

爆破地震による地震波速度の変化の観測（第2報）
 ——第1回実験結果（主として走時について）——

飯塚 進* 市川 金徳* 伊藤 公介*
 長谷川 功* 細野 武男*

Observations on the Time Variations of Seismic Wave Velocities
 by Explosion Seismic Method (2nd Report)
 ——On the Results of an Initial Field Experiment——

By

Susumu IIZUKA, Kanenori ICHIKAWA, Kōsuke ITō
 Isao HASEGAWA & Takeo HOSONO

Abstract

An initial field experiment for the detection of time variations of seismic wave velocities by explosion seismic method was performed in March 1968.

A shot point was located in Oshima island (one of the seven Izu-Mariana system of volcanic island-arc) and two observation stations were also set in Oshima. The other six stations were spread out the inland of the Honshu island.

Preliminary theoretical considerations, the outline of this field experiment, and experimental results with special reference to the travel-time data were summarized in this paper.

序 言

大地震の前後で、電源領域を通過する地震波の速度が変化するという仮説のもとに、早川正巳が自然地震のデータをを用いてこれを立証しようとしたのは、1951年のことであった。早川は、気象庁でいう「やや顕著地震」以上の規模の地震について調べた結果、地震発生の数カ月前から走時に変化が現われ始め、最大2～3秒に達するらしいとの結論を得ている。しかしながら、当時の観測精度からみて、有意義な速度の時間的変化を検出することは、かなり無理な状況であった（観測精度の問題については、たとえば、鈴木次郎（1956）を参照されたい）。

以後、地震発生の問題解明にとってきわめて重要な意味を持つこの研究テーマは、地震予知研究計画の一環として、新たに注目されはじめた最近にいたるまで、かえりみられることがなかった。

その最大の原因は、自然地震の場合、発生時刻と空間的位置を正確におさえることができないという、速度変

化の検出にとって致命的な欠点をもっているからである。これらの欠点は、自然地震を対象とする限り、観測精度をいかに上げて除去することができないものであり、位置、時刻、規模を正確に制御できる人工地震によってのみ解決することができるのである。

さて、地震の前後においては、速度変化ばかりでなく、周期の変化も現われることが、松代群発地震について周波数分析を行なった末広重二（1967 a, b）によって報告されている。

速度、周期の変化は、当然、振幅、波形などにも影響を与えるであろう。

要するに、この実験の目的は、大地震の前後における震源領域の弾性的性質の時間的変化を、人工地震を使って検出し、地震予知に役立てようということにある。

人工地震によって、地震波速度の時間的変化を検出しようという試みは、日本では初めてのことであり、外国でも筆者らの知る限り、アメリカが予備の実験を1966年に行なっているのみである（EISLER, J. D., 1967）。

実験フィールドとして、相模湾を中心とする関東地方が選ばれたので第1報（長谷川功・飯塚 進, 1968）で

* 物理探査部

は、この地域の Background について調べた。

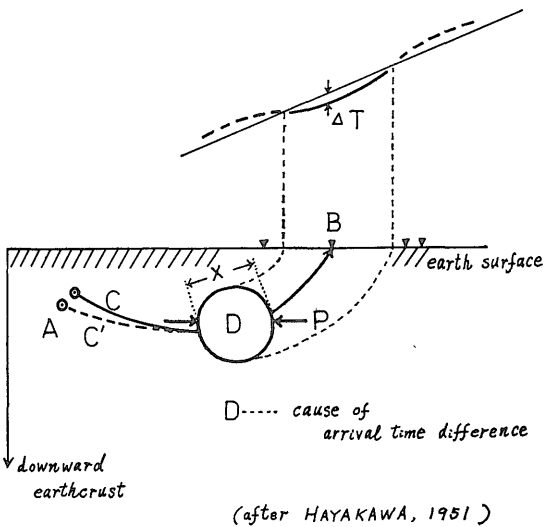
ここでは、1968年3月に行なわれた第1回目の実験について、とりあえずその概要を走時を中心に報告する。

1. 予備的考察

第1図に示すように、地下のある領域Dに何らかの原因で応力Pが働き、そのために速度がΔVだけ変化し走時にΔTの差が現われたとすれば

$$\Delta T = \int_0^x \left(\frac{1}{V} - \frac{1}{V+\Delta V} \right) dx$$

で表わされる(早川, 1951)。観測にかかる量は、このΔTである。



第1図 速度変化を表わす模式図(早川, 1951より)

さて、地震波速度に変化をもたらすような領域、すなわち、弾性的性質が変化する領域は、一体どの程度の空間的拡がりを持つものなのだろうか。もちろんそれは、地震の規模(Magnitude)によって異なるであろう。ここでは、一応の目安として、震源領域と呼ばれているものと一致すると考えてみよう。

余震面積、地震体積、地殻変動の及ぶ範囲など、震源領域の空間的拡がりを表わす量とマグニチュード(M)との間には、一連の関係式が成り立ち、それらは、同一

の関係式の異なった表現とみなすことができる(宇津徳治・関 彰, 1955; Tsuboi, C., 1956; 壇原 毅, 1966; 坪井忠二, 1967)。

たとえば、坪井忠二(1967)によれば、震源領域を半径rの球と考え、これを地震体積と名づけると、rとMとの間には次の関係式が成り立つ。

$$\log r = 0.5 M + 2.6$$

この式を使って、Mに対応するrを計算すると第1表のようになる。

いま、速度変化をもたらす領域を、坪井の地震体積とみなし、距離l=2r(直径)を通過する間にどれだけの時間差が現われるかを計算してみる。

速度が平常時の値からΔVだけ速くなったと仮定すれば、走時差ΔTは

$$\Delta T = l \left(\frac{1}{V} - \frac{1}{V+\Delta V} \right)$$

で表わされる。ΔVの値をV×0.1%, 1%, 10%の3通り考え、速度Vが4, 5, 6, 7, 8 km/secの場合について計算したものが第2図である。ΔVの予想値としては、高圧実験などの結果から、高々1%であろうといわれている(萩原尊礼, 1966)。速度Vについては、それぞれ、4~6 km/secはupper crustの、7 km/secはlower crustの、8 km/secはMoho面直下の速度に対応すると考えてよい。

さて、速度の時間的变化を検出する場合、直接観測にかかる量はすでに述べたように、走時の時間差であるから、観測精度が問題になる。まず観測装置の器械的誤差は、高々5 msecである。もっとも問題になるのは、何といっても記録のよしあしによる読み取り誤差であろう。今回の観測結果と過去の経験をもとにして考えてみると、0.1秒の時間差は確実に検出できるが、0.01秒になるとかなり苦しい場合が多い。ここで第2図を検討してみることにしよう。

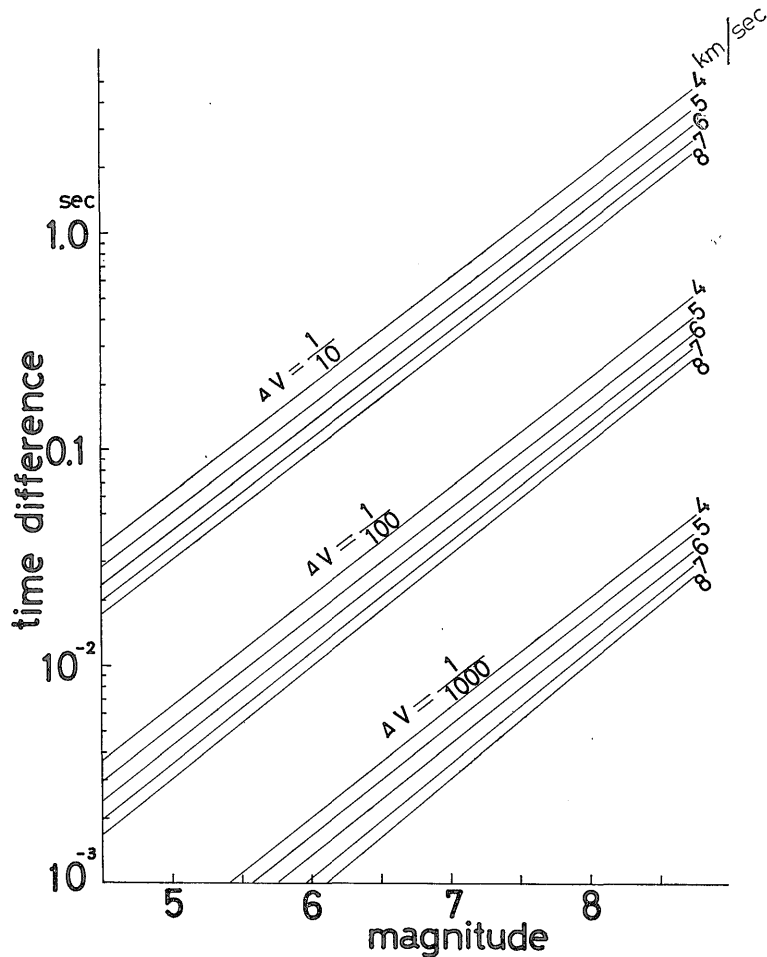
1) 時間差が0.1秒の場合、ΔVが1%とすれば、M=7.5以上、10%とすれば、M=6.0以上でなければ検出できない。

2) 0.01秒の場合には、ΔVが、1%でM=6.0以上、10%でM=5.0以上の地震が検出可能ということになる。

3) ΔVが0.1%の場合は、時間差が0.1秒を越え

第1表 地震の規模(M)と地震体積の半径(r)との関係

M	8.6	8.0	7.5	7.0	6.5	6.0	5.5	5.0	4.5	4.0	3.5
r	80km	40	25	13	8	4	2.5	1.3	800m	400	250



第2図 走時差と速度およびマグニチュードとの関係

ることなく、0.01秒になるのは、 $M=7.5$ 以上の場合に限られる。

4) 当然のことではあるが、速度がおそいほど時間差は大きくなり、これは震源が浅いことに対応するから、被害をもたらす浅くて大きい地震ほど検知率は高いことになる。

2. 第1回実験の概要

実験計画のあらましは、すでに早川正巳(1968)が述べているが、実施にあたって変更された点もあるのであらためて記すことにする。

実験フィールドの全体を第3図に示す。

2.1 爆破

伊豆大島の北端乳ヶ崎に、深度45mの爆破孔が2孔掘さくされた。火薬量は490kgで、少量の火薬を用い

て拡底発破を行なった後、装てんされた。爆発時刻は、1968年3月18日01時05分である。第4図は、爆破孔の地質条件と火薬装てん位置を示したものである。

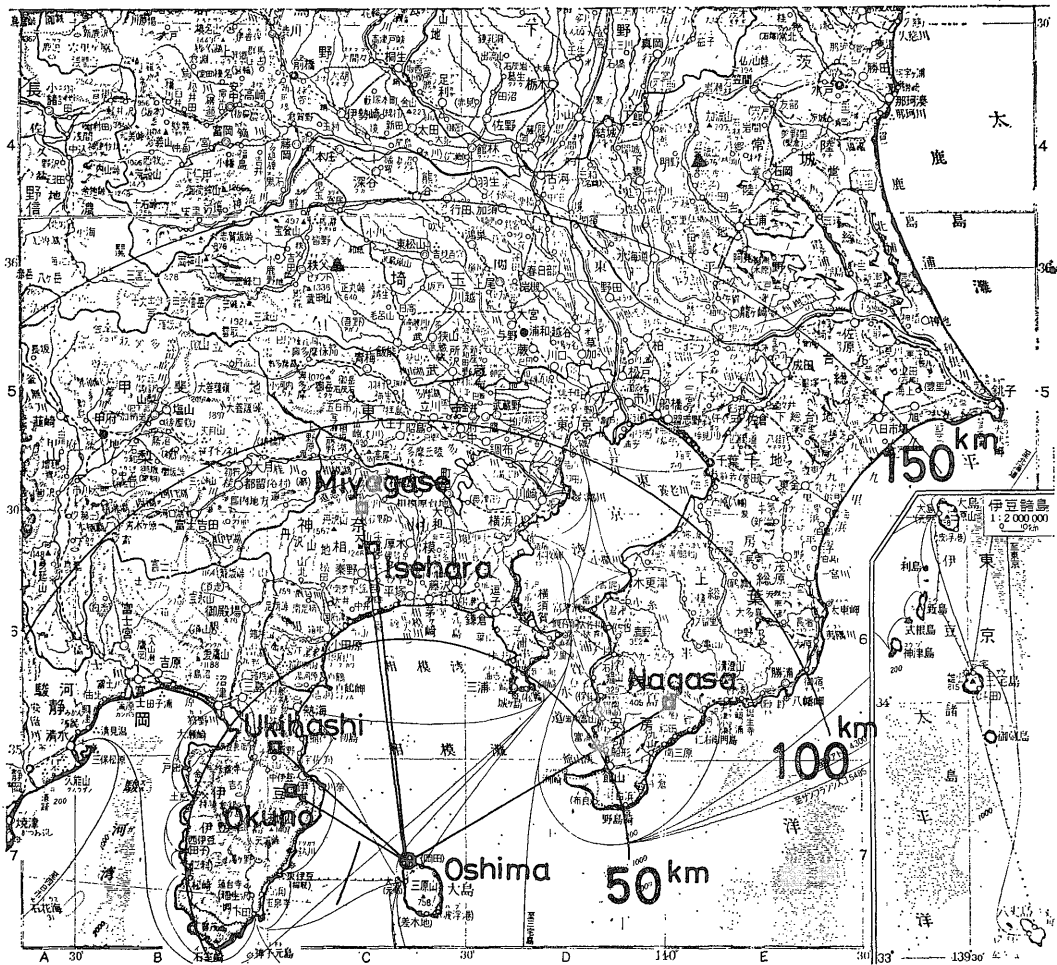
速度の時間的变化を検出するためには、今後繰り返し爆破を行なわなければならないので、その際爆破条件をできるだけ一定に保つことが必要になってくる。爆破孔の地質条件は、発生する波動の性質に大きな影響を与えると考えられるので、この点に十分注意しておかねばならない。

2.2 観測

観測点は、他機関からの参加を含めて7点で、その内訳は第2表の通りである。

2.2.1 爆破点における観測

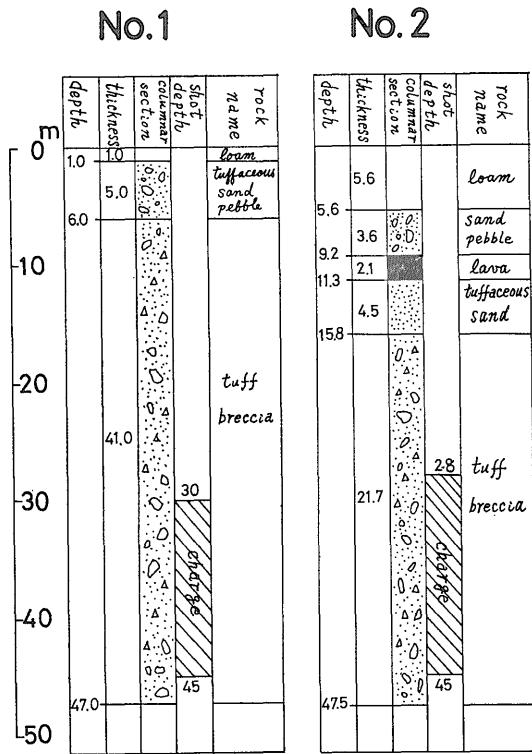
将来、繰り返し爆破を行なった場合の波動の再現性をcheckするために、爆破点近傍において次のような観測



第3図 実験フィールド全体図

第2表 観測点および観測者

地名	観測者
大島	地質調査所：市川金徳・細野武男・長谷川功
大島	気象庁：田中康裕・清野政明・赤羽俊朗・田沢堅太郎
奥野	東大地震研究所：堀実・高橋正義・中村功
浮橋	地質調査所：飯塚進
長狭	東大地震研究所：浅野周三
伊勢原	地質調査所：伊藤公介
宮ヶ瀬	中央大学：岸上冬彦 東大地震研究所：南雲昭三郎・小林平八郎・是沢定之



第4図 爆破孔の地質条件と火薬装填深度

を行なった。

1) 3 Hz 上下, 水平兼用の換振器 6 台を, 第 5 図のように配置した。A, B, C 点には Vertical 成分を 1 台ずつ, D 点には 3 成分 (Radial, Transverse, Vertical) をおき, 電磁オシログラフに直結して記録する。

2) 3 成分については, Data Recorder を使って磁気録音する。

3) U. H. 点に, up hole 用として地震探鉱用換振器 H.S. 4.5 Hz を 1 個おく。

以上の観測装置の Block diagram は第 6 図のようになる。

2.2.2 観測点 No. I (伊勢原), No. II (浮橋)

観測点における装置の Block diagram は, 第 7 図の通りである。主要な部分は, すべて爆破地震動研究グループで使用しているものと同一の器械である。

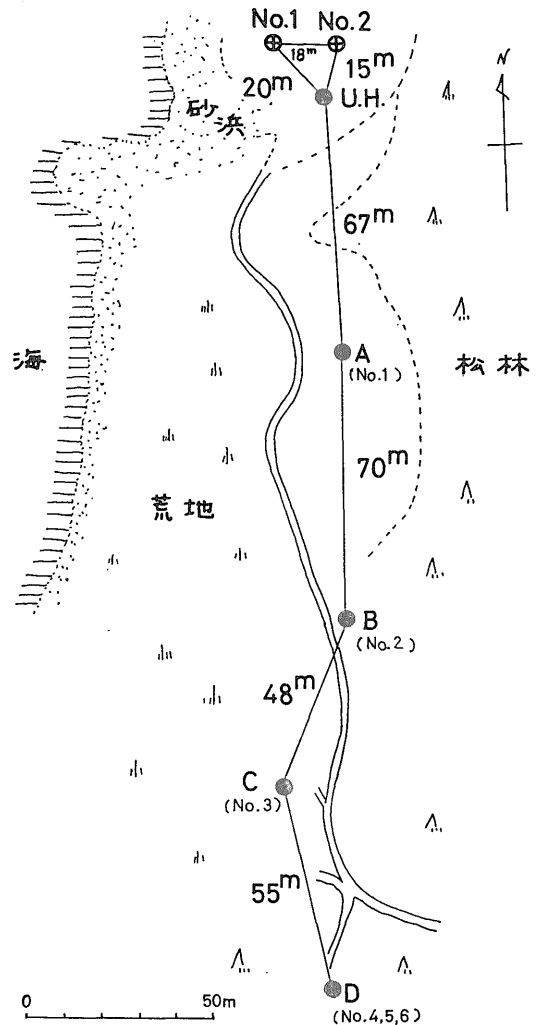
換振器は, 展開することなく 1 カ所にまとめ, 付近には適当な露岩がなかったため, 巨大な転石の上をハンマーでできるだけならして設置した。

3 台の換振器のうち, 1 Hz 上下動は, 初動を確実にとることを考えて, 可能な限り Gain を上げ, 4 Hz 上下動は, 最大振幅を振り切らせないように記録をとって, 振

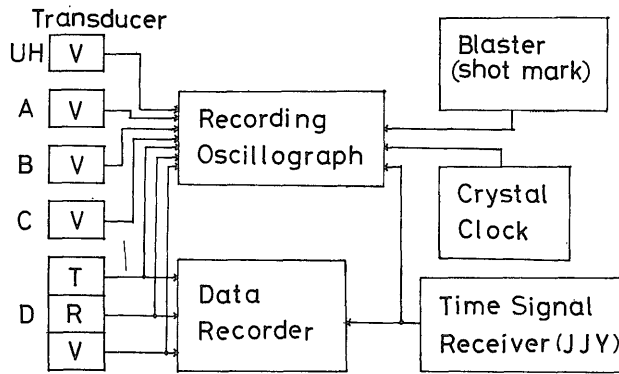
幅, 周期, 波形などの検討ができるように心がけた。最大振幅の推定には, 村松郁栄 (1964, 1966) の図を用いた。さらに 1 Hz 水平動は, 測線方向に直角に振子が振れるように設置して, Transverse 成分の記録をとった。

No. I では, Monitor 用の記録器に 6 チャンネルのビジグラフを使用したので, 1 Hz 水平動換振器を 1 台追加して Radial 成分として設置し, 主増幅器のみを通して Data Recorder には入れずにビジグラフに直結して記録した。

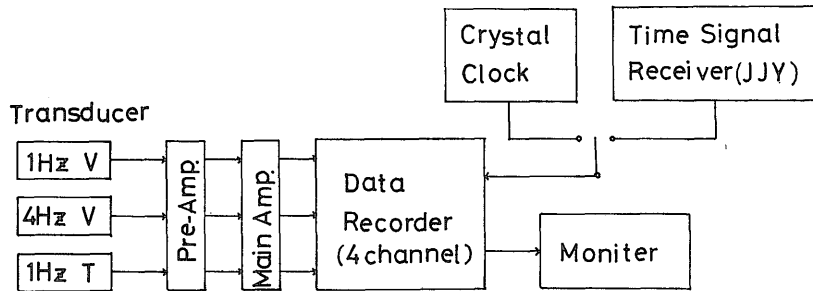
No. II では, さらに, 3 台の換振器を置いた場所 (これを A 点とよぶ) から, 約 400 m 北方に 4 Hz 上下動 1 台を設置して (この点を B 点とよぶ) 観測を行なった。



第5図 爆破点における地震計の配置 (⊕: 爆破点, ●: 地震計設置位置)



第 6 図 爆破点における観測装置の Block diagram



第 7 図 観測装置の Block diagram

記録の再生には、三栄測器製のレクチグラフを用い、紙送り速度をいろいろに変えて行なった。おそい送りは、全体をみるのに都合がよいためばかりでなく、特定の Phase が見やすくなることもある。

3. 観測結果 (主として走時について)

3.1 爆破点

爆破点における電磁オシログラフの記録を第8図に示す。また、第9図は Data Recorder による3成分の記録である。JJY信号は不良で読めない。

まず第8図からみていくことにしよう。up hole 用の換振器は、shot mark が万一とれなかった場合を考えて爆破孔の極近傍に置いたが、記録からわかるように、Trace No. 1 (A点の上下動)の初動から推して、約20 msec 初動の立ち上がりが早くてもいいように思われる。すなわち、それだけおくれしているわけである。したがってこの場合、up hole の初動によって shot time を計算すると、大きな誤差を生じてしまうことになる。

もう一つの特徴は、3成分の記録について、水平成分の初動振幅が小さいこと、上下動成分にくらべて初動がおくれること、とりわけ Transverse 成分の初動がおく

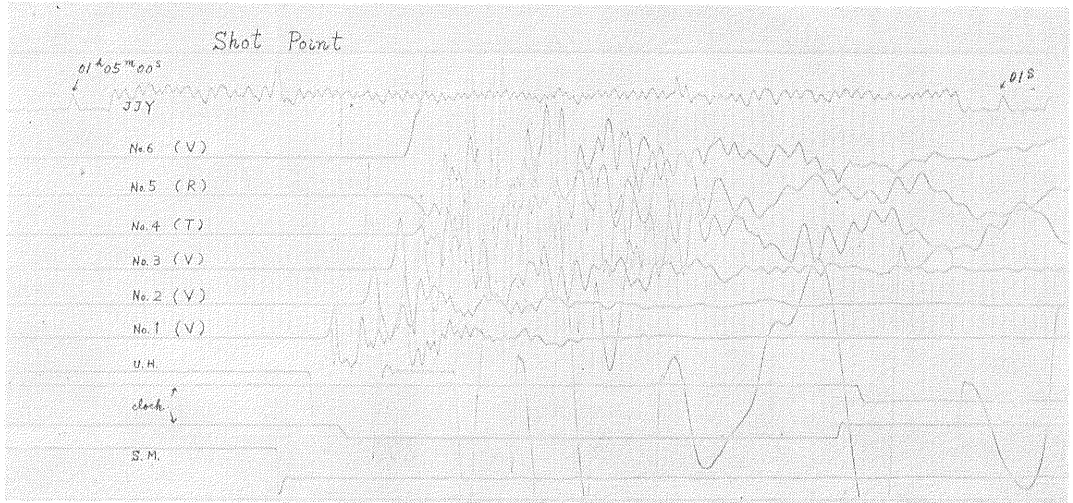
れることである。Vertical 成分と Transverse 成分の差は、9 m sec、Vertical 成分と Radial 成分との差は、4 m sec に達する。いまの場合、記録の読み取り誤差は大きく見積っても 3 m sec であるから、誤差の範囲を越えていることはまちがいない。この事実、押し波で始まる爆破地震の場合は上下動換振器を使用しなければ初動を正確に検出できないことを示している。

読み取った初動到達時刻、走時 (T)、震央距離 (4) などは、第3表にまとめてある。第10図は、走時をプロットしたもので、A、B、Cは1,800 m/sec のみかけ速度であるが、Dは他の点にくらべて速い。したがって下層の速度の影響が現われているものと考えられる。単純に、C、Dを結んでみると3,500 m/sec の速度になる。

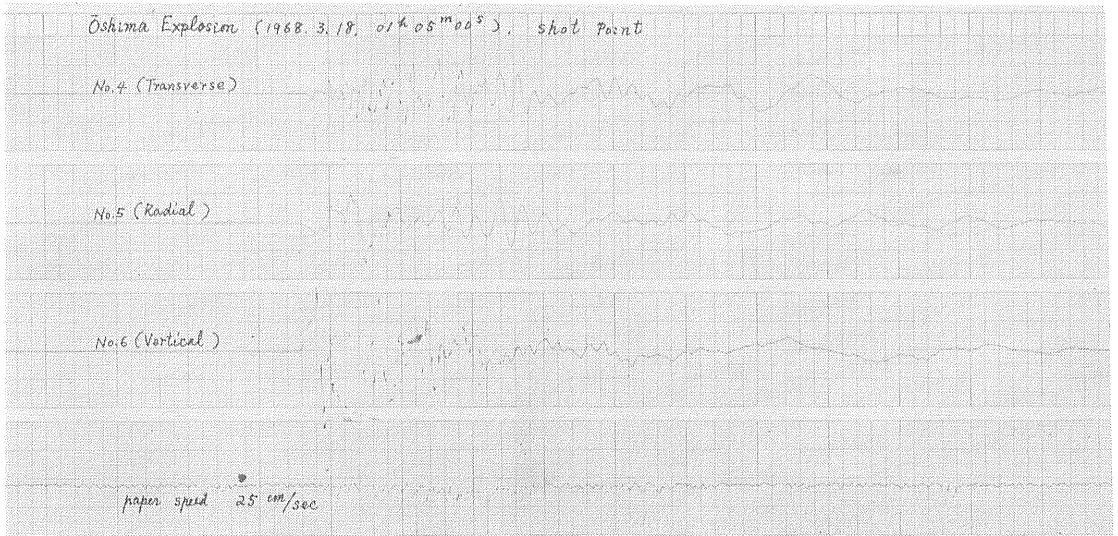
3成分の記録については、電磁オシログラフ、Data Recorder いずれの場合も振り切れてしまっており、解析することができない。

爆破地震の再現性をみるためには、波形、振幅、周期などを調べておく必要があり、この点は稿をあらためて検討することにしたい。

爆破地震による地震波速度の変化の観測 (飯塚 進 他4名)



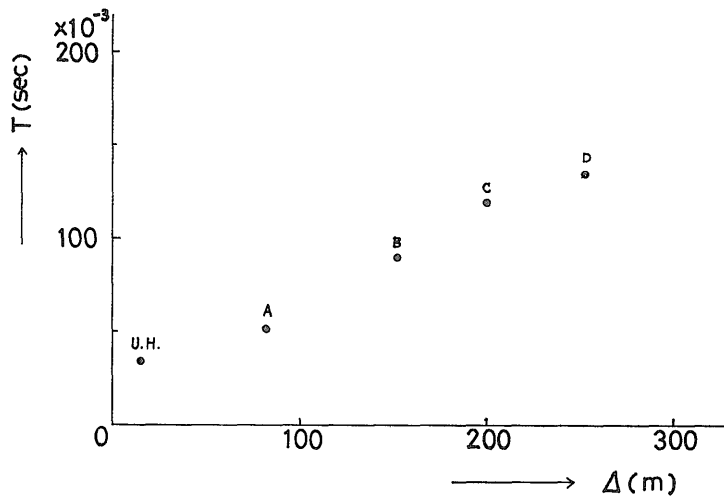
第 8 図 爆破点における記録 (電磁オシログラフによる)



第 9 図 爆破点における 3 成分の記録 (データレコーダーによる)

第 3 表 爆破点の記録の読み取り表

point	trace	range	arrival time	travel-time
	S. M.	—	(shot time) h m s 1968.3.18, 01 05 00.229	0
U. H.	U. H.	15m	(V) 00.266	37×10^{-3} sec
A	No. 1	82	(V) 00.284	55
B	No. 2	152	(V) 00.325	96
C	No. 3	200	(V) 00.355	126
	No. 4		(T) 00.379	150
D	No. 5	253	(R) 00.374	145
	No. 6		(V) 00.370	141



第10図 爆破点における走時図

3.2 観測点 No. I

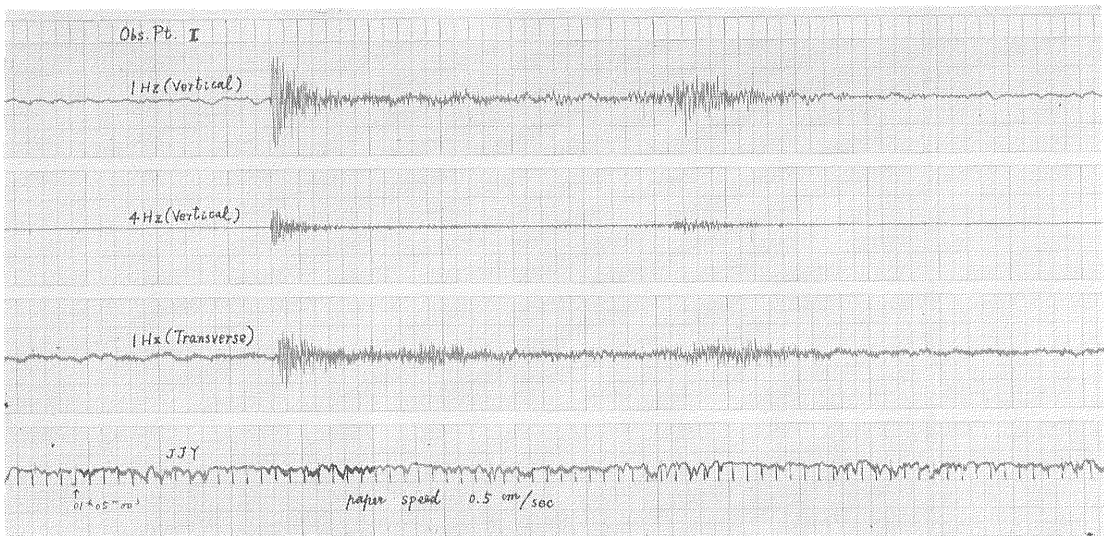
観測条件を第4表に示す。4 Hz の換振器は、1 Hz のそれにくらべて電圧感度は約 1/3 であるから、増幅器を同じ Gain にセットしても実際には約 10 db の差があることになる。この地点の Background のノイズレベルは約 10 μkine であるが、1 Hz の換振器では周期 2 ~

3 秒の脈動が記録され、その振幅は約 2 倍に達する。しかし脈動は、signal にくらべると周期が長いので、初動の判別に障害になることはない。

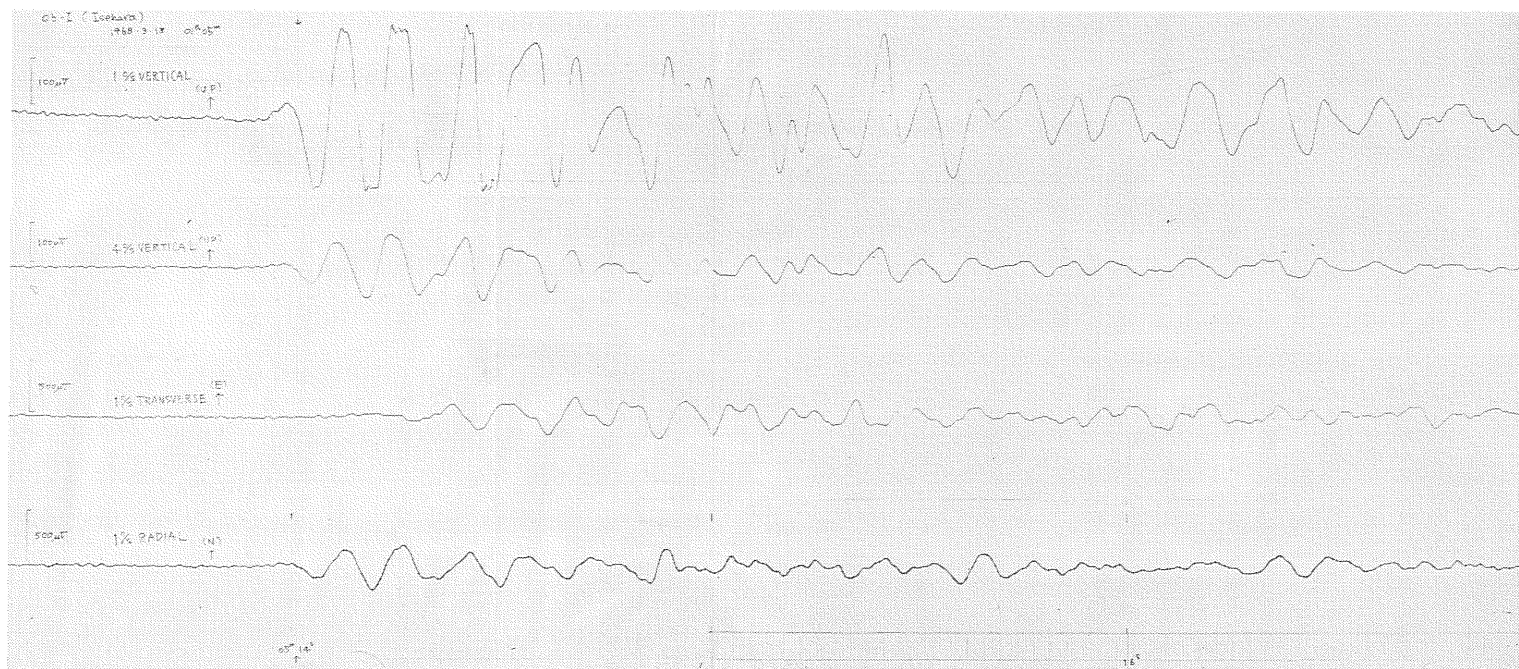
第11図 (a) は、全体の様子をみるために、紙送り速度を 5 mm/sec で再生した記録で、(b) は送りを速くして 12.5 cm/sec で初動付近を拡大したものであ

第4表 観測点 No. I の観測時の増幅器 Gain

ch. No.	Transducer	max. gain of amp.	Attenuator	Gain in observation
1	1 Hz vertical	107 db	-30 db	77 db
2	4 Hz vertical	106	-30	76
3	1 Hz transverse	104	-30	74



第11図 (a) 観測点No. I における記録 (Paper speed 5 mm/sec)



第11図(b) 観測点No. 1における記録 (Paper speed 12.5cm/sec)

る。さらに (b) には、ビジグラフに直結してとった Radial 成分の記録も最下段に併記してある。

記録を概観してわかることは次の通りである。

1) 初動の立ち上りは、あまりシャープではないので、0.01 秒前後の精度で到達時刻をきめることはむずかしいが、0.1 秒以上も読み誤まることはあり得ない。EISLER (1967, 前出) が述べているように、繰り返し爆破の再現性がよく波形の対応がつけば、first peak, first trough, second peak, second trough などの時刻を使って 0.01 秒以内の精度は十分確保できるであろう。これは、今後の実験をまたねばならない。

2) 上下動成分と水平動成分のちがいについて

初動は、Transverse 成分が著しくおけている。もしこの trace だけから初動を判読するとすれば、一周期おくらせて読んでしまうであろう。Radial 成分は、ほとんど Vertical 成分と一致していて波形の対応もかなりよい。水平成分は、上下成分にくらべると、最大振幅が小さく約 1/5 である。

3) 上下動 1 Hz と 4 Hz の記録をみると、波形の対応はきわめてよい。

4) Transverse 成分に、初動が到達して約 10 秒後、やや振幅の大きい phase が現われており、これは S 波の可能性がある。同時刻に、Vertical 成分には現われていない。この phase については、さらに分析を加える予定である。

5) 初動到達後、約 30 秒前後に、初動部分について振幅の大きい phase が出現している。このような phase は、これまででも大爆破で行なった海中発破の際記録された例があり、T-phase であろうと解釈されている (佐々木嘉三, 1968)。

3.3 観測点 No. II

No. II (A), (B) 点の観測条件を第 5 表に示す。

(A) 点の Background のノイズレベルは 20~30 μ kine で、脈動はさらに 2 倍近いレベルに達する。No. I

にくらべると、ノイズレベルは約 2 倍高く、観測条件は悪い。しかしこの分は、震央距離が短いことでカバーされている。(A) 点の記録は第 12 図 (a), (b), (B) 点の記録は第 13 図 (a), (b), の通りである。

3.3.1 (A) 点の記録

1) 震央距離が短いので ($d=41.5$ km) ノイズレベルは No. I にくらべると高いにもかかわらず、初動の切れはよい。0.01 秒以内の読み取り精度は確保できる。初動部分の山、谷の走時を使うことが可能ならば、さらに精度を上げることができよう。

2) Vertical 成分にくらべると、Transverse 成分の振幅が小さいこと、初動到達時刻がおくられていることなど、No. I の場合と同様である。

3) また、1 Hz と 4 Hz の Vertical 成分の波形の対応はきわめてよい。 d が小さいので、波形のくずれも少ない。

4) S 波の phase に相当すると考えられる時刻には、No. I ほど明瞭にはこの phase が出現していない。また、初動到達後約 35 秒のところの一つの波群が出現している。これは、No. I で T-phase と考えられたものとはちがうようである。No. II では、 d が小さいにもかかわらず出現時刻がおそいわけであるから、別の phase と考えざるを得ない。初動部分の最大振幅との比も、No. I にくらべるとはるかに小さい。

3.3.2 (B) 点の記録

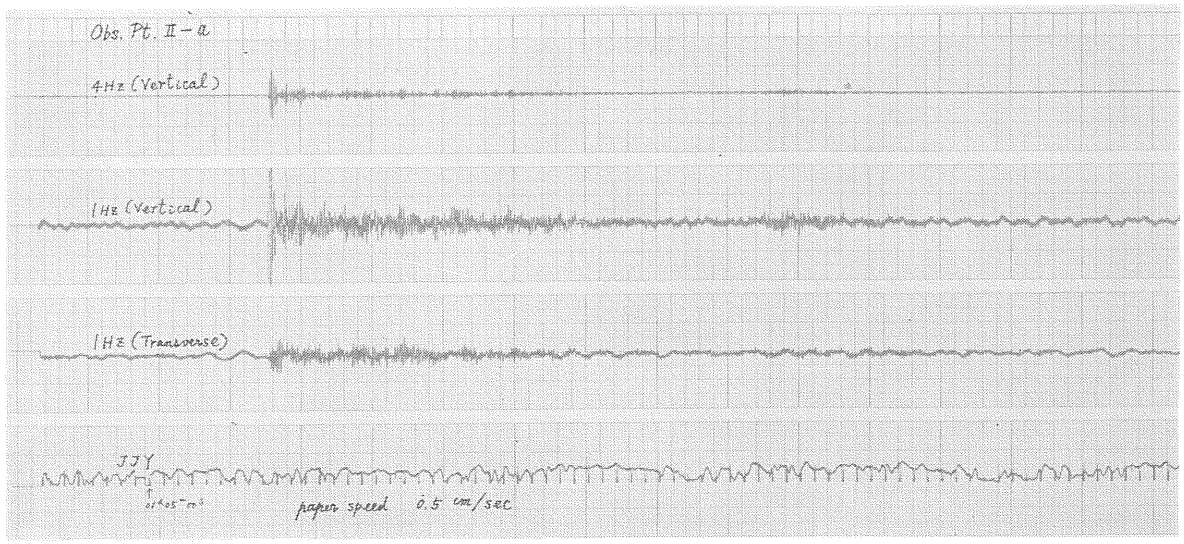
1) ノイズレベルは約 40 μ kine で、しかも初動到達前に人工的なものと考えられる約 21 Hz の正弦波的な local noise が発生し、記録全体に重なっている。そのため、(A) 点の 4 Hz Vertical 成分の記録と対比してみると、波形の対応がつくのは初動部分の 2 つの山程度で、あとは全く乱されている (第 14 図)。初動の切れもあまりよくない。

2) 初動到達後、30 数秒して出現する波群は、この場合も観測されている。

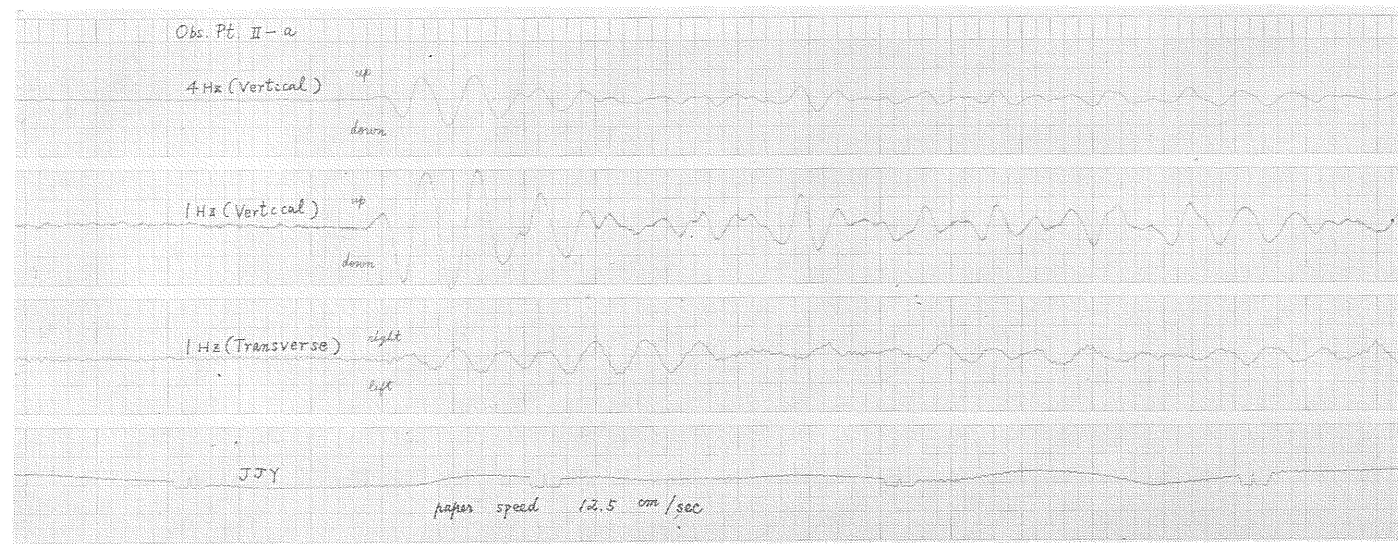
第 5 表 観測点 No. II の観測時の増幅器 Gain

ch. No.	Transducer	Max. gain of amp.	Attenuator	Gain in observation
O. P. No. II-(A), 1	4 Hz vertical	97 db	-30 db	67 db
" 2	1 Hz vertical	95	-30	65
" 3	1 Hz transverse	99	-40	59
O. P. No. II-(B), 1	4 Hz vertical	98	-20	78

(a)

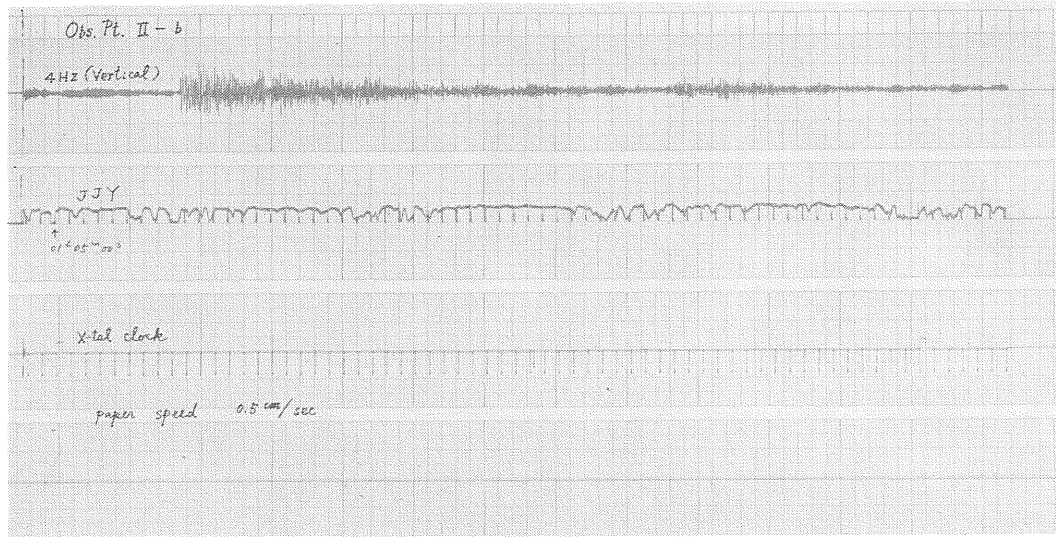


(b)

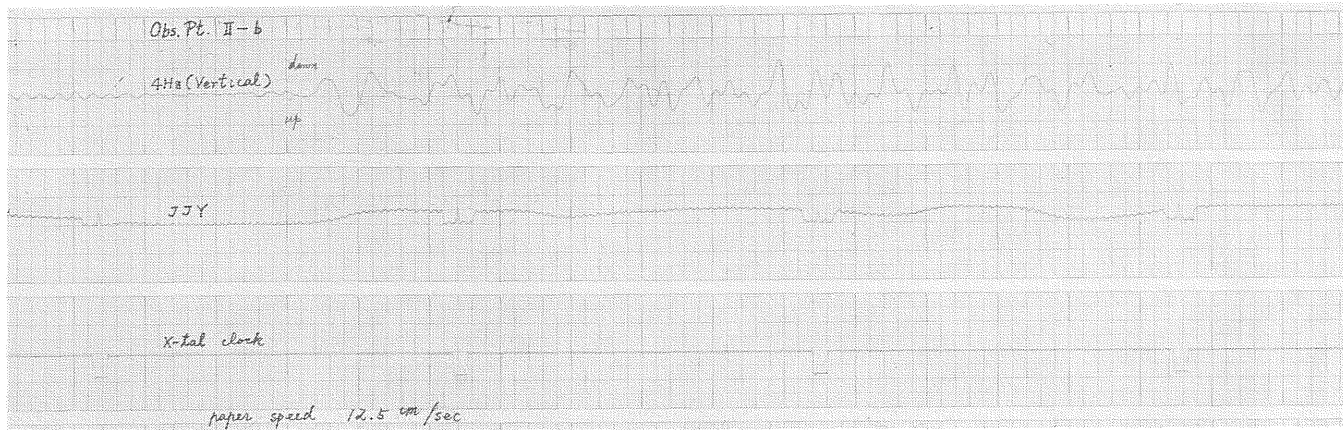


第 12 図 観測点 No. II (A) における記録

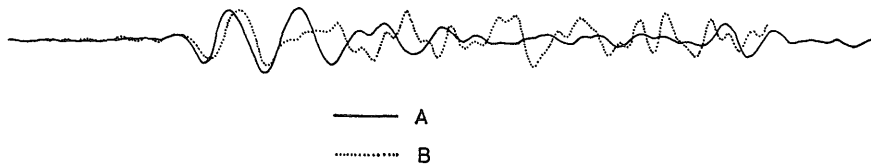
(a)



(b)



第 13 図 観測点 No. II (B) における記録



第 14 図 観測点 No. II (A), (B) における 4 Hz 上下動成分の記録の比較

3.4 まとめ

他機関から提供された data も含めて、位置、震央距離、走時、初動平均速度などを第 6 表にまとめた。緯度 (ϕ)、経度 (λ)、および高度 (h) は主に 5 万分の 1 地形図を、震央距離 (Δ) は 20 万分の 1 地形図を用いて算出した。今回は、予算の関係で測量ができなかったので、正確な位置はわからない。

$\bar{V}_p = \Delta / T$ である。

第 15 図は、得られた走時曲線である。観測点が一測線上に並んでいるわけではないから、通常の走時曲線とは意味が異なる。まず目につくことは、爆破点を中心に放射状に分布する観測点の走時が、ほとんど一つの直線

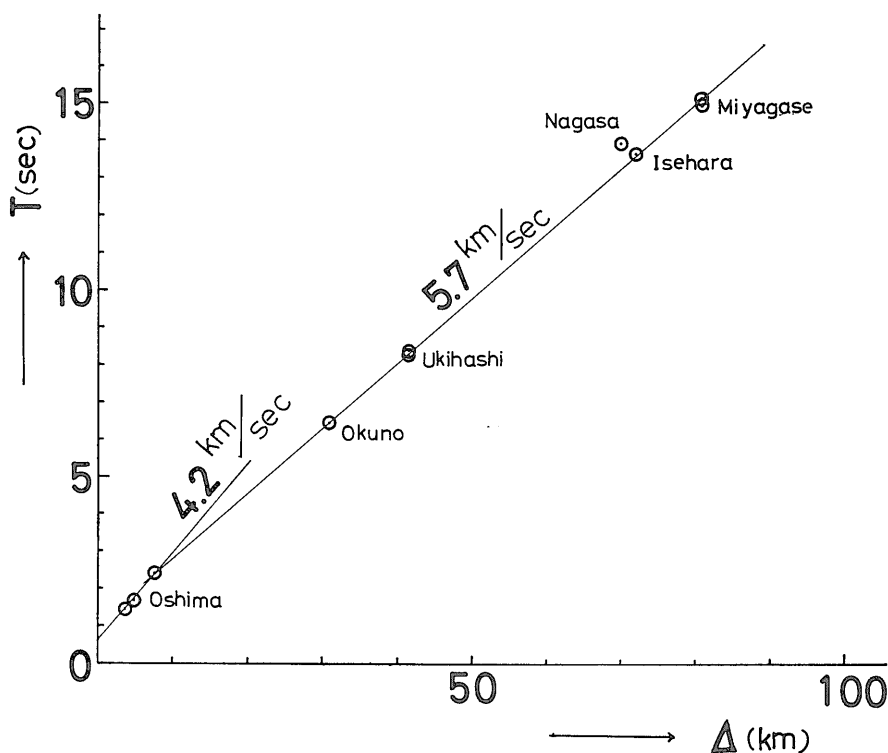
にのるということである。このことは、地下構造の水平的な一様性を表わしていると解釈することもできる。ただし、房総半島の長狭における走時の値だけは、著しい異常を示している。ほぼ等距離にある伊勢原にくらべて、約 0.3 秒おくれれており、明らかに房総側の地下の状態が他の部分と異なっていることを示すものとして注目される。

見かけの平均速度 5.7 km/sec は、これまでの大爆破の結果等から判断して、upper crust の速度であり、さらに深部の情報を得るためには、震央距離をもっと延長しなければならない。

第 6 表 観測結果の総括表

Obs. Point	Latitude(N)	Longitude(E)	h(m)	Δ (km)	arrival time	T(sec)	\bar{V}_p (km/sec)
Oshima (S. P.)	34°47'39.8''	139°21'56.3''	< 5	0	(shot time) m s 01 05 00.229	0	—
Oshima* {	J.M.A①	34°45'43.8''	190	3.76	01.67	1.44	2.61
	②	34°45'17.2''	165	4.48	01.88	1.65	2.72
	③	34°43'52.5''	589	7.53	02.61	2.38	3.16
Okuno**	34°55'55''	139°04'14''	140	31.0	06.644	6.415	4.84
Ukihashi (A)	35°01'02.4''	138°59'58.6''	230	41.5	08.501	8.272	5.02
" (B)	35°01'11.7''	138°59'50.3''	280	41.5	08.535	8.306	5.00
Nagasa***	35°06'31.3''	140°01'58.6''	140	70	14.173	13.944	5.02
Isehara	35°26'09.7''	139°16'06.0''	260	72	13.891	13.662	5.28
Miyagase ④†	35°31'02''	139°13'48.5''	300	81	15.223	14.994	5.40
" ⑤‡	35°31'02''	139°13'36''	400	81	15.362	15.133	5.35

(N. B.) * Japan Meteorological Agency
 ** Earthquake Research Institute, The University of Tokyo
 *** //
 † //
 ‡ Chuō University



第15図 走時曲線

4. あとがき

第1回目の実験結果を、走時を中心にしてまとめてみた。第1報(長谷川・飯塚, 1968)でもふれた通り、相模湾を中心とする地域は地震多発地帯の一つでもあり、かつて関東大地震(1923, $M=7.9$)の起った地域で、日本一の人口密集地帯や京浜大工業地帯をひかえているだけに、大地震が起った場合の被害は測り知れないものがある。実験フィールドにこの地域が選ばれた理由の一つはここにあるわけであり、われわれに課せられた責務もまた重いといわなければならない。

この実験は、やっと今年からスターとしたばかりであり、すべては今後の研究にかかっているわけであるが、最後に今後の具体的な計画をつけ加えておこう。

第1に、今回の実験結果をもっと深く分析したいと考えている。すなわち、周期、振幅、波形などをくわしく検討することである。

第2に、次回の実験では、観測点の数をふやし、測線を延長したい。先にも述べたように、今回の結果では upper crust の情報しか得られていないので、さらに深部、できれば Moho 近傍までの情報を得られるようにしたいと考え、そのために $\Delta=150$ km 付近にも観測点

を配置する計画を立てている。

第3に、将来の問題になるが、爆破点観測点の位置測量と、もし可能ならば実験フィールドの地下構造探索もやりたいと考えている。

謝 辞

この観測には、下記の方々が参加された。

東京大学地震研究所：浅野周三・南雲昭三郎・小林平八郎・是沢定之・堀 実・高橋正義・中村 功
中央大学：岸上冬彦

気象庁：田中康裕・清野政明・赤羽俊朗・田沢堅太郎
観測に関する諸資料を提供して下さった以上の方々に深く謝意を表する次第である。

また、この実験に際して、大島町役場には一方ならぬご協力をいただいた。関係者の方に心からお礼申し上げます。

文 献

- 壇原 毅(1966)：松代地震に関連した地殻の上下変動，測地学会誌，vol. 12, p. 18~45
EISLER, J. D. (1967) : Investigation of a Method for Determining Stress Accumulation at De-

爆破地震による地震波速度の変化の観測（飯塚 進 他4名）

- pth, *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, vol. 57, p. 891~911.
- 長谷川功・飯塚 進 (1969) : 爆破地震による地震波速度の変化の観測(第1報)——実験フィールドの Background について (関東地方に起こる地震の時間的空間的分布)——地質調査所月報, vol. 20, no. 4
- 早川正巳 (1951) : 地震波速度の時間的变化に関する研究, 地質調査所報告, no. 142, p. 51
- 早川正巳 (1968) : 地震波速度 (爆破地震による地震波速度の変化の観測), 地震予知研究 シンポジウム講演集, p. 42~45
- 村松郁栄 (1964) : Magnitude の定義式 について, 地震, 第2輯, 第17巻, p. 210~221
- 村松郁栄 (1966) : Magnitude の式の訂正および注釈, 地震, 第2輯, 第19巻, p. 282~285
- 萩原尊礼 (1966) : 地震の予知, p. 187, 地学出版社
- 佐々木嘉三 (1968) : T-phase に関する私信
- 末広重二 (1967・a) : 平静時と群発時の松代地震の卓越周期の差, 地震学会春季講演会講演要旨, 1967年5月, p. 4
- 末広重二 (1967・b) : 松代群発前後の地震のスペクトルの差, 地震学会秋季講演会講演要旨, 1967年11月, p. 35
- 鈴木次郎 (1956) : 走時解析について, 地震, 第2輯, 第9巻, p. 81~120
- Tsuboi, C. (1956) : Earthquake Energy, Earthquake Volume, Aftershock Area, and Strength of the Earth's Crust, *Jour. Phys. Earth*, vol. 4, p. 63~66.
- 坪井忠二 (1967) : 新・地震の話, 岩波新書, p. 211, 岩波書店
- 宇津徳治・関 彰 (1955) : 余震区域の面積と本震のエネルギーとの関係, 地震, 第2輯, 第7巻, p. 233~240