微 動 に つ い て

東京大学理学部地球物理学教室 赤 松 敬

(昭和 31 年 7 月 10 日受理)

On Microtremors

Kei AKAMATU

Geophysical Institute, Faculty of Science, Tokyo University

(Received July 10, 1956)

In the observations of microtremors and explosion seismics ground noises cause difficulties in picking out the initial movements in seismograms. In order to examine the above problem and determine the characteristic frequency of microtremors of a given locality, it is necessary to investigate these microtremors.

This paper discusses microtremors with frequencies between 20 c/s and 1 c/s which were observed at Hongo in Tokyo and Mt. Tukuba. Equipments used were horizontal seismometers of moving coil type with a frequency of 1 c/s, vertical seismometers with frequencies of 3 c/s and 10 c/s, and two amplifiers one with a band of amplification between 1~30 c/s and the other with a band between 30~100 c/s. Tripartite observations were conducted and parallel observations were made with different frequency seismometers for comparison. The data were analyzed by the methods of autocorrelation and crosscorrelation.

The results of the observations and analyses are:

1. At Hongo for tremors of 7 c/s to 10 c/s the daily variation of amplitudes from day to night showed a ratio of 17 : 1. At Tukuba for the frequency of 20 c/s the ratio of amplitudes in the day time to those in the night was 2 : 1.
2. At Hongo upon observation of tremors with seismometers with frequency responses of 1 c/s, and 3 c/s and 10 c/s after calculation of the power spectra, tremors with frequencies of 2~5 c/s, 7~9 c/s and 10 c/s were found; at Tukuba using seismometer with 3 c/s response tremors with 20 c/s frequency were found.
3. By using the data from tripartite observation time difference of wave arrivals between two points was obtained by the method of crosscorrelation to determine the direction of wave propagation and the phase velocity.
4. Space correlation between two points decreased more rapidly for shorter period waves than for longer ones.

§ 1. ま え が き

この研究の対象となる微動はその周期が数秒以下の雑微動とか常時微動とかいわれているものである。微小地震或は爆破地震動を観測する際に、土地の noise の最も少い場所を求めてもまだ多小土地の noise があり、地震波の初動と区別するのに困難な事も起る。このような場合には適当な filtering を行つて微動の影響を小さくする事も必要となる。又は group setting の方法を用いて singal を大きくする事も望ましい。

常時微動の観測についてすでにいくつかの論文があり、地震波が通過する際にその土地の固有振動周期が卓越する様に、微動によつてもその場合と同様の周期が卓越するという事、すなわち微動を観測する事によつて土地の地盤のいわゆる“固有周期”がわかるといわれている^{1),2)}。又常時微動は主として表面波より成るという考え方もある³⁾。地盤の固有振動は地層による重複反射の結果であると考えられているので⁴⁾、上述の二通りの考え方は矛盾する様にもみえるが微動にも実体波的部分と表面波的部分が重畳していると考える事もさしつかえない。

微動の原因となるものは土地により又場合により異なり、微動の波としての具体的ななりたちも様々であろう。微動の現象論的な性質を理解する事は以上の問題に対して重要な事であり、そして又出来れば更に立入つていわゆる常時微動がどのような境界をもつ媒質中でどのような波からなりたっているかを知る事は、上述の諸問題に対して根本的な解決を与える事になる。この論文では本郷と筑波山で昼夜の微動を観測し、得られた記録に対して解析を行つた結果を述べる。

§ 2. 観測器械及び観測の方法

観測に用いた器械は地震計としては固有周波数 3 c/s の電磁式上下動地震計 3 台、10 c/s 上下動 2 台、及び 1 c/s 電磁式水平動地震計 3 台、増巾器としては爆破地震動観測に用いられる帯域 1 c/s~30 c/s のもの及び微小地震観測用増巾器である。この増巾器は帯域がより短周期の方向にあり 10 c/s 地震計と組合せて用いられる。前者に対しては本郷で観測する時は $R=300k\Omega$, $C=2\mu fd$. による積分回路を追加して用いている。

観測の方法は上下動 3 c/s, 10 c/s, 水平動 1 c/s の 3 台の地震計を観測室のコンクリート台に置いて日変化等の観測を行う。又 3 台の上下動及び 3 台の水平動で屋外で 3 点観測を行つた。この時直角三角形の直角をはさむ 2 辺を順に 1 m づつひろげて観測した。筑波山では微動の振巾について昼夜の観測を行つた。

得られた記録は、1) 振巾の日変化、2) 各記録の自己相関、3) 2 点の相互相関、4) 記録上直接に波形をよみ取る事、5) 振巾の分布、6) 筑波山と本郷との記録の比較などを求めて、微動の日変化、周期、波の現象論的な性質について考察した。

§3. 振巾の日変化

3 c/s, 10 c/s 上下動, 1 c/s 水平動の 3 台の地震計により 1955 年 10 月 13 日 13 h. から 10 月 14 日 12 h. にかけて約 1 時間おきに観測を行つた。この日は昼夜共晴で風もなく二三日前から雨も降らなかつた。観測時間はそれぞれ一時間おきに約二分間である。Fig. 1 に記載してある振巾は各記録の振巾の絶対値の平均の値がとつてある。(1 c/s 地震計で観測した記録の振巾は地動の約 10000 倍である。) 一見してわかる事は 3 c/s 地震計によつて記録される微動の振巾

の日変化が激しい事である。すなわち前日の16h. 30 m. の振巾と夜中の2h. 振巾の比は17:1である。これに対して1 c/sと10 c/sの地震計による記録は4:1, 6:1であつて3 c/s程激しい変化は示していない。各々の記録からコレログラムを作つてみると1 c/s 水平動地震計では2~5 c/s 附近の地動を, 3 c/s 上下動地震計では7~10 c/s, 及び10 c/s 地震計では8~10 c/s 及びそれ以上の地動をよく記録する様である。友田, 安芸が指摘した様に⁴⁾ 1 c/s 以上の微動は交通機関に関係があるという事は今度の観測にもあらわれている。

以上の様に1 c/s, 3 c/s, 及び10 c/sの地震計で観測した結果興味ある日変化の有様がわかつたわけであるが, 3 c/s 地震計による記録のみ17倍位の甚しい日変化を示す事については簡単に説明を

Fig. 1. Daily variation of amplitudes of microtremors.

A 1 c/s Horizontal seismometer
B 3 c/s Vertical seismometer
C 10 c/s Vertical seismometer

Fig. 2. A Day (12 h.) B Night (02 h.)
1 10 c/s Vertical seismometer
2 3 c/s Vertical seismometer
3 1 c/s Horizontal seismometer

(The ratio of sensibility of amplifier in the day time to that in the night was 1:2 for 1 c/s and 10 c/s seismometers and 1:5 for 3 c/s seismometer)

Fig. 3. Correlograms
 A 1 c/s Horizontal seismometer
 e, f On a concrete block
 f In the night

Fig. 3. B 3c/s vertical seismometer

Fig. 3. B 3 c/s Vertical seismometer
 m, n, o On a concrete block
 m, o In the night

与えるわけにはいかない。日変化は本郷のみで観測したのであるが、土地によつて昼夜の振巾の比にどの位変化があるかという事も興味ある問題である。

§ 4. コレログラムによる解析

一つの記録の series についてある時刻から 6 秒間をとり 1/50 秒毎に振巾をよみとつた。従つて sample の数は 300 である (10 c/s 地震計によるものは 1/100 秒毎, 4 秒間, sample の数は 400)。但し 1 c/s 地震計で記録したものは 1/50 秒毎 8 秒間, sample の数は 400 である。振巾の積 $f(t)f(t+\tau)$ で $\tau = \kappa\tau_0$ とした時, τ_0 を 1/50 秒, $\kappa = 1, \dots, 20$ (1 c/s 地震計の記録については $\kappa = 30$ まで) までととり。振巾は +, - でよみとり友田の方法⁵⁾で相関係数を求めてコレログラムを作つた。これらを Fig. 3. A, B, C に示す。

「実際に振巾を区間 50 に分けてよみとつて計算した場合を Fig. 4 A, B に示す. graph によれば, $\kappa=10$ 位までは両者がよく一致している. 10以降は合わない所もあるが後に述べる様に短時間自己相関函数によるスペクトラムをとる時, 10以降は殆ど影響がない. スペクトラムにして 1 c/s ずれる位である. sample を 300 位とれば微動の場合には, +, - でも実際に振巾をよみとる場合と同様にその性質を論ずる事が出来るのである.」⁶⁾

結果をみると, 記録される周期は地震計の固有周期によつて異なり, 1 c/s 及び 3 c/s 地震計によるものは sample によつてはつきりした周期がわからないものがある. 1 c/s 地震計による記録からのコレログラムは大体 $\tau=1$ sec. で減衰を示しているが, 3 c/s 地震計によるものは減衰を示す事なくコレログラムが振動し

Fig. 3. C 10 c/s Vertical seismometer
c, d On a concrete block
d In the night

a (cf. Fig. 3 B-a) b (cf. Fig. 3 B-b) c (cf. Fig. 3 B-c)
Fig. 4. A Correlograms deduced by the customary method of calculation.

Fig. 4. A

Fig. 4. B Spectra

a spectrum from Fig. 4 A-a
 b " " Fig. 4 A-c
 c " " Fig. 4 A-e

ている。コレログラムが減衰を示さない事 sample によつてコレログラムの様子が異つているという事、つまり約 6 秒 (sample 300) の観測では必ずしも定常ではないので、短時間自己相関函数を用いてスペクトラムを求める事にした。短時間自己相関函数によるスペクトラムを求める場合、問題となるのは $1/2\alpha$ すなわち解析時間であるが、これは相関係数の減衰の状態 ($\kappa=20$ で約 $1/100$) と本郷で得られた記録より考えて $\alpha=4\sim 8$ にえらんだ。

「短時間自己相関函数及び Power spectrum は R. M. Fano⁷⁾によれば次の様に示される。

$$\phi_i(\tau) = e^{-\alpha|\tau|} / 2\pi \int_{-\infty}^{\infty} G_i(\omega) \cos \omega\tau d\omega$$

$$G_i(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} e^{-\alpha|\tau|} \phi_i(\tau) \cos \omega\tau d\tau$$

短時間自己相関函数によつて power spectrum を求める事は time constant $1/2\alpha$ をもつた low pass filter あるいは time constant $1/2\alpha$, natural frequency ω をもつた band pass filter を通す事と同じ結果となる。

例えば Fig. 5 に示す low pass filter の impulse response は

$$e_\alpha(t) = 2\alpha e^{-2\alpha t} u(t)$$

ここで $u(t)$; unit step function $u(t)=1 \quad t>0$

$$u(t)=0 \quad t<0$$

であるから filter の output は、

$$\phi_i(\tau) = 2\alpha \int_{-\infty}^t \phi_\tau(x) e^{-2\alpha(t-x)} dx$$

$$\phi_\tau(t) = f(t)f(t-\tau)$$

この $\phi_i(\tau)$ が短時間自己相関函数である。

input $f(x)$ と重みの函数 $(2\alpha)^{1/2} e^{-\alpha(t-x)} u(t-x)$ をかけた x, t の函数

$$F_i(x) = (2\alpha)^{1/2} f(x) e^{-\alpha(t-x)} u(t-x)$$

を考え、次に

$$\phi_i(\tau) = \int_{-\infty}^{\infty} F_i(x) F_i(x-\tau) dx$$

とすれば

$$\phi_i(\tau) = 2\alpha e^{-\alpha\tau} \int_{-\infty}^{\infty} f(x) f(x-\tau) e^{-2\alpha(t-x)} u(t-x) u(t-x+\tau) dx \quad \tau > 0$$

$$\phi_i(\tau) = e^{\alpha|\tau|} |\phi_i(\tau)| = 2\alpha \int_{-\infty}^t f(x) f(x-\tau) e^{-2\alpha(t-x)} dx$$

となつて $\phi_i(\tau)$ が単時間自己相関函数である、 $\phi_i(\tau)$ と power spectrum $G_i(\omega)$ との関係は次の様に示される。

$$\phi_t(\tau) = 1/2\pi \int_{-\infty}^{\infty} g_t(\omega) \bar{g}_t(\omega) e^{j\omega\tau} d\omega = 1/2\pi \int_{-\infty}^{\infty} G_t(\omega) \cos \omega\tau d\omega$$

ここで

$$g_t(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} F_t(x) e^{-j\omega x} dx$$

$$G_t(\omega) = g_t(\omega) \bar{g}_t(\omega) = |g_t(\omega)|^2$$

$\bar{g}_t(\omega)$; $g_t(\omega)$ の conjugate complex

Fourier 変換によつて

$$G_t(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} \phi_t(\tau) \cos \omega\tau d\tau$$

a (Fig. 3 A-a) $\alpha=4$

b (Fig. 3 A-b) $\alpha=4$

c (Fig. 3 A-c) $\alpha=4$

d (Fig. 3 A-e) $\alpha=8$

e (Fig. 3 A-f) $\alpha=8$

Fig. 6. Spectra A 1 c/s Horizontal seismometer

a (Fig. 3 B-j)
 $\alpha=6$

b (Fig. 3 B-a)
 $\alpha=6$

c (Fig. 3 B-b)
 $\alpha=6$

d (Fig. 3 B-c)
 $\alpha=6$

e (Fig. 3 B-d)
 $\alpha=6$

f (Fig. 3 B-m)
 $\alpha=6$

Fig. 6. B 3 c/s Vertical seismometer.

スペクトラムを求めた結果を Fig. 6. A, B, C に示す。スペクトラムを見ると室内（コンクリート台）で観測したものは短周期が少く、スペクトラムの山の数も少い。屋外（土の上）で観測したものの方が数種の周波数のものが含まれている事がみとめられる。このことは一秒より短い程度の地震波を観測する場合にもコンクリート台については十分に注意しなくてはならない事を示している。graph を見て明らかに様に、1 c/s 地震計によるものは 3~4 c/s に sharp な山が出ている。これは記録を直接見てもこの周波数の wave train がみられる。地面の上で観測したものは 1~5 c/s の波が多い様である。スペクトラムにも sharp なものと割合に flat なものがみられる。3 c/s 地震計で観測したものは、3 c/s と 7~10 c/s が顕著である。更に細かくみるとある時刻から 6 秒の区間の後すぐ次の 6 秒間のスペクトラムは多小異り、(Fig. 6. B. a,

c) 又 8 m はなれて観測した 2 点の同時のスペクトラムもわずかに異つている. (Fig. 6. B. b, e) 10c/s の地震計で観測したものは何れも sharp なスペクトラムがみられ, 主な波は 8~10 c/s の波である. 以上の結果によれば, 6 秒を一つづきの区間としてとれば刻々にスペクトラムは変化しているのであつて, 微動の伝播性をあらわす一つの根拠として考えられるのである. 或は微動は全く random なものの寄集りでなくて規則的な波が含まれていると考えられる. 夜と昼の各々のスペクトラムについては著しい差はない様である.

§ 5. Tripartite Station による観測

i) 3 点観測は直角三角形の直角をはさむ二辺の長さを 1 m 毎 (1 c/s の地震計では 2 m 毎) に辺をのばして観測を行つた. 使用した地震計は 3 c/s 上下動 3 台, 1 c/s 水平動 3 台で場所は本郷地球物理学教室前庭である. 又別に 10 c/s 上下動地震計 2 台で 2 点観測をも行つた.

3 点観測によつて定常的な振動であるか否か, 又もし伝播する波であるならばその進行方向を求める事が目的の一つである. 先ず 3 点観測による記録から 2 点の相互相関係数を求めて, 2 点の距離毎に plot して graph を作つた. ある地盤全体が一樣に振動しているものならばある程度の距離までへだたつた 2 点の相関はほゞいつでも同じ程度に高いであろう. 結果は距離がはなれるにしたがつて, 多少のふらつきはあるが, 徐々に相関がへつて行くのがみられる. そのへり方は図に示される様に周期の短い地震計によるものの方が急激である. この事については後で直接記録をみる事によつて更にくわ

a 1 c/s Horizontal seismometer

b 3 c/s Vertical seismometer

c 10 c/s Vertical seismometer

Fig. 7. Space Correlations

Solid line—a (cf. Fig. 8 IV)

Broken line—b (cf. Fig. 8 IV)

Fig. 8. I Records with 1 c/s horizontal seismometers.

A a, b—2 m

B a, b—6 m

C a, b—10 m

D a—12 m b—18 m

a, b—cf. Fig. 8 IV

Fig. 8. II Records with 3 c/s vertical seismometers

A a, b 2 m
B a, b 6 m
C a, b 10 m
a, b—cf. Fig. 8 IV

Fig. 8. III Records with 10 c/s vertical seismometers

A 1-2 2 m
B 1-2 6 m
C 1-2 10 m

Fig. 8. IV Observation points to record numbers.

A 1 c/s Horizontal seismometer.
B 3 c/s Vertical seismometer.

Fig. 9. Records with 3 c/s vertical seismometers.

A 1-3 13 m B 1-3 12 m
1-2 11 m 1-2 11 m

しく説明する。

次に波の伝播性をしらべるために、2点の記録について比較的規則的にならんだ波 4~5 山づつをえらび出し 1/200 秒毎に振巾をよみとり、1/200 秒毎にずらして相互相関の graph を書いた(Fig. 10). すなわち $\tau=0$ から最初の山までは2点での波の phase のずれをあらわしている。そこで伝播速度が求められる事になる。この事についても後で述べる事にする。

ii) さて今までは主に相関函数を求める事によつて議論を進めて来たのであるが、次に今までの記録を直接読みとつてみる事にする。

最初に 3 c/s 地震計で観測した記録をみると主な波はコレログラムにあらわれる 7~10 c/s の波から成立っていることがわかる。この 7~10 c/s の波の山、谷、山、谷と3つづつの山、谷が続く wave train がくりかえされてコレログラムにあらわれるより長い周期の波を形づくっている。この周期は約 0.3 秒である。同一時刻における 10 c/s 以上の短周期の波(概して小振巾)は観測点が 2~3 m はなれると対応がつかなくなる。比較的長い周期の波、これは 3 c/s 附近の波であるが overlapping mean 等の方法をとるとよく対応がつき、2点の距離が 7m はなれた所でも著しくあらわれている。この現象は前述の空間的相関の graph で短周期の方が距離によつて急激に減小することと全く同じ意味をもっている。

以上の記録から、3点共波形がよく対応のつく部分をえらび出した。この対応のつく部分はせいぜい 3~5 周期位の比較的振巾の大きい規則的な波である。その周波数はコレログラムによくあらわれる 7~10 c/s 附近の波である。この様な波が3点共対応がよくつく部分は記録の上ではごくわずかである。(例えば Fig. 9. A, B) 2点の波形はよく対応がついても3点目の波形

Fig. 10. Cross-correlation functions from Fig. 9-A.

Fig. 11.

はくずれていて対応が見つからない所もある。先に述べた cross correlation によつて各々の 2 点間に波の到着する時間のずれがわかるから波の伝播する方向及び phase velocity が求められる。

例えば Fig. 11 の様に x_1, y_1 を原点とすれば Fig. 9. A, Fig. 10. 及び Fig. 11 より $x_2 = 0, y_2 = -11, t_2 = 7/200$ (sec.), $x_3 = -13, y_3 = 0, t_3 = 19/200$ (sec.) ($7/200 + 12/200$) であるからこれから λ 及び v を計算すると $\lambda = 24^\circ 28', v = 125$ m./sec. となる。同様にして Fig. 9 B についても λ, v を計算すると $\lambda = 6^\circ 13', v = 230$ m./sec. となる。

この様にして求められた伝播速度は 100~300 m./sec. であるから、表面波的性質をもつものと考えられる。島悦三氏の結果 (未発表) によれば実験を行つた場所は厚さ 1 m の soil の下に厚さ 8 m の loam の層があり、更にその下は sand の層になつているのであるが loam 層の縦波の速度は島氏の結果より 330 m./sec. soil の速度は 150 m./sec. 又砂層では 1200 m./sec と出ているから上の微動の結果は表面波と考えてもよいと思う。速度についてのばらつきは色々な方向から来た波が合成された結果とも考えられる。

1 c/s の水平動地震計で行つた 3 点観測の記録で著しい事は屋外 (土の上) の記録の方が室内 (コンクリート台) にくらべ短周期が多く山がくずれ易い事である。

記録をよくみると 2 点間の距離が 4 m 位へだたと 10 c/s 以下の波は殆ど対応が見つからない。3 c/s 地震計で記録したものと様に 2 点の記録をみるとよく対応がつくが、他の 1 点が対応が見つからない場合がある。又 5 c/s 附近の波は 6 m 迄 3 点共よく似ている。1 c/s 位の波は 18 m 迄よく対応がついている。3 c/s 地震計の記録にみられる様な目立つた wave train はみられないが比較的振巾の大きい 2~6 山位の規則的な wave train が記録されている。10 c/s 地震計では 2 点の波がよく対応がつくのは 5 m 迄である。その記録によくあらわれる波は 10 c/s 附近の周波数である。

土地の固有振動をあらわす波については、今回の実験でははつきりとわからなかつたが、例えば 1 c/s 水平動地震計の記録では 2 点が 18 m はなれていても長周期の波は対応がつくのである。相互相関係数も 0.4 位の値を示している。昼と夜の記録については振巾の減小を別にして目立つた差はない様である。夜間の観測は今後更に続けるつもりである。これは前に述べた波の伝播して来る方向と更に 2 点間の距離による相関が昼と夜では周期によつてどの程度異なるかという事もくわしく調べたいと思う。

§ 6. 振巾の分布

記録上 1/50 秒毎に振巾をルーペでよみとつてその frequency distribution curve を書く

(Fig. 8. I において 3 c/s 上下動地震計と比較して短周期が目立つのは地面においた時の風の影響であろうか.)

と Fig. 12 の様になる。振巾の分布はコレログラムを作る場合に、実際に振巾をよみとるの

a, 3 c/s Vertical seismometer. (Sample size 300) b, 1 c/s Horizontal seismometer. (Sample size 400)

Fig. 12. Frequency Distributions of Amplitudes.

と+, - でよみとつて計算する時の差に影響するのである。(この場合は大体 gaussian 分布とみなされる.)

§ 7. 筑波山と本郷との微動の比較

筑波山で使用した地震計は 3 c/s, 10 c/s 上下動地震計, 1 c/s 水平動地震計, 帯域 1~30 c/s, 及び 30~300 c/s の増巾器等である。(増巾器は積分回路なし) 観測は比較のおだやかな日の昼と夜行つた。記録を Fig. 13 に示す。

Fig. 13. Records with 3 c/s vertical seismometer at Tukuba.

筑波山と本郷で記録した微動を比較すると微動の振巾の order は屋外で筑波山は本郷の数百分の一である。地震計を地震計室の観測用の台 (これは岩石の上にすえられてある) において観測した場合にはその振巾は土の上 (測定した場所は上側の恐らく数 10 厘は土壌であろう.)

Fig. 14. Records with 3 c/s vertical seismometers at Tukuba.

1 On the ground.

2 On a concrete block.

においた場合の約 1/8 位になる。これを Fig. 14 に示す。

筑波での記録では約 20 c/s の短周期の微動が著しくみられる。昼と夜の振巾の比は 2:1 で

ある。筑波での観測の結果によると 10 c/s 上下動地震計と 短周期増巾器によつて記録される微動は風雨に対して非常に敏感である。風雨の激しい時は数 10 サイクルの微動の振巾は 10 倍以上になる事もある。地震研究所筑波支所の様に静かな場所では人間の足音等が 100 米位へだっている所でも back ground noise より十分大きく記録される。

§ 8. 結 語

さきに述べた目的により微動を microscopic に調べるために、その日変化を調べ 3 点観測等を行つて得られた記録を解析した。微動の microscopic な構造を十分明らかにするには不十分であるが得られた結果は、

1. 振巾の日変化は 7~10 c/s の周波数のもので昼と夜の比は 17:1 にもおよぶ。筑波では 20 c/s の周波数のものが卓越しその日変化は 2:1 位である。

2. 色々な response をもつ地震計で微動を観測しスペクトラムを求めた結果、3~4 c/s, 7~10 c/s, 8~10 c/s 等の周波数のものが本郷の台地では存在する。筑波では数サイクルから数 10 サイクルの帯域の内では 20 c/s の周波数のものが卓越している。

3. 3 点観測の記録について、波の伝播する方向を調べた結果 7~10 c/s の波についてはその方向が見出された。更に phase velocity も計算された。その velocity から考えるとそれ等の wave group は表面波的性質をもつ様である。又相へだつた 2 点で記録された微動について相関をとつてみると短周期の波程相関が 2 点間の距離と共に早く減小する。

将来色々な場所について、微動についてまだ知られていない基礎的な事実を明らかにして行き度いと思う。

終りに、終始熱心に御指導、御激励をいただいた松沢教授、浅田助教授に深く感謝する。御討議いただいた安芸敬一氏に、実験に協力していただいた小口雄康氏に感謝する。又相關器については郵政省電波研究所平尾邦雄氏、富士通信機製造株式会社池田敏雄氏、石井康雄氏のお世話になつた。諸氏の御厚意に感謝する。

参 考 文 献

- 1) M. Ishimoto; Observation sur les Secousses d'une petite Amplitude. B.E.R.I. **15** (1937), 697.
- 2) K. Kanai, T. Tanaka, & K. Osada; Measurement of the Micro-tremor I. B. E. R. I. **32** (1954), 199.
- 3) H. E. Tatel, M. A. Tuve & P. J. Hart; The Earth's Crust—Seismic Studies—Annual Report of the Director of the Dep. Terr. Mag. 1953~54 p. 51.
- 4) Y. Tomoda & K. Aki; Frequency Analysis of Local Tremors of the Ground by means of a Magnetic Microseismic Spectrometer. Zisin Ser. 2 **5** (1952), No. 3 p. 17.
- 5) 友田好文; 「級間の数を 2 として簡単に相関係数を求める方法」地震 Ser. 2 **7** (1954), 55.
- 6) K. Akamatu; Tomoda's Method for Calculating the Correlation Coefficients as Applied to Microtremor Analysis. Joun. Physics of the Earth, **4** (in Press)
- 7) R. M. Fano; Short-Time Autocorrelation Function and Power Spectra. J. Acous. Soc. Amer. **22** (1950), No. 5 p. 546.