

# アレー観測データに基づく地表面近傍での地震波動の伝播方向の推定

楊 仲元<sup>1</sup>・川上 英二<sup>2</sup>

<sup>1</sup>正会員 工博 埼玉大学招聘外国人研究者(〒338-8570 さいたま市桜区下大久保225)

E-mail:gijutul@nkg.co.jp

<sup>2</sup>正会員 工博 埼玉大学教授 地圏科学研究センター(〒338-8570 さいたま市桜区下大久保225)

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

本研究ではアレー観測された8つの地震に対して地表面近傍での地震波動の3次元の伝播方向を推定した。地表および地中の多地点での水平2方向および鉛直方向の3成分の地震記録を用いて、基準入力ー出力最小化(NIOM)法により、震源から地表面への入射波および地表面からの反射波の到達時刻の関係を求め、地震動の伝播方向を推定した。推定された地震波動の伝播方向は、水平および鉛直方向共に、震源と観測地点の地図上の位置関係と地殻の水平層速度構造モデルから得られる理論解とよく対応していることが判った。しかし、鉛直軸との角度は理論解では約0-4度であるのに対し、観測結果では約0-20度と幾分大きいという結果が得られた。

**Key Words** : seismic wave, propagation direction, array observation, ground motion

## 1. はじめに

地震動は地殻を構成する岩盤中で生じた断層運動により発生し、地表へ伝播することにより構造物やライフラインに被害を与える。1995年兵庫県南部地震では、都市の直下の震源から伝播してきた強烈な地震動に起因して甚大な被害が生じ、このことは未だに記憶に新しい。これらのことから、地盤中で地震動の伝播特性および増幅特性などを解明することは重要なことであると考えられる。

観測される地震動は、地震の発生機構、震源から観測地点に至る伝播経路、観測地点付近の局所的な地形や地盤条件などに依存する。地震波は、地下の震源から全ての方向に放射され、それぞれの方向に放射された実体波が3次元的に屈折しながら地表に伝播する。そして、地表に近づくに従い、地震動の伝播方向は次第に鉛直上方向に向く傾向がある<sup>1)</sup>。井合・浦上・森<sup>2)</sup>は地表面上のみでのアレー記録を用いて実体波の伝播速度と方向を推定した。

従来の研究により、地震主要動の実体波の地表面近傍での伝播方向は鉛直方向であることは第一近似としては異論の無いところであるが、近年のアレー観測における観測時刻の正確さの向上、および、観測

地点数の増大は著しいため、実測地震記録を用いて、伝播方向の推定の精度をもう一段階上げることが可能かもしれないと考えた。そして、このことを検討することを本研究の目的とした。

つまり、震源位置が観測地点に対して例えば北にある、東にある、または深いということが観測点での波動伝播方向にも支配的な影響を与えているのか、または、観測点付近や伝播経路に沿っての不均一性の方が支配的な影響を与え、伝播方向は震源の位置に依らずむしろ同一方向であるのか、または、その他の色々な影響によるばらつきが大きいという統一的な結論が得られないのかなどの疑問を明らかにすることが本研究の目的である。

本研究の目的をより具体的に示すと、

- (1) アレー観測記録から求められた地震動の水平面内における伝播方向を、震央から観測地点への地図上の方向と比較し知見を得ること
- (2) 鉛直面内における地震動の伝播方向が鉛直方向とどの程度異なるかをアレー観測記録から求め、地盤構造から推定される方向と比較し知見を得ること
- (3) 地震波動の上下成分の伝播方向は、水平成分の伝播方向とどのように異なるかを明らかにすることなどである。

本研究では、地震波の伝播方向の定量化にもう一段階の精度の向上をもたらすために以下の方法を試みた。まず、地表および地中の高密度アレー観測を用いて地表面近傍での地震動の3次元伝播方向を推定する手法を展開した。そして、本方法を東京大学生産技術研究所の片山・山崎研究室による高密度千葉アレーの水平2方向と上下方向の3成分の観測データ<sup>3),4)</sup>に適用した。ここで、多重反射が生じている地中での観測点における地震動の伝播方向を推定するためには、まず観測地震動から入射波および反射波を精度よく分離し、複数の各地点におけるこれらの到達時刻を推定する理論手法が必要となる。

これまでにKawakami・Haddadi<sup>5),6)</sup>は、多重線形システムに対する基準入力-出力最小化(NIOM)法を提案し、複数地点で観測された地震波形の相互の関係を保ったまま単純化することにより、各地点、各深度における入射波、反射波を分離し、これらの到達時刻の関係などを明らかにしている。NIOM法は、波動伝播システムを多変数線形システムでモデル化し、複雑な観測波形相互の関係を表す伝達関数を満足するような単純な波形群を作成し、入射波および反射波を精度よく分離し、複数の各地点におけるこれらの到達時刻を推定するための方法であり、波動伝播状況(伝播方向・速度など)を推定するために利用可能な方法である。本方法は波動の到達時刻を相互相関関数による方法よりも明瞭に求め得る方法であり、本研究においてはこのNIOM法を使用している。

最後に、地表面近傍での地震波の伝播方向と観測地点から見た震源の地図上での方向との関係を検討した。また、気象庁(市川・望月<sup>7)</sup>)による近地地震の走時曲線と弾性水平多層理論に基づき地震波の地表層への入射角を推定し、この理論解と本解析でアレー観測結果から得られた値とを比較した。

## 2. 理論

### (1) 基準入力-出力最小化(NIOM)法<sup>5),6)</sup>

NIOM法は、波動伝播を多変数線形システムでモデル化し、波形相互の伝達関数を満足する簡単な形状の波形群を作成し、波動の伝播特性や空間変動特性などを調べるための方法である。

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 $F(\omega_l)$ と $G_l(\omega_l)$  ( $l=1,2,\dots,M$ )、を伝達関数 $H_l(\omega_l)$ で次式のように関係付けている。まず、伝達

関数 $H_l(\omega_l)$ を観測波形と式(1)を用いて計算する。

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

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

ただし、 $\Delta t$ はサンプリング間隔、 $N$ はサンプル数である。地震動でNS-EW-UDの3成分を考えると伝達関数は $3 \times 3$ の行列として考えることも可能ではあるが、本論文では3つの成分をそれぞれ別々に検討しており、伝達関数はスカラーとして考えている。

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、観測波形と式(1)とから算定される伝達関数で結ばれる次の関係が成り立つものと仮定する。

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

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 $X(\omega_l)$ と $Y_l(\omega_l)$ を、以降では、「入力モデル」と「出力モデル」と呼ぶことにする。ここで、モデル化とは、複雑な形状をした観測波形の組合せを、観測波形間の相互の関係を表す伝達関数は同一に保つが、簡単な(振幅が小さく継続時間が短い)波形の組合せに再表現することを意味している。

ただし、一般にフィードバック・システムにおいては、入力と出力を分離して観測することは不可能であり、本論文における「入力」とは入射波を意味していない。任意の一地点(以下の解析ではボーリング孔C0の地表面)で観測された地震波動を「入力」と呼んでいる。

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

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

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に規準化されていると仮定すると、式(3)から次式が得られる。

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

ラグランジュ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。ここで、フーリエ振幅の自乗和の小さな波形を求める理由は、振幅が小さく継続時間が短い波形、つまり単純な波形を求めるためである。ただし、複雑な観測波形の間と単純なモデルの間では伝達関

数（すなわちフーリエ変換するとインパルス応答）は同一であり、波の反射や透過などに伴う変形を表す波形間の関係はモデル化に際して不変に保たれている。

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、 $\lambda$  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<sup>3),6)</sup>。着目したい振動数領域に応じて重み係数を設定する必要がある。

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<sup>3),6)</sup>。

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

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

ただし、伝達関数  $H_l(\omega_i)$  としては、観測波形  $f(t)$  と  $g_l(t)$  ( $l=1,2,\dots,M$ ) のフーリエ変換、それぞれ  $F(\omega_i)$  と  $G_l(\omega_i)$  ( $l=1,2,\dots,M$ )、を式(1)に代入することにより計算されたものを用いる。また、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。複雑な観測波形相互の関係を表す伝達関数(位相関係を含む)を満足するような単純な波形モデルの組合せ、 $x(t)$  と  $y_l(t)$  ( $l=1,2,\dots,M$ )、を求める本方法、そして、波動伝播状況を解析する本方法は Normalized Input-Output Minimization (NIOM) 法<sup>3),6)</sup>と呼ばれている。入出力モデルは観測波形のスペクトルの形状の影響を受けず、この点が本手法の 1 つの特徴である。本論文では、NIOM 法を用いて観測波形を単純にモデル化し、入射波や反射波の到達時刻の観測地点による違いを求め、これを基に地震動の伝播方向を算定している。

## (2) 地震動伝播方向の推定方法

地盤内に、東、北、上の 3 方向それぞれを  $i, j, k$  とおく座標系を考える。地点  $B_0$  (基準点と呼ぶ) の位置ベクトル  $\mathbf{x}_0 = \{x_{0i}, x_{0j}, x_{0k}\}^T$  と地点  $B_m$  の位置ベクトル  $\mathbf{x}_m = \{x_{mi}, x_{mj}, x_{mk}\}^T$  の間における地震波の伝達時間は次式で与えられる。

$$t_m = \frac{(\mathbf{x}_m - \mathbf{x}_0) \cdot \mathbf{n}}{v} \quad (10)$$

ここで、 $v$  は地震波動の伝播速度、「 $\cdot$ 」は内積である。 $t_m$  は 4 章に示すように観測波形に NIOM 法を適用することにより求められる。 $\mathbf{n}$  は伝播方向の単位ベクトルであり、座標軸  $i, j, k$  となす角度をそれぞれ  $\theta_i, \theta_j, \theta_k$  とおくと、次式で表される。

$$\mathbf{n} = \begin{Bmatrix} n_i \\ n_j \\ n_k \end{Bmatrix} = \begin{Bmatrix} \cos(\theta_i) \\ \cos(\theta_j) \\ \cos(\theta_k) \end{Bmatrix} \quad (11)$$

式(10)を地点 1~M に対してマトリクスを用いて示すと、次式が得られる。

$$\begin{Bmatrix} t_1 \\ t_2 \\ \vdots \\ t_M \end{Bmatrix} = \begin{bmatrix} \Delta x_{1i} & \Delta x_{1j} & \Delta x_{1k} \\ \Delta x_{2i} & \Delta x_{2j} & \Delta x_{2k} \\ \vdots & \vdots & \vdots \\ \Delta x_{Mi} & \Delta x_{Mj} & \Delta x_{Mk} \end{bmatrix} \begin{Bmatrix} w_i \\ w_j \\ w_k \end{Bmatrix} \quad (12)$$

ただし

$$\{\Delta x_{mi} \quad \Delta x_{mj} \quad \Delta x_{mk}\}^T = \mathbf{x}_m - \mathbf{x}_0 \quad (13)$$

$$\mathbf{w} = \{w_i \quad w_j \quad w_k\}^T = \frac{\mathbf{n}}{v} \quad (14)$$

である。ここで、

$$\mathbf{t} = \{t_1 \quad t_2 \quad \cdots \quad t_M\}^T \quad (15)$$

$$\mathbf{A} = \begin{bmatrix} \Delta x_{1i} & \Delta x_{1j} & \Delta x_{1k} \\ \Delta x_{2i} & \Delta x_{2j} & \Delta x_{2k} \\ \vdots & \vdots & \vdots \\ \Delta x_{Mi} & \Delta x_{Mj} & \Delta x_{Mk} \end{bmatrix} \quad (16)$$

と置くと、式(12)は次式に書き換えられる。

$$\mathbf{t} = \mathbf{A}\mathbf{w} \quad (17)$$

本方程式の未知数は  $w_i, w_j, w_k$  の3つ、式の数観測地点の数  $M$  (ただし,  $M \geq 3$ ) である。自乗誤差を最小にする  $\mathbf{w}$  の解は、次式のように得られる<sup>9)</sup>。

$$\mathbf{w} = (\mathbf{A}^T \mathbf{A})^{-1} \mathbf{A}^T \mathbf{t} \quad (18)$$

$\mathbf{w}$  が求められると、式(14)より地震波動の伝播速度と伝播方向の単位ベクトルは次式のように得られる。

$$v = \frac{1}{\sqrt{w_i^2 + w_j^2 + w_k^2}} \quad (19)$$

$$\mathbf{n} = \begin{Bmatrix} w_i / \sqrt{w_i^2 + w_j^2 + w_k^2} \\ w_j / \sqrt{w_i^2 + w_j^2 + w_k^2} \\ w_k / \sqrt{w_i^2 + w_j^2 + w_k^2} \end{Bmatrix} \quad (20)$$

また、式(11)(20)より伝播方向を表す方位角  $\theta_i, \theta_j, \theta_k$  は次式のように求められる。

$$\theta_i = \cos^{-1}(w_i / \sqrt{w_i^2 + w_j^2 + w_k^2}) \quad (21)$$

$$\theta_j = \cos^{-1}(w_j / \sqrt{w_i^2 + w_j^2 + w_k^2}) \quad (22)$$

$$\theta_k = \cos^{-1}(w_k / \sqrt{w_i^2 + w_j^2 + w_k^2}) \quad (23)$$

地中より地表面への入射波の伝播方向が式(11)(21)-(23)のように求められた場合には、反射波

の伝播方向として、水平( $i, j$ )方向には同一方向であり、鉛直( $k$ )方向は逆方向である理論解を考えると、これは次式で表される。

$$\mathbf{n}' = \begin{Bmatrix} n_i \\ n_j \\ -n_k \end{Bmatrix} = \begin{Bmatrix} \cos(\theta_i) \\ \cos(\theta_j) \\ -\cos(\theta_k) \end{Bmatrix} \quad (24)$$

また、地震波動の伝播方向が  $\mathbf{n}$  で与えられる場合には、地震波動の到来方向は  $-\mathbf{n}$  である。

波動の到達時刻の違いを利用して波動の伝播方向を求める本手法は、基本的にはセンブランス法などの従来の方法と同様な考えに基づくものである。しかし、提案手法では各地点の入射波・反射波それぞれに対しNIOM法に基づき伝達時間  $t_m$  を先ず推定しており、これが本手法の特徴である。

本解析では式(10)に示すように、伝播速度が一定であることを仮定している。しかし、実際には地表面に近い程伝播速度が小さくなっている。このため、算定される伝播速度は地震計が埋設された深さまでの平均的な速度である。また方位角は、特に鉛直との角度は、地表に近づく程一般に減少する(鉛直方向に近づく)ものと考えられ、算定される方位角も平均的な方位角であると考えられる。ただし、「平均的な」とは単純な平均値ではなく、地震計の深さ毎の個数の違いなどに影響を受ける平均値である。

### 3. データ

本研究では、地震動の3次元的な伝播方向と速度を求めることを目的としており、数多くの観測点での記録を用いることが必要である。アレー観測は、複数の地震計による記録を比較することによって地震動の諸特性を論じるために有用である。本論文のデータとしては、東京大学生産技術研究所片山・山崎研究室<sup>3),4)</sup>により、平面的および鉛直的に高密度に観測された千葉実験所でのアレー記録を用いた。本アレーでは、図-1のように、44個の加速度計が15本のボーリング孔の中に埋設されている。ボーリング孔中の地震計の配置を表-1に、また、地表面近くG.L. -1.0mにある各加速度計の座標を表-2に示す。表-3には、本研究で用いた8つの観測地震の諸元を示す。また、図-2には、震源および観測地点の位置関係を示している。

本解析では、図-1中のC0の地表面(G.L. -1.0m)での観測点を基準点とした。そして、このC0基準点への地震波動の到達時刻と比較して、その他の観測点で

表-1 ボーリング孔中の地震計の配置<sup>3),4)</sup>

Depth (m)	Borehole														
	C0	C1	C2	C3	C4	P1	P2	P3	P4	P5	P6	P7	P8	P9	P0
1	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
5	○	○	○	○	○										
10	○	○	○	○	○										
20	○					○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
40	○									○					

表-3 解析した8つの地震の諸元

No.	地震名 発生年月日時	M	震源位置	深さ (km)	震央距離 (km)	最大加速度 (cm/s <sup>2</sup> )		
						EW	NS	UD
①	東京湾地震 1992.02.02.04:04	5.9	35.227N 139.792E	92.0	52.4	57.1	86.3	30.8
②	千葉県中部地震 1991.11.19.17:24	4.9	35.605N 140.025E	81.0	7.9	22.1	25.2	45.8
③	房総半島九十九里海岸地震 1990.08.23.08:47	5.4	35.345N 140.397E	50.0	40.2	87.0	79.5	23.9
④	伊豆大島付近地震 1990.02.20.15:54	6.5	34.760N 139.233E	6.0	124.5	6.7	7.8	4.1
⑤	茨城県西南部地震 1989.02.19.11:45	5.6	36.018N 139.908E	55.3	47.7	55.7	49.1	25.4
⑥	南房総半島地震 1988.08.12.14:15	5.3	35.095N 139.867E	69.0	62.4	46.4	35.2	12.0
⑦	東京都内地震 1988.03.18.05:34	6.0	35.662N 139.647E	96.0	42.2	48.4	59.8	15.2
⑧	福島県東部沖地震 1987.02.06.22:17	6.7	36.962N 141.897E	35.0	218.8	11.3	14.0	6.3

注1) 千葉アレー：緯度 35.345N, 経度 140.110E.

注2) 最大加速度は C0 の G.L.-1.0m の加速度記録におけるものである。

表-2 各ボーリング孔の地表面(G.L.-1.0m)の座標<sup>3),4)</sup>

Borehole	Relative to C0		Elevation (m) $x_k$
	East (m) $x_j$	North (m) $x_j$	
C0	0.00	0.00	13.52
C1	3.54	3.54	13.52
C2	-3.54	3.54	13.52
C3	-3.54	-3.54	13.52
C4	3.54	-3.54	13.52
P1	15.00	0.00	13.52
P2	0.00	15.00	13.52
P3	-15.00	0.00	13.52
P4	0.00	-15.00	13.52
P5	-45.13	-115.38	12.59
P6	-128.92	-61.42	12.64
P7	-120.43	4.67	13.65
P8	-216.13	120.73	11.91
P9	-109.01	178.74	10.92
P0	44.94	190.90	12.10

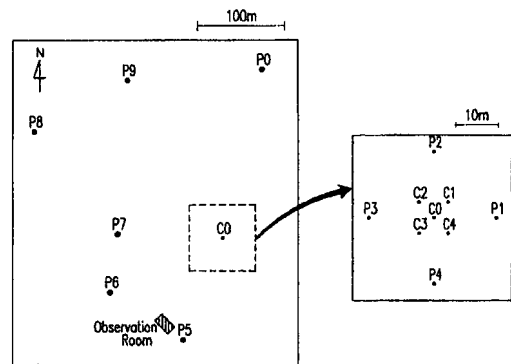


図-1 ボーリング孔の配置図<sup>3),4)</sup>

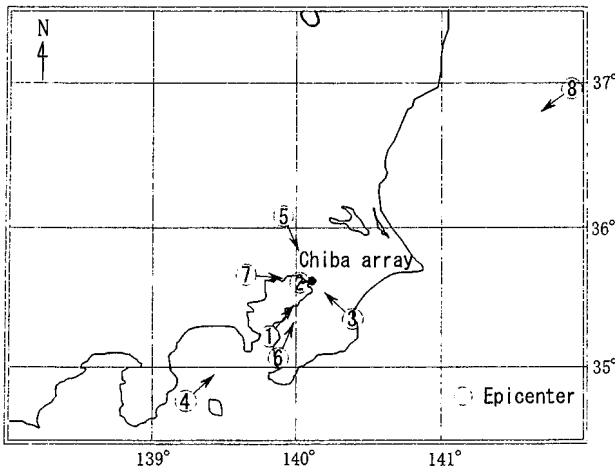


図-2 8つの震源および観測地点の位置関係

の地震動（入射波および反射波）の到達時刻を4章に示すように算定した。

#### 4. 入射波および反射波の到達時刻

上述したNIOM法を3成分（EW, NSおよびUD成分）多点（3次元に分布）同時観測データに適用して得られた入出力モデルのピークの時刻より、各地点における入射波および地表からの反射波の到達時刻の関係を求めることが可能である。得られた結果を本章に示す。そして、得られた到達時刻を用いることにより、地震波の伝播状況の概略を推定することが5章に示すように可能になる。

解析した8個の地震の中の一例として、最大の最大加速度（87.0cm/s<sup>2</sup>）が観測された（表-3参照）③の1990年8月23日の房総半島九十九里海岸地震によるEW成分の主要動部分を含む約40秒間の記録に対して、

図-3には、相互相関関数を示し、図-4には、NIOM法により求められた入出力モデル波形を示す。その際、基準（図-3では自己相関関数、図-4では入力）としてはC0の地表面(G.L. -1.0m)での記録を用い、他の41個（図-3、4の場合）の記録との関係（図-3では相互相関関数、図-4では出力）を求めている。また、図-5には、EW, NSおよびUD成分に対して各地点、各深度における入射波と反射波の到達時刻を示しており、同一ボーリング孔の異なる深さへの到達時刻は直線で結んで示している。

図-3の相互相関関数では地中深くから地表への入射波と地表からの反射波の合計2つのピークが不明確（例えばG.L. -5.0mの場合）であるのに対し、図-4のNIOM法による入出力モデル波形では、図中の矢印で示すように入射波と反射波に対応する2つのピークが明確に求められていることが判る。この結果は参考文献5)6)の結果と同様であり、文献では正解の分かった（仮定した）例に対して、相関関数とNIOM法の結果とを比較して、相関関数よりもNIOM法による結果の方が精度が良い（正解に一致する）ことを既に示している。また、本論文の場合には、NIOM法（図-4）と比較して相関関数法（図-3）では、例えばG.L. -5.0mの場合のように入射波と反射波の2つのピークを区別して読み取ることすら不可能である。この理由は正負の時刻にそれぞれ最大値がある2つの山の波形を足し合わせた時に、2つの山が合体して、中央( $t=0$ )に最大値を示す1つの山になってしまうことが原因である（参考文献5）および6）参照）。このような場合に相互相関関数法では、到達時刻を過小評価する危険性がある。従って従来の相互相関関数法よりもNIOM法の方が波動の到達時刻をより精度良く求めることが可能になり、このことが波動の伝播方向の推定精度の向上を可能にしている。

図-4に示すように、地表面(G.L. -1.0m)ではすべてのボーリング孔において時刻0近傍に1つのピークが顕著であるのに対し、地中G.L. -5.0mでは約±0.03sに、G.L. -10.0mでは約±0.05sに、G.L. -20.0mでは約±0.09sに、G.L. -40.0mでは約±0.14sに入射波と反射波に対応する明瞭なピークが得られた。これらの

表-4 PS 検層<sup>3),4)</sup>に基づく地表面から各深度への伝播時間

深度 (m)	S波 (s)	P波 (s)
5	0.036	0.016
15	0.067	0.034
24	0.095	0.039
40	0.133	0.049

入射波と反射波に対応するピークの到達時刻は、C0基準点に対し平面的かつ鉛直(深さ)的な位置により異なる。

本地震の場合、P6~P9, P0のG.L. -1.0mでのピークは、C0~C4, P1~P5より遅く現れている。特に、最大ピークに着目した場合には地点P8への地震波の到達が最も遅い。このため、地震波の伝播方向は南東方向からと思われる。この方向はほぼ、観測地点から見た震央の方向（図-2③参照）と一致している。

また、図-5より入射波と反射波の到達時刻の線は時刻零に対しほぼ対称であり、分離された2つの波に対し同様な結果が得られていることより、計算結果が十分精度良く得られていると考えられる。また、線の傾きの深さによる違いより、伝播速度は深いところでは速く、浅いところでは遅いこと、また、水平成分(EW, NS)の伝播は遅く、鉛直成分(UD)は速いことが判る。PS検層<sup>3),4)</sup>によればS波またはP波が地表面から鉛直に各深度まで達する時間は表-4に示す通りであり、図-5に示す水平(EW, NS)と鉛直(UD)成分の速度分布はS波とP波の速度分布とそれぞれ良く一致している。

## 5. 地震動の伝播(到来)方向の解析結果

図-6には、観測地点を原点にとり、8つの地震の震源の方向を示す。ただし、方向を3次元内の長さ1のベクトルで表している。この中、表-3より①の1992.02.02東京湾地震と⑦の1988.03.18東京都内地震の震源深さはそれぞれ約92kmと96kmで最も深く、④の1990.02.20伊豆大島付近地震の震源深さは約6kmで最も浅い。また、⑧の1987.02.06福島県東部沖地震の震央距離は約219kmで最も遠く、②の1991.11.19千葉県中部地震の震央距離は約8kmで最も近い。

4章で求めた全44地点での入射波と反射波のピークの到達時刻〔モデル内の入射(反射)波に対応するピークが生ずる時刻〕を用いて、8つの地震の3成分それぞれに対して伝播方向(単位ベクトル $\mathbf{n}$ および方位角 $\theta_i, \theta_j, \theta_k$ )を計算した。

図-7, 8には、8つの地震に対し推定された入射波および反射波それぞれの到来方向を表す単位ベクトルを3つの断面内で示している。ただし、震源(震央)の位置や方向(図-2, 6)との対応を見やすくするため、伝播方向の代わりに図-7では到来方向 $-\mathbf{n} = \{-n_i, -n_j, -n_k\}^T$ を、図-8では方向 $\{-n_i, -n_j, n_k\}^T$ を示している。また、図-9には式(19)による波動の伝播速度 $v$ を8地震、3成分の入射波

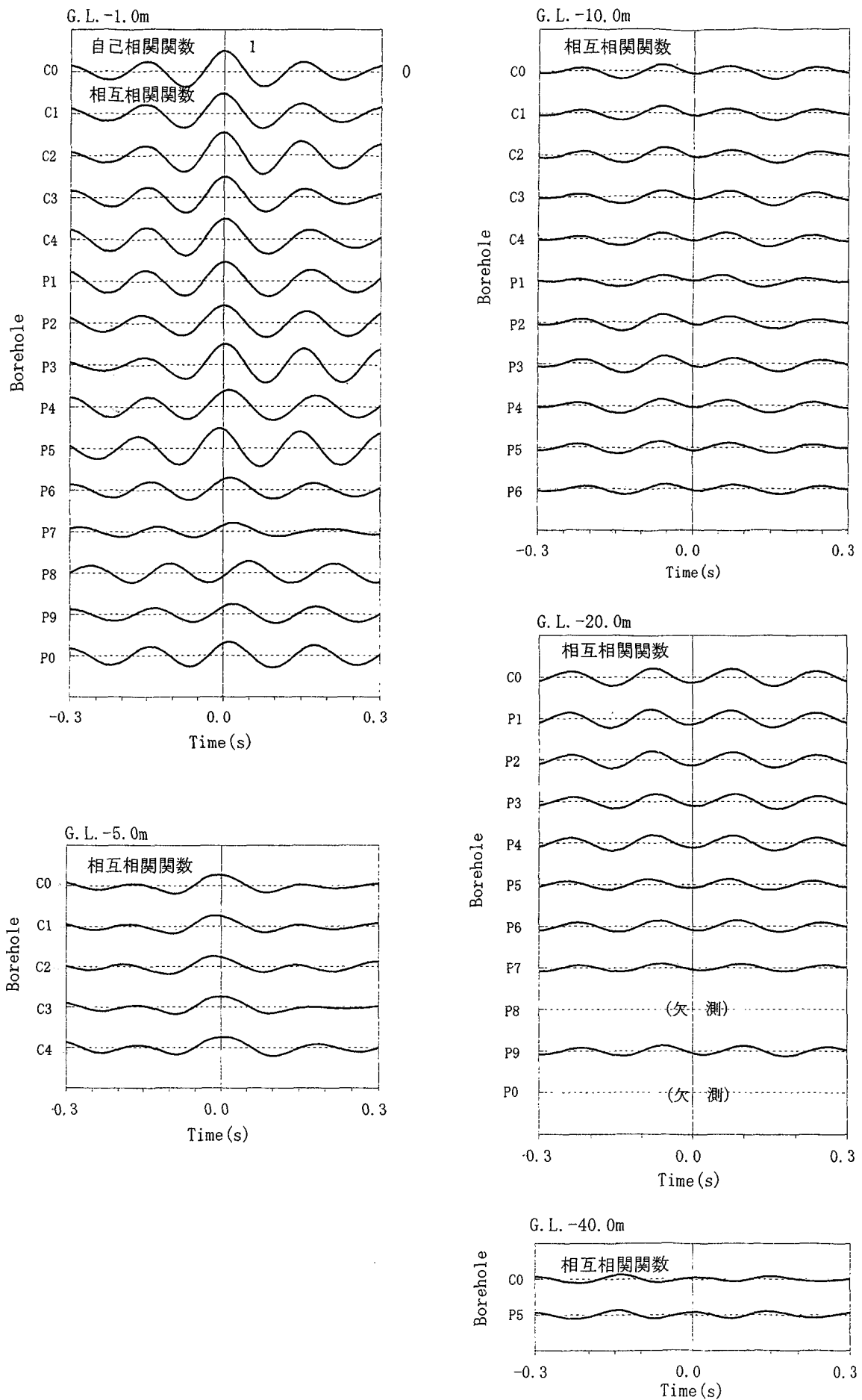


図-3 基準点 C0(G.L. -1.0m)と他の観測点の記録との相関関数(1990.08.23 房総半島九十九里海岸地震 EW成分)

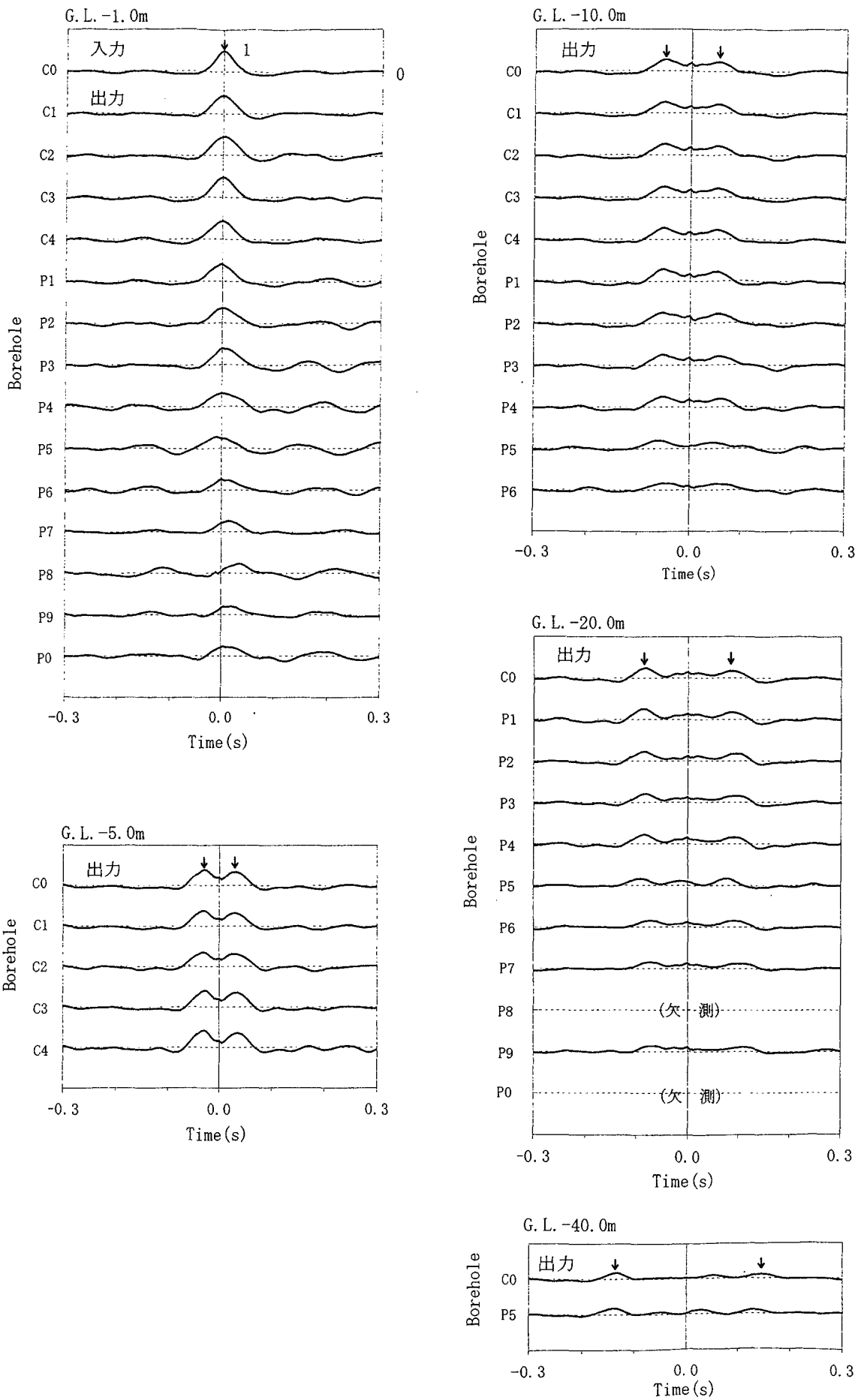


図-4 NIOM法によるモデル入出力波形 (1990.08.23房総半島九十九里海岸地震 EW成分)



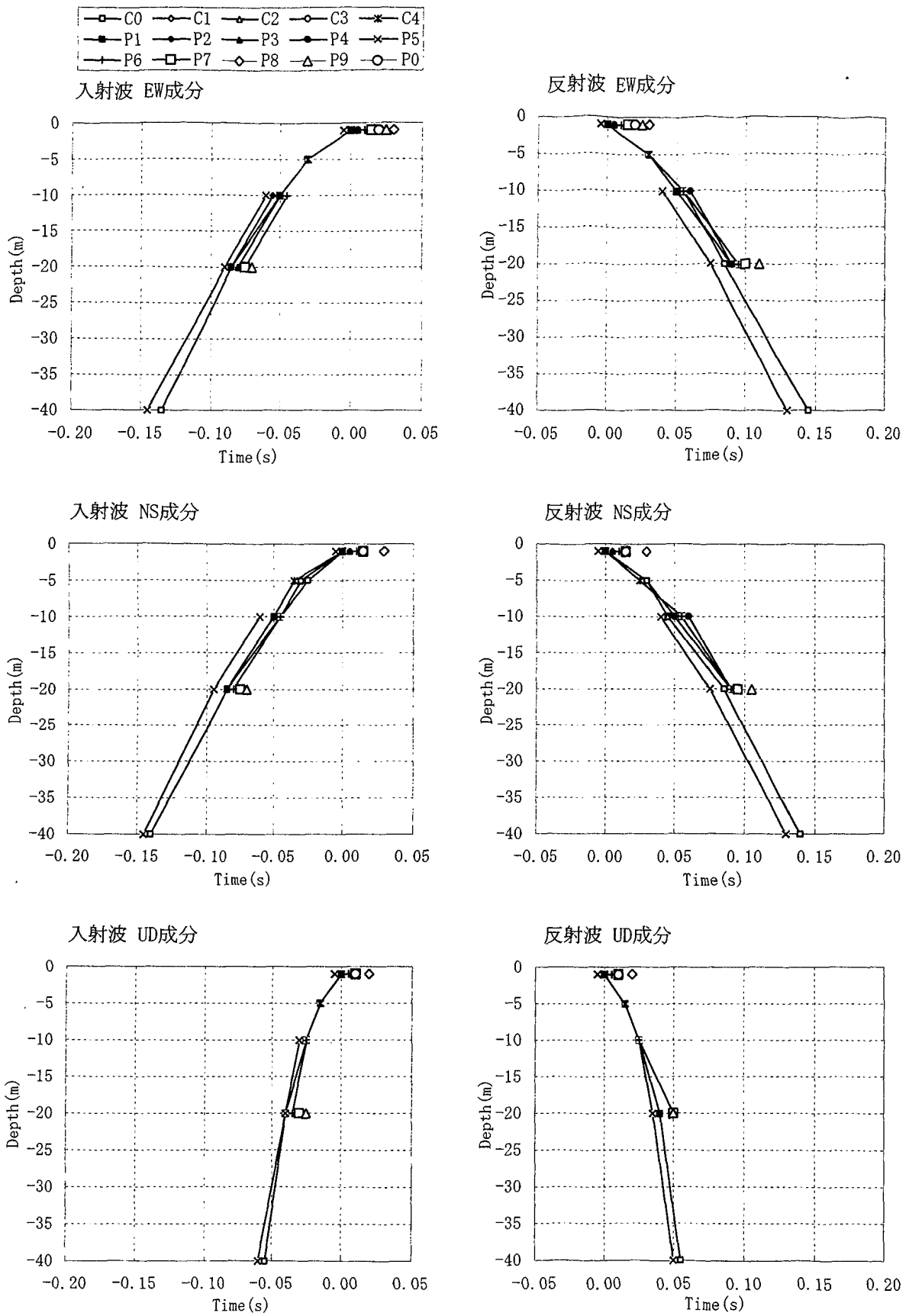


図-5 入射波および反射波の到達時刻 (1990. 08. 23房総半島九十九里海岸地震)

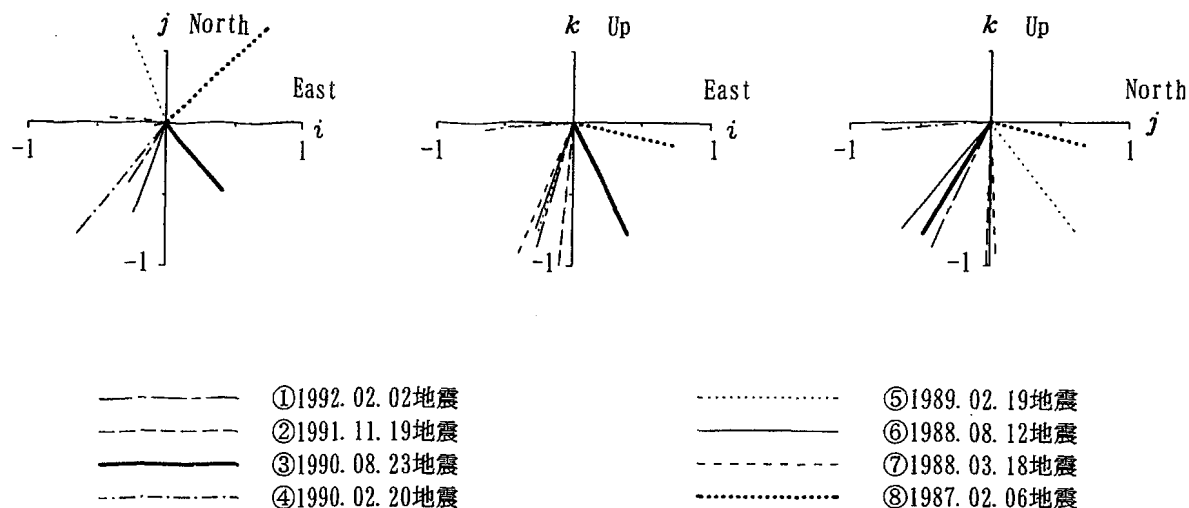


図-6 観測地点から見た8つの地震の震源の方向

と反射波それぞれに対して示してある。伝播速度は地震や入射波・反射波の違いに依らないこと、上下成分の伝播速度は約 500~600m/s であり、水平成分の伝播速度 (200~300m/s) より大きいことが判る。これらの速度は、それぞれP波およびS波の伝播速度<sup>3),4)</sup>に対応しているものと考えられる。

例えば、① 1992. 02. 02 東京湾地震に対する計算結果は、以下のものである。図-2, 6より、本地震の震央は観測地点からほぼ南西方向に位置している。一方、図-7, 8より、EW, NS, UD 何れの成分の地震波も南西方向から到来し、入射波は、西より 85~86 度、南より 79~82 度、下より 9~12 度の方向から到来し、反射波は、東より 85~86 度、北より 78~81 度、下より 11~13 度の方向に伝播している。

入射波と反射波の伝播方向は上下方向は当然逆になっている(入射波は下から上へ、反射波は上から下へ)が、水平方向は類似(南西方向から北東方向に伝播)し、地図上の位置関係と対応(震央は観測地点の南西方向)している。

②から⑧の地震の計算結果に対しても同様な検討が可能であり、これら 8 つの地震の伝播方向は、 $i, j, k$  方向の中で  $k$  (鉛直) 方向の成分が最も支配的 ( $|n_k| \geq 0.9$ ) であり、すなわち地震波の伝播方向は地表近くではほぼ鉛直方向を向いていることがわかる。定量的には鉛直 ( $k$ ) 軸からの方位角の範囲は 4~22 度である。これは、地震動の伝播方向が震源から地表に近づくに従って、次第に鉛直方向に向かうためである。

入射波と反射波の伝播方向は上下方向は当然逆になっているが、水平方向は類似し、震央と観測地点の地図上の位置関係と対応している。

EW, NS, UD成分の入射波、反射波の合計6つのデータ

は独立したデータであり、これらより類似した結果が得られたことを考えると得られた結果が信頼できることが判る。また、この結果は、図-7, 8の上, 中, 下段の図が類似していることに対応している。そして、図-7, 8の6つの左図(水平面内の伝播状況)は、地図上の震央方向を示す図-6の左図ともよく一致している。わずかな違いはUD成分(図-7, 8の下段左図)のベクトルが水平(EW, NS)成分(上中段左図)と比べて少し短く、UD成分の入射反射方向は水平(EW, NS)成分よりやや鉛直方向に近いことである。

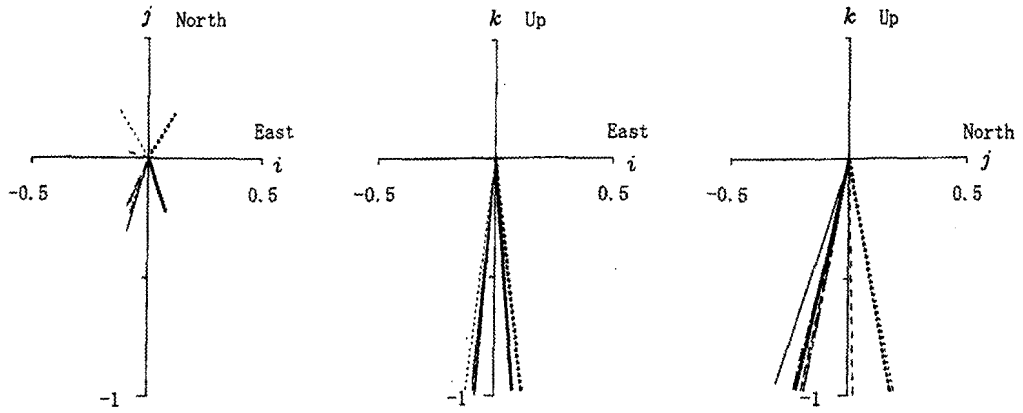
上述の結果は常識と異なるものではないが、実測結果から得られた意味は大きいものと考えられる。

## 6. 水平層構造地盤モデルによる地表層への入射角の理論解と観測結果との比較

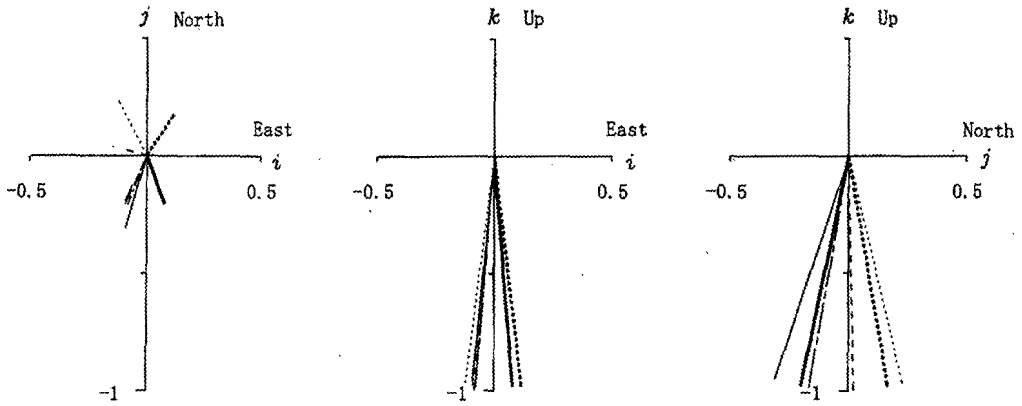
震源から放出された地震波の地表面への入射角は、地盤中の地震波の速度構造に依存する。市川・望月<sup>7)</sup>は日本の近地地震に対して震央距離と震源深さより、震源からの地震波の射出角を求める表を作成している。本研究では、この表とスネルの法則を用いて地表層(せん断波速度を図-9に基づき 250 m/sと想定した)への入射角( $\alpha$ )を計算した。得られた結果を、8つの地震に対し表-5に示す。ただし、S波速度の深さ分布としては、参考文献<sup>7)</sup>で示されたものより直線で内挿した結果を用いた。

地震波動は震源と観測点とを含む鉛直面内を伝播するものと考えた。地表面への入射角を  $\alpha$  とし、 $L_i, L_j, L_k$  を震源から観測地点への間の東, 北, 上方向の距離とすると、地理的な位置関係と水平層構造

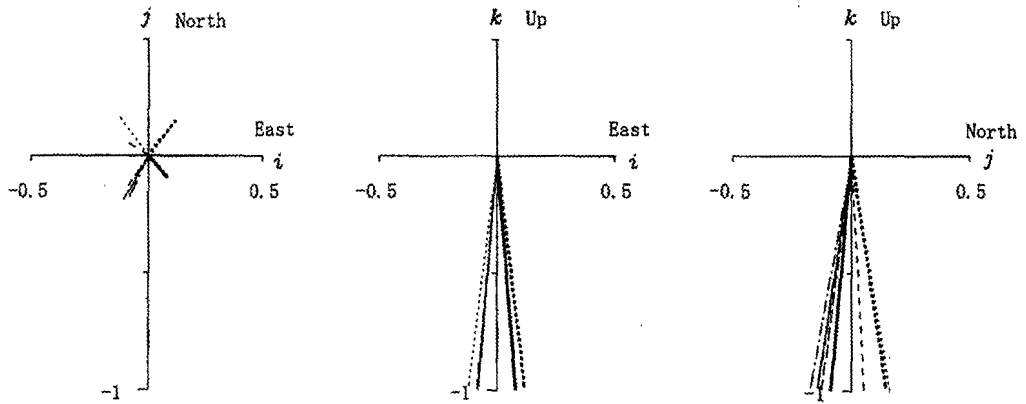
EW 成分



NS 成分



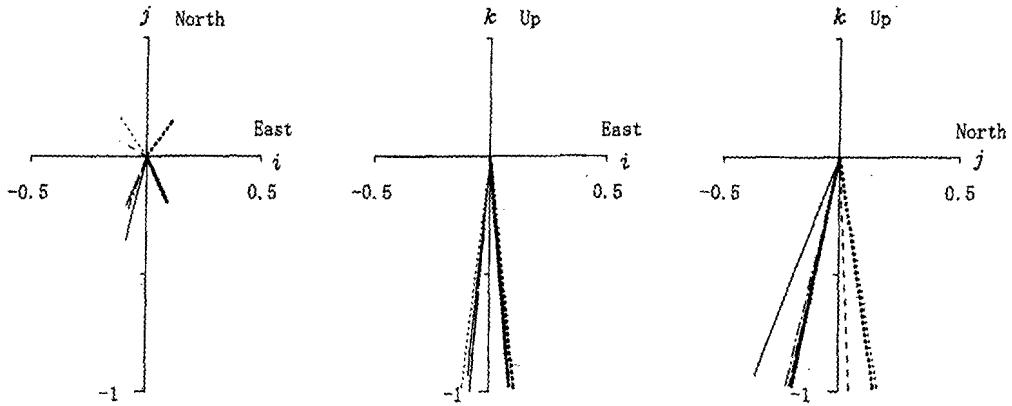
UD 成分



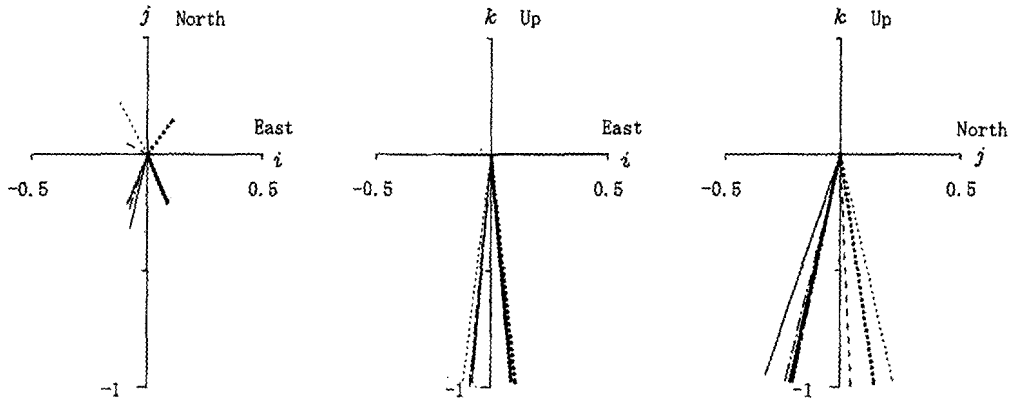
- |       |                 |       |                 |
|-------|-----------------|-------|-----------------|
| ----- | ①1992. 02. 02地震 | ..... | ⑤1989. 02. 19地震 |
| ----- | ②1991. 11. 19地震 | ----- | ⑥1988. 08. 12地震 |
| ----- | ③1990. 08. 23地震 | ----- | ⑦1988. 03. 18地震 |
| ----- | ④1990. 02. 20地震 | ..... | ⑧1987. 02. 06地震 |

図-7 入射波の到達時刻から求めた地震波の到来方向  $-n = \{-n_i \ -n_j \ -n_k\}^T$  を示す単位ベクトル

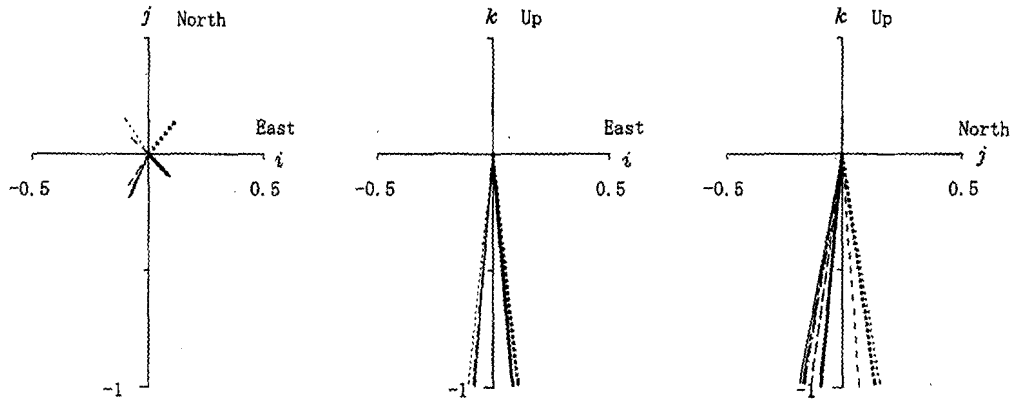
EW 成分



NS 成分



UD 成分



- |       |                 |       |                 |
|-------|-----------------|-------|-----------------|
| ----- | ①1992. 02. 02地震 | ..... | ⑤1989. 02. 19地震 |
| ----- | ②1991. 11. 19地震 | ----- | ⑥1988. 08. 12地震 |
| ----- | ③1990. 08. 23地震 | ----- | ⑦1988. 03. 18地震 |
| ----- | ④1990. 02. 20地震 | ..... | ⑧1987. 02. 06地震 |

図-8 反射波の到達時刻から求めた方向  $\{-n_i \ -n_j \ n_k\}^T$  を示す単位ベクトル

地盤モデルに基づく地震波動の伝播方向の単位ベクトルの理論解  $n_T$  は次式のように求められる。

$$n_T = \begin{pmatrix} L_i \frac{\sin\alpha}{\sqrt{L_i^2 + L_j^2}} \\ L_j \frac{\sin\alpha}{\sqrt{L_i^2 + L_j^2}} \\ \cos\alpha \end{pmatrix} \quad (25)$$

もとより、市川・望月<sup>7)</sup>の表は日本付近の平均的な地盤構造に対して得られた結果であり、得られた入射角はあくまでも日本付近の地震に対する平均的な推定値である。

図-10には、伝播方向の単位ベクトル  $n$  の3成分 (EW, NS, UD) の観測に基づく5章での解析結果と理論解とを、入射波と反射波とを比較して示している。何れの図も、ほぼ45°の直線上に分布している。従って、8つすべての地震で入射波と反射波は、水平面上では同一方向 (例えば、入射波が西から東に伝播すれば、反射波も西から東に伝播する) に、鉛直方向には上下逆に伝播していることが判る。

また、○□で示したように EW, NS の水平成分に対して同一符号の類似した値が求められた。例えば、地震①の左図 ( $i$  方向) では第1象限に、中央図 ( $j$

方向) では第1象限にプロットされており、西南方向から到来し東北方向に伝播していることを示している。また、例えば、地震⑤の左図 ( $i$  方向) では第1象限に、中央図 ( $j$  方向) では第3象限にプロットされており、西北方向から到来し東南方向に伝播していることを示している。これらの結果は図-2 に示した震央の方向と良く対応している。

また△で示したUD成分は○□で示した水平成分と同一符号であるが  $i, j$  の水平成分に関しては小さな値が、 $k$  の鉛直成分に関しては±1.0に近い値が求められており、鉛直動は水平動に比べより鉛直下方から伝播していることが判る。これは鉛直動にはP波成

表-5 水平層構造地盤モデルによる地表層入射角の理論値

地震番号	震源深さでのS波速度 $v$ (m/s)	震源からの射出角 $\theta$ (°)	地表層への入射角 $\alpha$ (°)
①	4,455	33.2	1.8
②	4,433	6.6	0.4
③	4,373	46.2	2.4
④	3,364	116.7	3.8
⑤	4,384	48.2	2.5
⑥	4,410	53.4	2.6
⑦	4,462	26.4	1.4
⑧	4,110	109.7	3.3

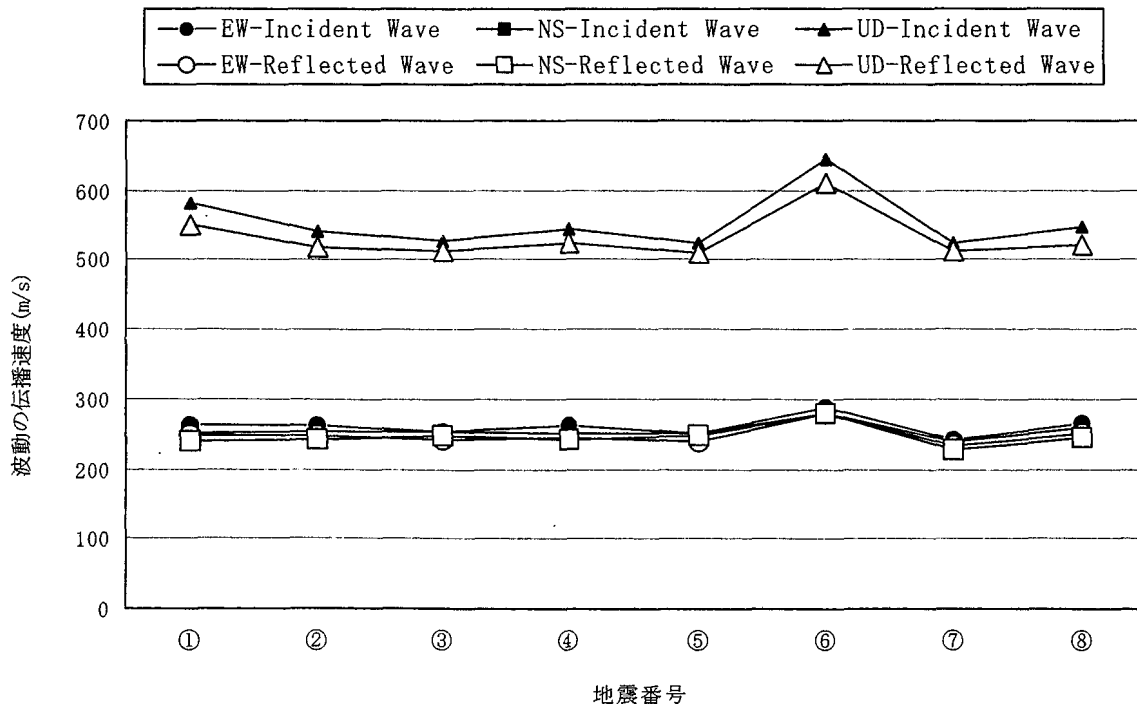


図-9 水平および鉛直成分の伝播速度

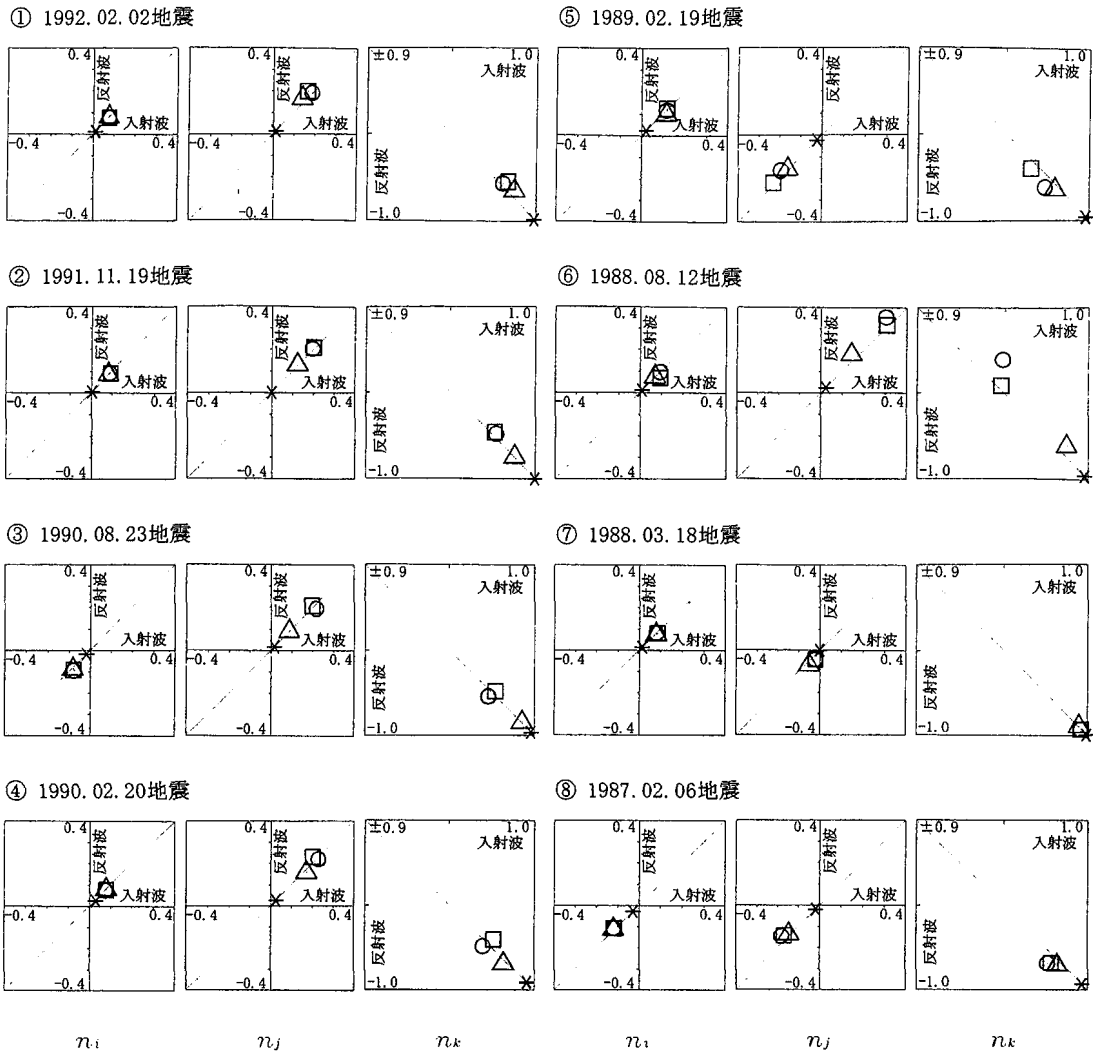


図-10 入射波および反射波の伝播方向を表す単位ベクトル  $\mathbf{n} = \{n_i, n_j, n_k\}^T$  の比較 (○: EW成分, □: NS成分, △: UD成分, \*: S波の伝播方向の理論解.  $n_i, n_j, n_k$  の正は伝播方向が東北, 上方であること, つまり, 到来方向が西南, 下方であることを表す.)

分が卓越し伝播速度が大きいことにより (図-9参照) 説明できる.

これらのことより, 3つの成分の何れから求めた伝播方向も類似しており, 図-2に示した震央の方向と良く対応している. また, EW, NS, UD成分の入射波, 反射波の合計6つのデータは独立したデータであり, これらより類似した結果が得られたことを考えると得られた結果が信頼できることが判る.

更に, 図-10の\*で示された理論値は観測結果○□△と同一符号ではあるが, 水平方向  $i, j$  の値は小さく (原点に近く), 鉛直方向  $k$  の値は1.0に近い大きな値が求められている (図で右下に分布する). このことより伝播方向の鉛直軸との角度は理論解より観測結果では幾分大きいことが判る.

結局, 観測結果から得られた地震波動の伝播方向は, 震源と観測地点の地図上の位置関係と地殻の水

平層速度構造モデルから得られる理論解とよく対応しているが, 鉛直軸との角度は理論解では約0~4度であるのに対し, 観測結果では約0~20度と幾分大きく求められた. 10~20度の違いではあるが, 約5倍の違いでもある. 解析したすべての8地震の3成分で, しかも入射波と反射波の何れの場合 (8地震x3成分x入射反射波の2波=48ケース) にも同様な結果が得られており, 反例が1つも無かったことより, この差は偶然のものではなく無視できないものと考えている.

この理由としては理論 (表-5) において地殻を単純に水平層にモデル化しているなどの仮定によるものであると考えられるが, どのような理由が支配的であるかは明確ではない. また, 本アレー観測地点に特有なものであるのか, 別の観測地点でも共通して認められる現象であるのかなど明らかでない. これらの問題点は今後の研究の課題であるとする. また, 当然のことではあるが,

本論文においては限られた数のデータを使用しており、解析した範囲内においては、考察結果と異なる解析結果は全く得られていないとは言えども、当然、扱ったデータの範囲内での結論である。こうした事実を数多く積み上げるにより、現実をより正確に理解することが可能になるものと考えられる。

また、3次元アレー観測強震動の伝播方向と震源方向との関係を結論付けた研究は、著者の知る限りでは参考文献2) (ただし、2次元アレー) だけであったので、本論文では相互相関関数法を「従来手法」と考えて比較検討を行った。しかし、従来、より一般的な波動の伝播方向の推定法としては、F-K (周波数-波数) 法、センブランス法なども使われている。各々の方法は異なる考えに基づいており、異なる方法には、異なる利点・欠点があり、一次元尺度上で優劣を確定的に決定することは適当ではなく、また必ずしも可能でもない。

すなわち、例えば、F-K 法では、NIOM 法や相互相関関数法とは異なり、観測波形が2つの場合に対して時間のずれは求まらない。F-K 法では空間内に分布した多くの観測点に対して一様な波動場を仮定し解析している。一方、NIOM 法では観測波形のペア (2つ) に対し、時間のずれを求めることができる。また、F-K 法では、各振動数毎に結果が求まる訳であり、振動数全体に対し結果が求まる NIOM 法とは、直接精度の比較ができない。

また、センブランス法では、結果が観測波形のスペクトルに大きく依存しており、この点は、相互相関関数法の場合と同様である (参考文献 5), 6) または本論文中の図-3 参照)。一方、NIOM 法では解析結果が観測波形のスペクトルに依存しない。そして、スペクトルの形状を変更して1つの最適解を求めているが、このような特徴は従来の何れの方法にも無い。

このように各々の方法はそれぞれ異なる考えに基づいており、一次元尺度上で方法の優劣を確定的に決定することは必ずしも可能ではなくまた適当ではない。異なる方法には、異なる利点・欠点がある。本論文で提案した方法が既存の方法とは異なるアイデアに基づいていることから、提案方法は既存の方法に加えて1つの新しい有効な方法になり得るものと考えられる。各々の方法の精度の比較論を展開するためには、誤差の定義方法、波形のスペクトル、観測点の配置などの多くの影響を1つ1つ明らかにする必要があり、今後の検討課題としたい。

## 7. 結論

8つの実測地震アレーデータを用いて地震波の伝播方向 (角度) を解析した結果、以下の結論を得た。

- 1) 従来の相互相関関数法と比較して、NIOM 法により、アレー中の地表および地中すべての観測点における入射波および反射波の到達時刻を分離して精度良く求めることが可能になり、これを用いて地震波動の伝播方向を定量化する方法を展開した。分離され高精度化された到達時刻に基づく地震波動の伝播方向の推定精度は従来の相互相関関数法に基づく結果と比較して向上したものと考えられる。
- 2) 各々の地震に対し観測された EW, NS, UD の3成分の地震波形の何れから求めた伝播方向も類似していた。また、入射波と反射波の水平面内の伝播方向 (上下方向の伝播方向は当然逆である) も類似していた。これらの合計6つのデータは独立したデータであり、これらより類似した結果が得られたことを考えると、得られた伝播方向は信頼できることを示している。
- 3) 地震動の水平面内の伝播方向は、震央から観測地点への方向にほぼ一致していた。推定された地震波動の伝播方向は、例えば震央が西にあれば、入射波が西から来て、反射波は東へ進むことがわかった。この結果は8地震、3成分、入射反射波のすべてに対し確認でき、水平面内の伝播方向の図は、地図上の震央方向を示す図とよく一致していた。この結果は想像に難くないが、複雑な地盤内における、地表近辺のごく狭い (震源距離に比べて) 領域での実測データから得られた意味は大きいものと考えられる。ただし、伝播方向としては、アレーの領域全体での平均的な伝播方向を計算している。
- 4) 地震波動の伝播方向は、鉛直 ( $k$ ) 方向の成分が最も支配的 ( $|n_k| \geq 0.9$ ) であり、鉛直軸から4~22度であった。これは、地震動の伝播方向が震源から地表に近づくに従って、次第に鉛直方向に屈折するためであるが、従来の伝播方向が鉛直方向であるという知見の精度をもう一段階上げ伝播方向を定量的に示すことを試みた結果である。
- 5) 各々の地震に対し観測された EW, NS, UD の3成分の地震波形の何れから求めた伝播方向も類似していたが、より詳細には、鉛直 (UD) 成分 (動) は水平 (EW, NS) 成分 (動) よりも鉛直下方から測った入射角が小さい (より鉛直下方より入射する) ことが示された。波動の伝播速度  $v$  を8地震、3成分の入射波と反射波それぞれに対し求めた結果、伝播速度は地震や入射波反射波の違いに余り依らないこと、上下動の伝播速度は約500~600m/s であり、水平動の伝播速度 (200~

300m/s) より大きいことが判った。これらの速度は、それぞれP波およびS波の伝播速度に対応しているものと考えられ、鉛直動にはP波が卓越し伝播速度が大きく、水平動にはS波が卓越し伝播速度が小さいことにより説明できる。この結果は上記の入射角の違いと整合的である。

- 6) 観測結果から得られた地震波の伝播方向は、震源と観測地点の地図上の位置関係と地殻の水平層速度構造モデルから得られる理論解とよく対応していたが、鉛直軸との角度は理論解では約0~4度であるのに対し、観測結果では約0~20度(本解析の8つの地震データでは4~22度)であり、理論解よりも大きく求められた。

謝辞：本研究では、(財)震災予防協会による「強震動アレー観測記録データベース」に収録された東京大学生産技術研究所片山・山崎研究室によるアレー観測記録を用いた。ここに記して厚く謝意を申し上げます。

#### 参考文献

- 1) 岡本舜三：耐震工学，オーム社，1971.
- 2) 井合 進，浦上 武，森 好生：アレー観測による実

体波の伝播速度と方向，第8回日本地震工学シンポジウム，pp.553-557，1990.

- 3) Katayama, T., Yamazaki, F., Nagata, S., Lu, L. and Turker, T.: Strong motion databases for the Chiba seismometer array and its engineering analysis, *Earthquake Engng. Struct. Dyn.*, Vol. 19, pp. 1089-1106, 1990.
- 4) 強震動アレー観測記録データベース推進委員会/作業部会，震災予防協会：強震動アレー観測，No. 3，Volume A05, CD-ROM, 1998.
- 5) 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.
- 6) Haddadi, H.R. and Kawakami, H. : Modeling wave propagation by using normalized input-output minimization (NIOM) for multiple linear systems, 土木学会論文集, No.584/I-42, pp.29-39, 1998.
- 7) 市川政治，望月英志：近地地震用走時表，気象研究所報告，第22巻，第3-4号，pp.229-289, 1971.
- 8) Claerbout, J.F.: *Fundamentals of Geophysical Data Processing*, p. 109, Blackwell Scientific Publications, 1985.

(2003. 6. 13 受付)

## ESTIMATION OF PROPAGATION DIRECTION OF EARTHQUAKE WAVES NEAR GROUND SURFACE BASED ON ARRAY OBSERVATIONS

Zhongyuan YANG and Hideji KAWAKAMI

The three-dimensional propagation directions of earthquake waves near ground surface were estimated for eight earthquakes. Travel times of the incidence and reflected waves were obtained by using the Normalized Input-Output Minimization (NIOM) method, and 3-D angles of propagation directions were estimated. The estimated directions correlated well with the theoretical ones calculated from the epicenter coordinates, focal depth, and the velocity distribution in the earth's crust. However, the estimated angles (0-20 degrees) from the vertical axis for the observed waves were somewhat larger than the theoretical ones (0-4 degrees).