

地震探査測定時に捉えられた自然地震

山口和雄*

KAZUO YAMAGUCHI (1998) An earthquake recorded during seismic exploration. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 49 (5), p. 195-200, 6 figs, 1 table.

Abstract: Seismic waves of an earthquake were accidentally superimposed on a seismogram by a receiver array prepared for seismic exploration. From the travel time difference of the seismic waves, it seems that they passed through a layer with velocity of about 4.6km/s. If this velocity is one of the P waves, then the layer might be upper crust. If the velocity is one of the S waves, then the layer might be upper mantle. These seismic waves are considered to be coda waves, because they were coherent, arrived at the array in succession without attenuation for 4 seconds and showed no dispersion, which occurs often in surface wave propagation. However, it is difficult to tell whether they were P coda or S coda. Amplitudes and spectra of these seismic waves are not uniform in all receivers. This may indicate a local change of structure near surface. Dip changes and discontinuities of reflectors are seen below the array in the CMP stacked seismic section.

要 旨

地震探査用の受振器アレーでショット記録に重なった自然地震を偶然に捉えた。アレー両端の走時差から地震波は速度4.6km/s程度の層を通ったことが推定される。その層はP波として通ったとすると上部地殻、S波とするとマントル上部かもしれない。地震波はコヒーレンシーが良く、稠密なアレーの全受振点に4sに渡って減衰せずに次々と到来し、表面波の伝播時に見られる分散現象がなさそうなことから、コーダ波であると考えられる。しかしコーダ波がPコーダ波かSコーダ波かの判断はできない。地震波振幅とスペクトルは全受振点で一様というわけではなく受振点位置により部分的に変わる。これは地下数kmまでの堆積層構造を反映していると考えられる。CMP重合断面でも受振器アレー付近で反射面の傾斜変化、断続が見られる。

1. はじめに

地震探査の現場作業では人工震源を発震させ地表付近に展開した受振器で反射波や屈折波を捉えショット記録として収録する(物理探査学会, 1979, 1989)。実際のショット記録には、表面波や多重反射波等のコヒーレントノイズ、交通機関等に起因するランダムノイズが混入する。筆者らは地震探査測定時に偶然に自然地震をショット記録に捉えた。自然地震は地震探査にとってはノイズであり通常はデータ編集段階で除去される。一

*地殻物理部 (Geophysics Department, GSJ)

方、これをアレー地震観測としてみた場合には、稠密な受振器群(狭い受振器間隔と多数の受振器)で観測された珍しい記録と思われる。本報ではこの地震時のショット記録を紹介しその特徴について考察する。

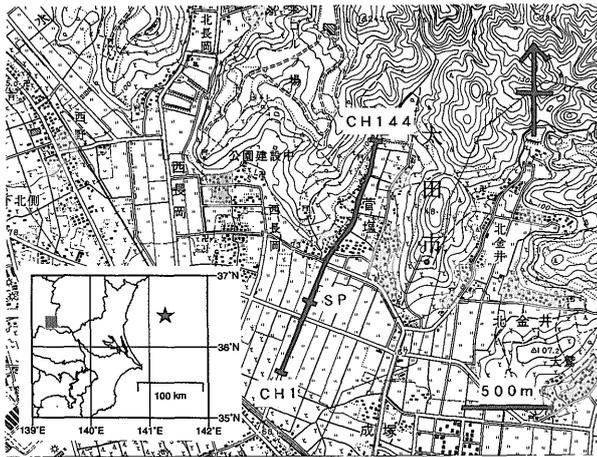
2. データ

1996年2月3日午前9時13分50秒に、茨城県東方沖(141.219°N, 36.439°E)で震源の深さ40.5km、マグニチュード4.2の地震が発生した(第1図)。この地震は震央距離約180kmに位置する群馬県太田市(地震探査調査地)では無感であったが、地震探査の受振器アレー(第1図のCH1~CH144)によって、人工震源(第1図のSP)に起因する振動に重畳して偶然に観測されていた。第1表に測定の詳細を示す。

地震時の受振器アレーは平野部と丘陵の遷移部分に配置され、丘陵の方向に緩やかに標高が増し両端の比高は約20mである。受振器アレーの受振点数は144点、間隔は10m、長さは1430mで直線状に並ぶ。アレーと震央を結ぶ直線とアレーとの交角は約66°である。丘陵は北西-南東に延びる比高約200mの八王子丘陵で、南西側斜面に第三系の凝灰岩が分布する(須藤ほか, 1976)。

第2図に地震時のショット記録と地震から約3分後の通常のショット記録を相対振幅を保存して示す。両者の発震位置、受振位置は変わらない。第2図(a)のほぼ平行な多数の波群が自然地震波(以下、地震波)で、アレー両端での走時差は約125ms、見掛け速度は約11.4km/s

Keywords: earthquake, seismogram, seismic exploration, coda wave, receiver array, CMP stacked section



第1図 震央と受振器アレーの位置
 挿入図は震央(★)と受振器アレー(■)の位置関係を示す。拡大図は受振器アレー(CH1~CH144)及び人工震源(SP)の配置を示す。丘陵側は新第三紀の凝灰岩、平野側は第四系が分布する。国土地理院発行2万5千分の1地形図「桐生」の一部を使用。

Fig. 1 Location of the epicenter and receiver array. The solid star and solid square in the inserted map represent the epicenter and the receiver array site, respectively. In the enlarged map, the layout of the receiver array (from CH1 to CH144) and the artificial source point (SP) are shown. Tertiary tuff dominates in the hill and Holocene deposit in the plain. The base map is from the topographic map "Kiryu" at 1:25,000 scale published by the Geographical Survey Institute of Japan.

である。地震波はショット記録の記録開始前から到来していた。人工震源に起因する振動は震源近傍が最大振幅を示し、オフセット及び走時が増すと急減する。地震波の振幅は人工震源による最大振幅の1000分の1程度である。各CHにおける地震波の振幅はショット記録時間4sの間では顕著な減衰は見られない。

第3図は第2図の走時1.5s~4sの部分のパワースペクトルである。地震時のショット記録では5Hz~20Hzに成分が集中する。受振器は周波数10Hzの速度計で、記録時には3Hz以下の成分はカットしたので、(a)、(b)とも5Hz以下の成分はほとんどない。

3. 考察

第4図は36°Nに沿った太平洋~関東地方の断面である (ISHIDA, 1992を簡略化)。震源は太平洋スラブの上面付近に位置する。

3.1 地震波の波線経路

震源から出た地震波は日本海溝から斜めに沈み込む太平洋スラブをあまり減衰せずに伝わり、屈折しつつ上方のフィリピン海プレート、ユーラシアプレートを通り、アレーへはほぼ真下から平面波として入射したと推定さ

第1表 地震探査諸元

Table 1 Specification of the seismic data acquisition.

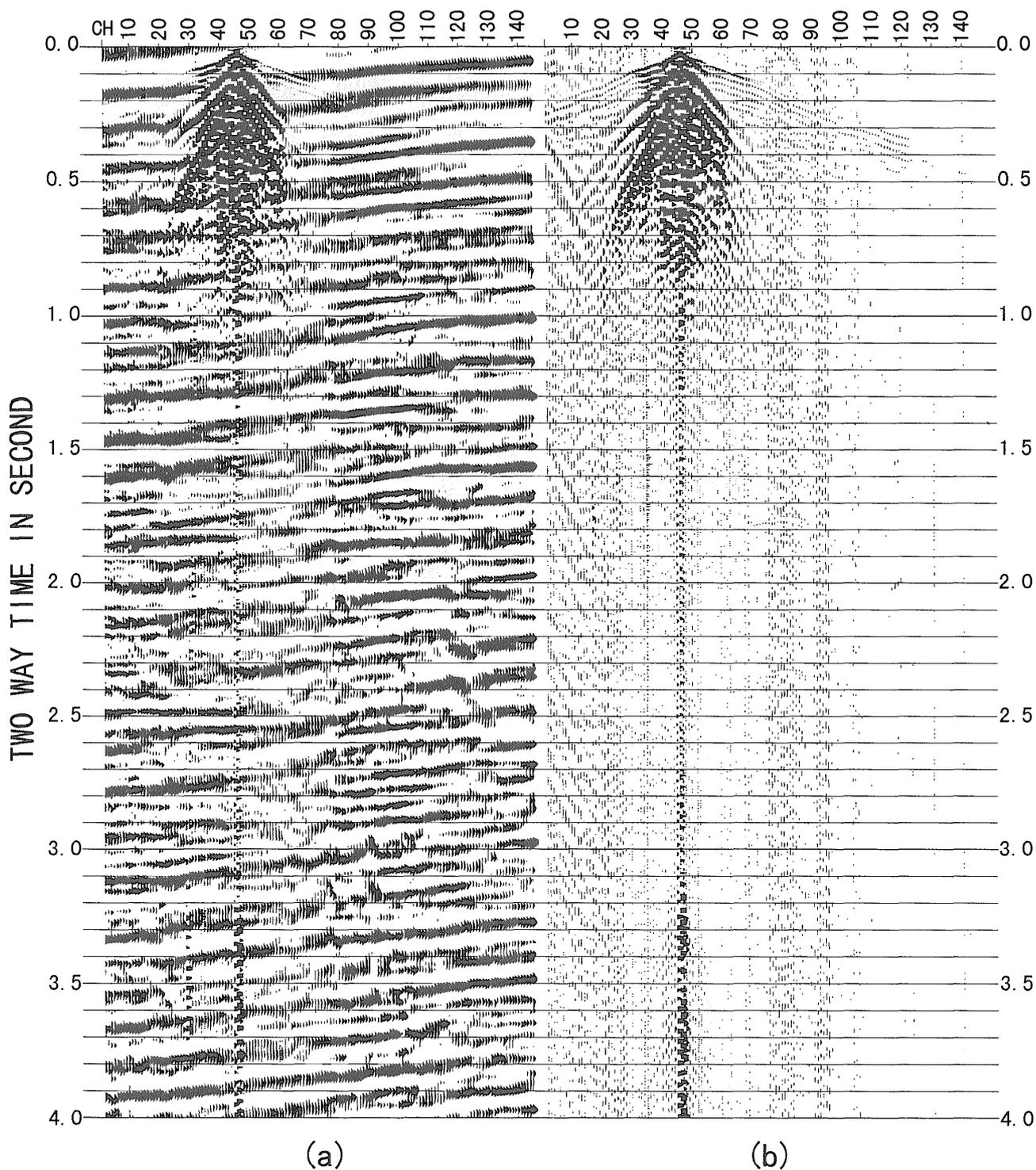
Receiver	MarkProducts UM2
Frequency	10Hz
Receiver Point Interval	10m
No. of Grouping	12/Receiver Point
Seismic Source	400kg Weight Drop from 3m height
Source Point Interval	10m
Source Pattern Shooting	2m Interval x 5/Source Point
No. of Vertical Stack	2/Pattern Point
Recording System	OYO GEOSPACE DAS1 24bit Recording
No. of Channels	144CH
Sampling Rate	2ms
Record Length	4s
Recording Filter	3Hz~125Hz
Source-Receiver Spread	(1~44)-Source Point-(45~144)

れる。アレー両端の走時差に基づいて伝播途中の地震波の種類と深度についてやや定量的に考察する。走時差は地震波の通ったある地層Lの経路差によると仮定し、第5図のような経路を想定する。境界の傾斜や地震波の入射角により経路差は変化するという不確かさはあるが、ここでは地下は成層構造とし地震波の波線経路を大胆に簡略化する。すると地層Lの地震波速度は約4.6km/s (580m/0.125s)と計算される(構造が傾斜していると速度は若干増減する)。もしこれがP波速度であるならばこれに見合う地層Lの深度は上部地殻であり(例えば長谷川(1988)の第4層のP波速度は4.8km/s~5.0km/sである)、そこをP波として通ったと考えられる。一方、これがS波速度であるならば地層Lはマントル上部であり(S波速度は4.6km/s, 金森(1978)による)、そこをS波として通ったと考えられる。

3.2 地震波の種類

地震波は4s以上に渡って減衰せず、全受振点に次々と到来している。また表面波の伝播時に見られる分散もなさそうである。このような特徴から、観測された地震波は直達P波、直達S波、表面波等ではなく、コーダ波であると考えるのが妥当である。西澤ほか(1996)によれば、地殻の不均質部分のサイズが地震波の波長と同程度の場合にコーダ波が強く励起され、KUWAHARA et al. (1997)によれば、Pコーダ波は層構造境界でS波からP波に変換した波で構成される。KUWAHARA et al. (1997)は、関東の自然地震を解析し、Pコーダ波はコヒーレントな位相から成ること、Sコーダ波はランダムな位相から成ることを指摘している。捉えられた地震波はコヒーレンシーが良く、第2(a)図の4s間は地震の初期微動継続時間に相当し記録された地震波はP

地震探査測定時に捉えられた自然地震 (山口)



第2図 ショット記録

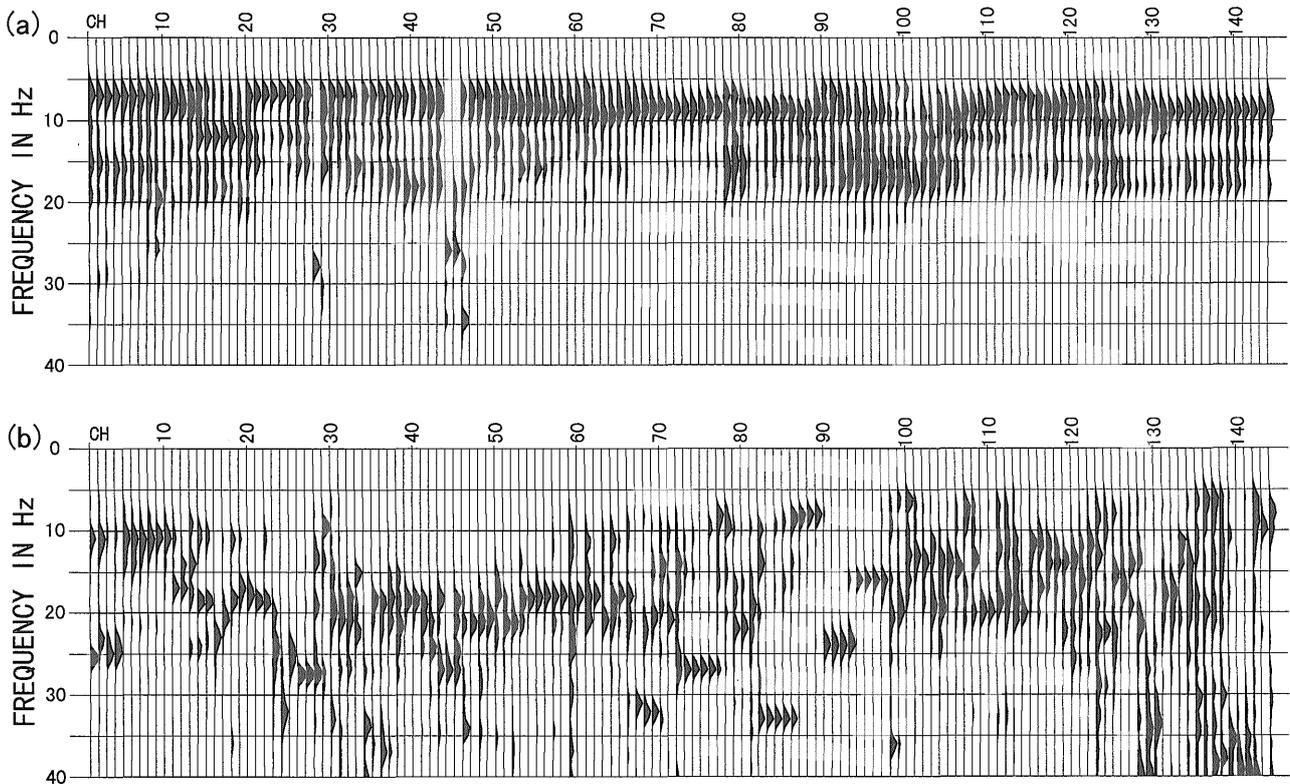
(a)地震時のショット記録 (b)地震3分後の通常のショット記録

各ショット記録の時間方向, CH間及び両ショット記録間で相対振幅を保存して表示している. 受振器アレーの受振点数は144点, 間隔は10m, 長さは1430mで直線状に並び, 人工震源の位置はCH44と45の間である.

Fig. 2 Shot records.

(a) Shot record during the earthquake. (b) Shot record three minutes after the earthquake.

All channels of both records are scaled identically so that relative amplitudes are preserved. The receiver point interval is 10m and the total number of CHs is 144. The array is 1430m in length and almost linear. The position of the artificial source point (SP) is between CH44 and CH45.



第3図 ショット記録の走時1.5秒～4秒のパワースペクトル

(a) 地震時のショット記録 (第2図(a)) のパワースペクトル

(b) 地震3分後の通常のショット記録 (第2図(b)) のパワースペクトル

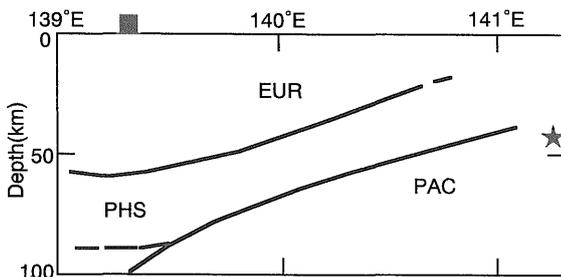
40Hz以下の成分を各CHの最大値がトレース間隔に一致するように表示している。相対振幅は保存していない。

Fig. 3 Power spectra of the shot records in the time window between 1.5s and 4s.

(a) Power spectra of shot record (Fig.2 (a)) during the earthquake.

(b) Power spectra of shot record (Fig.2 (b)) three minutes after the earthquake.

Power spectra up to 40Hz are shown with the largest amplitude equal to the trace width. Relative amplitudes are not preserved.



第4図 震源～受振器アレー間の模式的断面

36°Nに沿う東西方向の断面にユーラシアプレート (EUR), フィリピン海スラブ (PHS), 太平洋スラブ (PAC) の境界が模式的に示されている (ISHIDA (1992) を簡略化). ★は震源, ■は受振器アレーをそれぞれこの断面に投影した位置を示す。

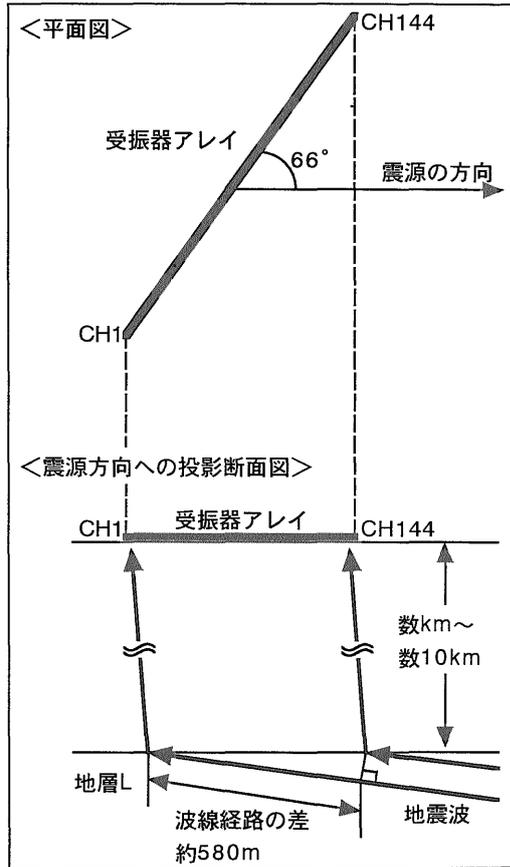
Fig. 4 Schematic cross section between the hypocenter and the receiver array.

The Eurasian plate (EUR), Philippine Sea slab (PHS) and Pacific slab (PAC) are schematically illustrated in the east-west cross section along the latitude 36° N (simplified from ISHIDA (1992)). The solid star and the solid square represent projections of the hypocenter and the receiver array site into the 36° N cross section, respectively.

コーダ波であったかもしれない。しかしながら、例えば震源近傍にある種の低速度部分が存在すれば、直達S波到着後でもコヒーレントなSコーダ波が存在しうるのであるから、コヒーレンシーの良し悪しだけでは、コーダ波がPコーダ波かSコーダ波かは判断できない。

3.3 地震波の振幅とスペクトル

地震時の記録でCH70付近の10数CHは、振幅が相対的に小さく (第2(a)図), スペクトルの形が他のCHとは違う (第3(a)図)。また、記録全体として到達時刻が遅くなると地震波の並びがややばらつく。このような現象は、地表～地下数kmまでの堆積層構造によって引き起こされたと思われる。それは、堆積層の下にある基盤内では地震波は局所的な地下構造の変化を受けにくく (瀨瀬, 1993, 1995), 一般に地表面付近の柔らかい表層で地震波は増幅する (入倉, 1995) からである。地震時の受振器アレーは平野部と丘陵の遷移部分に位置していた (第1図)。第6図に示したアレー直下の反射断面 (山口ほか, 1996) では平野側の水平反射面が丘陵側では断続したり急傾斜になっているように見える。この複



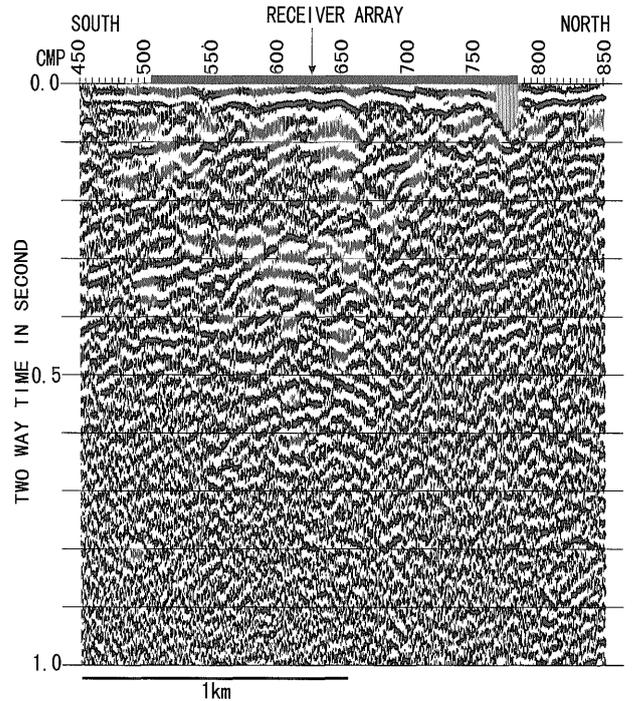
第5図 アレー両端の波線経路差の概念図
Fig. 5 Schematic diagram of difference of ray paths between both edges of the array.

雑な地下構造により地震波振幅の違いや遅い走時での位相の乱れが生じたと考えられる。

4. ま と め

地震探査用の受振器アレーでショット記録に重なった自然地震を偶然に捉えた。アレー両端の走時差から地震波は速度4.6km/s程度の層を通ったことが推定される。その層はP波として通ったとすると上部地殻、S波とするとマントル上部かもしれない。地震波はコヒーレンシーが良く、稠密なアレーの全受振点に4sに渡って減衰せずに次々と到来し、表面波の伝播時に見られる分散現象がなさそうなことから、コーダ波であると考えられる。しかしコーダ波がPコーダ波かSコーダ波かの判断はできない。地震波振幅とスペクトルは全受振点で一様というわけではなく受振点位置により部分的に変わる。これは地下数kmまでの堆積層構造を反映していると考えられる。CMP重合断面でも受振器アレー付近で反射面の傾斜変化、断続が見られる。

謝辞 自然地震の発生時刻や震源位置等は科学技術庁防災科学技術研究所の地震情報データベースから引用し



第6図 アレー直下のCMP重合時間断面
地震時の受振器アレーはCMP505~785（図上部の太線の範囲）に展開されていた。
Fig. 6 CMP stacked time section below the array.
The receiver array was spread between CMP505 and 785 as indicated by the thick line over the section when the earthquake occurred.

た。地震探査の現場作業は日本物理探査株式会社に委託し、人工震源の発震時刻と地震到来時刻の前後関係については同社の松林弘智氏から教えていただいた。地震波の解釈については地震地質部の桑原保人氏から助言をいただいた。本報は地殻物理部の横倉隆伸氏による査読及び同部の内田利弘氏からの助言により改善された。以上の関係者に深謝します。

文 献

- 物理探査学会 (1979) 物理探査用語辞典, 419p.
- 物理探査学会 (1989) 図解 物理探査, 239p.
- 長谷川功 (1988) 地震探査から見た関東平野の基盤構造. 地質学論集, **31**, 41-56.
- 入倉考次郎 (1995) 兵庫県南部地震の震源断層, 強震動と被害の特徴. 物理探査, **48**, 463-489.
- ISHIDA, M. (1992) Geometry and Relative Motion of the Philippine Sea Plate and Pacific Plate Beneath the Kanto-Tokai District, Japan. *JGR*, **97**, B1, 489-513.
- 金森博雄 (1978) 地球の構造. 地球科学1, 岩波書店, 45-98.
- 額 額 一起 (1993) 基盤構造の探査. 地震2, **46**,

- 351-370.
瀨瀬一起 (1995) 首都圏の基盤構造. 物理探査, **48**, 504-518.
- Kuwahara, Y., Ito, H., Kawakatsu, H., Ohminato, T. and Kiguchi, T. (1997) Crustal heterogeneity as inferred from seismic coda wave decomposition by small-aperture array observation. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **104**, 247-256.
- 西澤 修・雷 興林・佐藤隆司 (1996) 不均質媒質での地震波伝播モデル実験-レーザドップラー速度計を用いた波動計測-. 地調月報, **47**, 209-222.
- 須藤定久・田島順子・木崎嘉雄 (1976) 群馬県太田～大間々地域の第三紀火砕岩類. 地質学論集, **13**, 241-249.
- 山口和雄・加野直巳・横倉隆伸・木口 努・横田俊之・松島 潤 (1996) 群馬県大間々扇状地における反射法地震探査. 物理探査学会第95回学術講演会講演論文集, 68-70.

(受付: 1998年1月12日; 受理: 1998年3月18日)