

浅井戸における地震波の深さによる変化

著者	高橋 末雄, 鈴木 宏芳
雑誌名	国立防災科学技術センター 研究報告
巻	5
ページ	9-24
発行年	1971-03
URL	http://doi.org/10.24732/nied.00000680

浅井戸における地震波の深さによる変化

高橋 末雄・鈴木 宏芳

国立防災科学技術センター第2研究部地震防災研究室

Earthquake Motions Observed at Different Depths in a Shallow Well

By

Matsuo Takahashi and Hiroyoshi Suzuki

National Research Center for Disaster Prevention, Tokyo

Abstract

In October 1968 a shallow well 35 m deep was dug in Yoshimatsu Town, Kagoshima Prefecture, for the observation of Ebino Earthquake. At the time of digging of this well, comparative observations were conducted with vertical seismometers on the ground surface and at the depths of 2.0, 4.7, 8.8, 21.5 and 35 m, respectively. Most of the observed earthquakes have the duration of preliminary tremor of 0.3 to 1.5 seconds and the magnitude of 0, approximately. Attenuation rate of the amplitude has its turning point at the depth of 9 m, and this coincides with the fact obtained from the data of boring that the geological properties of the surface layer are different between the points above and below the 9-m depth. The amplitude of seismic motion at the 35-m depth is one fifth of that at the ground surface. In regard to the seismic waves on the ground surface and at the 35-m depth in rock, assuming the value on ground surface as output, and that in rock as input, the power spectrum and the frequency response function have been calculated, respectively. Results obtained are as follows.

1. As for the power spectrum, there is a peak at 6 and 14 c/s in rock, but a sharp peak at 30 c/s on the ground surface.
2. As for the gain in amplitude of the surface value versus the rock value, the values are almost the same in the range of 0 to 10 c/s, but therefore the gain increases with the frequency and becomes maximum at 30 c/s.
3. As for the phase also, the phase difference between both values is small so far as in the range of 0 to 10 c/s.
4. As for the coherency, it is naturally high for low frequencies, and peaks often appear especially near 6 and 14 c/s. These peaks are considered to correspond to the S-wave group and to the P-wave group, respectively.
5. It is found that the waves of 30 c/s having strong energy among the ground surface vibrations are to be considered as multiple reflections within the surface layer.

1. はし が き

1968年10月、えびの群発地震研究のため、国立防災科学技術センターでは鹿児島県姶良郡吉松町山下に、傾斜、地震および温度観測のための観測井戸を掘削した。この井戸の直径は15.2cm、深さは35mであるが、この井戸の掘削時に深さ別の地震観測を行ない、それにより深さによる振幅の減衰および地表（岩盤）と深さ35mの地中の地震動について、周波数応答関数を求めたので、その結果について報告する。

観測は各深さとも5時間程度であるが、群発地震の活動期間であること、観測点はその震源域に含まれていることなどのため、相当数の地震記録が得られた。なお、えびの群発地震は1969年7月現在も継続中であって、その極微小地震数は、われわれが同地で行なった抜き取り観測によれば、1968年10月中旬で1時間当たり約18回、1969年3月下旬で6回程度となっている。しかし、傾向としては徐々に地震活動は衰えつつある。

2. 観 測

観測は夜間にのみ行なった。観測日時、観測深度、観測された地震回数を表1に示す。

掘進は10月6日から始められ、13日に35mの掘削を完了し、14日の正午ごろ連続観測の

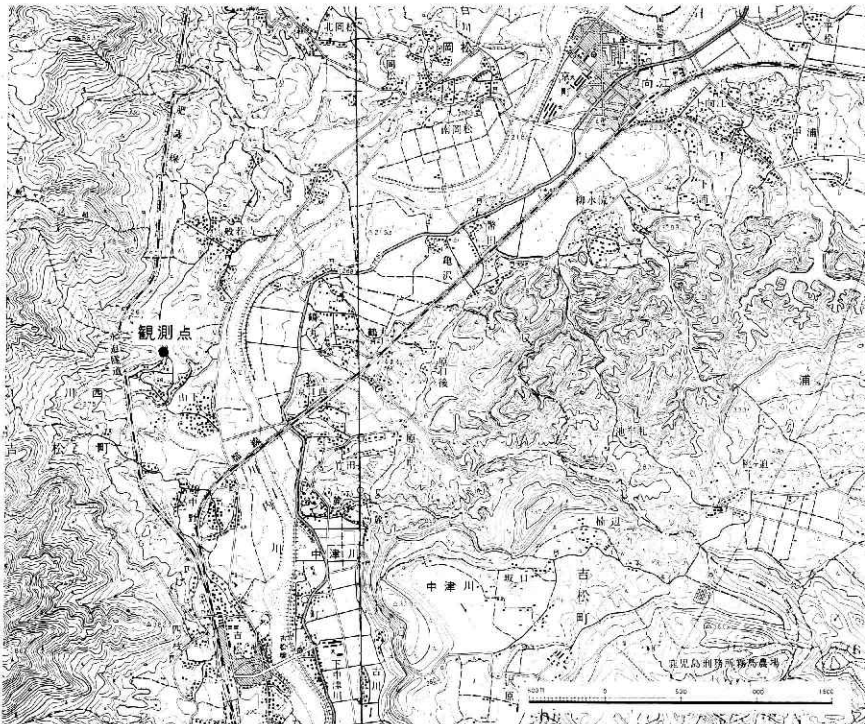


図1 観測井戸の位置図

表 1 観測日時, 深度, 地震回数

回	孔底の深 度	観測開始時刻	観測終了時刻	地震回数	備 考
1	2.0m	1968年 10月 7 日00時00分	10月 7 日00時10分	4	00時10分以後停電のため 観測中止
2	4.7	7 日22時00分	8 日03時40分	35	
3	8.8	8 日22時20分	9 日04時00分	48	
4	21.5	13日00時00分	13日04時20分	72	11日, 12日は夜間も掘進 作業を行なう.
5	35.0	14日23時10分	15日04時00分	69	14日12時ごろ連続観測用 測器の埋設を行なう.

ための傾斜計, 地震計および温度計の検出部が孔底に埋設された.

観測地点は吉松駅の北約 2km, 吉都線, 肥薩線にはさまれた地点で, 山すそを通る町道の山側を高さ 6~7m はぎ取り整地した場所である.

地震計本体は, 通常大爆破観測などに用いられている筒型 3.5 c/s の上下動地震計である. 重錘の重さ 170 g, コイル抵抗 2.1 k Ω , 電圧感度 1.75 V/(cm/s) であって, 特性のよくそろったもの 2 台を選び, 1 台を地表に, 1 台を孔底に設置した. 孔底用の地震計は, 上げ降ろしを容易ならしめるため, きょう体に若干の改造を加え, 6 mm のワイヤーロープを信号ケーブルといっしょに用いた. 深さ 35 m 以外の場合の孔底用地震計は, 水で満たされた孔底にただ設置しただけであるが, 35 m の場合は傾斜計, 温度計, 方位検出計等といっしょに長期連続観測用検出部きょう体に収納し, 孔底にセメンティングしたものを用いた. 増幅器は 0.5~200 c/s の間で周波数特性のフラットなものであり, 地震計を増幅器に連結した場合の減衰定数は 0.7 である. 増幅器の出力は FM 方式のデータレコーダーを用いて, 毎秒 19 cm のスピードで磁気テープに記録した.

再生はペン書きレコーダーで行ない, 深さによる振幅の減衰の調査に用いた. 周波数応答の



写真 1 えびの・吉松地区地震測定室と観測井戸

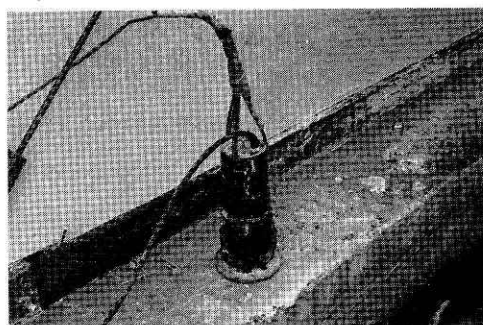


写真 2 孔底用上下動地震計

解析には、当センターの電子計算機 TOSBAC-3400 を用いた。

3. 観測井戸の地質柱状図

川内川沿いの平野と周辺の丘陵は、シラスなどの年代的に新しい軟弱な地層によって構成されているが、試錐地点はいわゆる加久藤カルデラの西縁にあたり、その基盤と考えられる第3紀層の安山岩や角れき質凝灰岩が、付近の地表に露出している。試錐地点の地表では安山岩も風化してものくなっているが、基盤は著しく堅硬であった。図2は地質柱状図であって、深さ9mまでは風化の著しい茶かっ色の安山岩、19mまでが暗灰色の風化安山岩、26mまでが未風化安山岩、以後35mまでが緑色の角れき質凝灰岩である。15m以深は熱水作用を受けて珪化しており、掘進の際もダイヤモンドビットを使用した、堅硬なため掘進速度も遅く、能率がよくなかった。

このボーリングでは9m付近で逸水があったが、湧水等は認められず、深度35mの孔底における温度は27.6°Cであった。なおボーリング孔の直径は15.2cm、トロバリ測定器を用いた孔曲り測定の結果は0°で鉛直に掘削されている。

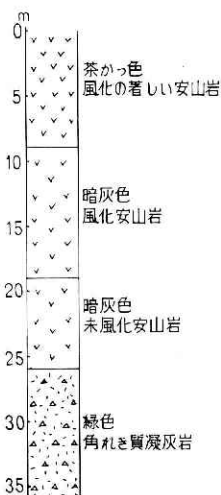


図2 観測井戸の地質柱状図

4. 深さによる地震動振幅の減衰

一般に地震動の振幅は、堅い地層から柔らかい地層に波が通って行く場合には大きくなり、逆に柔らかい地層から堅い地層の方に通って行く場合には小さくなる。

今回の場合には、上の層が柔らかいから、下層にくらべ上層の振幅は大きくなり、地層の境界面付近では、振幅について変化が観測されることが予想される。

まずペン書きレコーダーにより再生された記録について、地表と各深度の地震動の振幅を比較する。

この場合、当然周波数により、その減衰が異なるはずである。すなわち高い周波数をもつ波動ほど、深さによる影響を強くうける。だから深さによる振幅の変化を調べる場合には、各周波数の波動ごとに比較しなければならないが、ここではS波付近の最大波について比較した。使用した資料は、S-P時間が0.3秒から1.4秒の間にあるものだけであるから、震央距離、震源の深さのいずれも10kmを越えることはなく、マグニチュードも0程度のものであるため、S波付近で最大動があらわれていて、その周波数もおおよそ地表では25~30 c/sの間にある。すなわち今回の場合には、最大振幅の周波数は地震によって変化することが少ないから、深さによる地震波減衰についての大体の傾向を知ることができる。

振幅を読み取る場合には、地表と地中の地震記録をくらべて、できるだけ対応している波を

最大動付近で選り出し、それを読み取った。地表と地中の記録をくらべると、深さが 2.0~4.7 m では両者の波の対応が明らかであるが、深くなると明らかな場合が多く、そのような時には、両者それぞれの最大動に対応する同時刻の 2 ないし 3 波動の平均をとった。

このようにして得られた結果が図 3 である。

図 4 は地震動の記録例である。図 3 から明らかなように、深さによる地震動振幅の減衰の割合は、ある周波数のみについてであっても、一様でなく、深さによって変化するところがある。

それは地層の境界面であると考えられる。今度の観測では、たまたま 10 数 m の深さでの比較

観測が行なわれなかったのですが、この付近の深さでの傾向が明らかなでないが、地表から 9 m までの風化の著しい安山岩と、9 m 以深の堅い安山岩・凝灰岩とでは、深さに対する減衰の割合が異なることは確かである。そして地中 35 m では、最大振幅が地表の 1/5 程度となっている。

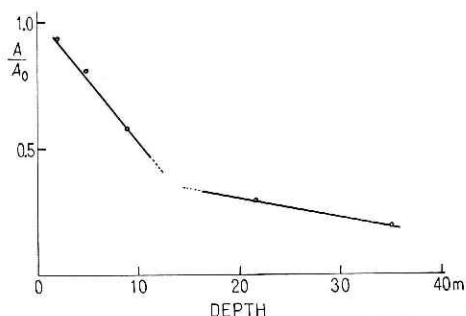


図 3 地表に対する孔底の地震動振幅比
 A_0 : 地表, A : 孔底

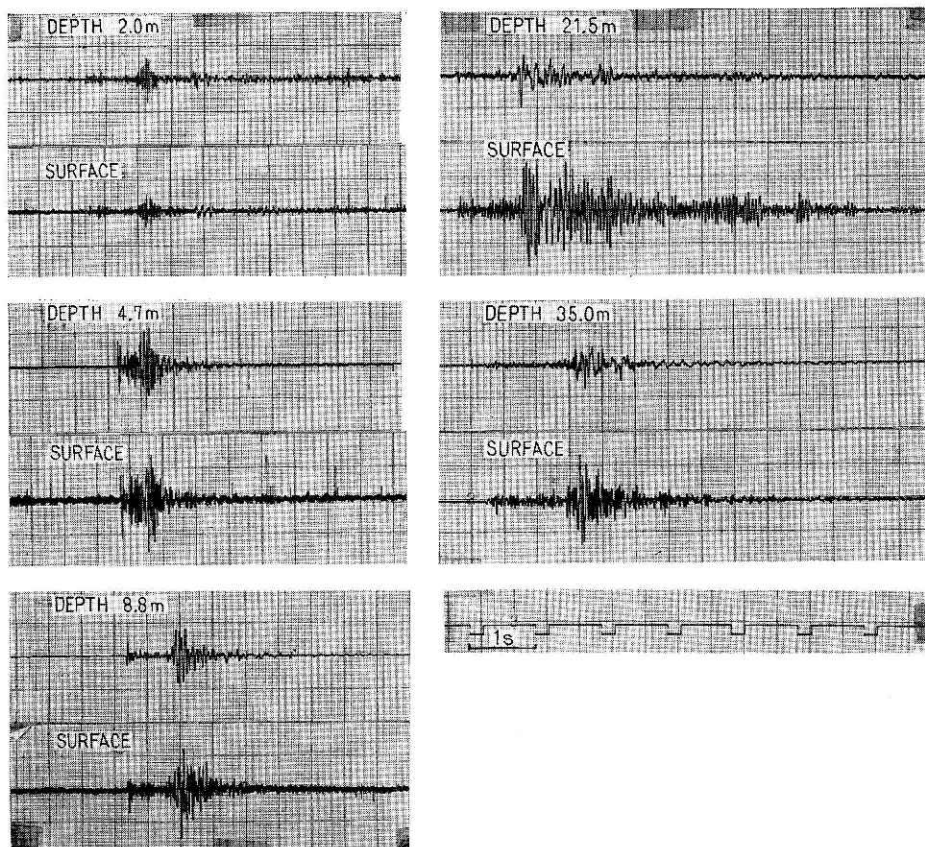


図 4 深さ別の地震動記録例。上が地中、下が地表、見やすくするため倍率の補正がしてある。

次に波形についてみると、図4に示されるごとく 2m では地表にくらべてほとんど変化がみとめられない。4.7m でも同様であるが、やや短周期の波が弱まっているように見える。8.8m となると、短周期の波の減衰が明らかとなり、両者の波形の対応が困難となり、P波、S波のはじまりがめいりようになってくる。21.5m ではこの傾向がさらに強まり、短周期の波の減衰が大きい。35m では 21.5m の場合によく似ていて、特に波形の改善がみられるということはないようである。結局、今回の場合には、波形の変化についても、振幅の場合と同様であって、表層では変化が大きい、9m を過ぎると変化の割合が小さくなる。

5. スペクトル解析の方法

ここでは電子計算機によるスペクトル解析について述べる。研究の対象は、地下 35m の孔底と地表の地震動についての周波数応答についてである。すなわち、個々の地震について、

- 1) 地表の地震動のパワースペクトル
- 2) 地中の地震動のパワースペクトル
- 3) 地中に対する地表の周波数ごとの利得 (gain)
- 4) 地中に対する地表の周波数ごとの位相差 (phase difference)
- 5) 両者の類似度 (coherency)

を求めた。この解析に用いた地震は 1968 年 10 月 15 日の 0 時から 2 時ごろまでに得られた、えびの群発地震で、深さ 35m の孔底と孔口の両方で、磁気テープにためこまれた記録のうち、飽和していない 12 個の地震と、有感またはそれに近い地震で、主要動は飽和している地震 3 個を選んだ。 M については前の 12 個が $-2 \sim 0$ 程度、後の 3 個が $2 \sim 3$ の地震である。解析時間は、飽和していない記録については初動から地震動記録の終了までの 3 ～ 5 秒間、飽和しているものについては主要動以後の飽和していない部分の 11 ～ 15 秒間である。表 2 に解析に用いた地震を示し、図 5 には例として、地震記録とスペクトル解析に使用した部分を四つの地震について示してある。

ここでの計算では、入力と出力の関係を線形と仮定して取り扱っている。実際には、この条件がどの程度許されるかは問題であるが、今回の解析では重複反射についてはよく説明できる。しかし M の大きな

表 2 周波数応答解析に用いた地震 (1968年10月15日) の表。

T : スペクトル解析部分の時間。

番号	発震時分	S-P	T	備 考
1	01 08	0.27 ^s	3 ^s	
2	00 53	0.30	3	
3	01 16	0.44	3	
4	00 57	0.75	3	
5	00 57	0.78	3	
6	01 16	0.81	3	
7	00 08	0.83	3	
8	00 31	1.07	4	
9	00 31	1.20	4	
10	00 51	1.20	5	
11	00 40	1.22	5	
12	00 03	1.24	4	
13	00 27	1.0 [?]	15	有感震度1
14	00 32	0.64	13	振り切れ
15	00 44	1.01	11	同 上

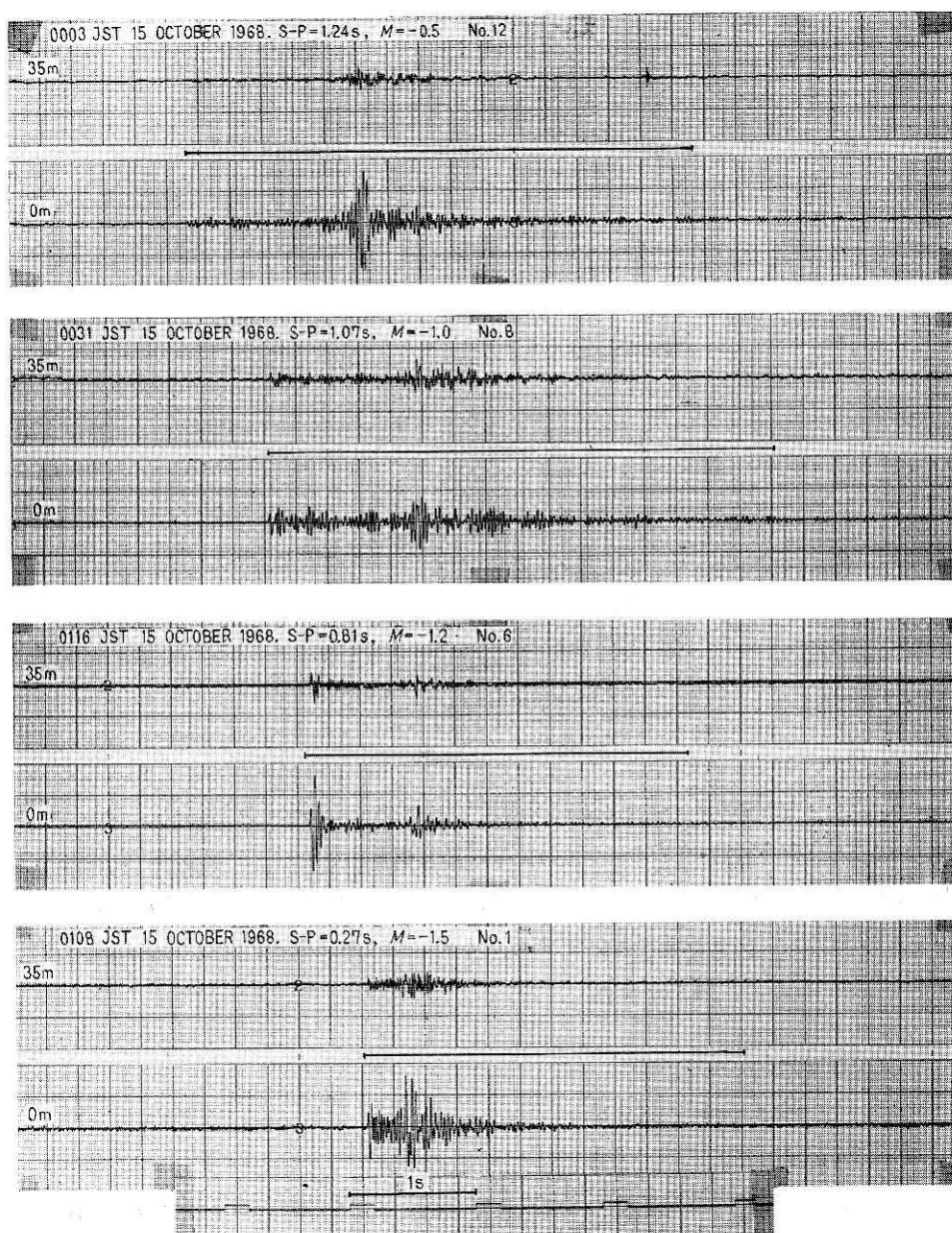


図 5 スペクトル解析に用いた地震記録例。下線は数値解析した部分を示す。地震番号 No. 8 の地中記録（上段）は他の記録にくらべて 2 倍の振幅で再生してある。地震番号 No. 1, No. 6, No. 8, No. 12 については表 2 参照。

地震や、地盤状況によっては、この条件はさらに検討されなければならないであろう。

解析方法は、まず個々の地震動についてパワースペクトルを求める。次に地中振動を入力とし、地表のそれを出力とした場合の周波数応答関数を求め、この周波数応答関数から、各周波数ごとの利得、位相差、類似度を算出した。

すなわち、地中振動を $x(t)$ 、それに対応する地表振動を $y(t)$ とし、 $x(t)$ 、 $y(t)$ のオートコレログラム $r_{xx}(k)$ 、 $r_{yy}(k)$ をつくる。 k 次おくれの自己共分散 $C_{xx}(k)$ は

$$C_{xx}(k) = \frac{1}{M} \sum_{n=1}^{M-k} \tilde{x}_{n+k} \cdot \tilde{x}_n$$

と書ける。ただし

$$\tilde{x}_n = x_n - \frac{1}{M} \sum_{n=1}^M x_n$$

オートコレログラムは

$$r_{xx}(k) = C_{xx}(k) / C_{xx}(0)$$

とあらわせる。オートコレログラムは正負対称であるから、フーリエ変換では余弦項に展開され、その係数がその周波数のパワースペクトルである。

次に $x(t)$ 、 $y(t)$ のクロスコレログラム $r_{yx}(k)$ をつくる。前述と同様にして、相互共分散 $C_{yx}(k)$ は

$$\begin{aligned} C_{yx}(k) &= \frac{1}{M} \sum_{n=1}^{M-k} \tilde{y}_{n+k} \cdot \tilde{x}_n, \quad (k=0, 1, 2, \dots) \\ &= \frac{1}{M} \sum_{n=-k+1}^M \tilde{y}_{n+k} \cdot \tilde{x}_n \quad (k=-1, -2, \dots) \end{aligned}$$

と書け、クロスコレログラムは

$$r_{yx}(k) = C_{yx}(k) / \sqrt{C_{xx}(0) \cdot C_{yy}(0)}$$

とあらわせる。クロスコレログラムは正負が非対称であるから、フーリエ変換では正弦項と余弦項に展開される。ある周波数 f に対する余弦項の係数を $a(f)$ 、正弦項の係数を $b(f)$ とし、 $x(t)$ の f に対するパワースペクトルを $P_x(f)$ とすれば、周波数応答関数 $A(f)$ は

$$A(f) = \frac{a(f) + ib(f)}{P_x(f)}$$

である。この複素数の絶対値が利得、偏角が位相差、

$$P_x(f) \cdot (\text{gain})^2 / P_y(f)$$

が類似度である。

計算の場合には、サンプリング間隔 1/200 秒で A-D 変換を行ないコレログラムを作る。これをフーリエ展開した場合の係数に、重みをつけた移動平均による窓をかけて、パワースペクトルの推定値とする。なお、スペクトルの周波数間隔は 2c/s とした。

このようにして得られたものが図 6 であるが、ここでは例として図 5 に相当する四つの地震についてのみ、地中振動および地表振動のパワースペクトル、地中振動に対する地表振動の各周波数に対する利得、位相差、類似度を示してある。

一般的な傾向として、パワースペクトル、すなわち各周波数に対するエネルギーの配分は、地表では特定周波数に集中しているのに対し、地中ではピークは認められが、地表とくらべて

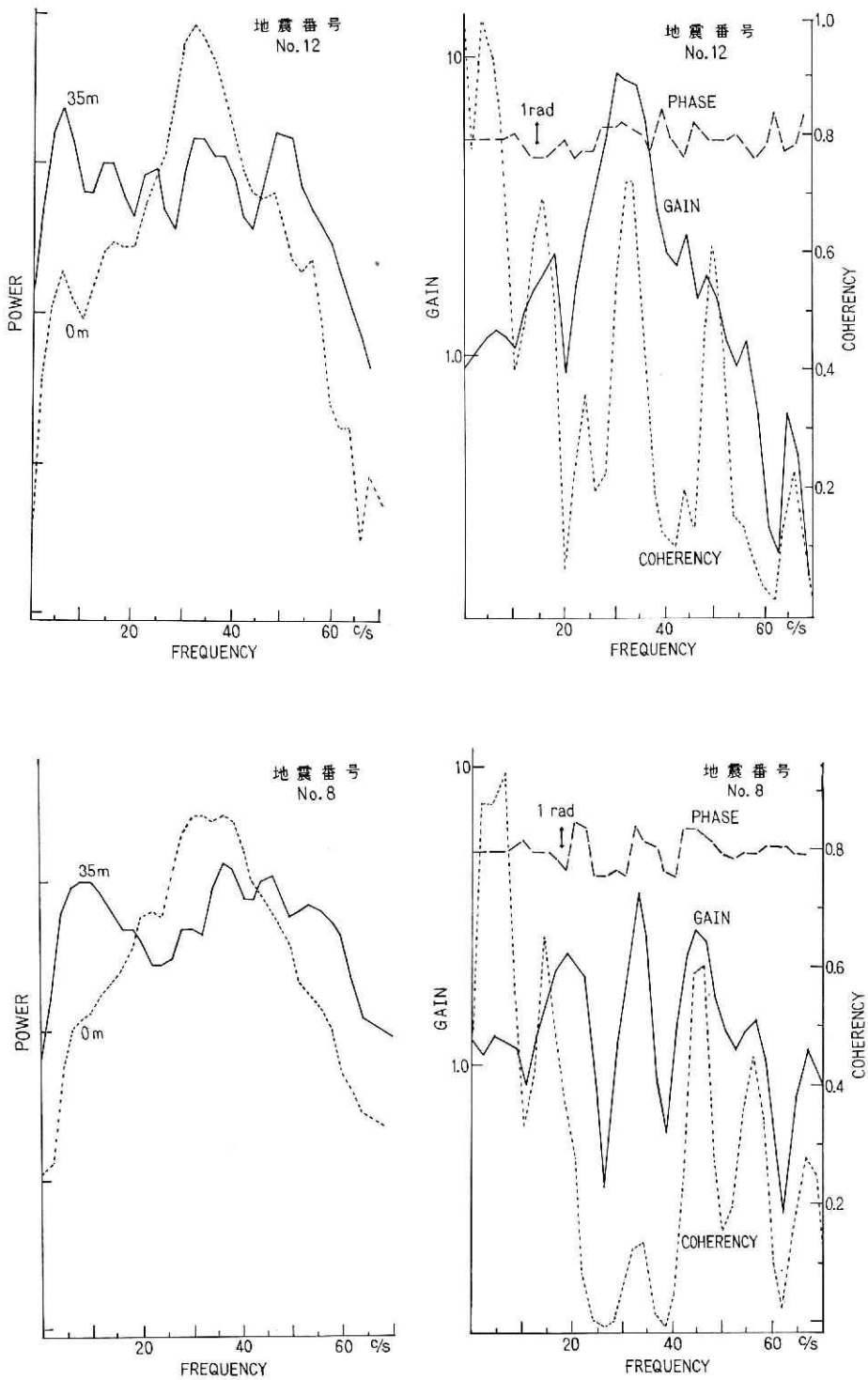


図 6.1 地震動 (地震番号 No. 12, No. 8) のスペクトル. パワーは対数目盛で示す. 表 2 参照.

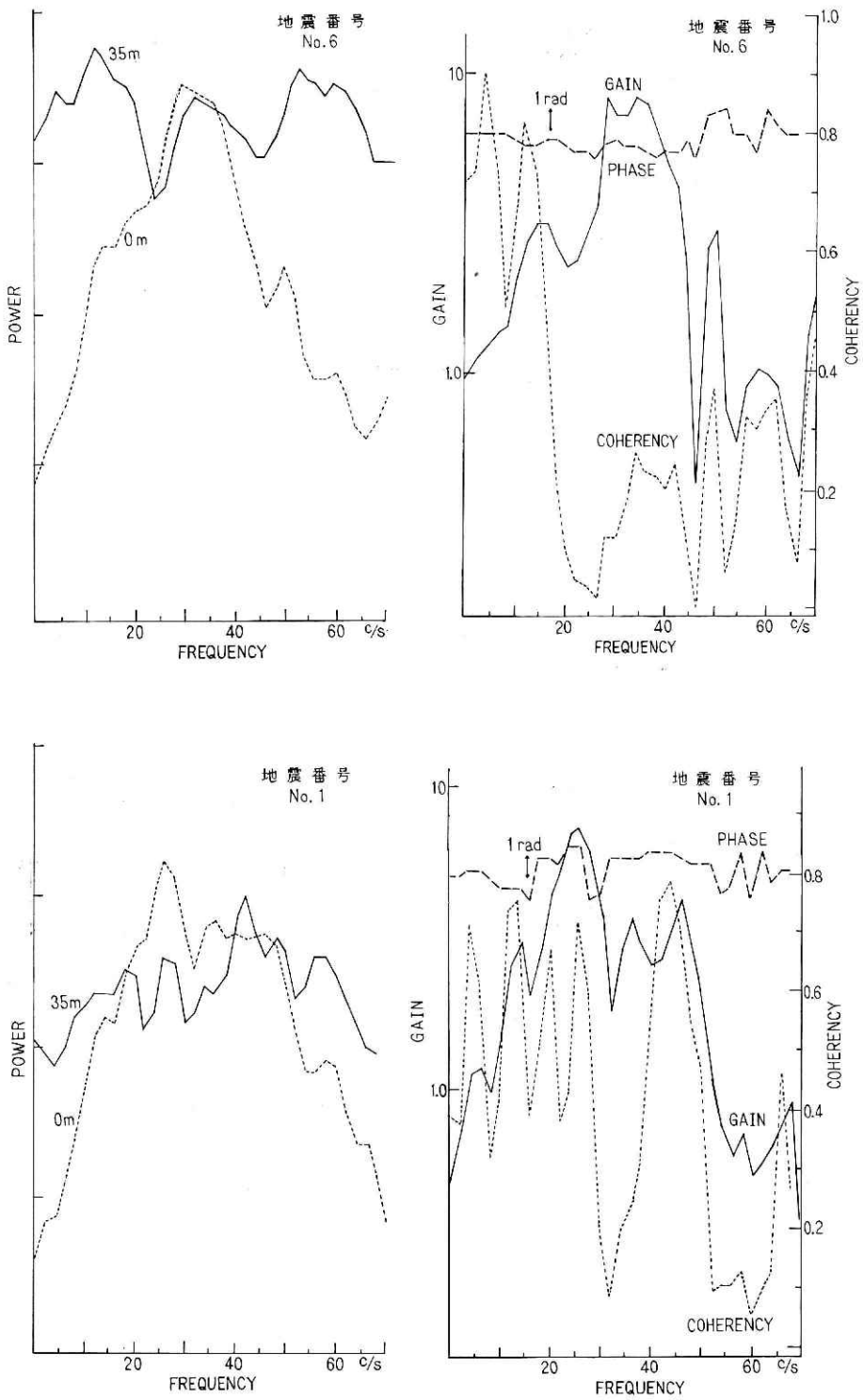


図 6.2 地震動 (地震番号 No. 6, No. 1) のスペクトル。パワーは対数日盛で示す。表 2 参照。

広い周波数帯に配分されている。利得のスペクトルは地表のパワースペクトルに似た傾向を示すが、位相差・類似度のスペクトルは、当然なことながら低周波部分に、位相の遅れ進みの少ない部分や、類似度の高い部分が見られる。

6. 地中振動のパワースペクトル

12個の地震について求めた地中振動のパワースペクトルの特徴を見やすくするため、各地震について、最高のエネルギーを持つ周波数の発現回数、および第1、第2、第3までの主要な山の周波数のあらわれた回数（下図）を示したものが図7である。

最高の山のあらわれやすい周波数は 6 c/s である。一方主要な山のあらわれやすい周波数については、 6 c/s 、 14 c/s が多く、 $24\sim 30\text{ c/s}$ 付近が抜けているのは、割合一様な分布をしている。

パワースペクトルの図を見てもわかるように、地中 35 m では、主要な山々のパワーの差は小さく、あとで地表の場合に見られるほど極端ではない。すなわち、地中 35 m の地震動は、広い周波数帯域にエネルギーが分散している。そのなかで、 6 c/s 、 14 c/s に波動のエネルギーが、他の周波数より多く配分されていることになる。そしてその地震動記録を見れば、 6 c/s が S 波群の波であり、 14 c/s が P 波群の波であることがわかる。

このほか 30 c/s 付近では、パワーの山があらわれていないことも注目されたい。

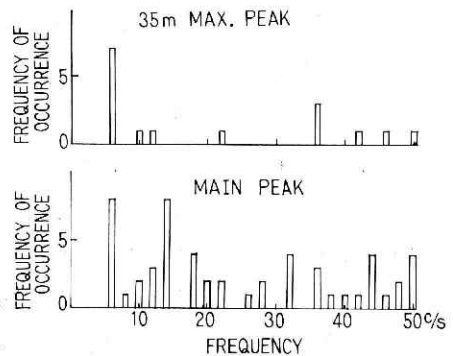


図7 地中振動パワースペクトルの山の発現回数

7. 地表振動のパワースペクトル

地表振動の場合にも、地中と同様なパワーの山のあらわれた周波数の回数の図を作った。これを図8に示す。最高のパワーを持つ周波数の発現回数は、 30 c/s が最も多くなっている。すなわち、地中振動では、 6 c/s 、 14 c/s で回数の多かったものが、地表では 30 c/s となっていて、しかもこの周波数のパワーは、他の周波数のパワーにくらべ極端に高く、地中では広い周波数範囲にわたりエネルギーが大差なく配分されているのに対し、地表では特定周波数にエネルギーが集中していることが、各地震の地表振動のパワースペクトルの図を見ると明らかである。また主要な山も含めた回数分布の図では、 12 c/s および 20 c/s のところにも山があるけれども、これらのパワーは 30 c/s のパワーにくらべ大きな差がある。

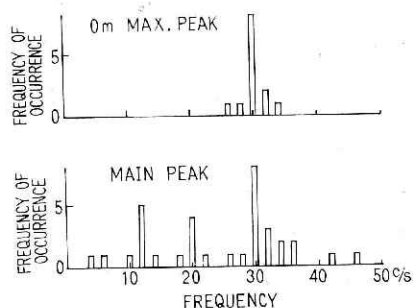


図8 地表振動パワースペクトルの山の発現回数

8. 利得のスペクトル

地中振動と地表振動の各周波数ごとの利得，すなわち振幅比については，個々の地震によって若干異なるが，大体の傾向として，10 c/s より低い周波数に対しては利得が1に近く，10 c/s より高くなるにつれて大きくなる．すなわち地表の振幅が地中に比べて大きくなり，30 c/s 付近で最高となる．この周波数付近の振幅比は4～8程度であり，30 c/s より高くなると山谷はあるが，傾向として小さくなっていく．図9に三つの地震について，前述の利得スペクトルの例を示す．

低い周波数より高い周波数で利得が大きくなるということは，地中に比べて地表は高い周波数の振動が出やすいということであり，逆にいえば，10 c/s より低い周波数の振動にくらべて，高い周波数の振動は，地中では減衰が大きくなることを示している．しかも地表に発振源をもつ雑振動の周波数は，一般に高いので，それらは地中では小さくなり，したがってSN比の向上が期待できることになる．これは高野・萩原(1966)，広野・末広・古田・小出(1968)の結果と全く一致する．

低い周波数については利得は1に近い値をとる．しかも，観測井戸から約250 m離れた肥薩線の線路を通過する列車による振動は，その周波数が3～5 c/sと割合低いため，この観測井戸のように35 m程度の深さでは，地表とくらべて，地中の振動はほとんど減衰が認められない．高野・萩原(1967)の千葉県日向村の深井戸による研究によれば，深さ800 mの地中で

も，80 m離れた地点を通過する貨物列車の振動があらわれるとのことであるから，井戸の地質に大きく左右されるであろうが，低周波の波の減衰はかなり小さいものであると考えられる．これらのことからSN比の向上を目的とした観測井戸の掘削にあたっては，列車等比較的低い周波数の振動を発生するものからはできるかぎり離れる必要があると思われる．

なお，深さが増せば，地中では地表の雑振動は当然小さくなるが，一方地震動の振幅も小さくなる．また孔底地震計，ケーブルなどの耐圧，耐温度，設置方法，方位決定等のため技術的にも経済的にも困難が増すから，その目的に適した深度を考えねばならない．

えびの観測井の場合には，観測井戸の孔口で人が飛びはねても，孔口から数 mほど離れた未舗装の道路を通過する乗用車でも，その振動が観測倍率でほとんど認められない深さは，

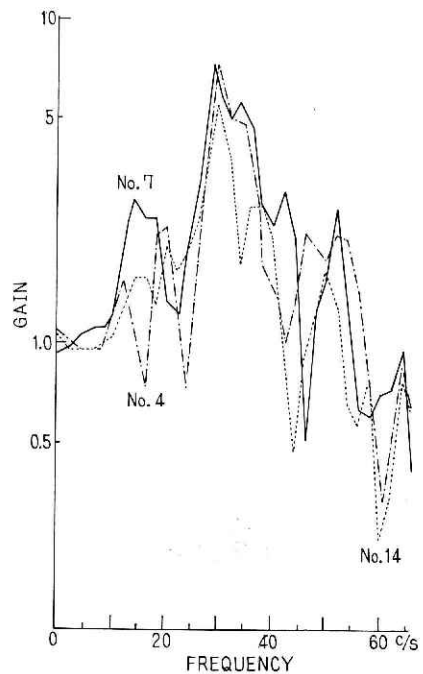


図9 利得スペクトル．地震番号 No. 4, No. 7, No. 14 については表2参照．

30 m 程度であると考えられる。

9. 類似度と位相

地中振動と地表振動が、利得と位相の補正を行なえば、全く同一のものとなるものであれば、類似度は1.0であり、類似したところが全くないのであれば0となる。周波数応答関数の計算にあたっては、類似していない部分をノイズと考える。

今回の場合は、S波群と考えられる6 c/s程度のところで類似度がきわめて高く、0.8から1.0に近い値を示している。12 c/s~14 c/sのP波群と考えられる波についても、S波群について高い値を示しているが、このような比較的低い周波数に比べて、さらに高い

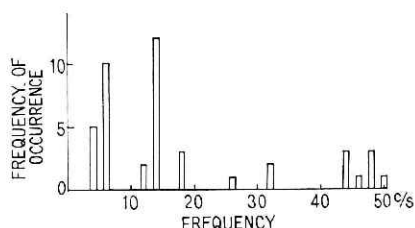


図 10 類似度スペクトルの山の発現回数

周波数については、各地震により変動が大きく、傾向としては類似度は小さな値をとる。

図 10 の類似度のスペクトルの山の発現回数を見ると、4~6 c/s と 14 c/s で高くなり、30 c/s 付近には類似度の山がほとんどあらわれない。

図 11, 図 12 にはこれの明らかな例として、震度 1 の有感地震の最大動が過ぎた部分 15 秒間について同様な周波数応答計算を行なった結果を示す。この図では、類似度は 6 c/s ぐらいまではたいへん高く、特に 4 c/s では 0.98 という値となっており、しかもこの周波数の利得が 1 に近く、位相差も 0 となっていて、地中と地表の振動が、4 c/s 付近では全く同一と考えてよいことを示している。そして地表のパワーが 30 c/s で第 2 の山になっているのに対し、地中のパワーはかなり低く、類似度が 0 に近い値を示していることは、この周波数の波が震源から伝えられてきた波にふくまれていたものではなくて、地表付近でのみ発生したものであることを示している。そして図 11 の地震動記録を見ても 4 c/s ぐらいの波については、地中と地表の各波の対応がきわめてめいりょうであり、地表は地中の波動に 30 c/s の波を重ね合わせたものであることが明らかである。このような振動記録については、地中か地表のどちらか一方の記録が得られるならば、他の記録は容易に計算により作り出すことが可能である。

上述のように、4 c/s, 14 c/s の周波数について、地中と地表の類似度が高く、20 c/s 以上の周波数については低くなり、しかも地表のパワーのみが 30 c/s 付近で高くなるのが、地表にくらべて、地中の方が P 波、S 波の検出が容易となる理由と考えられる。

位相については、10 c/s より低い周波数について地中と地表の遅れ進みがほとんどなく、10 c/s 付近からわずかに遅れるようであるが、それ以外の周波数については、各地震により遅れ進みがまちまちであって、周波数に対する傾向といったものは明らかでない。利得、類似度、パワースペクトルについては、地震の S-P 時間と M が決まれば、地表の記録から地中の値がある程度推定できるが、位相差については推定が困難であって、数値計算により推定振

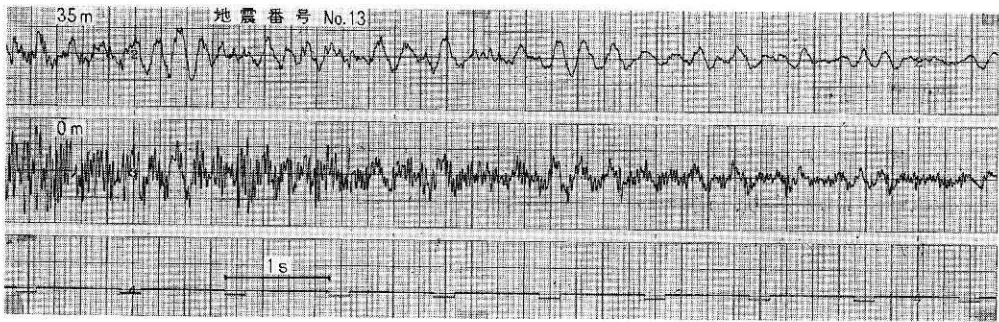


図 11 1968年10月15日0時27分震度1の有感地震 (No.13) の記録の一部、 M は3程度 (主要動は振り切れ)。

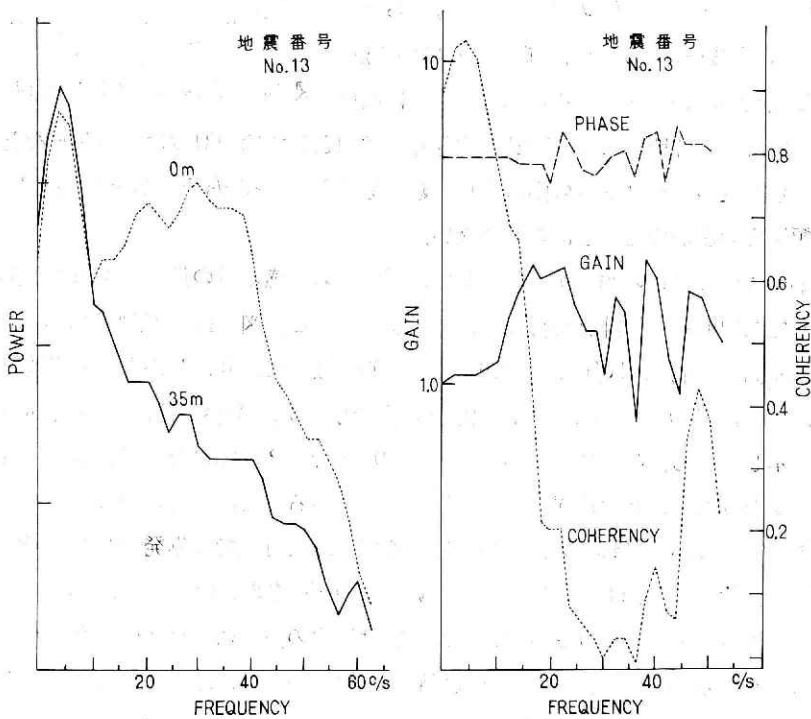


図 12 地震動 (No. 13) のスペクトル解析。パワーは対数目盛で示す。

動記録を求める場合の課題となるものと思われる。

10. 地表面の重複反射

地表で極端に卓越する 30 c/s の波については、次のような特徴がある。地中のパワーが小さく地表のパワーのみ大きくなる。利得も最大となることが多いのにもかかわらず類似度が低い。

すなわち、この波は地表において卓越することが明らかであるから、表面層の重複反射であろうと推定される。地表と 35 m の孔底での地震の初動の時間差は約 14 ms、地表と 8.8 m の

深さでは約 5 ms という観測値が得られている。この値から深さ 9 m までの、かなり風化した安山岩の P 波速度を求めると 1.8 km/s となる。ポアソン比 σ を 0.25 とする。地表付近の σ は軟弱地盤では 0.5 に近い値をとることも珍しくないが、この場所は地表といっても表層を 6~7 m はぎ取られた岩盤であることを考えに入れてこの値をとる。そうすれば、S 波速度は約 1.04 km/s となる。この S 波速度で、深さ 9 m の表面層で重複反射するものと仮定し、その周波数を f 、S 波速度を V 、表面層の厚さを H とすれば、

$$f = V/4H.$$

これから、 $f = 29$ c/s となり、観測により得られている 30 c/s とたいへんよく一致する。このことから、30 c/s の波は表面層の重複反射の結果卓越するものであり、その S 波速度は 1 km/s 程度であると考えられる。

11. ま と め

今回の岩盤内の極微小地震観測の解析結果をまとめると次のようになる。

- 1) 地表で最大振幅のあらわれやすい 30 c/s 付近の波における深さによる減衰は、基盤内よりも表面層の方が大きい。
- 2) 地表に対する深さ 35 m の孔底の振幅は約 1/5 となる。
- 3) パワースペクトルについて地表は 30 c/s 付近に顕著な山があらわれるのに対し、地中 35 m では山谷はあるが、地表にくらべ広い周波数帯をもっている。
- 4) 地中 35 m に対する地表の周波数ごとの利得は、0~10 c/s までは 1 に近いが、それ以上は周波数とともに大きく、30 c/s 付近で最大となり、その値は 4~8 のものが多い。
- 5) 位相差についても、0~10 c/s までは遅れ進みが小さい。
- 6) 類似度については、低い周波数で高い値を示す。特に 5~6 c/s の S 波群、12~14 c/s の P 波群などで山のあらわれることが多い。
- 7) 地表で卓越する 30 c/s の波動は、深さ 9 m の表面層内の重複反射であると考え、計算値と一致する。

12. 謝 辞

この研究報告の中で、周波数応答関数の計算については、当所菅原正巳第 3 研究部長および渡辺八重子氏にお世話になり、木下舜氏には数値解析について助言をいただいた。また寺田一彦所長、丸山文行第 2 研究部長、高橋博室長には、この研究に対して激励をたまわった。これらの方々に厚く感謝いたします。

なお、この観測は科学技術庁特別研究促進調整費によるものである。

参 考 文 献

- 1) Douze, E.J. (1966): Noise attenuation in shallow holes. *Bull. Seism. Soc. Amer.*, **56**, 619—632.
- 2) 広野卓蔵・末広重二・古田美佐夫・小出 馨 (1968): 地中地震計によるバックグラウンドノイズの研究 (第1報). *Pap. Met. Geophys.*, **19**, 323—339.
- 3) Kanai, K. and Tanaka, T. (1951): Observations of the earthquake-motion at the different depths of the earth (I). *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **29**, 107—113.
- 4) Shima, E. (1962): Modification of seismic waves in superficial soil layers as verified by comparative observation on and beneath the surface. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **40**, 187—259.
- 5) 鈴木貞臣 (1968): 松代群発地震のP波のスペクトル. 北海道大学地球物理学研究報告, **20**, 91—99.
- 6) 高野 敬・萩原尊礼 (1966): 深井戸地震計による観測 (第1報). 地震研究所彙報, **44**, 1135—1148.
- 7) 高野 敬・萩原尊礼 (1968): 深井戸地震計による観測 (第2報). 地震研究所彙報, **46**, 1293—1300.
- 8) Terashima, T. (1968): Magnitude of microearthquake and the spectra of microearthquake waves. *Bull. Int. Inst. Seismol. Earthq. Engng.*, **5**, 31—108.

(1969年12月1日原稿受理)