

## 39. 伊豆半島における S 波地下構造の推定

地震研究所

}	工藤一嘉
	座間信作
	柳沢馬住
	嶋悦三

(昭和53年8月29日受理)

### 1. はじめに

固有周期の長い構造物への地震入力を考える、すなわち周期約1秒以上の強震地動を理解するためには、震源から構造物設置点までの平均的地下構造、あるいは構造物の置かれている直下のやや深い(数 km 程度)地下構造を知ることが、震源のメカニズム解明と同等以上に重要である。1968年十勝沖地震との関連で実施された八戸市の基盤探査〔岡田(1971)〕、首都圏で実施されている基盤探査〔嶋・他(1976a, 1976b, 1978)〕、深井戸を利用した S 波速度の測定〔太田・他(1977)〕等は上記の観点からの代表的な研究と言える。しかし、日本全土から見れば、ほんの一握の部分を知るに過ぎない。種々の機会を利用し、広く地下構造(特に S 波速度)を知る努力がはらわれるべきであろう。

1978年1月14日に伊豆大島近海で  $M=7.0$  の地震が起きた。我々は伊豆半島下の S 波速度構造を知るべく伊豆半島北部5個所で余震観測を実施した。余震域に可能な限り近づき、表層付近の S 波速度の決定を目的とした。一方表面波も地下構造の情報をもたらす。

Table 1. List of temporary stations and E. R. I. network in the Izu Peninsula for the observations of aftershocks.

Name	Code	Lat. N.	Long. E.	Alt.
蔵春院	ZOS	35°00'39.4"	138°57'42.3"	60 m
大仁	OHT	34°59'13.1"	138°57'47.7"	80 m
修善寺 ゴルフ場	CTC	34°57'44.5"	138°57'19.7"	180 m
雲金	KMG	34°56'06.5"	138°56'42.8"	150 m
与市阪	YOI	34°52'24.5"	138°56'24.6"	380 m
奥野	OKN	34°55'55"	139°04'14"	140 m
奈良本	NRM	34°49'35.8"	139°03'52.2"	200 m
河津	KWZ	34°45'45"	138°59'24"	65 m
禰宜畑	NGH	34°48'44"	138°49'41"	160 m
市山	ICY	34°54'11.9"	138°55'59.9"	210 m
筈木	HOK	34°51'00.0"	139°02'31.2"	200 m

本論文では伊豆半島周辺にある気象庁1倍強震計によって得られた記録(1974年伊豆半島沖地震および今回の地震の最大余震)を用い、Love波の群速度分散から、S波地下構造を推定し、余震観測の走時解析から得られる結果と比較した。

## 2. 余震観測とその走時解析

### 2.1. 観測概要

地震研究所地震予知センターから、今回の余震が、伊豆大島から伊豆半島西部まで広く分布しているという情報を得、我々の観測点を配置した。すなわち、余震域のうち、稲取付近から西北西に伸び、天城峠から猫越峠付近に達する部分の余震を観測することとし、

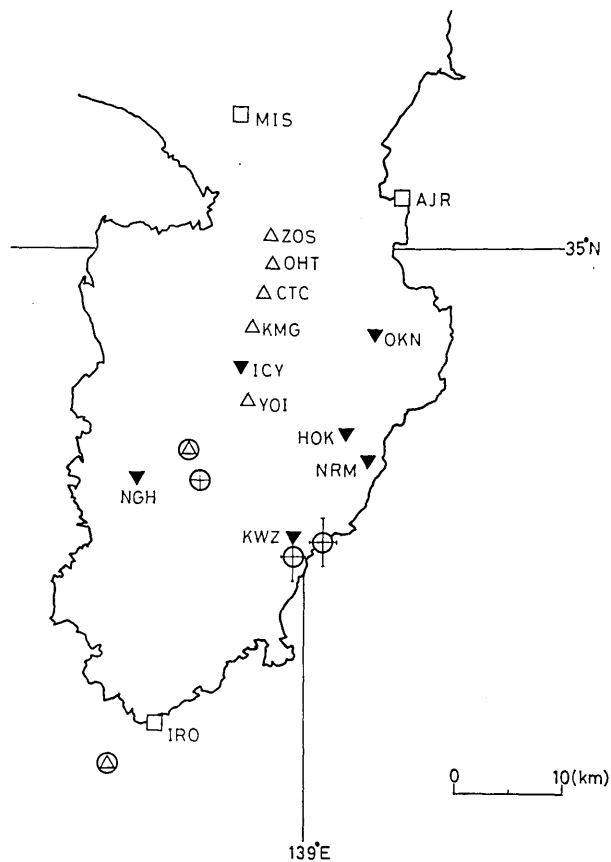


Fig. 1. Location of the seismological stations in the Izu Peninsula. Epicenters of aftershocks are shown by  $\oplus$ . Error bars of foci are also shown in the figure.

$\triangle$  Temporary stations for the observations of aftershocks.

$\blacktriangledown$  E.R.I. network.

$\square$  J.M.A. stations

$\odot$  Foci of Izu-Hanto-Oki earthquake and the biggest aftershock of Izu Oshima-Kinkai earthquake.

ほぼ南北の測線上に5点〔与市阪 (YOI), 雲金 (KMG), 修善寺ゴルフ場 (CTC), 大仁 (OHT), 蔵春院 (ZOS)〕の観測点を設置した。観測点の位置は Table 1 および Fig. 1 に示してある。

観測は1978年1月20日12時から16時までの4時間行った。

ZOS では3成分地震計 (MARK PRODUCT 社製, 固有周期 0.5 秒, 減衰定数 0.6) の出力を増幅しカセットデータレコーダー (SONY FRC-1402D) に録音した。時刻は J. J. Y. によった。他4点は上下, 東西の2成分 (地震計は GEO SPACE 社製, 固有周期 0.22 秒, 減衰定数 0.6) 観測で, 増幅器, 水晶時計が組み込まれた手製のデータレコーダー (FM) に記録した。時計の校正は観測前後3回行っているので 1/100 秒程度の精度は確保されている。

観測方式は, ZOS のみを有人観測 (モニター付) とし, 他点は無人観測で45分あるいは60分毎に車を使ってテープの交換・回収を行った。全観測点で12時から16時までの全時間観測をめざしたが, 道路が一部被災していた (与市阪付近) こともあり, テープ交換に手間取り, 観測できなかった時間帯もある。

最北端の ZOS で得られた地震数は38個で, 短時間にもかかわらず効率的であった。しかし, 各観測点でのノイズレベルの差 (車が頻繁に通るかどうかの差) や, 先に述べたように欠測の時間帯等の影響で, 全点で観測できたのはわずか4個, 4点で観測できたのが10個であった。

4点以上で観測された余震のうち, *P* 波初動の明確な地震を抽出し, ペン書きレコーダー (送り速度 2.5 cm/sec) で再生し, 位相は 1/100 秒まで読み取った。*P* 波初動の明確な記録は *S* 波初動が不明瞭, またはその逆の場合が比較的多かった。再生記録の一例を Fig. 2 に示す。一人だけによる初動読み取り (特に *S* 波) には系統的な誤差を生じが

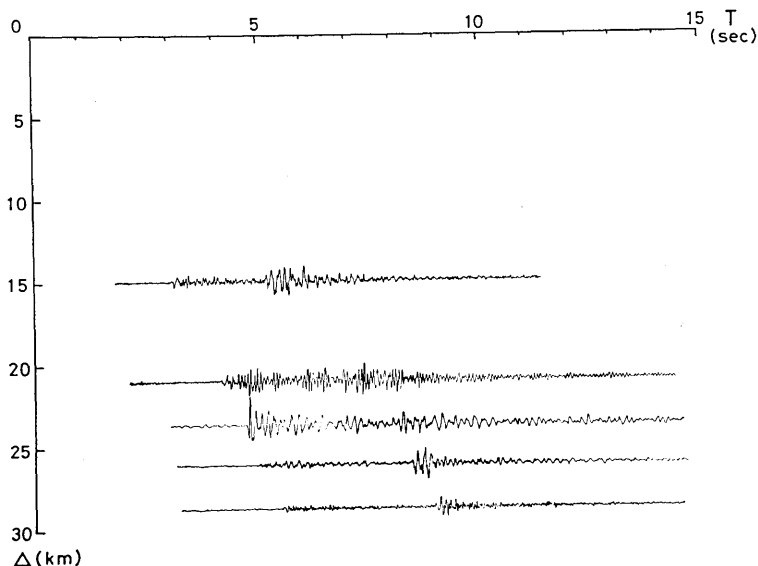


Fig. 2. Seismograms of aftershock No. 2 obtained by our temporary stations

ちである。そこで一人で全く独立に初動の読み取りを行い、片寄りを少なくするようにした。

## 2.2. 震源決定

震源は、各観測での  $S-P$  時間から得られた発震時、空間座標を初期値として、最小自乗法により  $P$  波走時の  $O-C$  残差を最小にするように決められる。用いた地下構造は、伊神 (1977) による伊豆半島下のモデルに基づいており、 $P$  波速度が上から順に、2.8 km/s, 5.4 km/s, 6.0 km/s, 6.8 km/s の4層がそれぞれ 1.0 km, 2.0 km, 15.0 km, 17.0 km の厚さで  $P$  波速度 8.0 km/s のマントルの上に乗っている。

震源決定に使用したデータは、我々の余震観測点のうち4点以上で観測されていて、かつ地震研究所地震移動観測班による観測点〔奥野(OKN), 市山(ICY), 奈良本(NRM), 河津(KWZ), 禰宜畑(NGH)〕および堂平微小地震観測網の箒木(HOK)で観測され、読み取りが可能な地震を用いた。他観測点のデータを用いた理由は、ほぼ一直線上にある我々の観測からの震源決定では、その精度が悪いことが予想されたからである。ところで異なった観測システムのデータを一緒に使用して震源決定を行う場合、絶対時刻が問題となるが、地震移動班の観測点ではNHKの時報をトレース上に入れることにより0.1秒以内の精度が保たれており〔津村・他(1977)〕、今回の解析には問題とならない。

上記の条件下で使用できた地震数は5個、そのうち震源決定で解が安定し、誤差の小さいものは3個であった。各震源要素を Table 2 および Fig. 1 に示す。

Table 2. Origins of aftershocks.

Aftershock	Origin time	Lat. N.	Long. E.	Depth
No. 1	12 <sup>h</sup> 40 <sup>m</sup> 14.1 <sup>s</sup> (±0.3 sec)	34°48.44' (±1.0 km)	138°53.52' (±1.0 km)	6.6 km (±3.3 km)
No. 2	12 <sup>h</sup> 41 <sup>m</sup> 09.0 <sup>s</sup> (±0.4 sec)	34°45.34' (±2.2 km)	139°01.27' (±1.1 km)	4.4 km (±2.4 km)
No. 3	13 <sup>h</sup> 48 <sup>m</sup> 59.2 <sup>s</sup> (±0.4 sec)	34°44.65' (±2.3 km)	138°59.29' (±0.9 km)	4.8 km (±1.9 km)

Fig. 1 を見ると、南北方向の誤差が大きく現われているが、これは震源に対し観測点が北側に偏しているためであろう。但し No. 1 の地震は、観測点が震源を取り囲むように配置されているため、比較的精度良く求まっている。

求まった3個の震源と我々が設置した余震観測点は、幸いにもほぼ一直線上にのっている。

## 2.3. 走時解析と S 波速度構造の推定

自然地震を用いた速度構造の決定に関して、近年では例えば Inversion 法を適用した CROSSON (1976) の研究がある。この方法によれば震源要素と速度構造を同時に決定でき便利であるが、そのためには多くの情報を備えた多数のデータを必要とするため、今回のデータでは適用できない。したがって通常の走時解析を試みる。

人工地震による地下探査に比べ、自然地震を用いた解析では、例えば震源の位置、発震

時等が正確でない、あるいは近似的にも地表震源とみなすことができない事等による困難性がある。我々が今回目的としたのは地表下数 km 程度の地下構造（特に S 波速度構造）を知ることにあるが、求めた震源は数 km の深さである。したがって我々の観測点の範囲（震央距離  $\Delta$  が約 30 km 以内）では、最小走時の地震波は直接波であることが予想され、浅い構造に対しては屈折法の適用が意味をなさない。また後続相も顕著には見い出せないで、次のように、伊神 (1977) による P 波速度構造を前提とした便宜の方法で、S 波速度構造を推定することにした。

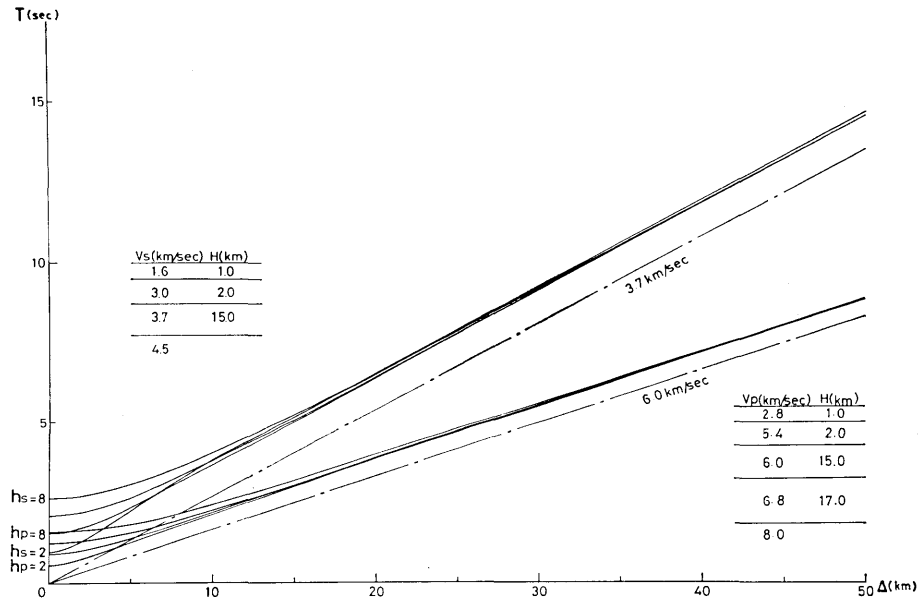


Fig. 3. Theoretical travel time curves of various focal depths, from 2 to 8 km, for P and S waves.  $h_p$  and  $h_s$  in the figure show the focal depths for P and S waves respectively. Crustal structures used in the computation are also shown.

震源決定で仮定した速度構造を用い、震源の深さ ( $h_p$ ) をパラメーターとして P 波理論走時を示したのが Fig. 3 である。震源の深さが数 km の範囲で変化しても  $\Delta$  が 10 km 程度以上では、走時 ( $T$ ) はほとんど変わらない。また S 波速度構造に対する理論走時も同様の事が言える (Fig. 3)。したがって先に求めた深さの異なる 3 個の地震に対するそれぞれの走時を重ねても特に問題はない。

このようにして我々の観測点で得た走時（塗りつぶし）及び移動観測班による観測点での走時（口以外の白ぬき）をプロットしたのが Fig. 4 である。マークの形は地震毎に対応させてある。各々の P 波走時が 1 つの走時曲線によくのことは、震源決定の精度が比較的良いことから理解される。S 波走時についても 1 つの走時曲線にのっている。しかも我々の測線とは異なった方向に位置する移動班による観測データも比較的良く走時曲線にのることから、近似的には水平構造を仮定してもさしつかえなからう。

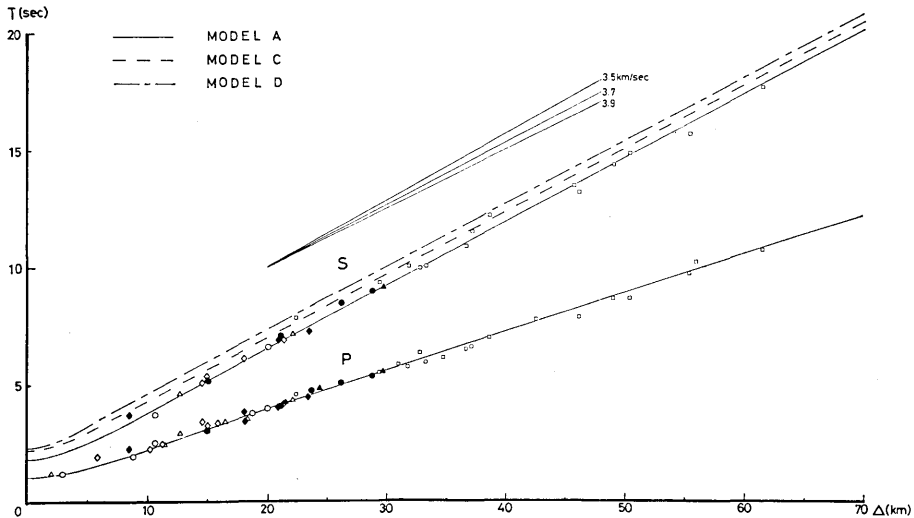


Fig. 4. The travel time graph for  $P$  and  $S$  waves.  $\diamond$ ,  $\circ$  and  $\triangle$  correspond to the aftershocks No. 1, No. 2 and No. 3 respectively. Travel time curves for assumed models are also shown. solid: authors data, open except square: E.R.I. data, open square: J.M.A. data.

さて、Fig. 3 の理論走時からすれば  $\Delta \geq 10$  km では  $\Delta/T$  は第3層の速度にほぼ等しいことが分かる。Fig. 4 から  $P$  波および  $S$  波の  $\Delta/T$  を読み取ると、それぞれ 6.0 km/s, 3.7 km/s が与えられる。

更に、1974年5月9日の伊豆半島沖地震とその余震、1976年8月18日の河津地震および余震、気象庁測候所；石廊崎 (IRO)、網代 (AJR)、三島 (MIS) のデータを加えてみた (Fig. 4 での□印)。但し震源要素、到達時刻等は全て地震月報に依った。なお震源の深さは全て 0–10 km であり、重ね合わせが可能である。今回の余震観測から得られる平均的な走時曲線の延長上に、気象庁のデータが比較的良くのっている。したがって、 $P$  波速度 ( $V_p$ )、 $S$  波速度 ( $V_s$ ) がそれぞれ 6.0 km/s, 3.7 km/s の層は我々が観測した領域内に限らず、ほぼ伊豆半島全域に存在していると考えられる。

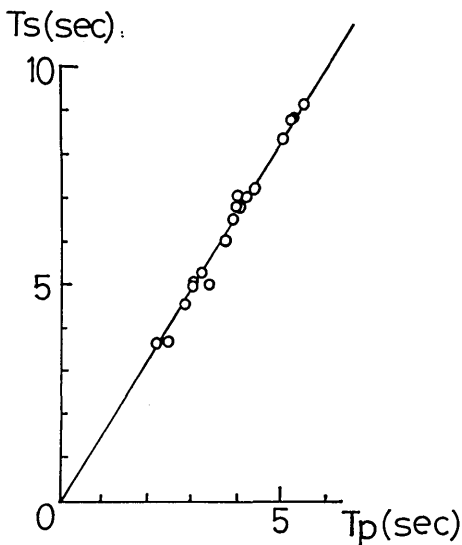


Fig. 5. Plots of  $P$  wave travel times vs.  $S$  wave travel times.

$V_s = 3.7$  km/s 層の上層の速度が未知であるが、それを推定するために、 $P$  波走時対  $S$  波走時の関係を求めてみた (Fig. 5)。厳密性を無視すれば、その傾きは平均的な  $V_p/V_s$  を与え、1.67と読める。伊神(1977)

による  $P$  波速度構造を前提とし、各層の Poisson 比が等しいとすれば、 $V_s$  は表層から 1.68 km/s, 3.24 km/s, 3.6 km/s の順となる。しかし走時の方から第3層の  $V_s$  は 3.7 km/s が適当であったから、表層の  $V_s$  は前記の値よりやや小さい値を採用すべきであろう。

試みに、 $V_s$  を表層から 1.6 km/s, 3.0 km/s, 3.7 km/s とした時の理論走時（震源の深さ=5.0 km）を描いてみると、Fig. 4 の実線の如くなり、平均的に観測走時を良く説明する。今この地下構造をモデル A とする。

勿論この地下構造モデルはユニークではなく、観測走時を説明する他のモデルも導入可能である。今後任意性を除去し得るデータを蓄積したいと考えている。

### 3. Love 波と S 波地下構造

#### 3.1. 群速度の分散

余震観測とその走時解析からは、表層の速度構造に任意性を持たせざるを得なかった。一方、表面波は表層の S 波速度構造に大きく支配される、言い換えれば表面波を用いて表層の速度構造を推定することも可能である。

気象庁観測網の1倍強震計で得られた記録の中から、1974年伊豆半島沖地震の三島測候所 (MIS)、1978年伊豆大島近海地震の最大余震の三島および石廊崎測候所 (IRO) の記録を解析した。これらの震源および観測点は、Fig. 1 (◎および□印) に示すようにほぼ南北に配置されており、記録の EW 成分は SH 波のみをとらえていると考えてもさしつか

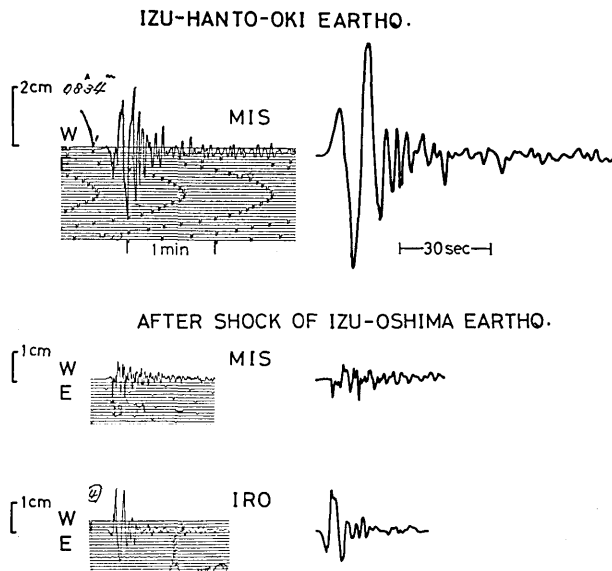


Fig. 6. EW components of ground motions of 1974 and 1978 events observed at Mishima and Irozaki with (right) and without (left) instrumental response. The natural period, damping ratio and static magnification of the instrument are 6.0 sec, 8 and 1 respectively.

えない。また余震観測との関連も含めて、地下構造を推定する作業に都合の良い配列である。

これらの記録を SMAC-READER によって 0.2[秒毎]に読み取り、円弧補正〔佐藤(1973)〕, spline 関数による補間〔斉藤(1974)〕および地震計の特性補正(フーリエ変換法による)を行ない実地動を求めた。但し20秒以上および1秒以下の成分を除いた。原記録および実地動の各 EW 成分のみを Fig. 6 に示す。

松崎(1975)によれば1974年伊豆半島沖地震の発震時は5月9日8時32分37.8秒、震源は $34^{\circ}37.2'N$ ,  $138^{\circ}48.6'E$ , 深さ10kmであり、Fig. 1に示した気象庁震源とは若干異なる。また津村・他(1978)による1978年伊豆大島近海地震の最大余震の発震時は1月

15日7時31分47.1秒、震源は $34^{\circ}51'N$ ,  $138^{\circ}53'E$ , 深さ7kmである。三島、石廊崎の位置はそれぞれ( $35^{\circ}06.7'N$ ,  $138^{\circ}55.8'E$ ) および ( $34^{\circ}36.0'N$ ,  $138^{\circ}50.8'E$ ) である。震央距離は、伊豆半島沖地震一三島の場合が56km, 伊豆大島近海地震の最大余震一三島が29km および石廊崎が27km である。

いずれの場合も震央距離が小さく、波群が明瞭に分離することは望めないし、initial phase の影響も無視できない。しかし2つの震源が浅いことから、Love 波が励起されていることを想定し、moving window, multiple filter 法〔例えば DZIEWONSKI *et al.* (1969), CARA (1973)〕によって波動エネルギーの時間的推移を調べた。フィルターは  $\exp\{-\alpha(\omega-\omega_0)\}$  のガウス型を用いた。ここで  $\alpha=1/\Delta\omega$ ,  $\Delta\omega=0.2\omega_0$  および  $\omega_0$  = 中心角周波数。また time window の時間幅は  $2\pi/\omega_0$  とし、その両端3割に cos 型の重みをかけた。

Fig. 7は上記のようにして時間(群速度)と周波数の関数として求まるパワー振幅に対しピーク値からの減衰を5dB毎の等高線で描いたものである。等高線の山(Fig. 7の破線)をたどれば群速度が求まる。群速度の分散は明瞭であるとは言いがたいが、Fig. 8に示すように3記録の解析結果を同時に並べてみると3

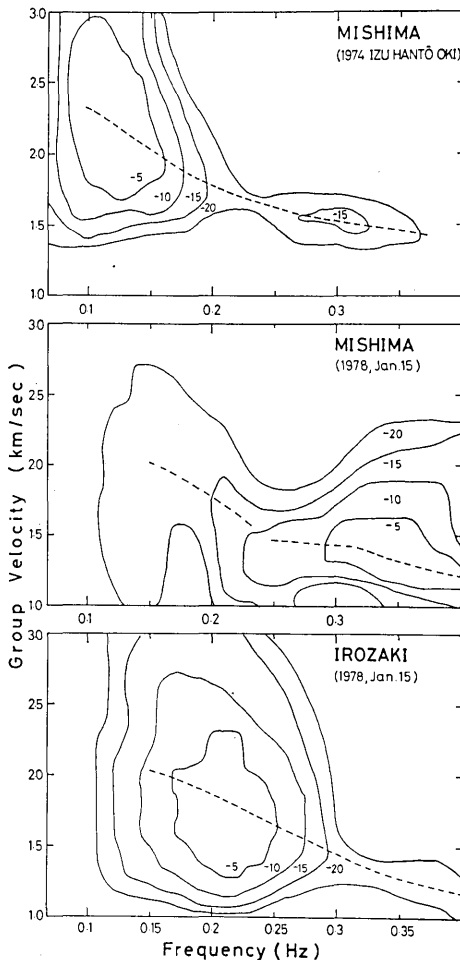


Fig. 7. Contour plots of power density against group velocity and frequency. Numbers on the contours show values relative to the peak value in decibels. Broken lines show ridges of the contours.



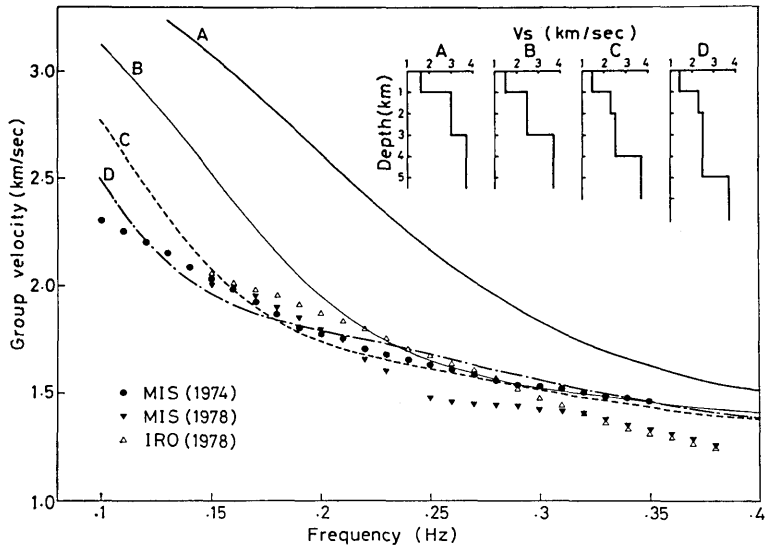


Fig. 8. Group velocity dispersion curves of fundamental mode Love waves for four models, plotted against observed data (solid circles and solid and open triangles).

者とも良く重なり合い、群速度には明らかな周波数依存性が見られる。この群速度の分散を説明するS波速度構造の推定を試みる。但し先にも述べたように、initial phaseの影響を考慮していないし、震央距離が小さいにもかかわらず特に分解を高める操作〔例えばCARA (1973)〕をしていないため、ここで得られた結果はS波速度構造を推定するための一つの目安と考えて議論を進める。

### 3.2. S波速度構造の推定

走時解析で導入したモデルAによる基本モードのLove波( $L_0$ )の群速度分散曲線はFig. 8の太い実線のようになり、観測値とは遠く隔っている。モデルAの表層の $V_s$ が大き過ぎるか、もしくは層厚が小さいという予想がたつ。つまり走時解析で望ましいS波速度構造よりも、Love波ではいわゆる“軟い”構造にする必要がある。走時解析で導入したモデルAの第3層 $V_s=3.7$  km/sは動かし難いが、第1, 2層の $V_s$ はユニークではなく、ある範囲では操作可能である。

そこでモデルAにおける第1, 2層の $V_s$ を小さくしてみた(モデルB)。モデルBによる $L_0$ の群速度分散はFig. 8の実線の如くなり、0.22 Hzより高周波では観測値と合ってくる。さらに低周波領域を合うようにするため、第2層に相当する層厚を大きくした(モデルCおよびD)。このようにすると0.15 Hzあるいは0.1 Hzから0.3 Hz程度までは観測値と符合してくる。但し低周波側はinitial phaseの影響があるので詳細な議論をすべきではない。むしろこれらのモデルを用いて観測された地震波形をシュミレートできるかどうかを吟味した方が良い。次に1974年伊豆半島沖地震の三島における気象庁1倍強震計の記録と、ここで導入した地下構造モデル(B, C, D)による理論記録との対比を

Table 3. Shear wave structure models

model	L. No.	Vs (km/sec)	$\rho$ (g/cm <sup>3</sup> )	H (km)	model	L. No.	Vs (km/sec)	$\rho$ (g/cm <sup>3</sup> )	H (km)
A	1	1.6	2.3	1.0	B	1	1.5	2.2	1.0
	2	3.0	2.6	2.0		2	2.5	2.5	2.0
	3	3.7	2.8	15.0		3	3.7	2.8	15.0
	4	3.9	3.0	$\infty$		4	3.9	3.0	$\infty$
model	L. No.	Vs (km/sec)	$\rho$ (g/cm <sup>3</sup> )	H (km)	model	L. No.	Vs (km/sec)	$\rho$ (g/cm <sup>3</sup> )	H (km)
C	1	1.45	2.2	1.0	D	1	1.45	2.2	1.0
	2	2.3	2.5	1.0		2	2.3	2.5	1.0
	3	2.5	2.5	2.0		3	2.5	2.5	3.0
	4	3.7	2.8	15.0		4	3.7	2.8	15.0
	5	3.9	3.0	$\infty$		5	3.9	3.0	$\infty$

試みる。

なお各地下構造モデルの諸要素は Table 3 にまとめて示してある。

### 3.3. 理論記象

HASKELL (1964), BEN-MENAHEN and HARKRIDER (1964), HARKRIDER (1964, 1970), SAITO (1967) によって確立されている表面波の excitation theory に基づいて Love 波の理論記象を計算した。なお震源時間関数は単純な ramp 関数を仮定し、移動震源の効果は BEN-MENAHEN (1961) によった。ここでは長周期構造物への地震入力問題に主眼を置いている。したがって対象とする周期は数秒程度の所で長くても10数秒前後である。これからの議論を周期10秒程度以下に限定すると上記3モデルの角波数はほぼ 0.2 に近いかそれ以上であり、震央距離 50 km 程度以上では far field の近似が可能である [例えば PANZA, SCHWAB and KNOPOFF (1973)]. したがって以下の計算は全て far field の表現を基にしている。

1974年伊豆半島沖地震の震源モデルは松崎 (1975) に依れば; strike=N55°W, dip angle=76°, slip direction=14°, 断層の長さ=20 km, 幅=10 km, 深さ=10 km, 平均くい違い量=1 m, 破壊速度=2.5 km/sec (bilateral), rise time=1 sec, seismic moment=6.6×10<sup>25</sup> dyne·cm である。但し、震源が浅く地表付近の S 波速度が小さければ、震源の深さの微小な変化でも表面波の excitation は大きく変化する [KUDO (1978)] ので、上記震源要素のうち震源の深さだけを任意とし、かつ断層の幅による影響を数値積分によって評価した。つまり深さ方向の全断層線上に等分割したモーメントを 0.5 km 毎に分布させた。

始めに周波数領域で 0.05 Hz から 0.5 Hz まで 0.05 Hz 毎にスペクトル密度を求め、次に逆フーリエ変換を用いて時間領域での Love 波波形を求めた。逆変換の際、0.5 から 0.6 Hz までを 0 として計算した。

Fig. 9 は断層の上端の深さ ( $h$ ) が 4 km, 下端が 14 km とした時のモデル B, C, D による理論 Love 波 (実線) を、観測波 (破線) と共に描いたものである。モデル C に

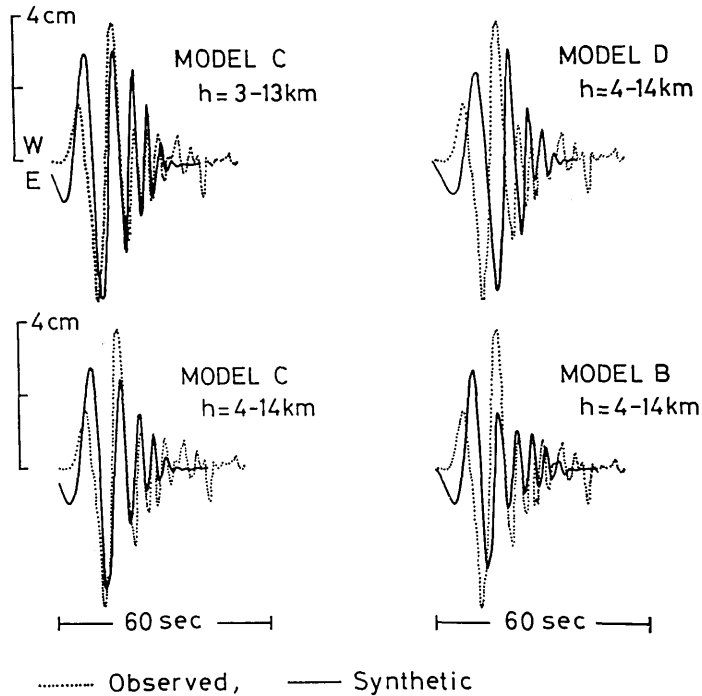


Fig. 9. Synthetic Love waves (solid lines), for 3 underground structure models. Observed waves are also shown in the figure (broken lines).  $h$  in the figure shows the depth of the fault.

関しては  $h=3-13$  km の場合も合わせて示してある。図から明らかなように、4 ケース共振幅に関しては大同小異であるが、振幅の主要部およびその後続波の位相関係が観測波形と調和的であるのは、モデル C だけである。モデル B は短周期が優勢となり、モデル D は逆に長周期が優り位相関係が合わなくなっている。なお高次モードの Love 波は変位波形で見ている限り無視できる。

したがって、Love 波の群速度および波形の対比から伊豆半島の S 波速度構造としてモデル C が適当であると言える。

ここで再度モデル C による理論走時を見ると、Fig. 4 に破線で示すように、かろうじて観測された走時の上限になっているが、平均的には S 波走時が 0.4~0.5 秒程度、系統的に遅れる。この差には観測精度から見て検討する余地がある。しかし、工学では観測波形あるいはスペクトルの説明が最も重要であり、その意味においてモデル C は一応評価できるものと考えられる。

#### 4. おわりに

余震観測による走時を満足する S 波速度の構造モデルと、Love 波の分散および波形を満足する構造モデルとを、今回のデータおよび解析のみでは必ずしも調和的に把握するこ

とができなかったが、暫定的には観測波形をシュミレートできるモデル C が適当であろう。2つの方法から提案されるモデルが調和的でない理由の一つには我々のモデルの選び方の稚拙さによることかもしれない。つまり、 $V_p$ あるいは層厚を変えて走時と分散（または波形）を同時に満足するモデルを作り得るかもしれない。しかしその人為性の強い作業を行なうよりも、例えば少なくとも第1層を爆破観測で押え、任意性を少なくした形で種々のデータの調和をはかるべきであろう。我々は近くその方向でのデータ集積を計画している。また伊豆半島は  $P$  波速度構造も厳密に検討すると、特に表層付近は非常に複雑であり〔浅野、私信〕、 $P$  波速度構造を前提とする解析方法の検討も必要かもしれない。さらに Love 波の解析では波長 30 km から 5 km 程度の波を議論しているため、地表地形の影響も無視できないことによる不一致とも考えられる。

いずれにせよ、理論波形と観測波形の対比の際、地下構造のはたす役割の重要性を理解した。特に固有周期が数秒を越える長大構造物への地震入力を決定論的に設定することを可能とするためには、少なくとも震源から設置点までの平均的  $S$  波速度構造を把握しなければならない。東海地方に予想されている大地震による災害予測にも伊豆半島の  $S$  波地下構造を十分な精度で知る必要があり、早急に新たなデータをもり込んで今回の解析結果を再検討したいと考えている。

## 謝 辞

貴重な観測記録を快よく提供して頂いた気象庁三島・網代・石廊崎各測候所、および種々便宜をはかって頂いた気象庁地震課に深く御礼申し上げます。

地震研究所地震移動観測室および堂平微小地震観測所からは未発表のデータを提供して頂いた。特に唐鎌郁夫氏から時刻等の補正をした読み取り値を提供して頂いた。ここに深く感謝します。また余震観測に協力された東京都土木技術研究所星野務氏に厚く御礼申し上げます。

本研究の計算には、東京大学大型計算機センター（課題番号 5149353001）を利用した。

## 参 考 文 献

- 浅野周三, 1978, 私信  
 BEN-MENACHEM, A., 1961, Radiation of seismic surface waves from finite moving sources, *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, **51**, 401-435.  
 BEN-MENACHEM, A. and D.G. HARKRIDER, 1964, Radiation patterns of seismic surface waves from buried dipolar point sources in a flat stratified earth, *J. Geophys. Res.*, **69**, 2605-2620.  
 CARA, M., 1973, Filtering of dispersed wavetrains, *Geophys. Journ. Roy. astr. Soc.*, **33**, 65-80.  
 CROSSON, R.S., 1976, Crustal structure modeling of earthquake data, *Journ. Geophys. Res.*, **81**, 3047-3054.  
 DZIEWONSKI, A., S. BLOCH and M. LANDISMAN, 1969, A technique for the analysis of transient seismic signals, *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, **59**, 427-444.  
 HARKRIDER, D.G., 1964, Surface waves in multilayered elastic media. I. Rayleigh and Love waves from buried sources in a multilayered elastic half-space, *Bull. Seismol.*

- Soc. Amer.*, 54, 627-679.
- HARKIDER, D.G., 1970, Surface waves in multilayered elastic media. Part II. Higher mode spectra and spectral ratio from point sources in plane layered earth models, *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 60, 1937-1987.
- HASKELL, N.A., 1964, Radiation pattern of surface waves from point sources in a multilayered medium, *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 54, 377-393.
- 伊神 輝, 1977, 静岡県の地下構造, 地震学会予稿集 (秋季), 303.
- KUDO, K., 1978, The contribution of Love waves to strong ground motions, *Second International Conference on Microzonation*, (San Francisco).
- 松崎孝文, 1975, 1974年伊豆半島沖地震の震源過程—Multiple seismic eventsとしての解釈の試み—, 東京大学理学部修士論文.
- 太田 裕・後藤典俊・塩野計司・高橋 博・山水史生・栗原重利, 1977, やや深い構造のS波速度—岩槻 3500 m 地震観測井での測定とその意義—, 地震, [11], 30, 415-433.
- 岡田 広, 1972, 弾性波による八戸市の基盤探査, 北海道大学地球物理学研究報告, 26, 147-167.
- PANZA, G.F., F.A. SCHWAB and L. KNOPOFF, 1973, Multimode surface waves for selected focal mechanisms I. Dip-slip sources on a vertical fault plane, *Geophys. Journ. Roy. astr. Soc.*, 34, 265-278.
- SAITO, M., 1967, Excitation of free oscillation and surface waves by a point source in a vertically heterogeneous earth, *J. Geophys. Res.*, 72, 3689-3699.
- 斉藤正徳, 1974, 時系列解析用のサブルーチン, 地質工学, 9, 27-29.
- 佐藤泰夫, 1973, 地震災害 (河角広編), 共立出版, 119-166.
- 嶋 悦三・柳沢馬住・工藤一嘉・吉井敏尅・一ノ瀬洋一郎・瀬尾和大・山崎謙介・大保直人・山本喜俊・小口雄康・長能正武, 1976, 東京の基盤構造, 地震研究所彙報, 51, 1-11.
- 嶋 悦三・柳沢馬住・工藤一嘉・瀬尾和大・山崎謙介, 1976b, 東京の基盤構造 その2, 地震研究所彙報, 51, 45-61.
- 嶋 悦三・柳沢馬住・工藤一嘉・吉井敏尅・瀬尾和大・黒羽公明, 1978, 東京の基盤構造 その3, 地震研究所彙報, 53, 305-318.
- 津村建四朗・唐鎌郁夫・荻野 泉・酒井 要・高橋正義, 1977, 伊豆半島における群発地震の観測 (1975~1977), 地震研究所彙報, 52, 113-140.
- 津村建四朗・唐鎌郁夫・荻野 泉・高橋正義・神定健二・中村 功・溝上 恵, 1978, 関東および伊豆半島の微小地震観測網による1978年伊豆大島近海地震の前震・余震の観測, 自然災害特別研究報告書, 202039, 1-2.

### 39. On the Shear Wave Underground Structure of Izu Peninsula.

By Kazuyoshi KUDO, Shinsaku ZAMA, Masumi YANAGISAWA  
and Etsuzo SHIMA,

Earthquake Research Institute.

Recently, a technique of synthesizing seismic motions as a given site for an assigned earthquake is demanded for the purpose of antiseismic designing. This demand can be satisfied with theoretical computations provided that we are interested in seismic waves of longer period range, say, than 3 seconds. For this purpose, the information associated with the shear wave underground structure from the source to the site and the source parameters of the earthquake is essential.

We expect a huge earthquake in Tokai area. So, it is necessary to study the underground structure in the area not only for the estimation of damage but also for the purpose of strengthening existing buildings as well as the antiseismic designing of the constructions to be built in the area in the near future.

Since we were informed that the foci of aftershocks of 1978 Izu-Oshima-Kinkai earthquake were clustered in the central part of the Izu Peninsula, we tried to obtain the shear wave underground structure through the observation of the aftershocks at 5 temporary stations, located in a line in the north part of the Izu Peninsula, just north of the epicentral area. 3 aftershocks thus observed were used to determine the shear wave underground structure.

To test the validity of the deduced shear wave underground structure (model A), we compared it with the ones deduced from the dispersion characteristics of the Love waves observed at stations in the Izu Peninsula. Finally, the seismogram of J.M.A. station at Mishima for the 1974 Izu-Hanto-Oki earthquake was synthesized assuming the underground structure of model C, which is a slightly modified version of model A, and compared it with the observations. A good agreement was found between two seismograms.

It was concluded that the model C was the best one to describe the underground structure of the Izu Peninsula. The disagreement, which is not vital, between the theoretical travel times of the proposed model and the observed ones, was left for future study, though.