傾斜層内における SH 波の全反射伝播

国立防災科学技術センター 木 下 繁 夫

(昭和 60 年 12 月 3 日受理)

Propagation of Total Reflected Plane SH Pulses in a Dipping Layer

Shigeo KINOSHITA

National Research Center for Disaster Prevention

(Received December 3, 1985)

In order to investigate the earthquake response of thick sedimentary layer on the pre-Tertiary basement in the Tokyo metropolitan area, the National Research Center for Disaster Prevention has established a small-scale strong-motion observation array at the Fuchu area in the west of Tokyo. In this paper, we report an earthquake response of sedimentary layer for the shallow earthquakes whose epicenters are located in the west of the array. The response characteristics of sedimentary layer for SH waves may be summarized as follows:

(1) A SH pulse train produced by total reflections at the upper boundary of dipping basement, is observed during the earthquakes whose shallow origins are located in the west of the array. The pulse train is modulated by the sedimentary layer and becomes a predominant pseudo-Love wave which appears just after the direct SH pulse in the Fuchu area.

(2) Such pseudo-Love wave is explained even by using a simple dipping layer model and the plane wave approximation. The train of total reflected pulses is calculated by using the Hilbert transform repeatedly.

§1. はじめに

首都圏における先第三紀基盤上の厚い堆積層は、基盤からの入射地震波を変調し、地表地震動特性に大きな影響を与える。この堆積層の速度構造と基盤形状は、爆破探査 [嶋・他 (1981) 等] や深層井を利用した速度検層 [山水・他 (1981) 等] により、次第に明らかになってきている。他方、地表地震動に含まれている堆積層による影響を量的に把握するため、地表での群列観測 [SAMANO *et al.* (1984)] や深層井と地表での同時観測 [木下 (1983)] が速度構造のモデル化と併行して行われている。

国立防災科学技術センターでは、東京西部の府中地殻活動観測施設における観測開始に伴い、この施設を中心とする地域を対象として、堆積層の地震応答特性調査を目的とする小規模な観測網を整備し、1983 年から観測を開始した。この小規模群列観測の目的は、堆積層により生じる卓越振動の形態を 2 次元的に把えることである。この地域では、基盤面が東西方向に傾斜しているため、浅い震源の地震に対して、堆積層による卓越振動は、地震の発生場所により全く異なる形態を示している。特に、西方に震源を持つ地震の場合には、東方への傾斜基盤面で全

Fig. 1. The Fuchu small-scale array.

反射しながら堆積層内を伝播する波が観測されることがある。本稿では、この全反射伝播により生ずる堆積層の卓越振動を SH 波について考察する。

§2. 観測概要

府中地域における観測点配置を Fig. 1 に示す。府中地殻活動観測施設 (FCH: 北緯 $35^{\circ}39'02.4''$, 東経 $139^{\circ}28'25.1''$, 標高 44.71 m) を中心として, 3 km 程度の距離にある稲城市消防本部 (ING), 多摩市水道事務所 (TMA), 東芝府中工場 (KFC), 都立府中工高 (HFC) 及び 6 km 離れた航空宇宙技術研究所・調布分室 (CHF) の 6 地点では, 速度帰還型加速度計

Fig. 2. Frequency characteristics of velocity type seismometer.

の帰還回路に電流積分器を組み入れた速度計が地表 (CHF では 1 階床) に設置されている。この速度計は, Fig. 2 に示す様な周波数特性を持つものである。中心観測点 FCH では地中地震観測が行われている。地震計の設置深度は, 1 m, 200 m, 500 m 及び 2,750 m であり, 設置換振器は, いずれも, 力平衡型加速度計である。これらの観測は全て 3 成分観測であり, 記録間の同期をとるため, 常時 5 ms 以内の精度を持つ刻時コードとともに各収録器に記録されている。CHF を除く地表速度計の収録部は IC メモリーで構成されており, 地中加速度計の出力は全て 1 台のデジタル収録器に記録されている。また, CHF での収録は, 当初

Fig. 3. Velocity waveforms of the NS-component observed at the Fuchu array during the Eastern Yamanashi Pref. Earthquake of Feb. 14, 1984 ($M=5.2$). S_0 is a direct SH pulse. S_1 and S_2 are SH pulses reproduced by total reflections at the upper boundary of the pre-Tertiary basement.

アナログ記録であつたが途中でデジタル記録に変更されている。現在、いずれの収録器においても、標本化はサンプル当り 12 ビット、標本化間隔は 20 ms であり、10 s の信号遅延後各収録器に記録されている。

府中深層観測井の坑井地質は、鈴木・高橋 (1985) によれば、沖積層 (深度 14 m 迄)、上総層群相当層 (深度 14~1,494 m)、三浦層群相当層 (深度 1,494~2,022 m)、及び先第三紀基盤 (深度 2,022~2,783 m) に分類される。また、第四紀と第三紀の境界が上総層群相当層を 2 分する深度 1,061 m 付近であり、先第三紀基盤面がこの地域で西東方向へ平均 $5^{\circ}\sim 6^{\circ}$ 位

で傾斜していると報告されている。したがって、深度 200 m 及び 500 m に設置された加速度計は、第四紀上総層群相当層内にあり、深層井に設置された加速度計は、先第三紀基盤面から 728 m の深さにある。他方、山水・他 (1981) による S 波速度の検層結果は、第四紀上総層群相当層で 0.78 km/s、第三紀層で 1.19 km/s、及び先第三紀基盤で 2.53 km/s となっている。この検層結果から得られる堆積層による卓越周期は、SH 波の場合 8 s 程度となる。

§3. 傾斜堆積層における SH 波の全反射伝播

瀬尾 (1977) は、1976 年山梨県東部地震 (マグニチュード $M=5.5$) に際して、東京で観測された記録の中に、全反射伝播している S 波のパルス列を見出し、これを報告している。報告では、全反射伝播していると思われるパルス波の地表における出現間隔から、この全反射は基盤上面で起きていると推定している。

本章では、府中地域における観測結果に基づいて、瀬尾の推論を確認する。

3.1. 1984 年 2 月 14 日の地震

1984 年 2 月 14 日に発生した山梨県-神奈川県境の地震 ($M=5.2$) では、傾斜堆積層内を全反射伝播している明瞭な SH 波のパルス列が得られた。この地震における NS 成分記録を Fig. 3 に示す。NS 方向は、ほぼ transverse 方向である。図中の地表記録では、直達波 (S_0) に続いて、全反射波と見做されるパルス波 S_1 、 S_2 が出現している。地中観測記録にも、これらに対応する上昇波と下降波とを識別することが出来る。基盤面で全反射したパルス波は、全反射に伴う位相進みのため、各々異なる波形として観測される。地中記録のうち、深度 200 m と 500 m との記録では、上昇波と下降波は同波形であるが、基盤内 (地中 2,750 m) での波形は、基盤面での全反射のため、入射波と透過波は異なる波形として観測される。このパルス列 S_0 、 S_1 及び S_2 の到来方向と見掛け速度を地表速度記録に基づいて推定した結果が Fig. 4 で

Fig. 4. Vectors showing azimuth of approach and apparent velocity of the SH pulses in Fig. 3. Epicenter azimuth is relative to the site FCH in Fig. 1.

ある。 S_0 の到来方向は、ほぼ震央方向と一致し、推定された見掛け速度は 3.1 km/s 程度である。後続パルス波は、順次見掛け速度が減少し、かつ到来方向が北側に偏っている。この見掛け速度の減少は、基盤面で全反射伝播しているとすれば、基盤の東側への傾斜と調和している。

3.2. ヒルベルト変換による説明

Fig. 3 の観測結果を説明するため、Fig. 5 に示す簡単な 2 層モデルを考える。第 1 層は堆積層に相当し、S 波速度 $V_{s1}=1.0$ km/s、密度 $\rho_1=2.0$ g/cm³ とする。第 2 層は基盤に相当し、S 波速度 $V_{s2}=2.5$ km/s、密度 $\rho_2=2.5$ g/cm³ として、 $\theta_a=5^\circ$ の傾斜を仮定する。さらに、入射波は SH 平面波

とする。現実の堆積層の速度構造と基盤深度の地域性は、この様に単純でないことは自明であるが、解析的取扱いの容易さに加えて、現象の把握を目的とするならば、上記仮定は通常許される範囲である。

このモデルにおいて、第1層から第2層への入射波の臨界角 (θ_c) は 23.58° である。この θ_c を越える入射波に対する第1層内反射波及び第2層内透過波の振幅及び位相進み特性を Fig. 6 に示す。図中で見られる様に、 θ_c 近傍で位相特性は急変するが、反射波及び透過波の位相進みは、各々 180° 及び 90° へ漸近する。このような条件の下で、直達 S 波 (S_0) から発生するパルス列に関する表現式を求める。まず、 S_0 に相当するパルス波を $f_0(t)$ とする。Fig. 5 の2層モデルでは、 $f_0(t)$ と基盤内入射波とは相似である。 $f_0(t)$ は、 $\theta_0 + 2\theta_d$ の角度で基盤面で第1回の全反射を行い、地表に再出するパルス波 $f_1(t)$ との間に次関係式を満たす。

$$f_1(t) = \cos \varepsilon_1 \cdot f_0(t - \Delta t_1') + \sin \varepsilon_1 \cdot \hat{f}_0(t - \Delta t_1') \quad (1)$$

ここで、 ε_1 は全反射に伴う反射波の位相進み、 $\hat{f}_0$ は f_0 のヒルベルト変換波、 $\Delta t_1'$ は f_0 に対して、 f_1 が地表に現われる迄の遅れ時間を示す。この $f_1(t)$ が、 $\theta_0 + 4\theta_d$ の角度で第2回目の全反射 (反射波の位相進み ε_2) を行くと、 S_2 に相当するパルス波は、

$$\begin{aligned} f_2(t) &= \cos \varepsilon_2 \cdot f_1(t - \Delta t_2') + \sin \varepsilon_2 \cdot \hat{f}_1(t - \Delta t_2') \\ &= \cos (\varepsilon_1 + \varepsilon_2) \cdot f_0(t - \Delta t_2) + \sin (\varepsilon_1 + \varepsilon_2) \cdot \hat{f}_0(t - \Delta t_2) \end{aligned} \quad (2)$$

となる。ここで、 $\hat{f}_0(t)$ のヒルベルト変換が $-f_0(t)$ となる性質を用いている。また、 $\Delta t_2 = \Delta t_1 + \Delta t_2'$ 、 $\Delta t_1 = \Delta t_1'$ とした。結局、 $f_0(t)$ が基盤面で N 回全反射したとき、第 n 回目の全反射に伴う反射波の位相進みを ε_n とすれば、地表でのパルス列は次式となる。

$$f(t) = f_0(t) + \sum_{n=1}^N [\cos (\sum_{i=1}^n \varepsilon_i) \cdot f_0(t - \Delta t_n) + \sin (\sum_{i=1}^n \varepsilon_i) \cdot \hat{f}_0(t - \Delta t_n)] \quad (3)$$

Fig. 5. Schematic diagram of the sedimentary layer and the basement distributed under and around the Fuchu array.

Fig. 6. Amplitude and phase advance characteristics at total reflections of plane SH waves. Velocity ratio 2.5 (km/s)/1.0 (km/s) and density ratio 2.5 (g/cm³)/2.0 (g/cm³) are used.

ただし、観測点での堆積層厚を H km とすれば、 $x_0 = H \cos \theta_d / \cos \theta_0$, $y_0 = x_0 \cos (\theta_0 + \theta_d) / \tan \theta_d \cdot \cos \theta_0$ として、

$$\left. \begin{aligned} \Delta t_n &= [(x_n - x_0) + (y_n - y_0) \cdot \sin \theta_0] / V_{s1}, \\ x_n &= H \sin (2n+1 \cdot \theta_d) / \tan \theta_d \cdot \cos \theta_0, \\ y_n &= x_n \cos (\theta_0 + 2n+1 \cdot \theta_d) / \sin (2n+1 \cdot \theta_d), \quad n=1, 2, \dots, N. \end{aligned} \right\} \quad (4)$$

Fig. 7. Examples of direct SH pulse and calculated pulse train reproduced by total reflections at the upper boundary of basement. $\theta_d = 5^\circ$ and $\theta_0 = 14^\circ$ in Fig. 5 are used.

ここで、 S_0 に相当するパルス波として、

$$f_0(t) = 2at / (t^2 + a^2),$$

を用いる。 $\hat{f}_0(t) = 2a^2 / (t^2 + a^2)$ である。但し、 a は任意定数である。式 (3) に基づいて計算された波形を堆積層厚 H をパラメータとして Fig. 7 に示す。Fig. 3 の S_0 , S_1 及び S_2 に相当するパルス波の形状と出現時間を説明していると言える。Fig. 7 の第 4 パルス以後は接近しており、Fig. 3 の観測波から、 S_2 迄の様な明瞭な識別は出来ない。

§4. 卓越波形の類似性

前章で扱った地震を含む山梨県東部から神奈川県境の $M=4 \sim 5$ の地震では、全反射伝播を示すパルス列が多く観測される。1983 年 8 月 8 日の地震 ($M=6.0$) 記録においても、全反射伝播していると思われるが、規模が大きいためパルス列による識別は困難である。一方 1984 年長野県西部地震における府中観測網の記録では、本震 ($M=6.8$) 及び最大余震 ($M=6.2$) とともに直達 S 波の見掛け速度は $3.0 \sim 3.1$ km/s 程度である。山梨県東部の地震においては、直達 S 波の見掛け速度は、 $3.0 \sim 3.2$ km/s である。この 2 つの震源域は、府中観測網からみて、西

となる。ヒルベルト変換を用いる上記の様な取扱いは、ARONS and YENNIE (1950) が音波の全反射伝播を扱うために最初用いたものである。

数値例を考える。 S_0 波の見掛け速度を V_{s0} とすると、Fig. 5 における θ_0 は $\theta_0 = -\theta_d + \sin^{-1}(V_{s1}/V_{s0})$ となる。この θ_0 に対して、地表からの反射波は、 $\theta_0 + 2\theta_d$ の角度で第 1 層から入射するが、これが θ_0 以上ならば全反射伝播が可能である。前節での観測値 $V_{s0} = 3.1$ km/s を代入してみると、この入射角は 23.82° となり確かに全反射伝播することがわかる。以下では、 $\theta_0 + 2\theta_d = 24^\circ$ としてみる。 N 回の全反射後の地表への入射角 $\theta_0 + (2N+1)\theta_d < 90^\circ$ 迄全反射可能であるから、(3) 式において $N=7$ となる。

Fig. 8. Velocity waveforms of the transverse component observed at the Fuchu array during the Western Nagano Pref. Earthquake of Sep. 14, 1984 ($M=6.8$).

側に 20° 以内にある。従つて、長野県西部地震においても、基盤からの入射 SH 波は堆積層内を全反射伝播していると考えられる。

本章では、上記 3 地震 ($M \geq 6.0$) の記録に現われる波形の類似性について整理する。まず、長野県西部地震（本震）における観測記録を Fig. 8 に示す。周期 7~9s の波が卓越し、S 波到達直後から分散している。この周期の波は、府中深層井における速度検層結果からも知られている様に、この地域における堆積層による SH 波系の基本モードの周期である。従つて、Fig. 8 に示した卓越波は、堆積層によるものであることは十分考えられる。そこで、次に、1983 年 8 月 8 日の地震記録を中心周波数 0.125 Hz (8s)、減衰定数 0.2 の帯域通過フィルタで処理した結果を Fig. 9 に示す。この図で、各観測点の波形は見易い様に正規化されているが、Fig. 8 の波形と酷似していることが分かる。さらに、観測点 TMA における上記 3 地震及び前章で扱った地震の観測記録を同様にフィルタ処理した結果を Fig. 10 に示す。波形成長の様子は、この周期帯では地震の規模に依存せずに酷似しており、堆積層固有の過渡応答と考えることが可能であることを示している。

§5. 議 論

前章で、長野県西部地震における府中観測網での記録の卓越波形は、この地域における堆積層によつて生じる過渡応答である可能性があることを述べた。そこで、本章では、§3 で扱つ

Fig. 9. Normalized transverse component observed at the Fuchu array during the Eastern Yamanashi Pref. Earthquake of Aug. 8, 1983 ($M=6.0$). These waves are filtered by bandpass filter with the central frequency of 0.125 Hz and the damping factor of about 0.2.

府中地域の長野県西部地震の記録にみられる LOVE 波的な卓越波は、入射 SH 波が傾斜基盤上面で全反射しながら堆積層を伝播した結果として生じたものとして説明した。一方、都心

た SH 波の全反射伝播により、このような過渡応答が可能であるかを検討する。

堆積層と基盤のモデルとして、再び Fig. 5 のモデルを用いる。Fig. 11 の点線は、入射 SH 波として、 $T_0=8$ s の Ricker wavelet $p(t)$ ($p(t)=0.5\sqrt{\pi}(a-0.5)\cdot\exp(-a)$, $a=\pi^2t^2/T_0^2$) を用いたとき、地表での過渡応答を堆積層厚をパラメータとして、3.2 の方法で計算したものである。

Figs. 8~10 と類似した過渡応答波形が得られることがわかる。次に、長野県西部地震（本震）における府中深層井記録 (Fig. 8 の矢印の部分) を入射波として同様の計算を行った結果を Fig. 11 の実線で示す。Fig. 11 の結果は Fig. 8 の地表観測点記録に見られる過渡波形の成長の様子や分散性が良く示されていると言える。これらの結果は、構造モデルの単純さと初等的な計算法にもかかわらず、観測事実を比較的無難に説明している。

Fig. 10. Bandpass filtered waveforms at the site TMA for four shallow earthquakes whose epicenters are located in the west of the Fuchu array.

部では, Love 波的な波の成長が, 府中地域のように S 波到達直後ではなく, その 30~40 s 後から観測されている. Fig. 12 はその 1 例であり, 長野県西部地震における気象庁 1 倍強震計 (大手町) の SN 成分記録である. そこで, 府中地域の観測記録の説明に用いた方法で, 都心部における Love 波的な波の成長を考察する. 都心部は, 府中地域のように基盤傾斜角は大きくなく, ほぼ平坦であるとされている. したがって, Fig. 5 のモデルを多少変更して, Fig. 13 に示す 2 つのモデルを扱うことにする. 両モデルとも, (1) は堆積層を, (2) は基盤を各々示す. また, S 波速度等は図中に示した値を用いた. 入射波としては, $T_0=8$ s の BERLAGE 関数 $p(t)$ ($p(t)=0, t<0$; $p(t)=t^2 \cdot \exp(2-2t/T_0) \cdot \sin(2\pi t/T_0), t \geq 0$) を用いた. 回折波を考慮せず, 直達波と全反射波のみを合成した結果をモデル 1 及び 2 に対応して, 各々,

Fig. 14 及び Fig. 15 に示す. 都心部に相当する $x=50$ km 前後の範囲の波形には, いずれのモデルにおいても, S 波到達後しばらくして Love 波的な波が成長していることが分かる. モデル 1 では, 連続する全反射波による位相の整形が, モデル 2 では, 各全反射波の到達時間の集中がこのような後続波を発生させている. 都心部に現われる卓越波は, この様な平面波近似で取扱えるものとは思えないが, 基盤上面における全反射波の堆積層内伝播が大きく寄与していることを Fig. 14 と Fig. 15 の結果は示している.

Fig. 11. Response waveforms calculated for the two layers model with $\theta_d=5^\circ$ and $\theta_0=14^\circ$ in Fig. 5. As the incident wave for the response shown by solid line, the data between two arrows in Fig. 8, obtained at the bottom of the Fuchu deep borehole are used. The Ricker wavelet with central period of 8 sec is used as the incident wave for the response shown by dotted line.

Fig. 12. Displacement waveform of the SN-component obtained at the JMA (Ohtemachi) during the Western Nagano Pref. Earthquake of Sep. 14, 1984 ($M=6.8$).

Model 1

Model 2

Fig. 13. Two models used for calculating the earthquake responses at about $x=50 \text{ km}$, where corresponds to the central part of Tokyo.

§6. ま と め

首都圏における先第三紀基盤上の厚い堆積層の地震応答を調べるために、東京西部の府中地域において小規模な観測網を展開している。本稿では、観測記録に基づいて、観測網西方に震源をもつ浅発地震に対する1応答を考察した。結果として、次の2点を得た。

(1) マグニチュード4~5の地震では、浅い入射角を持つ直達SHパルス波が都心方向へ傾斜する基盤面で、繰り返し全反射し、堆積層を伝播することによって生じるパルス列が観測される。このパルス列は、マグニチュード7程度の地震においては、Love波的な卓越波に成長し、府中地域では、直達SH波到達直後から観測される。

(2) この卓越波は、簡単な2層モデルと、平面波近似に基づいて全反射波をヒルベルト変換により計算し、これを重ね合わせることで説明される。

なお、基盤傾斜角の大きい東京西部と、その延長で基盤がほぼ平坦な都心部とでは、上記卓越波の成長の様子は異なる。

Fig. 14. Calculated response waveforms for model 1 in Fig. 13. The Berlage function with the central frequency of 0.125 Hz is used as the incident wave with $\theta_0=14^\circ$.

Fig. 15. Calculated response waveforms for model 2 in Fig. 13. The Berlage function with the central frequency of 0.125 Hz is used as the incident wave with $\theta_0=14^\circ$.

謝 辞

強震観測の実施に当り、東京都総務局災害対策部企画課、稲城市消防本部、多摩市水道事務所、東芝府中工場、都立府中工業高校及び航空宇宙技術研究所調布分室の関係各位には大変お世話になった。厚く御礼申し上げる。また、府中観測施設における観測と記録編集には、国立防災科学技術センター高橋末雄氏、伊藤健治氏及び御子柴正氏の御援助をいただいた。同センター岡田義光氏には、原稿作成に当り、有益な助言とともに不備を指摘していただいた。記して、感謝の意を表します。なお、一倍強震計の記録は、気象庁地震火山部地震津波監視課より借用させていただいた。御好意に対し厚く御礼申し上げます。

文 献

- ARONS, A.B. and D.R. YENNIE, 1950, Phase Distortion of Acoustic Pulses Reflected from a Medium of Higher Sound Velocity, J. Acoust. Soc. Amer., **22**, 231-237.
 木下繁夫, 1983, 表層地盤の減衰特性に関する考察, 土木学会論文報告集, **330**, 15-25.
 SAMANO, T., H. YAMANAKA, and K. SEO, 1984, Ground Motions Excited by Deep Tertiary Deposit, Proceedings of the 8th WCEE.
 鈴木宏芳・高橋博, 1985, 府中地殻活動観測井の作井と坑井地質, 防災科学技術センター研究速報, **64**, 1-84.

瀬尾和大, 1977, 1976 年山梨県東部地震の観測記録にみられる東京の基盤構造の影響, 学会講演予稿集, No. 2, 148.

嶋 悦三・柳沢馬住・工藤一嘉・瀬尾和大, 1981, 東京の基盤構造その 5, 第 7 回, 第 8 回, 第 9 回, 夢の島爆破実験による地下深部探査, 地震研究所集報, 56, 265-276.

山水史生・高橋博・後藤典俊・太田 裕, 1981, やや深い構造の S 波速度 (III)——府中 2750 m 観測井における測定とまとめ, 地震, 2, 34, 465-480.