

51. 土壤層中に於ける人工地震波の傳播 並に土壤の彈性に關す研究 (其 1)

地震研究所 { 那 須 信 治
萩 原 尊 禮
表 俊 一 郎

(昭和11年9月15日發表—昭和11年9月21日受理)

緒言 地表近くの土壤層中に於ける彈性波の傳播速度の測定により土壤の彈性體としての性質を明かにし得、且つ波動の傳播経路を知る事によつて地下に於ける地層の分布状態を知り得る事は周知の事柄である。此の測定は人爲的に發生せしめられた彈性波に就いて行ふのであるから任意の場所に於て反復施行し得る故に各種の土壤層に於てそれ等の彈性を實驗的に求めることが出来る。

從來彈性波探査法によつて各種地層中の彈性波の傳播速度を求めた例は數多ある。但しそれらの多くは岩石層中のもので土、砂或は粘土層等の所謂土壤層中の傳播速度の測定された例は案外少い。

表面土壤層の彈性はその土地固有の地盤振動に關係し、地震の際に於ける震動、引いては震害の程度に密接の關係がある。それ故に表面土壤層の彈性を知ることは震害を論ずる上に於て有效なる手段となり得ることは疑はない。

尙ほ人爲地震波の傳播狀況より地下に於ける地層の状態を知り得る故に所謂基盤と稱せられる地下の稍硬質の地層をも探査し得る便利がある。一般に行はれてゐる彈性波探査法は主として鑛床の探査が目的であり、従つて所要の調査範圍も廣く又求める地層も深い。然しこれと同じ原理に基いて地表に極めて近い層のみを探査し得るとすれば土木工事其他建築の基礎工事等の計畫上の一助たり得る事と信ずる。そこで筆者の1人は先年來この方面の研究を續けて來た。斯の様な場合には調査の範圍は一般の彈性波探査法の場合に比較して極めて狭く、又地層の深さも浅い。従つて火藥を用ひて彈性波を發生せしめる必要もなく簡単に重錘を地表に落下せしめるだけで十分である。斯様にして發生せしめられた彈性波の地表下數十m以内に於ける反射、屈折の現象を明かにし地層の分布状態を知るために本論文に述べる實驗が行はれたのである。こゝに列記しある實驗中、東京市内濱松町及び白河驛に於ける實驗は彈性波の傳播速度を求めるのが主たる目的ではなく、寧ろ所謂基盤と稱せられる地層の位置を求

めるのが目的であつた。然し地層の彈性そのものを論ずる場合は地層の他の物理的或は化學的性質をも知つて置く必要があるので其後に行はれた鎌倉及び駒場の實驗に於ては土壤の標本を採取して含水量，空隙比，密度及び成分等を實驗によつて求めた。

1. 彈性波觀測法の一般的説明

重錘落下装置 濱松町及び白河驛に於ける實驗には彈性波を發生せしめるに約 150 kg の重錘を用ひた。この重錘は圓錐狀のものを用ひ 3 箇重ねてボルト締めとするときは 150 kg となり中央には心矢の通る直徑 10 cm の孔がある。この心矢は鐵材 Angle を組んだ櫓の前面に裝備され，地面に對して 90° 乃至 45° の範圍内で自由に角を變化し得る様に設計してある。

重錘の落高及び質量を調節して所期の震動振幅を有する彈性波を發生せしめることが出来る。一般に重錘の Potential energy を Mh (M =質量， h =落高) とすれば Mh の何分の一かゞ波動の Energy となつて四方に傳播するのである。それ故に或る點での波動の振幅はこの Energy の平方根に比例すると考へてよいのであるが，勿論これは極めて概略の價を求める場合に適用し得る假定であり，濱松町に於ける實驗に徴して見ても上述の如き關係が常に存在するとは言ひ得ない。但し比較的規則正しい關係が見出された場合もあつた。

鎌倉及び駒場に於ける實驗には地動を或る程度まで幾何學的に擴大し更にそれを光學的に擴大する所謂 Mechanical-optical seismograph を用ひたので前述の如き特殊な落下装置によつて質量の大なる重錘を落下せしめる必要もなく，僅かに數 kg の石塊或は金屬重錘を手を以て差上げ 1 m 内外の高さより落下せしめるだけで數十 m 以内の測定距離の範圍では十分であつた。

前述の落下装置により重錘を落下せしめる場合でも亦手によつて落下せしめる場合でも重錘の地面を打つ點には特殊なる炭素棒を横たへ，此の兩端に導線を結び付け，此の導線を微動計に附屬してゐる時刻記録装置の電磁石の Coil に導き電流回路を作る。重錘落下の瞬間炭素棒は破碎し，電流は切斷されて電磁石に吸付けられてゐた鐵片は離れる。器械的に煤煙紙上に地動を記録する器械に於てはこの鐵片に描針を附し，又光學的に記録する器械に於ては小鏡を附し，何れも重錘落下の瞬間に於て線の段違ひを生じ，これを時間の起點として波動の走時を計算するのである。

2. 地 震 計

(a) 濱松町及び白河驛に於ける實驗には器械的に地動を記録する上下動地震計を用

ひた。その一つの型式のものでは振子重錘の質量約 5 kg, 自己週期 0.10 秒, 幾何倍率約 150 である。又他の型式のものでは振子重錘の質量約 15 kg, 自己振動週期 0.4 秒幾何倍率 250~300 である。濱松町に於ては第 1 の型式のもの 4 臺, 第 2 の型式のもの 1 臺を用ひ, 白河に於ては第 1 の型式のもののみ 4 臺用ひた。何れの型式の地震計に於ても空気減衰器を附し振子は極限減衰に近く調節してある。

(b) 鎌倉及び駒場に於て用ひられた地震計は重錘の質量約 6 kg, 幾何倍率及び光學的倍率の相乗積は約 60,000 乃至 10,000 に調節し得, 振子の自己振動週期は 0.10 秒で別に 100 分の 1 秒の間隔を以て時間を記録する装置を有してゐる。

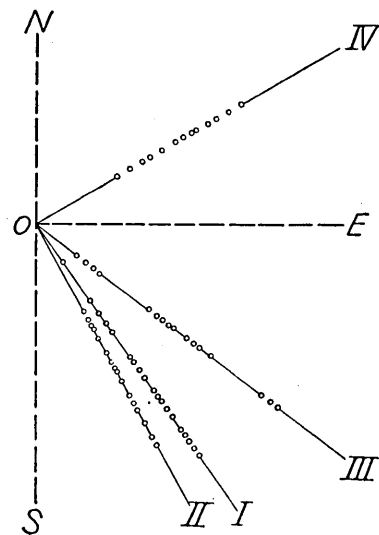
以下各地に於ける實驗の結果につきて述べる。

3. 濱松町に於ける實驗

(a) 此の實驗は鐵道省土質調査委員會の研究事項の一つとして行はれ石本博士¹⁾及び筆者がこれに當り鐵道大臣官房研究所裏手の元運動場に於て I, II, III, IV の 4 方向に測定線を取り (第 1 圖及第 10 圖参照), 昭和 10 年 5 月中旬より 6 月上旬に至る間隨時行つたのである。

此の場所に於て前述の如き方法によつて得た震動記象は第 2 圖に示してある。此の圖を一見すると直接波が始めの部分に於ては優勢である。最初に到着したものは縦波であることは明かである。其後に振幅及び週期が急激に変化してゐる場所がある。そこで先づそれ等の場所を位相と見て I, II, III, IV, の測定線に就いて求めた記象からそれ等の走時を求めて全部一緒に一つの圖に曲線を引いた (第 3 圖)。これ等の位相中横波相の鑑定には稍困難を感じた。上下動の記録のみで位相の判定は多少無理のやうにも思はれた。

第 2 圖中最も興味あることはどの記録にも最初から暫く時を経て (0.8 秒乃至 1.0 秒)



第 1 圖 濱松町地震計配置圖

○は重錘落下點

°は地震計配置位置を示す。

I, II, III, IV は夫々測定線である。

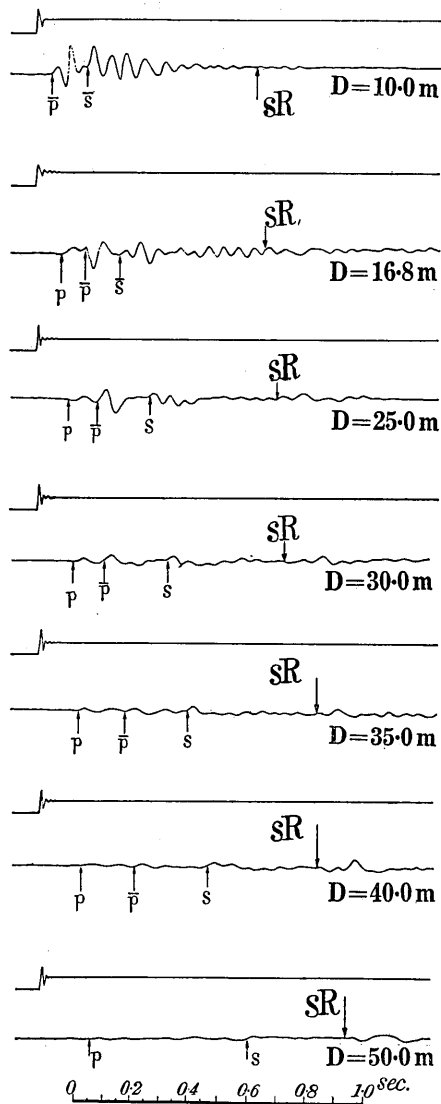
方角 $\left\{ \begin{array}{l} I=S\ 35^\circ\ E, \\ II=S\ 30^\circ\ E, \end{array} \right. \quad \left\{ \begin{array}{l} III=S\ 52^\circ\ E, \\ IV=N\ 60^\circ\ E. \end{array} \right.$

1) 石本巳四雄, 那須信治, “彈性波地盤調査法の研究(共 1)”, 鐵道省土質調査委員會報告, 第 4 輯 (1935).

振幅が再び増大してゐる事である。そこで直ちにこの部分が反射波ではないかといふ疑が起る。然し縦波の反射したものか或は横波の反射したものは最初から斷定することは出来ない。それ故にこの位相の走時を求め、後述の反射波の一般解法によつて横波の反射波に相當するものであることを確めたのである。

(b) 實驗結果の解析

官房研究所裏手の廣場に於て行つた實驗によれば明瞭に反射波と認め得るものは圖中 sR と記したものである。この位相は 10 m 以上の距離に於て觀測した場合には明瞭に認め得るのである。これに反し距離の小さい場合には比較的認め難かつた。これは sR なる波動の實在することには何等相違はないのであらうが距離が小さい場合には表面に沿つて傳はる波動の方が優勢なために反射波の識別が困難となるからである。且つ距離の小さい場合は重錘の質量及び落高を小さくして最初の波動で描針が脱出しないやうにしたため反射波の振幅が小となつた。これらのために識別が困難となつたのであらう。各位相の走時曲線は第 3 圖に示してある。



第 2 圖 濱松町に於いて得たる記象

(c) 屈折波の解析 I, II, III, IV の各測定線に就て夫々走時曲線を求めた (第 4~7 圖)。屈折縦波 (P) 及び直接縦波 (\bar{P}) は比較的容易に測定することが出来た。この兩方の波動の走時曲線 (第 4~7 圖) から最上層及其下に存在する層内に於ける縦波の平均傳播速度は夫々

$$V_1 = 117 \text{ m/sec,}$$

$$V_2 = 370 \text{ m/sec,}$$

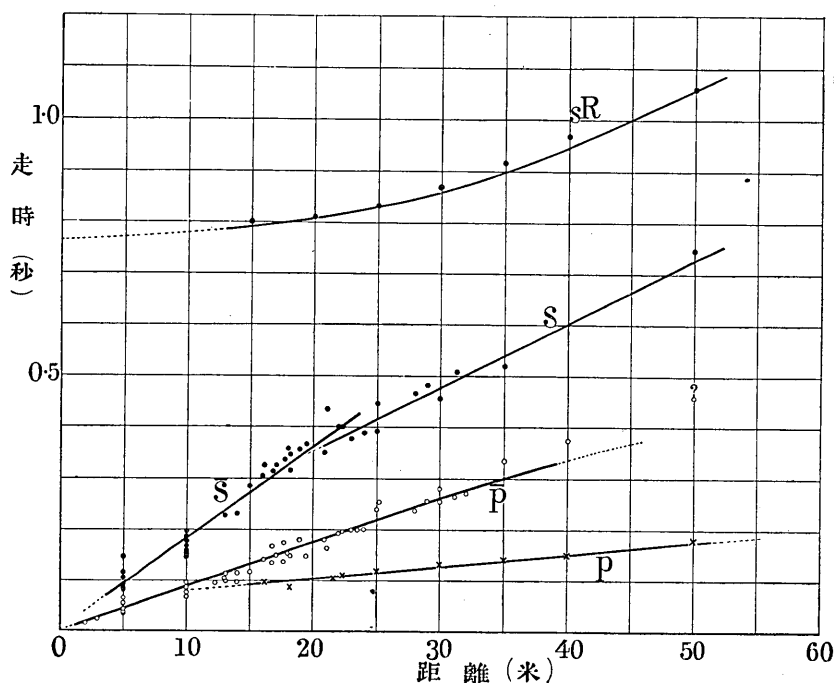
となつた。而して此の兩位相は約 10 m の距離に於て同時に到着することを認めたら最上層の厚さを計算すると次の通りである。

即ち Z を厚さとするば²⁾

$$Z = \frac{10}{2} \sqrt{\frac{370-117}{370+117}}$$

$$= 3.6 \text{ m}$$

を得る。



第 3 圖 濱松町に於ける走時曲線

屈折横波 (S) 及び直接横波 (S) の走時曲線からも上層の厚さを求め得る筈であるけれども横波の走時は位相の判定が難しいために誤差が大きく、従つて速度の値が縦波の場合程正確とは言ひ得ない。且つ屈折、直接兩波動が同時に到着する點の位置が判然としてゐないために計算で求めた層の厚さには相當誤差が大きい。假りに走時曲

2) 屈折波と直接波とが同時に到着する點の距離を x_0 、上層の厚さを Z とすれば x_0 及び Z の間には次の關係がある。

$$Z = \frac{x_0}{2} \sqrt{\frac{v_2 - v_1}{v_2 + v_1}}$$

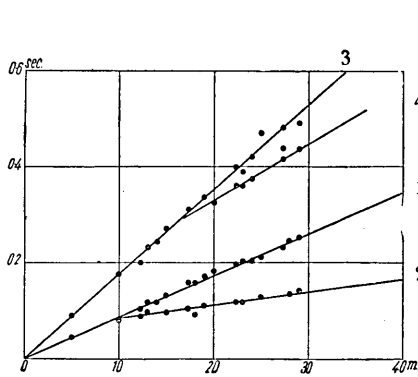
こゝに v_1 及び v_2 は上層及び下層内の彈性波の傳播速度である。

線より $x_0=20$ m, $v_2=80$ m, $v_1=53$ m と定めて Z を求めると

$$Z = \frac{20}{2} \sqrt{\frac{80-53}{80+53}}$$

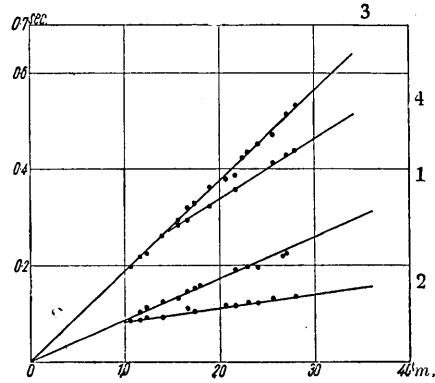
$$= 4.5 \text{ m}$$

となる。



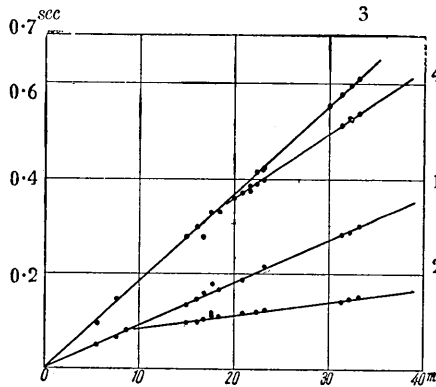
第 4 圖

濱松町に於ける I の測定線に対する走時曲線
 曲線: 1 最上層中の縦波 (V_l)₁=116 m/sec
 2 中間層中の縦波 (V_l)₂=376 m/sec
 3 最上層中の横波 (V_t)₁=56 m/sec
 4 中間層中の横波 (V_t)₂=85 m/sec.



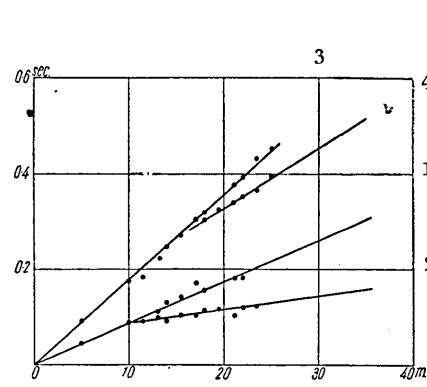
第 5 圖

濱松町に於ける II の測定線に対する走時曲線
 曲線: 1 最上層中の縦波 (V_l)₁=116 m/sec
 2 中間層中の縦波 (V_l)₂=361 m/sec
 3 最上層中の横波 (V_t)₁=53 m/sec
 4 中間層中の横波 (V_t)₂=81 m/sec.



第 6 圖

濱松町に於ける III の測定線に対する走時曲線
 曲線: 1 最上層中の縦波 (V_l)₁=118 m/sec
 2 中間層中の縦波 (V_l)₂=362 m/sec
 3 最上層中の横波 (V_t)₁=55 m/sec
 4 中間層中の横波 (V_t)₂=76 m/sec.



第 7 圖

濱松町に於ける IV の測定線に対する走時曲線
 曲線: 1 最上層中の縦波 (V_l)₁=115 m/sec
 2 中間層中の縦波 (V_l)₂=365 m/sec
 3 最上層中の横波 (V_t)₁=56 m/sec
 4 中間層中の横波 (V_t)₂=80 m/sec.

縦波及び横波の走時曲線より最上層の厚さを求めると平均 4 m となる。これは恐らく地表の盛土或は埋土層の厚さであらう。

(d) 反射波の解析

i) 一般解析法

一般には地表及び岩盤面が何れも平行な場合に於ける弾性波の傳播経路を論じてゐる。且つ事柄を簡単にするために上層の厚さ一様、又弾性も一様と考へる。上層内に於ける弾性波の速度を v_1 とし、上層の厚さを h 、観測點の距離を x とすれば反射波の走時は

$$T = \frac{2\sqrt{h^2 + \left(\frac{x}{2}\right)^2}}{v_1} = \frac{\sqrt{x^2 + 4h^2}}{v_1} \quad (1)$$

である。この式を書き換へれば

$$x^2 - v_1^2 T^2 = -4h^2 \quad (2)$$

となり双曲線を示す。即ち時間 (T) の軸に對して凸曲線である。即ち屈折波走時曲線は距離 (x) 軸に對して凸なるに反し反射波走時曲線は (T) 軸に對し凸である。

さて $b = x^2$, $a = T^2$ として a , b の曲線を造れば直線を得る。その直線の方程式は

$$\omega a_i - b_i = \zeta \quad (3)$$

である。こゝに $\omega = v_1^2$, $\zeta = 4h^2$ である。この直線の傾斜より v_1 を求めることが出来る。

又上層の厚さは

$$h = \frac{1}{2} \sqrt{\zeta} \quad (4)$$

として計算し得る。

若し測定が餘りに廣範圍に涉らない場合には v_1 は一定であり従つて ω も一定となりこの直線の傾斜は不變である。又下層の面が地表面と平行である場合には h は一定であるから上に求めた線は直線である。

此の線が大體直線と見做し得る程度に眞直であるならば h , v_1 は何れも不變と假定して上式を

$$\omega a_i - \zeta = b_i \quad (5)$$

なる形に書き更め以下計算を行ふ。2 箇以上の観測がある場合には ω 及び ζ を最小二乗法によつて求めることも出来るが一般には次の解法による。

さてこゝに述べる解法では平均走時及び平均距離を用ひて計算する。

今 n 箇の観測のある場合走時及び距離の夫々の二乗の算術平均値を a_0 及び b_0 とす、即ち

$$\left. \begin{aligned} a_0 &= \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n a_i, \\ b_0 &= \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n b_i \end{aligned} \right\} \quad (6)$$

である。

一般に a_i 及び b_i は次の二つの關係式で示される。

$$\left. \begin{aligned} a_i &= a_0 + \alpha_i, \\ b_i &= b_0 + \beta_i. \end{aligned} \right\} \quad (7)$$

それ故に (5) 式は

$$(a_0 + \alpha_i)\omega - \zeta = b_0 + \beta_i \quad (8)$$

となる。

而して最小自乗解法の Normal equations は次の二式となる。

$$\left. \begin{aligned} A\omega - B\zeta &= D, \\ B\omega - C\zeta &= E, \end{aligned} \right\} \quad (9)$$

茲に

$$\begin{aligned} A &= \Sigma(a_0 + \alpha_i)^2 = na_0^2 + 2a_0\Sigma\alpha_i + \Sigma\alpha_i^2, \\ B &= \Sigma(a_0 + \alpha_i)(b_0 + \beta_i) = na_0b_0 + b_0\Sigma\alpha_i + a_0\Sigma\beta_i + \Sigma\alpha_i\beta_i, \\ C &= n, \\ D &= \Sigma(a_0 + \alpha_i)(b_0 + \beta_i) = na_0b_0 + b_0\Sigma\alpha_i + a_0\Sigma\beta_i + \Sigma\alpha_i\beta_i, \\ E &= \Sigma(b_0 + \beta_i) = nb_0 + \Sigma\beta_i \end{aligned} \quad (10)$$

である。

而して (6) の關係により

$$\begin{aligned} \Sigma\alpha_i &= \Sigma a_i - na_0 = 0, \\ \Sigma\beta_i &= \Sigma b_i - nb_0 = 0 \end{aligned} \quad (11)$$

なる關係があるから

$$\begin{aligned} A &= na_0^2 + \Sigma\alpha_i^2, \\ B &= na_0b_0 + \Sigma\alpha_i\beta_i, \\ C &= n, \\ D &= na_0b_0 + \Sigma\alpha_i\beta_i, \\ E &= nb_0 \end{aligned} \quad (12)$$

となる。

Normal equations の解は次の通りである。

$$\left. \begin{aligned} \omega &= \frac{A\omega}{A}, \\ \zeta &= \frac{A\zeta}{A}, \end{aligned} \right\} \quad (13)$$

茲に

$$\left. \begin{aligned} \Delta_w &= BE - CD = -n \sum \alpha_i \beta_i, \\ \Delta_\zeta &= AE - BD = nb_0 \sum \alpha_i^2 - na_0 \sum \alpha_i \beta_i, \\ \Delta &= B^2 - AC = -n \sum \alpha_i^2. \end{aligned} \right\} \quad (14)$$

故に

$$\left. \begin{aligned} \omega &= \frac{\sum \alpha_i \beta_i}{\sum \alpha_i^2}, \\ \zeta &= \frac{a_0 \sum \alpha_i \beta_i - b_0 \sum \alpha_i^2}{\sum \alpha_i^2} = a_0 \omega - b_0. \end{aligned} \right\} \quad (15)$$

平均速度 v_1 及び厚さ h は

$$\left. \begin{aligned} v_1 &= \sqrt{\omega} \\ h &= \frac{1}{2} \sqrt{\zeta} \end{aligned} \right\} \quad (16)$$

となる。

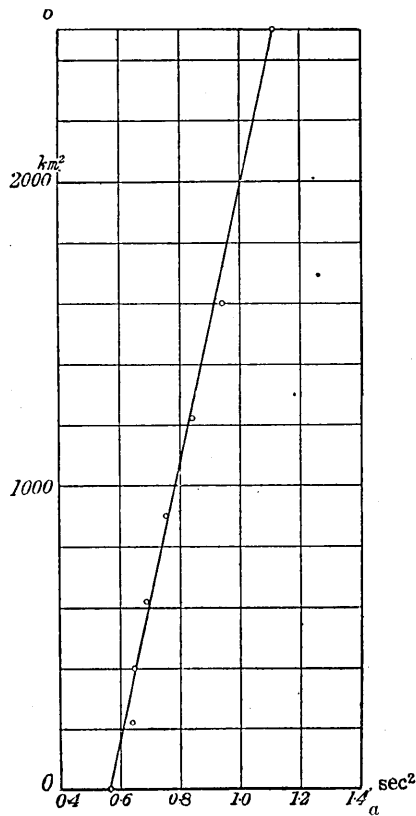
ii) sR の速度及び反射面の深さ

先づ近似解法の一手段として最上層の存在を無視して地表より反射面までは一様な層であると仮定し、この場合に於ける反射波の平均速度及び層の厚を求める。反射波が比較的明瞭に観測された場合を選び、 x を距離、 t を走時として $b=x^2$ を縦軸に、 $a=t^2$ を横軸としてグラフを作れば第 8 圖を得。この圖に於て直線の傾斜即ち db/da は平均速度 ω の自乗となる。又この直線が横軸と交はる點は重錘落下點に於ける反射波の走時の自乗となり、この圖から平均速度及び層の厚さを概略知ることが出来る。

平均速度及び層の厚さを正確に求めるには前述の計算法に依るを可とす。sR 波の走時の観測値は第 I 表の通りである。

第 I 表 sR 波の走時

距離	走時	距離	走時
m	sec	m	sec
15	0.80	35	0.92
20	0.81	40	0.97
25	0.83	50	1.06
30	0.87		



第 8 圖 濱松町に於ける反射波に對する a, b 曲線

a_0 及び b_0 の値を求むれば

$$a_0 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n a_i = 0.8075 \text{ sec}^2,$$

$$b_0 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n b_i = 1068 \text{ m}^2$$

を得.

此等の値を用ひ ω 及び ζ を求むれば

$$\omega = 4457.51 \text{ m}^2/\text{sec}^2,$$

$$\zeta = 2531.44 \text{ m}^2$$

となる. 故に平均速度 v_1 及び層の厚さ h は

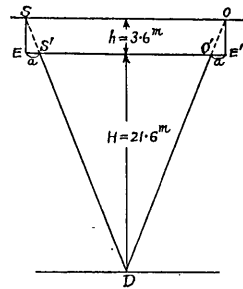
$$v_1 = \sqrt{\omega} = 66.76 \text{ m/sec},$$

$$h = \frac{1}{2} \sqrt{\zeta} = 25.16 \text{ m}$$

となる.

この結果より見れば反射面は地表より 25.16 m の所にあり反射波の速度は 66.76 m/sec であるから走時曲線から見ても sR なる波動は反射の前後常に横波であると考へられる.

第 2 回目の近似解法としては次の様な方法がある. 前に述べた屈折, 直接縦波から求めた最上層の存在することを考慮に入れ基盤の上に二つの層のある場合として解くのである. 最上層中の横波の速度は第 9 圖の走時曲線から 53 m/sec である事を知り得るから最上層内を傳はる横波の走時を求め.



第 9 圖

即ち第 9 圖中 ($SS' + OO'$) の部分の走時を求めらるのである. この場合 $S'O'$ 面に於て波動は實際は屈折するがこゝでは簡単な爲めに屈折しないものとして計算する. 上下の層内の傳播速度が餘り差異のない場合には多くはこの假定がなされる.

S 及び O より夫々垂線を下し, $S'O'$ との交はる點を E, E' とし $O'E' = ES' = a$ の長さを求めることが必要である. 斯くして $S'DO'$ の距離及び走時を計算し再び前述の計算法に依つて速度及び層の厚さを求めるのである. この場合 $h + H = 25.16$ として前の近似解法によつて得た値を用ひる. 又最上層内の速度は走時曲線より得た値

53 m/sec を用ひ $h=3.6$ m とする. 最上層内の走時を t とし, t 及び a を示せば次の通りである (第 II 表).

第 II 表

距離 (SO)	t	a
^m	^{sec}	^m
15	0.144	1.0
20	0.147	1.3
25	0.151	1.8
30	0.159	2.0
35	0.162	2.4
40	0.170	2.7
50	0.188	3.7

下の層内に於ける走時即ち $S' DO'$ の経路に対する走時を T' とし $S' O'$ の距離とを示せば次表の如し.

第 III 表

距離 (SO)	$S' O'$	T'
^m	^m	^{sec}
15	13.0	0.656
20	17.4	0.663
25	21.4	0.679
30	26.0	0.711
35	30.2	0.732
40	34.6	0.782
50	42.6	0.872

此の表に與へられたる走時及び $S' O'$ を用ひ前述の方法と同様にして a_0 及び b_0 を求むれば

$$a_0 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n a_i = 0.5351 \text{ sec}^2,$$

$$b_0 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n b_i = 789.95 \text{ m}^2$$

となる.

ω 及び ζ は

$$\omega = 4806.9 \text{ m}^2/\text{sec}^2,$$

$$\zeta = 1782.22 \text{ m}^2$$

となり速度 V 及び層の厚さ H は

$$V = 69.3 \text{ m/sec},$$

$$H = 21.1 \text{ m}$$

となる。

故に反射面は $h+H=3.6+21.1=24.7$ m となり前の近似解法によりて得たる 25.1 m とは大差なく、差は勿論観測誤差の範囲内である。

而して $V=69.3$ m/sec なる値は走時曲線より求めたる $V=80$ m/sec とは一致しない。この不一致の説明には種々あらう。例へば $S'O'$ の面の附近だけが特に硬い物質があり $V=80$ m/sec の速度になる様な状態であり、それより下の部分は比較的軟い物質があるため速度がこれより小であるとも考へられる。又同じ物質でも含水量により彈性波の傳播速度が大いに異なるから含水量の差異を以ても此の程度の速度の差は説明し得るであらう。

尙近似解法を進めて $S'O'$ 面に於て波動の屈折を考慮して反射波の速度及び層の厚さを再び近似的に求めることも出来るがこゝでは以上の2回の近似計算で止めておく。この近似解法を行つてもこゝに求めた速度及び層の厚さに左程大なる差異は生じない。差は勿論観測誤差の範囲内にある。

以上の如くにして求められた速度及び層の厚さが實際に有意義のものであるか否かを一應吟味しておく必要がある。

(e) 反射波の吟味

反射波の平均速度 66.76 m なる値は盛土、埋土及び沖積層等の比較的軟弱なる地盤を傳ふる彈性横波の速度の値としては適當である。更に詳しく言へば地表より 3.6 m までは横波は 58 m/sec の速度を以て傳播し、これより下の層内では平均 69.3 m/sec の速度で傳播する。而して屈折横波より求めた中間層の上部の速度は約 80 m/sec であるから前にも述べた如く此の層の上部が比較的彈性に富む物質であることが想像される。此事に關しては層の吟味のところで更めて述べる。

この實驗では反射横波のみを用ひたが反射縦波の測定からも層の分布状態を決定し得る筈であるけれども反射縦波の到着時刻が他の優勢なる波動の到着時刻と略同じであるために記録上確かに反射縦波を判定することが困難である。

現在の實驗の如く比較的淺い所にある層を見出す爲には反射縦波を目當にするより反射横波を用ひる方が得策であらう。横波は地表近くの軟弱なる地盤に於ては速度が數十 m 毎秒程度であり縦波の速度に比較して2分の1或はそれ以下の場合もあらう。それ故に反射横波の位相は他の優勢なる位相に遙かに遅れて到着し振動記録上に於て比較的容易に識別し得るので土壤層の調査には反射横波を利用するのが得策であらうと思はれる。

f) 反射面の吟味

此の實驗によつて求められた反射面は地表下 24.7 m にある。而して此の反射面までには二つの層がある。即ち地表より 3.6 m までを最上層、それより反射面までの 21.1 m の厚さの層を中間層とし此等の層を實際の試錐の結果と比較して見よう。24.7 m の反射面は東京附近に於ける基盤と稱せられる所謂第三紀層の表面であらうといふことだけは容易に想像される。

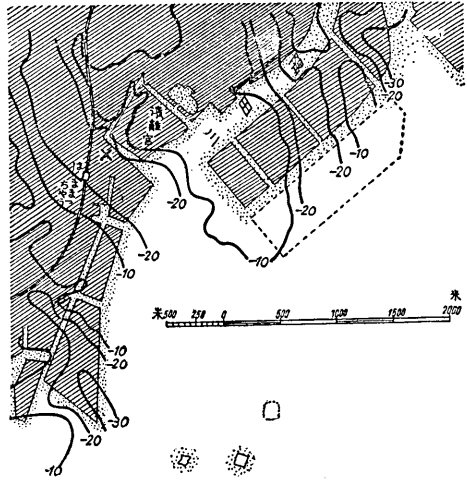
關東大地震後復興局建築部に於てなされた東京及び横濱の地質調査の内今回の實驗場所に近い所で行はれた試錐の結果により第三紀層の上に横たはる各地層の厚さを見ると次の通りである。

第 IV 表

場 所 (記 號)	盛 土 埋 土	沖 積 層	地表より第三紀層に至る深さ
芝 區 濱 崎 町 埋 立 地 (K 37)	m 4.5	m 22.1	m 26.9
同 上 (I 37)	3.6	22.8	26.4
芝區汐留驛舊御料車庫東側 (K 35)	3.8	19.0	22.8
芝 恩 賜 公 園 (k 37)	2.3	11.5	13.8
芝 區 神 明 小 學 校 (K 36)	3.6	27.3	30.9

以上は何れも上總掘機によりて知り得たる地層の厚さである。これによれば實驗地附近に於ては地表より 30 m 乃至 14 m の深さに第三紀層の基盤が存在してゐることがわかる。濱離宮を中心とする地域に於ける第三紀層基盤の同深線は第 10 圖に示してある。同圖には平均海面より第三紀層の表面に至る深さを m で示してある。これによつて推定すれば此の實驗より求めた基盤面の深さ 24.7 m は左程桁違ひのものではないことがわかる。

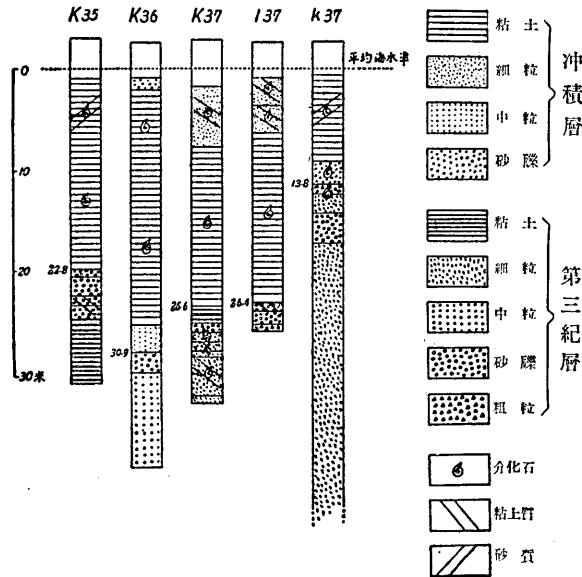
上記試錐の結果によると此等 5ヶ所に於ける地層の分布は第 11 圖の通りである。これによつて見れば盛土、埋土の直下には沖積層が分布され、沖積層の上部は細粒の砂層である(但し汐留舊御料車庫及び芝恩賜公園に於てはこの砂層は認められない)。この層の下は介化



第 10 圖 ×は實驗場所、同深線の数字は平均海面より基盤までの深さ (m)

この層の下は介化

石を含む粘土層である。此の沖積層の上部の砂層は下の粘土層よりも彈性に富み従つて傳播速度も大である。



第 11 圖

第 3 圖中の P 波及び S 波の走時曲線より求めた傳播速度は恐らくこの砂層内の速度であらう。第三紀層に達すると砂礫層になる。地耐力の實驗によると一般には沖積層、洪積層、第三紀層の順序に地質年代の古いもの程鞏固であり新しいもの程軟弱である。又岩種に就いては粘土、砂礫の順に地耐力を増加し粘土を交へるに従ひ又含水量を増加するに伴つて軟弱となり砂礫を交へるに従つて鞏固となるが普通である。それ故に第 11 圖の如く粘土層と砂礫層が上下に重なつてゐる場合は上層と下層とは強度の差異は可成りある。従つて彈性も可成り異なるであらう。それ故に彈性波の傳播に對しこの兩層の境界面は不連続面の役割をなし、この面に於て波動の反射、屈折の現象が見られるのであらう。

4. 福島縣白河町に於ける實驗

(a) 福島縣白河驛構内に於て最近鑿井工事が計畫された。而もこの井戸よりは相當多量の水量を得なければならぬのでどうしても地下の岩盤層(周圍の地質から推定すれば石英粗面岩層)まで掘り下げる必要がある。この岩盤層を探索するために鐵道省土質調査委員會の依頼により昭和 11 年 6 月上旬彈性波探査法を実施することゝなつた。尙この探査法と同時に同會に於ては電氣探査法をも實施し、兩方法によつて岩盤層を求めたのである。

(b) 此の實驗に於ては前述の濱松町に於て使用された第 1 の型式の上下動地震計 4 臺を用ひた。又彈性波を發生せしむるには前と同様鐵製の櫓により 150 kg の重錘を 3.0 m 内外の高さから落下せしめた。實驗を行つた場所は白河驛構内の荷物集配所附近及び西方約 300 m の地點で測定距離は最大 60 m であつた。(第 12 圖参照)

(c) 實驗結果の解説 白河驛に於ける實驗の結果より地下の反射面たる岩盤の位置を求める方法は總て前述の濱松町の實驗結果の解析法と同じであるからこゝでは省略する。

反射波の測定 白河に於ける 2 箇所の實驗によれば 2 通りの反射波が認められる。これを sR_1 , sR_2 として前述の a - b 圖 (第 8 圖参照) をこれ等の反射波に就いて造ると第 13 圖及第 14 圖を得た。

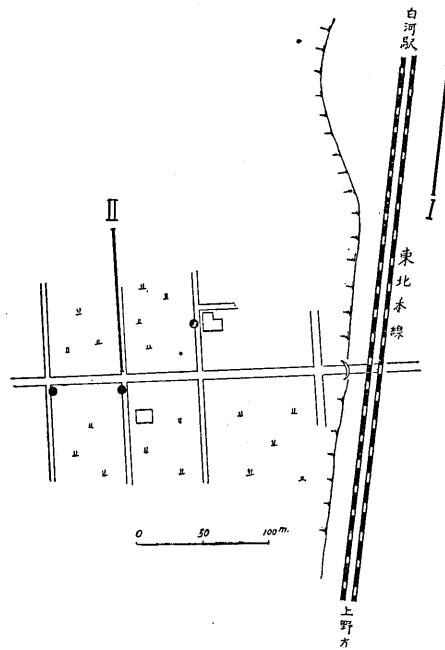
sR_1 に就いて造られた a - b 圖 (第 13 圖) は可成り綺麗な直線を得るが sR_2 の a - b 圖 (第 14 圖) は稍不規則に點が散在してゐる。

而して sR_1 の反射面の深さ Z_1 及び sR_1 波の傳播速度 $V(sR_1)$ を前述の方法によつて I, II の測定線に就いて求めた。

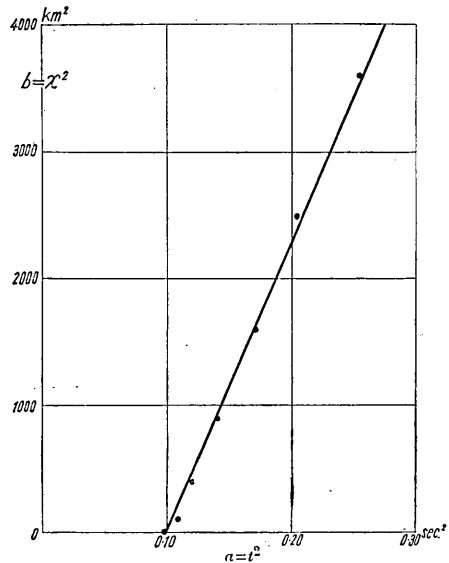
(I) $Z_1 = 24.2 \text{ m}$,

$V(sR_1) = 160 \text{ m/sec}$.

又 sR_2 波に就いても同様に



第 12 圖 白河驛に於ける観測點配置圖
I, II, は彈性波による観測線
● は電気抵抗調査中心點



第 13 圖 白河 I の測線に於ける第一反射波に對する a , b 曲線

$$Z_2 = 57 \text{ m,}$$

$$V(sR_2) = 162 \text{ m/sec.}$$

$$(II) \quad Z_1 = 20.0 \text{ m, } V(sR_1) = 160 \text{ m/sec,}$$

$$Z_2 = 51.0 \text{ m, } V(sR_2) = 162 \text{ m/sec.}$$

上記の sR_2 に就いて Z_2 及び $V(sR_2)$ を求める場合は地表より sR_2 の反射面までは一様と假定し sR_1 の反射面の存在すること及びこの面に於ける屈折の現象を無視した。斯くして來めた sR_2 波の傳播速度と sR_1 波の傳播速度との差は 8 m/sec で sR_2 が僅かに大きいと言ひ得るであらう。それ故地表から基盤と想像されてゐる sR_2 の反射面までには中間に sR_1 なる反射面が存在してゐるけれども地表から基盤に至る間の物質は弾性的には左程違つてゐるとは言ひ得ない。此の實驗を行つた場所の地下には砂礫層の存在することは豫め知られてゐる。若し

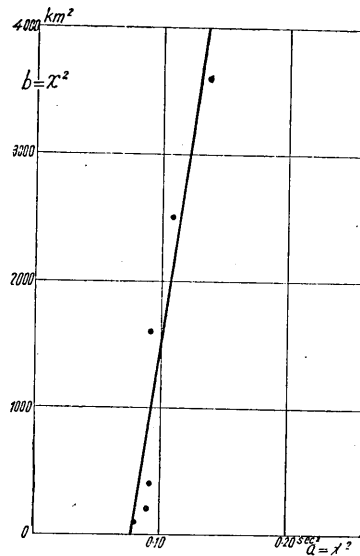
この砂礫層が sR_1 の反射面に相當すると假定すればその砂礫の堆積してゐる厚さは左程厚いものではないと考へればよい。

sR_2 は附近の地形から推定すると石英粗面岩よりなる基盤らしく思はれるがその確證を擧げるには今少し廣範圍に亘つて調査して見なければならぬ。

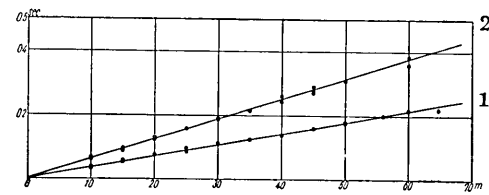
縦波及び横波の傳播速度——地表に近く傳播する所謂直接波の速度は第 15 及び 16 圖に示してある走時曲線より求めることを得。而して横波の速度は平均 160 m/sec で sR_1 及び sR_2 なる反射横波の傳播速度と大略一致し sR_1 , sR_2 が横波の反射波であるといふ推定も強ち無理ではない。

(d) 反射面の吟味 白河に於ては前述の如く彈性波探査法と同時に電氣探査法が行はれた。その測定場所は圖中 II 線の附近である。

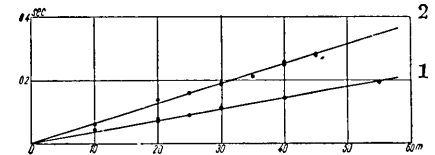
その結果によれば地下構造は次の通りである。



第 14 圖
白河 I の測線に於ける第二反射波に對する a, b 曲線



第 15 圖
白河に於ける I の測定線に對する走時曲線
曲線: 1 縦波 $V_l = 282 \text{ m/sec}$; 2 横波 $V_t = 160 \text{ m/sec}$.



第 16 圖
白河に於ける II の測定線に對する走時曲線
曲線: 1 縦波 $V_l = 279 \text{ m/sec}$; 2 横波 $V_t = 160 \text{ m/sec}$.

深 さ	推定地質
0~1 乃至 2 m	泥土混り砂利
1 (或は 2)~10 乃至 15 m	濕潤せる砂利
10 乃至 15~35 乃至 42 m	粘土混り砂利
42 m 以上	粘土
岩盤の深さは 60 m 以上	

この結果と弾性波探査法によつて得た結果とを綜合して地下の地質を推定するに濕潤せる砂利及び粘土混り砂利層との境界面は 15 m 内外 (I の場所は II の場所より數 m 高いから 20 m 位とも推定し得) の深さにあり電気抵抗も 55,000 Ω -cm より 16,000 Ω -cm に底下しこゝに電氣的に見て不連続面が存在してゐる。

弾性的に見ても或は此の境界面が不連続面であるらしく、若しこの推定が許されるならばこの面は sR_1 の反射面に該當するのである。

sR_2 の岩盤面は電氣的方法では測定範圍が局限されてゐたため深さに對して十分なる水平測定距離に達し得なかつたために確實に求めることが出来なかつたが 42 m より深い所では益々電気抵抗を減じ 3,000 Ω -cm 以下になるらしく、或は岩盤に近づいたため含水量を増し抵抗を減ずるのではないかと思はれる。

以上の如く弾性波探査法と電氣探査法とで行つた實驗が略一致した結果に到着したことは興味あることと思ふ。又 I の測定線附近に直徑約 1 m の鑿井を行つた結果地下 51 m で岩盤に達し弾性波による推定が正しい事が證明された。尙ほ此の實驗結果の詳細は鐵道省土質委員會報告第 5 輯に掲載される筈であるからこゝではこれ以上の事柄に就いては述べない。

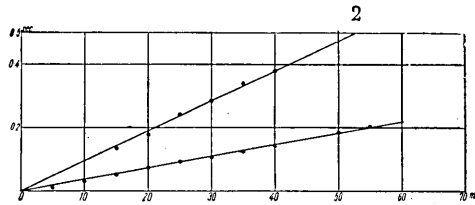
5. 鎌倉に於ける實驗

砂層中に於ける弾性波の傳播狀況を調査する目的を以て昭和 11 年 8 月中旬鎌倉町由比ヶ濱地震觀測所庭内に於て實驗を行つた。觀測所は海岸より約 600 m の所に在り、附近一帯は砂層が相當厚く發達し所謂基盤までの深さは可なり深いと考へられ砂層中に於ける弾性波の傳播速度を測定するに好都合の場所であつた。

使用した地震計は濱松町、白河の時と異り水平動微動計であり、地動を或る程度まで器械的に擴大し、更にその運動を鏡を附した尖軸の回轉に變へ、其れを光學的に記録せしめる事により、三萬倍以上の倍率を得るものであつた。

従つて重錘落下装置として前記 2 箇所の實驗に於ける如き特別の装置を必要とする事なく、表面層中に於ける速度を測定するに充分なる距離、5~60 m 以内の實驗に於ては重錘を手を持つて之を投下する位で測定に充分なる Energy を有する弾性波を發

生し得たのである。鎌倉の場合は記録装置の Daylight exposure が不可能であつた爲に微動計を觀測所内の暗室に据ゑ、其の前方 5 m 置きに一直線上に重錘落下點を配置して實驗を行つた。記録用圓筒に同期電動機を使用する事を廢し、別に Time の測定が 1/100 秒程度の精度を以て測定し得る如き装置を用ひた。斯くして得られた記象が第 17 圖である。之より P 波及 S 波の走時を読み取り走時曲線を書けば第 18 圖の如くなる。實驗記象に見られる如く平常可なり振幅の微動が存在する故に P 波の初動を大きくする事が必要であつたためなるべく大なる衝撃を與へた。そのため 5 m, 10 m 等の近距離に於ては S 波は優勢なる P 波に隠されて其の始まりを知る事は出来なかつた。P 波の始まりについても近距離のものは平均の直線より多少偏倚し、何れも平均の速度よりも大なる速度を與へて居るが、之は微動計をコンクリート造りの暗室内に置いた爲に彈性波が約 2 m 程のコンクリート中を砂層中よりも大なる速度で通過した影響が近距離の觀測結果に特に著るしかつた爲と思惟される。此の始めの二つを除き最少自乘法により決定した縦波及横波の速度は夫々次の如くである。縦波の速度 = 275 m/sec, 横波の速度 = 108 m/sec.



第 18 圖
鎌倉に於いて得たる走時曲線
曲線: 1 砂層中の縦波 $V_1=275$ m/sec;
2 砂層中の横波 $V_2=108$ m/sec.

然し波の速度は砂質及び砂の内部組織の如何により異なるを以て如何なる砂について以上の如き傳播速度を得たかを知る事が必要である。そこで由比ヶ濱の砂を出来るだけ自然の状態に於て採取し測定した結果は第 V 表の通りであつた。

1 m 以下は深さを増すにつれて含水量も多少増加すると思はれる。尙地下水表面は地表面下大略 10 m 位の所に存在して居る。之等の砂についての成分分析及び化學分析を行ふ事も必要と思ふ。

第 V 表

比 重	1.38
空 隙 率	36.8 %
含 水 量	地 表 6.04%
	表面下 1 m 6.11%

6. 駒場に於ける實驗

所謂ローム層と呼ばれる層中に於ける彈性波の傳播狀況を調査する爲に、鎌倉に於ける實驗終了後東京市駒場にある地震研究所駒場支所の裏手に於て實驗を行つた。

支所附近は表面を 1 m 程の黒色の土壤層が薄く覆つて居るが其の下は可なり深さまで一様にローム層が發達して居るのである。此所に於ける實驗には鎌倉の場合と

同一の微動計を使用し記録装置に Camera を用ひて Daylight exposure を可能ならしめた。弾性波發生の爲には簡単に重錘を手持ちて投下する方法に依つたが 80 m の遠方に於ても十分明瞭なる記録を取る事が出来た。重錘投下點は水平動微動計の重錘振動方向及之に直角なる二つの方向に沿ひ略一直線上に夫々 5 m, 及び 10 m 毎に配置した。

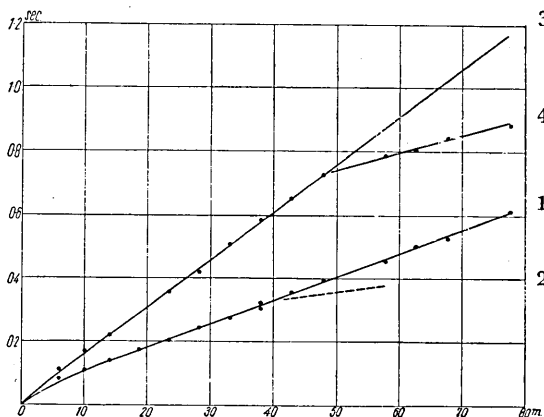
斯くして得られた記象は第 19 圖, 第 20 圖に示してある。之等の記象より縦波及び横波の始まりを讀取つて走時曲線を書けば第 21 圖及び第 22 圖の如くである。

a) 重錘の振動の方向に平行な測定線 (I) に関して得たる走時曲線(第21圖)によれば 5 m 及 10 m 位の距離に於ては縦波, 横波共に見懸けの速度が遅く現はれるのは表面に存在する黑色土壤の影響であると思はれる。

b) 重錘の振動方向と直角の測定線 (II) に就ては 15 m 以下の近距離に重錘投下點を設置しなかつた爲正確な事は云ひ得ないが他の重錘投下點に於ける縦波及び横波の走時より推定すれば近距離に於ては I の場合と同様の曲線になると考へられる。(第22圖参照)

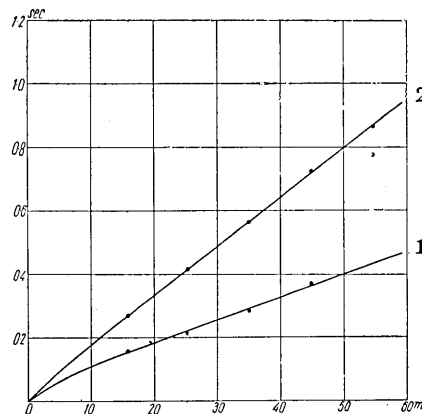
駒場に於ては附近を通る電車共の他による微動の振幅が録倉の場合よりは遙かに大であるため記象の讀取りは多少困難であつた。例へば 50 m より遠方に於ては稍弾性に富む地下層を通過した屈折波の横波(第 21 圖中 4 の曲線参照)は明らかに現はれて居るに拘らず之に相當する屈折縦波は不斷の微動に妨げられその始

りを明瞭に讀取る事は困難である。それ故に走時曲線上に大體の位置を破線を以て示



第 21 圖

駒場に於ける I の測定線に對する走時曲線
 曲線: 1 ローム層中の縦波 $V_l=135$ m/sec;
 3 ローム層中の横波 $V_t=69$ m/sec.



第 22 圖

駒場に於ける II の測定線に對する走時曲線
 曲線: 1 ローム層中の縦波 $V_l=115$ m/sec;
 2 ローム層中の横波 $V_t=65$ m/sec.

してある。又 II の方向に於て重錘投下點の位置と振子の振動方向との關係より縦波の Energy が小であるため不斷の微動に妨害せられて 55 m の距離にて縦波の始めを定める事が困難で、それより近い距離に於ても讀取りの誤差は大きく、點は散在する傾向がある。

以上の讀取り値につき最少自乘法によりローム層中の速度を決定すれば (I), (II) の方向につき夫々次のやうになる。

(I) の方向に就き： 縦波の速度 = 135 m/sec. 横波の速度 68.7 m/sec.

(II) の方向に就き： 縦波の速度 = 155 m/sec, 横波の速度 = 65.4 m/sec.

實驗を行つた場所の表土黒色及びロームを出来るだけ自然の状態に於て採取し比重及含水量を測定した結果は次の如くである。

第 VI 表

地 質	比 重	含 水 量
黒色表土	1.0	47.8%
ローム	1.3	50.3%

以上 4 ケ所に於ける實驗の結果夫々の表面層に對し縦波及び横波の傳播速度を求め事が出来た。之等の波の中録倉の砂層を傳播する波と駒場のローム層を傳播する波との波長を記象より算出すれば次の値を得る。

第 VII 表

	録 倉		駒 場	
	週 期	波 長	週 期	波 長
縦 波	$\frac{3.5 \sim 4}{100} \text{ sec}$	9.5~10 m	$\frac{3 \sim 3.5}{100} \text{ sec}$	4~4.5 m
横 波	$\frac{4.5 \sim 5}{100}$	4.7~5.3 m	$\frac{4.5 \sim 5}{100}$	3~3.5 m

即砂層中に於て 縦波は波長約 10 m, ローム層に於ては縦横波共 5 m 以下の波長を有す。而して斯くの如き短週期の波に對しては土地は弾性體であると考へられるから計算によりこれ等の地層の有効弾性率及ポアソン比を求め得る。

7. ポアソン比 σ 及びヤング率 E の測定

今 V_l を縦波の速度, V_t を横波の速度, D を密度, σ 及び E を夫々 Poisson 比及び Young 率とすれば

$$V_i = \sqrt{\frac{E}{D} \frac{1-\sigma}{(1+\sigma)(1-2\sigma)}}, \quad V_i = \sqrt{\frac{E}{D} \frac{1}{2(1+\sigma)}}$$

である。従つてポアソン比 σ は

$$\sigma = \frac{1}{2} \frac{V_i^2 - 2V_i'^2}{V_i^2 - V_i'^2}$$

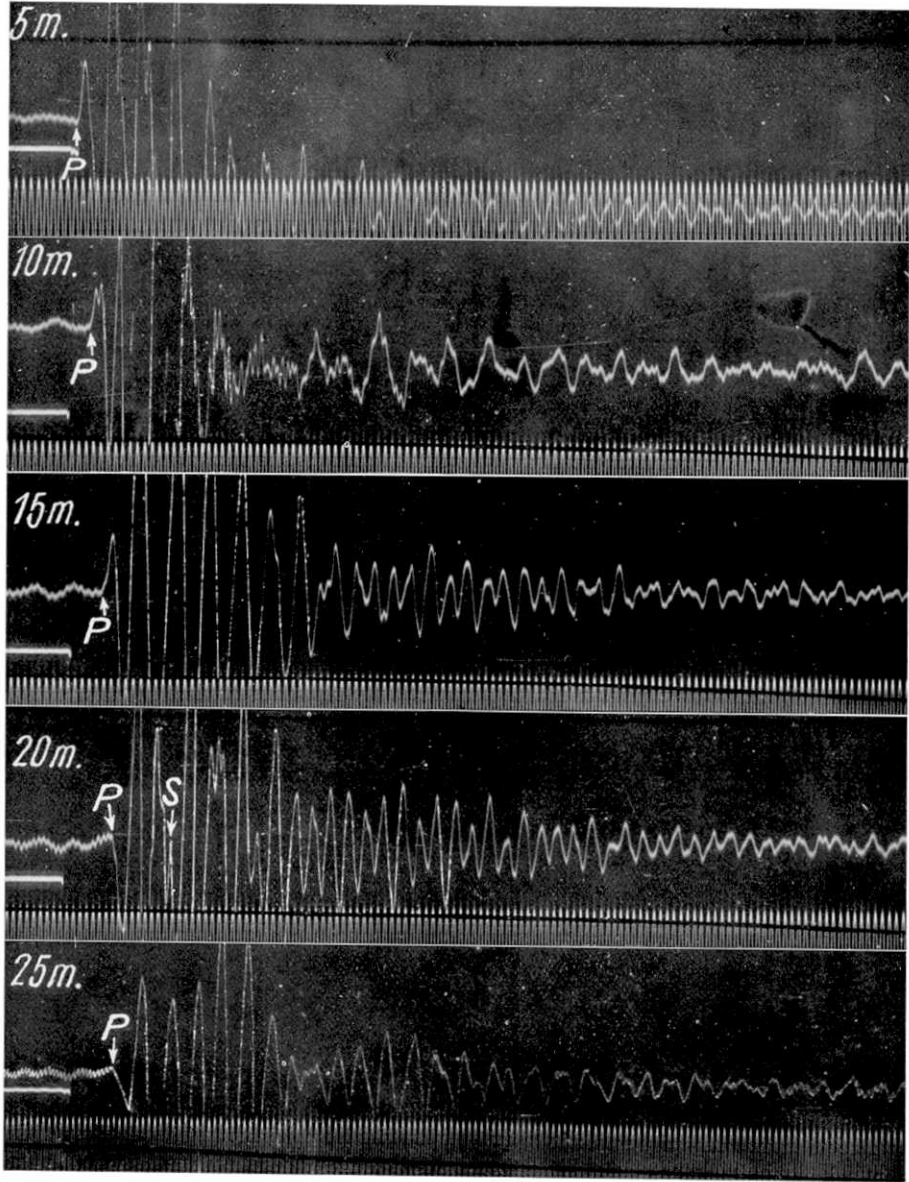
である。斯くして得られた σ を上の式に代入すれば E を求める事が出来る。 E 及び σ を求めた結果は次の表に示してある。

第 VIII 表 ポアソン比及ヤング率

場 所	V_i	V_i'	D	σ	E	地 質	
濱松町(最上層)	I	116	56	1.5	0.35	1.3 × 10 ⁸	表 土 (盛埋土)
	II	116	53	1.5	0.37	1.2	
	III	118	55	1.5	0.37	1.2	
	IV	115	56	1.5	0.35	1.3	
	平均	116.3	55	1.5	0.36	1.2	
濱松町(中間層)	I	367	85	2	0.47	4.2	粘 土
	II	361	81	2	0.47	3.8	
	III	362	76	2	0.47	3.4	
	IV	365	80	2	0.48	3.8	
	平均	364	81	2	0.47	3.8	
白 河	I	282	160	2	0.26	1.3	砂 礫
	II	279	160	2	0.26	1.3	
鎌 倉		275	108	1.38	0.41	4.5	砂
駒 場	I	135	69	1.3	0.33	1.6	ロ ム
	II	155	65	1.3	0.39	1.6	
		30~70			0.46~0.49	4.8~5.2 × 10 ⁹	(彈性ゴム)
		10.96	2.61		0.47	2.0 × 10 ⁵	(寒 天)

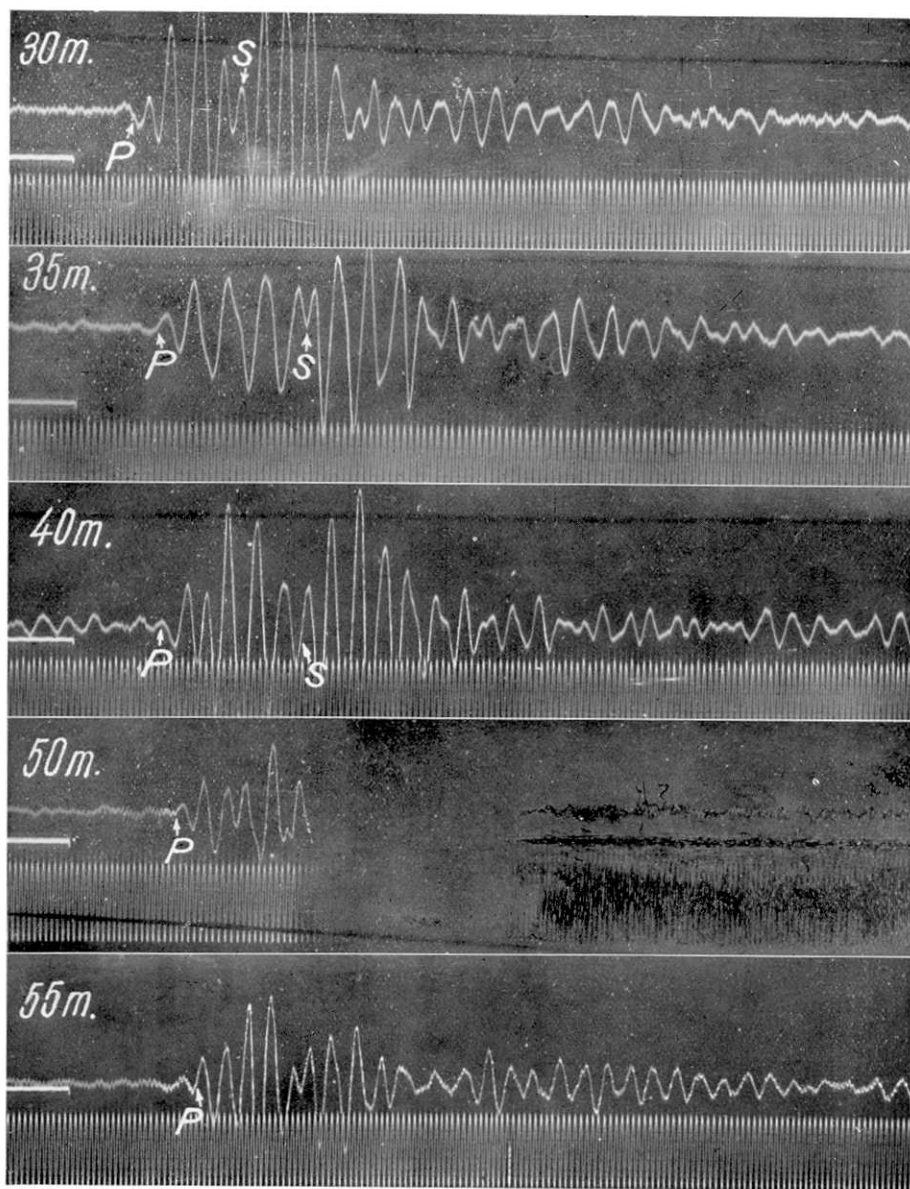
之によるとヤング率は全て 10⁸ の Order である。彈性ゴムの E に較べれば Order が 1 だけ小さく、坪井博士の測定せられた寒天の E に較べれば遙かに大きい値である。 E を算出する時に採用した密度 D の値の中、濱松町及白河の値は地質標本を得る事が出来なかつた故に適當と思はれる値を假定し、鎌倉及駒場のものに於ては能ふ限り自然に近い状態に於て採取した標本から測定した値である。

8. 測定の精度



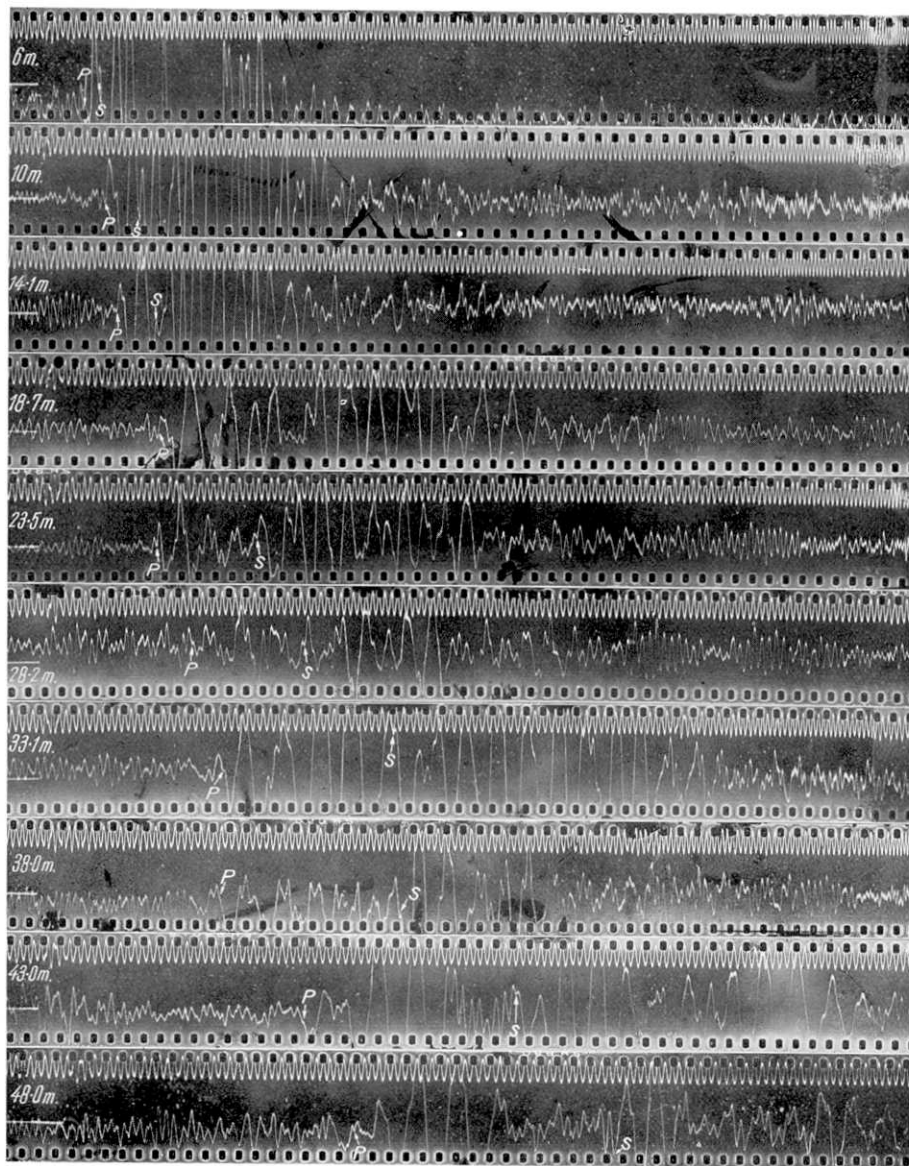
(震研彙報第十四號 圖版 那須・萩原・表)

第 17 圖 (共 1) 鎌倉に於ける記象



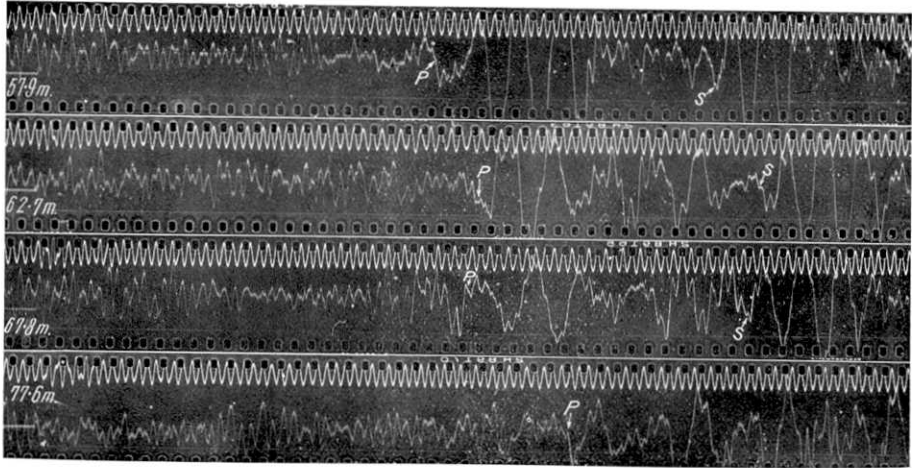
(震研彙報 第十四號 圖版 那須・萩原・表)

第 17 圖 (其 2) 鎌倉に於ける記象



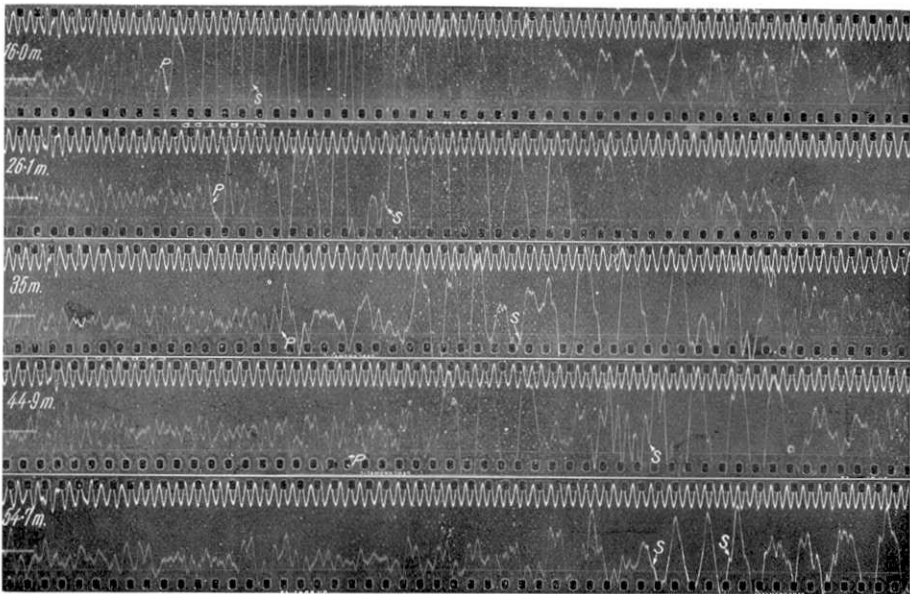
(震研彙報 第十四號 圖版 那須・萩原・表)

第 19 圖 (其 1) 駒場に於ける記象 I



第 19 圖 (其 2) 駒場に於ける記象 I

(震研彙報 第十四號 圖版 那須・萩原・表)



第 20 圖 駒場に於ける記象 II

鎌倉及び駒場に於て求められた速度に對し Most probable value を決めた際 Probable error も計算した. その値は次のやうである.

鎌 倉		駒 場	
		I	II
縦 波	± 3.1 m/sec	± 2.8 m/sec	16 m/sec
横 波	± 3.4 m/sec	± 3.0 m/sec	1.5 m/sec

51. *Studies on the Propagation of the Artificial Earthquake Waves through superficial Soil or sand Layers and the Elasticity of Soil and Sand.*

By Nobuji NASU, Takahiro HAGIWARA and Syn'itirô OMOTE,

Earthquake Research Institute.

Propagation of the artificial earthquake waves caused by falling heavy weights were investigated. The Measurements were made at four places, namely, Hamamatu-tyo in Tokyô, Sirakawa in Iiukusima Prefecture, Kamakura, and Komaba in Tokyo.

At Hamamatu-tyô and Sirakawa four vertical-component seismographs of mechanical registration type were used. The aim of the measurements at these places consisted in prospecting the bed rocks, being the tertiary rocks at the former place and the liparite layer at the latter place. The bed rocks were determined from the travelling time of the transverse waves which underwent reflection on the surface of the bed rocks.

At Hamamatu-tyo, the depth of the bed rock was 25.1 m from the ground surface and at Sirakawa it was 51 m. At the latter place another reflection-surface was found at a depth of about 24 m from the ground surface, being probably the upper surface of the sandy clay.

At Kamakura and Komaba high magnification seismographs were employed and the velocities of the elastic waves in the sand and loam layers were determined with results as shown in Table VIII.

The Poisson's ratio σ , and the Young's modulus E , were determined and tabulated in the Table VIII.