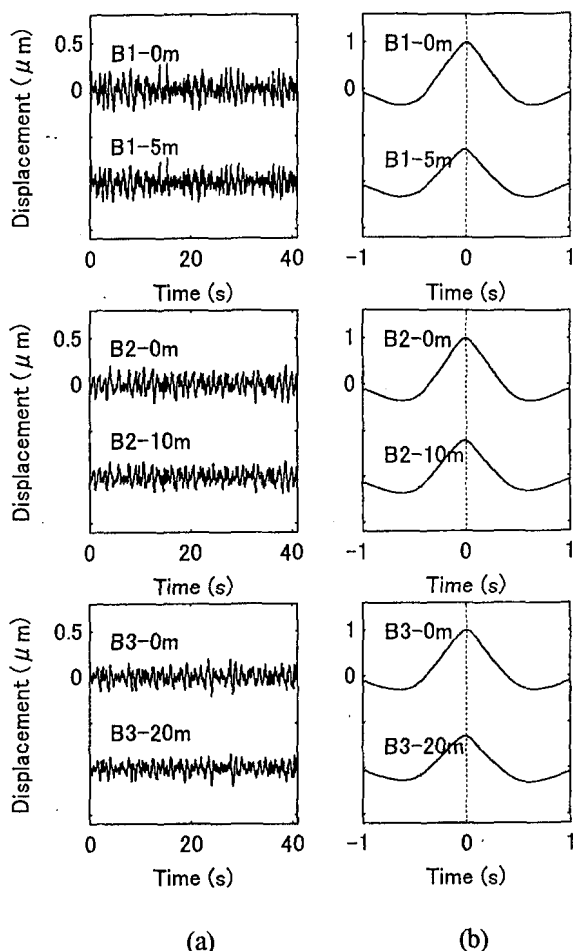


図-3 (a) ボーリング地点 B の地表と地中での常時微動の観測波形（上下成分），（b）地表の記録を入力とし地中の記録を出力とする NIOM 法による入出力モデル ($s=0.5$, $0-2\text{Hz}$)

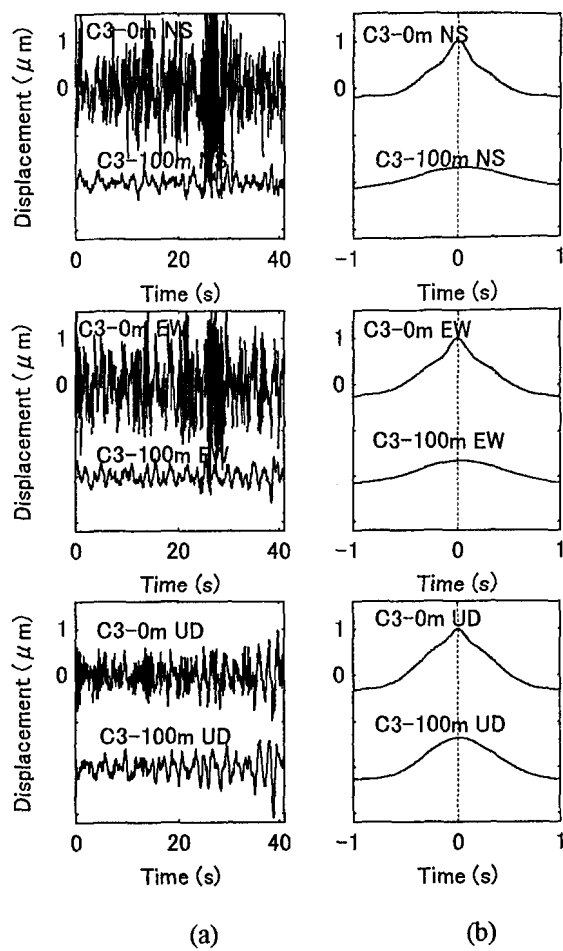


図-4 (a) ボーリング地点 C の地表と地中 100m での常時微動の観測波形（南北，東西，上下成分），（b）地表の記録を入力とし地中の記録を出力とする NIOM 法による入出力モデル ($s=0.5$, $0-2\text{Hz}$)

置は北緯30.49度，東経79.29度のインド国内にある遠地地震であり，震源深さは約33 kmである (Incorporated Research Institutions for Seismology, IRIS). 図より，特に波形の後半部において表面波が卓越していると考えられる。

前節では，異なる深さで観測された同じ方向の成分の間の関係を検討した。本節では，同じ深さ（本節の場合は地表）で観測された異なる方向の成分の間の関係を検討する。そして，上下成分を入力と考え，同じ深さで同時に得られた水平成分を出力として扱う。まず，観測された北南および東西方向の波形記録を用いて，北から時計の回転方向に 10, 20, ..., 180 度の水平方向の波形を新しく計算する。次に，これら 18 個の水平成分を出力とし，上下成分を入力として，土粒子の平均的な軌跡を改良 NIOM 法を用いて計算する。ただし，解析区間は図-8 に示す全区間とした。

図-9 の最も上の曲線は入力モデル $x(t)$ であり，

2 番目から 19 番目の曲線は北からそれぞれ 180, 170, ..., 10 度の成分に対する出力モデル $y_i(t)$ である。出力モデルの方向 10~40 度では約-5 秒で負のピークが，約 5 秒で正のピークが認められる。方向 50~80 度では出力モデルの振幅は小さい。方向 90~180 度では約-5 秒で正のピークが，約 5 秒で負のピークが認められる。

波動伝播の方向を求めるために，各出力モデルに対して，山と谷の値の差を求めた。この差は北から 160 度の出力モデルで最大値を示しており，この出力モデルの曲線を図-9 に太線で示している。得られた土粒子の軌跡の平均像では，上下成分と水平成分には約 90 度の位相のずれがあり，楕円運動をしており，レイリー波の特性と一致することが判る。また，得られた方向は波動の伝播方向と考えられ，この角度は震央と観測地点の位置（緯度，経度）から理論的に計算される角度である約 172 度と類似している。

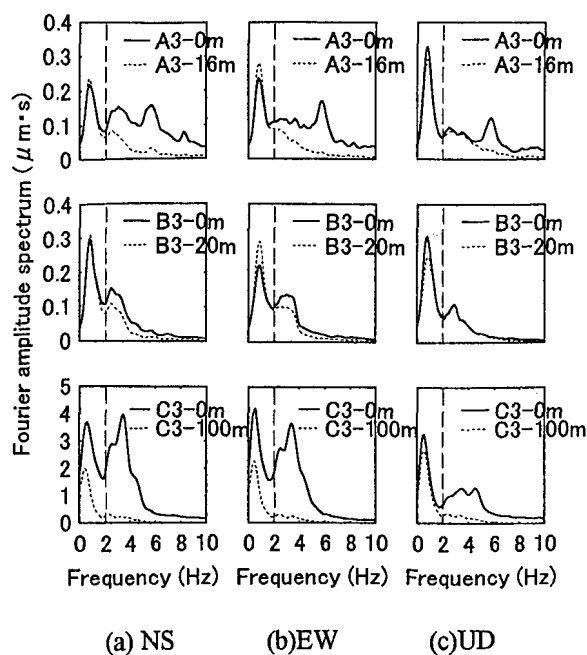


図-5 ボーリング地点A, B, Cで観測された常時微動のフーリエ振幅スペクトル

なお、他の幾つかの観測記録に対して計算を行った結果も同様であり、上下成分と水平成分の間には約 90 度の位相のずれが認められ、波動の伝播方向も理論解と類似していた。

(3) 常時微動の異方向の成分間の関係

図-10 はボーリング地点 A で観測された常時微動（グループ1～3は地表および地中で観測，グループ4は地表でのみ観測のため合計7ケース）に対する7つの図を示しており，各図は図-9 と同様にして得られたものである。図-11, 12 はそれぞれボーリング地点 B, C の結果を示している。図-10～12 それぞれの中の7つの図は類似していることが判る。また，振幅の大きな出力モデルには $t=0$ の両側に1つの山と1つの谷が認められる。このことは，観測の時間（グループ）が異なっても（例えば，A1-0 m, A2-0 m, A3-0 m, A4-0 m），深さが異なっても（例えば，A1-0 m と A1-3 m），土粒子の軌跡が類似していることを示している。

各ボーリング地点における波動伝播方向を推定するために，改良 NIOM 法による出力モデルの振幅，すなわち曲線の山と谷の差，を計算した。ボーリング地点 B の結果を図-13 に示す。波動伝播の方向はこの差が最大値を示す方向であると考えられる。ボーリング地点 B では7ケース中の大部分の場合に北から約 100 度（または波形の符号が丁度逆になる 280 度）で最大値を示しており，このことは，波動の伝播方向が深さや時間によらず類似していること

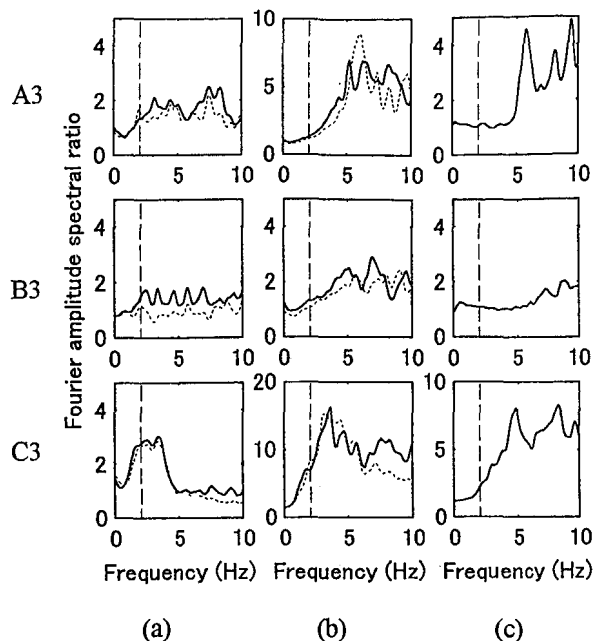


図-6 ボーリング地点A, B, Cで観測された常時微動のフーリエ振幅スペクトルの比。(a)地表面での水平/上下（実線 NS/UD, 点線 EW/UD）. (b) 水平成分の地表/地中（実線 NS, 点線 EW）. (c) 上下成分の地表/地中. ただし，地中観測点の深度は16m(A3), 20m(B3), 100m(C3).

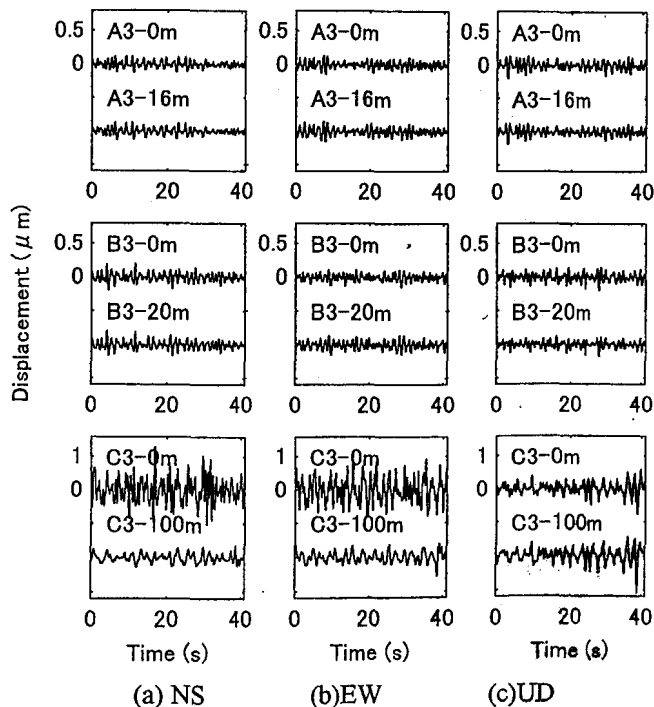


図-7 ボーリング地点A, B, Cで観測された常時微動の2Hz以上をカットした波形

を意味している。同様に，ボーリング地点 A では北から約 100 度（または 280 度）であり，ボーリン

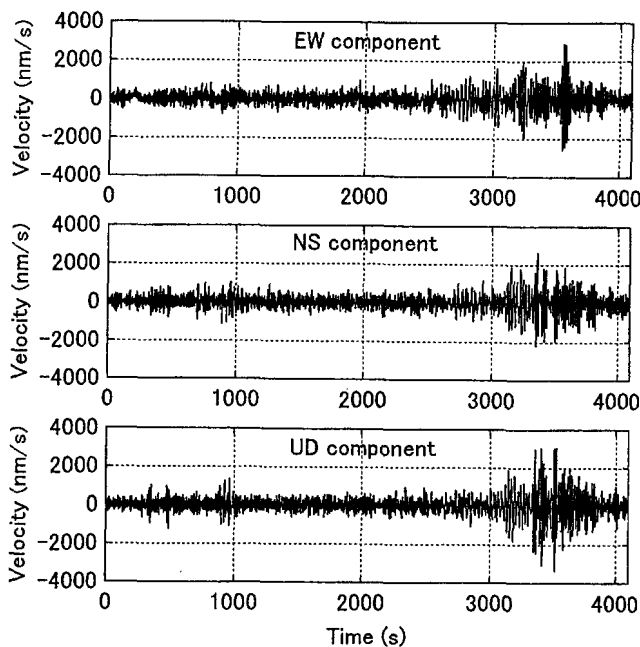


図-8 1999年3月28日の地震によるアメリカ合衆国の観測地点 DUG での速度波形 (Incorporated Research Institutions for Seismology)

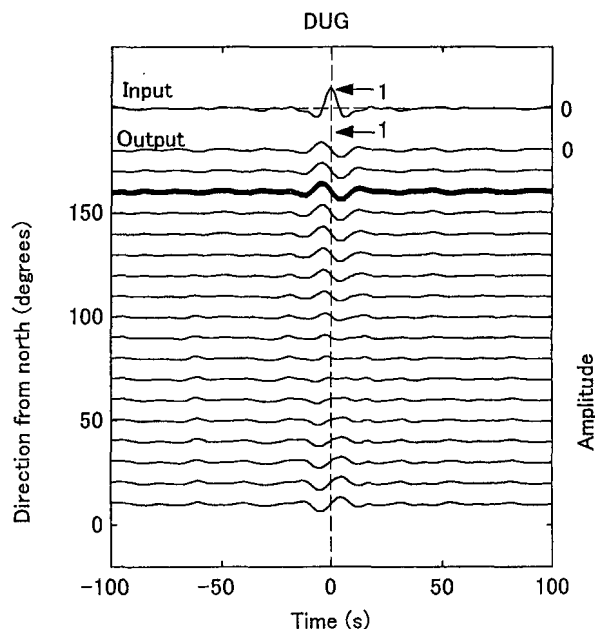


図-9 図-8の波形の上下成分を入力とし水平成分を出力とするNIOM法による入出力モデル ($s=0.5$, $0-2\text{Hz}$)

グ地点 C では北から約 180 度 (または 0 度) である。ボーリング地点 A と B とで約 100 度 (または 280 度) と同じ値が得られているが、3 章で述べたように地点 A と地点 B とが横浜市内で近接している (同一建物の敷地内) ことを考えると興味深い結果である。

図-10~12 中の太線は、上述のように推定された波動の伝播方向に対する出力モデルを示している。すなわち、ボーリング地点 A と B では 100 度、ボーリング地点 C では 180 度の出力モデルである。

図-10~12 の太線を見ると、図-12 の C3-100 m の 1 つの場合を除いて 20 ケースすべての場合に、山が約 +0.3 秒で認められ、谷が約 -0.3 秒で認められ、出力モデルは入力モデルと約 -90 度ずれている。このことは、土粒子が回転運動を行っており、その方向が一定であることを示している。しかし、図-12 の C3-100 m の 1 つの場合 (観測深さ 100 m で最深) だけでは、山と谷の現れる時間が逆であり、谷が正の時間に、山が負の時間に認められる。このことより、この深さでは土粒子の回転方向が地表 C3-0 m と逆向き (同一鉛直面内ではあるが) であることが判る。

上述した土粒子の軌跡の解析結果の信頼性を検討するために、C3-0 m と C3-100 m の 256 秒の常時微動記録を 3 つに分割した。すなわち、0 秒から 85 秒の記録、86 秒から 171 秒の記録、172 秒から 256 秒の記録である。そして、各部分の記録を改良 NIOM 法で解析した。その際、入力としては地表での上下成分波形を用い、地表での北から 100 度の水平成分、地中 100 m での上下成分、地中 100 m での北から 100 度の水平成分の 3 つの波形を出力とした。

図-14 に結果を示す。図より、3 つの時間帯で類似していることが判る。そして、結果は図-12 の C3-0 m と C3-100 m に対する結果と一致している。すなわち、図-14 の上から 2 段目の地表水平成分に関する出力モデルでは山が約 +0.3 秒で、谷が約 -0.3 秒で認められ、出力モデルは入力モデルと約 -90 度ずれているのに対し、上から 4 段目の地中 100 m での出力モデルでは山と谷の現れる時刻が逆であり、出力モデルは入力モデルと約 +90 度ずれている。得られた結果はレイリー波による土粒子の軌跡の理論解、すなわち、地表面での軌跡は逆時計回りの楕円形であり、深くなると単に鉛直運動をし、更に深くでは時計回りとなるという理論解で説明ができる。

ただし、弾性波動論によれば、単に鉛直運動をする (水平成分振幅 = 0) 深さは、波長の 2 割程度の深さ¹⁴⁾であり、図-14 より周期を 1~1.5 秒と考え、地表から 0.2~0.3 秒間の波動の伝播深さに相当する。ここで、レイリー波の波速を S 波と同程度であると考え、表-3 の地盤条件からこの深さは約 40~70 m の深度に相当し、本研究による上述の結果と整合的である。

以上の結果より、本研究で解析した常時微動には、特に 2Hz 以下の振動数成分において、レイリー波が認められ、その伝播方向は符号（回転方向）を考慮するとボーリング地点 A B では北から時計回りに約 280 度の方向であり、ボーリング地点 C では約 0 度（北）の方向であると結論することができる。

もとより、本論文では地表層の固有周期よりも大きい（0.5 秒以上）周期領域での検討を行っているため、地表面のごく近傍の地盤条件の影響は顕著でないものと考えている。土粒子の軌跡の理論解は地盤条件が与えられ水平成層地盤であれば計算は可能である。しかし、本地盤の場合には地中の観測点まで（ボーリング地点 A, B では波長の約 1 割、ボーリング地点 C においてもせいぜい 3 割）の地盤条件が計測されているに過ぎず、この下の条件は判っていない。また、表面波の場合には、対象地点の地盤構造ばかりでなく伝播経路上の地盤構造も重要であり、水平成層構造という仮定も問題である。このため、本論文では水平成層地盤の計算は行っていない。本論文では実測記録の検討に重点をおいているため、半無限弾性体を考慮した従来の理論解との第一近似的な比較を行っている。しかし、短周期成分を検討する際には、これらの検討は重要であり、詳細な比

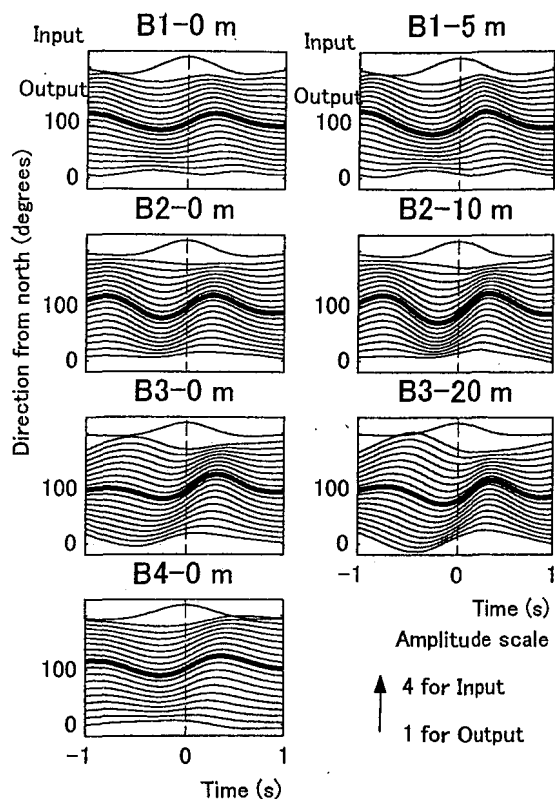


図-11 ボーリング地点Bで観測された常時微動の上下成分を入力とし水平成分を出力とするNIOM法による入出力モデル ($s=0.5$, 0-2Hz)

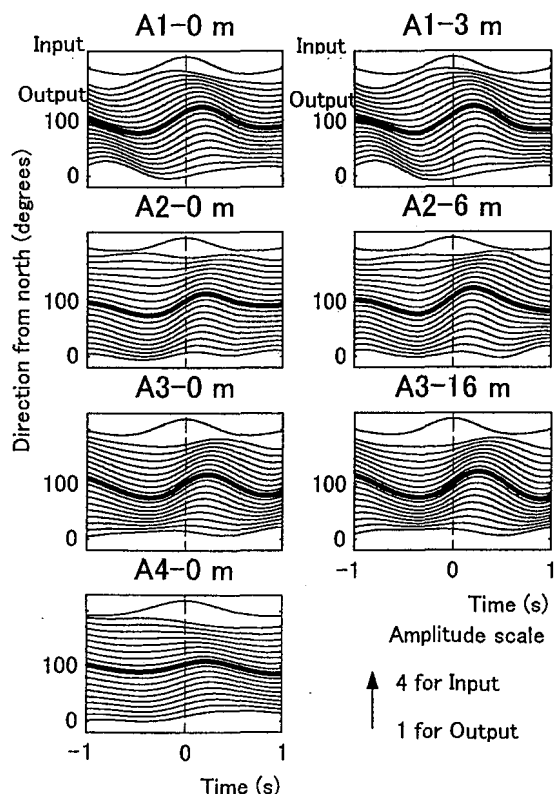


図-10 ボーリング地点Aで観測された常時微動の上下成分を入力とし水平成分を出力とするNIOM法による入出力モデル ($s=0.5$, 0-2Hz)

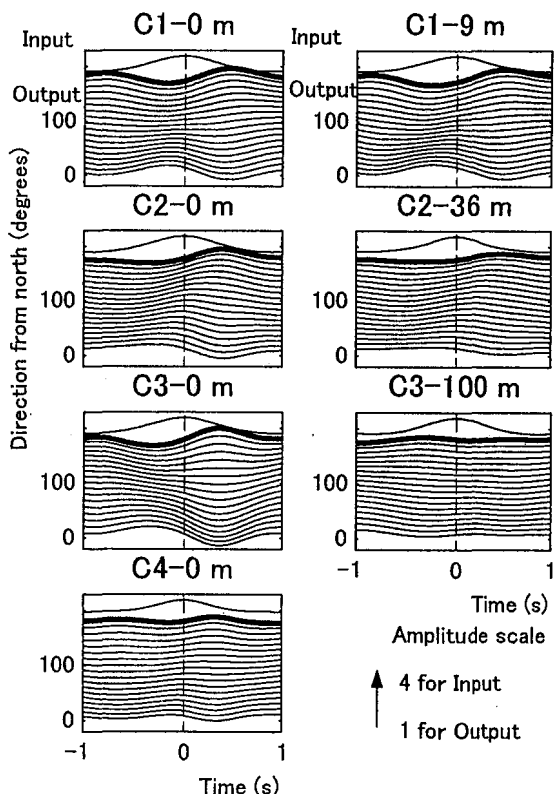


図-12 ボーリング地点Cで観測された常時微動の上下成分を入力とし水平成分を出力とするNIOM法による入出力モデル ($s=0.5$, 0-2Hz)

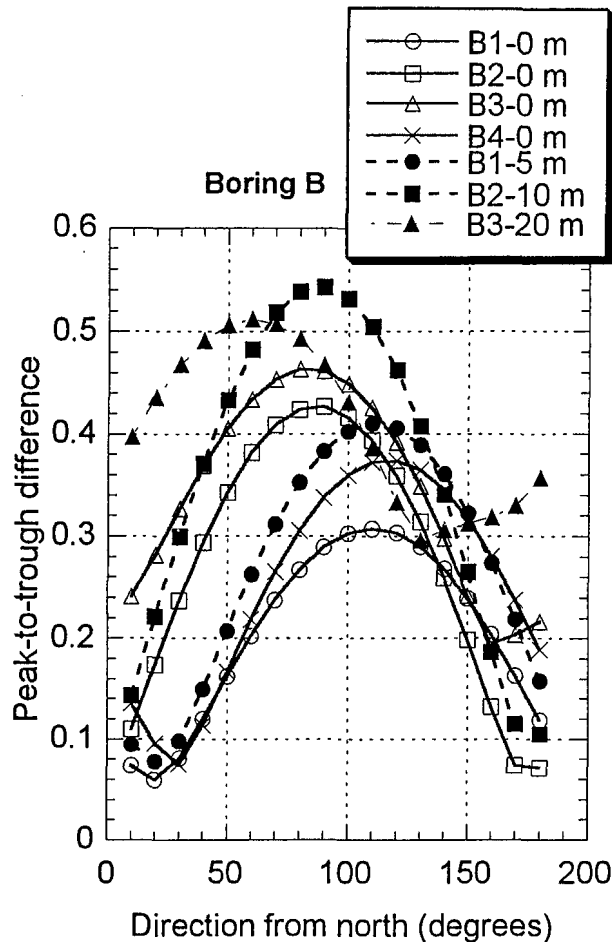


図-13 ボーリング地点Bでの常時微動のNIOM法による出力モデルの振幅（山谷の差）と方位角との関係（ $s=0.5$, $0-2\text{Hz}$ ）

較検討は今後の研究課題としたい。

以上、本研究においては、地表および地中で卓越して観測された 2Hz 以下の低振動数成分に対する検討を中心に行った。本振動数帯域は、各地点の地震動増幅に関する振動数帯域（常時微動の H/V 比のピークを中心とした帯域）とは異なっている。 2Hz 以上の振動数成分に対する現象は複雑であり、今後の研究課題としたい。また、本論文中に現れる「常時微動」や「地震」は扱ったデータに対してはという限定的な意味であり、一般的にすべての場合に当てはまることを意味しているものではない。

5. 結論

- (1) 本論文では従来の NIOM 法を改良し、1) NIOM 法によるモデル化波形と観測波形との卓越振動数（またはスペクトル）を類似するようにした。また、2) 高振動数、低振動数がカッ

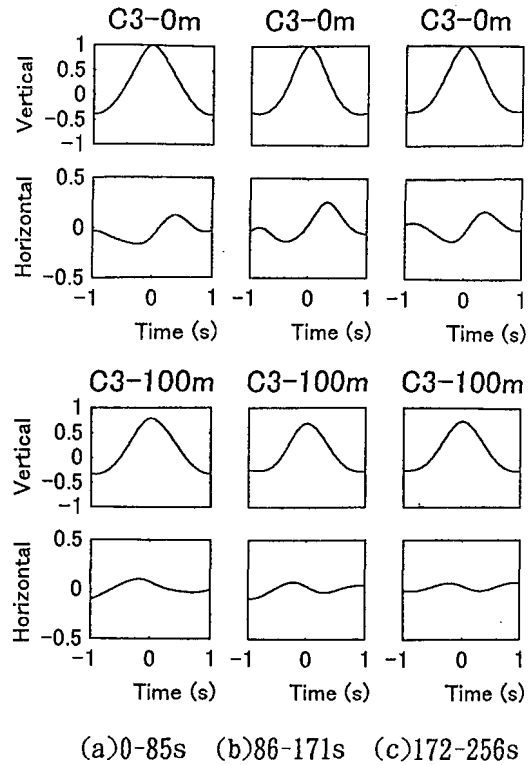


図-14 ボーリング地点Cで観測された常時微動記録を3分割したそれぞれに対するNIOM法による入出力モデル（ $s=0.5$, $0-2\text{Hz}$ ）

トされた、すなわち与えられた振動数帯域でのモデル化波形が得られるようにした。

- (2) ボーリング地点 A, B, C での常時微動の観測波形に、改良 NIOM 法を適用し、常時微動の鉛直方向の伝播状況を検討した。その際、地表の水平（または上下）成分を入力とし、地中の水平（または上下）成分を出力とし、地表と地中の同一方向の成分間の関係を検討した。そして、特に低振動数（約 2Hz 以下）においては地表と地中の波形に著しい相関があること、従って、常時微動を場所によって独立なノイズと見なすべきでないことを示した。

また、地中のモデル波形には地表と同一時刻にただ1つのピークが現れた。もとより、地表と地中の間の S 波または P 波の伝播時間と、観測された波動の卓越周期が1秒程度であることを考えると波動を分離し伝播状況（方向）を検討することは容易ではなかったが、少なくとも地点 C においては幾分可能であった。この結果は、参考文献 11), 12) に示した地震動の場合（地中のモデル波形には負と正の到達時刻に入射波と反射波の2つの明瞭なピークが現れた）と比べて全く異なる結果

であった。これらの性質は波動の水平方向の伝播を示すものであり、表面波、例えばレイリー波の特性と一致していた。因みに、常時微動の振幅は、深さの増加に伴い減少する傾向にあった。

- (3) 改良 NIOM 法を、土粒子の軌跡の平均像を求めるために使用した。先ず、本方法を遠地震により生じた明らかなレイリー波の観測波形に適用し、本方法の有用性を検討した。その際、地表面において観測された地震動の上下成分を入力とし、水平成分を出力として、改良 NIOM 法を適用し、振幅が最大値を示す方向から波動の伝播方向を推定した（本論文で示した例では 160 度）。そして、得られた方向が、震央と観測点の位置関係から計算される理論解（本例では約 172 度）とよく一致することを示した。また、改良 NIOM 法でモデル化された土粒子の軌跡の平均像を求め、上下成分と水平成分には約 90 度の位相のずれがあり、楕円運動をしていること、レイリー波の理論解と一致することを示した。
- (4) 改良 NIOM 法で常時微動による土粒子の軌跡の平均像をモデル化した。その結果、用いた観測記録の場合には、深度によらず、また、測定時刻によらず常時微動の伝播方向が類似しているという結果が得られた。また、上下成分と水平成分には約 90 度の位相のずれがあり、楕円運動をしていることが判った。さらに、浅い観測点における土粒子の回転方向は地表と同じであり、深度 100m の観測点における土粒子の回転方向は地表と逆であるという結果が得られた。これらの結果はレイリー波の理論と一致していた。得られた結果の信頼性を検討するため、記録を 3 つの時間帯に分割し、解析を行い、何れの時間帯においても同様の結果が得られることを示した。上述の結果は、解析したデータの範囲内ではあるが微動の定常性と本解析の信頼性を示すものであると考えられる。

ただし、本研究で扱った常時微動の性質は各地点の固有振動数（常時微動の H/V 比のピークを中心とした帯域）よりかなり低い振動数帯域での性質、すなわち、表層地盤の性質ではなく深い地質構造に関係した性質である。

以上の結論の多くは弾性波動論の考えに基づけば想像する事が難しい訳ではない。また、従来の研究で指摘されたことと一致した結論もあり、常識に反する結論ではない。しかし、

現実の現象は一般に複雑であり、非常に単純化されたモデルに対する理論がどの程度現実を表しているかを検討することは重要である。また、限られた方法とデータから推測された結論が、一般化されるまでには多くの検討が必要である。本研究では、新しい方法および実測データを用いて 1 つの新しい解析結果を示し得ており、この点に意味があるものと考えられる。

謝辞：本研究で用いた常時微動の記録の使用に際しては、弘前大学の片岡俊一助教授にお世話になりました。また、Incorporated Research Institutions for Seismology (IRIS) による地震記録を使わせて頂きました。厚くお礼申し上げます。

参考文献

- 1) 金井 清：地震工学，共立出版，1978.
- 2) 中村豊，上野真：地表面震動の上下成分と水平成分を利用した表層地盤特性推定の試み，第7回日本地震工学シンポジウム講演集，pp.265-270, 1986.
- 3) 中村豊，大町達夫，年縄巧：常時微動により推定した地盤震動特性と地盤被害の関係，ロマプリータ地震震害調査報告，土木学会論文集，No.424, III-14, pp.37-51, 1990.
- 4) Suzuki, T., Adachi, Y. and Tanaka, M.: Application of microtremor measurements to the estimation of earthquake ground motions in Kushiro City during the Kushiro-Oki earthquake, *Earthquake Engineering and Structural Dynamics*, Vol.24, pp.595-613, 1995.
- 5) Nakamura, Y.: Clear identification of fundamental idea of Nakamura's technique and its applications, *Proc. XII World Conf. Earthquake Engineering*, New Zealand, Paper no. 2656, 2000.
- 6) 大町達夫，紺野克昭，遠藤達哉，年縄巧：常時微動の水平動と上下動のスペクトル比を用いる地盤周期推定方法の改良と適用，土木学会論文集，No.489, I-27, pp.251-260, 1994.
- 7) Lachet, C. and Bard, P. -Y.: Numerical and theoretical investigations on the possibilities and limitations of Nakamura's technique, *J. Phys. Earth*, Vol.42, pp.377-397, 1994.
- 8) Fäh, D., Kind, F. and Giardini, D.: A theoretical investigation of average H/V ratios, *Geophys. J. Int.*, Vol.145, pp.535-549, 2001.
- 9) Capon, J.: High-resolution frequency-wavenumber

- spectrum analysis, *Proc., IEEE*, Vol.57, pp.1408-1418, 1969.
- 10) 時松孝次, 宮寺泰生: 短周期微動に含まれるレイリー波の特性と地盤構造の関係, 日本建築学会構造系論文報告集, No. 439, pp.81-87, 1992.
 - 11) Kawakami, H. and Haddadi, H. R.: Modeling wave propagation by using Normalized Input-Output Minimization (NIOM), *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, Vol.17, pp.117-126, 1998.
 - 12) Haddadi, H. R. and Kawakami, H.: Modeling wave propagation by using Normalized Input-Output Minimization (NIOM) method for multiple linear systems, *Journal of Structural Mechanics and Earthquake Engineering*, JSCE, Vol.15, No.1, pp.29-39, 1998.
 - 13) Kawakami, H. and Bidon, P. A.: A simplified input output relation method using AR model for earthquake wave propagation analysis, *Earthquake Engineering and Structural Dynamics*, Vol.26, pp.1041-1057, 1997.
 - 14) Richart, F. E., Hall, J. R. and Woods, R. D. : Vibrations of soils and foundations, Prentice-Hall Inc., 1970.

(2002. 7. 1 受付)

ANALYSIS OF SURFACE AND SUBSURFACE MICROTREMORS BY MODELING WAVE PROPAGATION AND PARTICLE MOTIONS

Hideji KAWAKAMI, Yaonan SUN and Zhongyuan YANG

The modeling of waves is often used to investigate ground wave propagation properties because of the complexity of actual ground motions. In this paper, the method of normalized input-output minimization (NIOM) is modified, and this modified NIOM method is used to analyze microtremors recorded at three different vertical-array sites in Japan. The main features of this study include using simultaneously recorded vertical-array microtremors, finding the direction of wave propagation by modeling the observed correlated waves, and obtaining the average particle motion to determine the type of wave present.