

26. 水成岩層の地震波傳播に及ぼす影響

地震研究所 { 今 村 明 恒
岸 上 冬 彦
小 平 孝 雄

(昭和四年四月十六日發表—昭和四年九月九日受理)

地震の震原位置を求める方法に關して、走時曲線を畫き地震波の傳播状態を調べて震原を推定するものや、初動の方向によるもの等がある。現今多く用ひられてゐる初期微動繼續時間に或る係數を乗じて震原距離を求める方法、又は等發震時線を畫いて其極限の中心を震央とするもの等は前述の走時曲線の應用と見做される。

走時曲線を畫くには、觀測所が適當な位置・間隔に置かれることと、時の測定が正確なことを要する。時の測定は、天文臺から發する無線電信の報時によつて時差の知れてゐるクロノメートルを用ひて時刻の合圖を行ひ、地震計の記録装置は一樣な速度で動けば十分である。併し實際には此等の條件を充すことは相當困難なことである。唯前に述べた初期微動繼續時間を用ひる方法では、以上の條件を考慮しないでよい場合がある。即ち距離の餘り遠くない地震ならば初期微動繼續時間は比較的短いので、現在の記録装置でも時計の良否等は殆ど之に影響しない。

本研究は理學部地震學教室と協力して、關東地方に東京・三鷹・鎌倉・三崎・秩父・清澄・筑波・東金の八個所に觀測所を設け、地方測候所のつくつてゐる觀測網の内部に細目の網を張つて其不足を補ひ、特に此地方の地震について調査してゐるが、震原位置を求めるには、主として、此初期微動繼續時間を用ひてゐる。

初期微動繼續時間 t と震原距離 d との關係を大森博士¹⁾は

$$d = kt \dots\dots\dots (1)$$

と置き、 $d < 1000$ km の場合には $k = 7.42$ とされた。但し、 d は km, t は秒で測る。(以後の記述に於ても、長さは 1 km, 時間は 1 秒を以て單位とする。) 即ち

$$d = 7.42 t$$

となる。一般に之を大森公式といひ、我が國では廣く用ひられてゐる。地震波の傳はる

1) 大森房吉 震災豫防調査會報告 88 (1919), 1.

土地が等質・等方性を有する弾性體ならば、 v_1 , v_2 を夫々縦波及び横波の速度とすれば

$$k = \frac{v_1 \cdot v_2}{v_1 - v_2} \dots \dots \dots (2)$$

である。大森博士は k の値を求めるに、淺間火山や臺灣の嘉義の地震等、震央の明かなものに就いてその t と震央から観測所までの距離を測つて、(1) 式を用ひられたのである。故に大森公式によつて震原を求める方法はその深さに關しては不十分である。近頃多數の學者によつて地球の上層程地震波の速度は小さいことが知られたが、震原の深さに比して観測所が遠いときは地震波傳播に對し上層の影響は殆ど無いから、此の様な場合には震央の位置を求めるに大森公式を用ひても大した誤には陥らない。併し、現今の如く観測所間の距離が短くなつたときに、その附近に起つた地震について前記の k の値を應用することは不適當である。

k の値を調べ直すについて、先づ簡單に一つの地震の各観測所からの震原距離は其初期微動繼續時間に比例すると假定することにあるが、之によつて震原の位置は定まるのである。其方法は、二観測所のみ就いて考へれば、其等の震原距離が初期微動繼續時間 t に比例すると假定されてゐるのであるから、震原は二観測所間の距離を各 t の比に内分・外分する二點を過る アポロニウスの圓周の上にある。他の観測所についても同様に圓を畫き其等の圓の共通弦の交點を震央とする。之を立體的に考へるときは、前述の圓を球に置換へればよろしい。斯くして得た幾つかの球の交點が震央の位置と地表からの震原の深さを與へる。球の交點は球が三個あれば決定するが其球を三個畫く爲には観測所は四個無ければならぬ。そこで以上の方法を批評すれば、此は k を既知の常數とするものよりは合理的であるが、作圖に手數が掛り、又四観測所の観測結果を用ふるときは球を三個畫くことが出來て震原は一點に定まり幾何學的には無難であるけれども物理學的には多少の誤差を含む筈である。観測所の數が増すと物理學的には誤差の少かるべき結果を得るが、幾何學的には複雑になつて却つて震原を定めることが困難になる。此の様に此の方法は實際に應用すると多少の缺點はあるが震原の深さを考慮に入れた點が採るべき所である。

關東地方の地震を前に述べた方法で求め、それから k の値を計算して見ると、多くの場合大森公式で與へられたよりも大きく出て來るが、然し乍ら他の少數の淺い地震では其が却て小さく出て來た。即ち k は常數ではなく、地表近くでは小さく、下に行く程大きいことを示す。又最近、著者の一人が和歌山市附近に發生する極めて局部的

な地震を調査した結果、 k は 3.0 と求められた。此の地方の地質は結晶片岩と古世代輝緑凝灰岩であるが、長岡博士²⁾は岩石の弾性に關する研究に於て土佐の輝緑凝灰岩につき

$$v_1 = 4.63 \text{ km/sec}, v_2 = 1.80 \text{ km/sec},$$

といふ結果を得られてゐる。土佐と紀伊とでは岩石の産地は違ふが地質學的に同一系統に屬するもので、その物理的性質も大差はないと考へられるのであるが、之から (2) 式によつて k を求めると 2.95 となつて地震計測の結果とよく合ふ。地震計測から許りでなく、沖積層中の火藥爆發・重錘の落下による實驗でも、又長岡博士の實驗せられた新成岩の中に於ても k は 2 といふ小さい値を示す事からも地表近くでは k の小さいことは明瞭である。

弾性論によれば

$$v_1 = \sqrt{\frac{E}{\rho} \cdot \frac{1-\sigma}{(1+\sigma)(1-2\sigma)}}, \quad v_2 = \sqrt{\frac{E}{\rho} \cdot \frac{1}{2(1+\sigma)}} \quad \dots\dots\dots (3)$$

であるから地震波の速度はヤングの弾性率 E , 密度 ρ , ポアソンの比 σ によつて決まる。然るに長岡³⁾・日下部⁴⁾兩博士の實驗的研究によると岩石では弾性波の速度は密度の差よりも弾性の差によつて餘計に影響される。若し σ が知れれば、(3) 式によつて v_1 と v_2 の比が定まる。そして此の比と k とが判れば v_1, v_2 の各々の値が求められる。地殻に於ては $\sigma = 0.25$ と假定すれば實際と大差のないことが既に知られてゐるから、此の値を採れば

$$v_1/v_2 = \sqrt{3} \quad \dots\dots\dots (4)$$

となる。(2) 式で示されてゐる通り、 k と v_1, v_2 とは比例するから、深い地震では k が大きく、浅い地震では k が小さいことは、地震波の速度が地表から下に行く程大きいことを意味する。この速度が次第に大きくなることは走時曲線の研究からも知られてゐることである。

松澤助教授⁵⁾の最近の研究の結果によれば、地殻は三つの地震波の速度の異つた層から成立つてゐる。其等の岩石層につき、地表からの深さ、二種の地震波の速度は次の表で示す。

2) 長岡半太郎 震災豫防調査會歐文報告 4 (1900), 47.

3) 日下部四郎太 震災豫防調査會歐文報告 22 B (1906), 27.

4) 長岡半太郎 震災豫防調査會歐文報告 4 (1900), 47.

5) 松澤武雄 地震研究所彙報 6 (1929), 117.

花崗岩層	底面 20 km	$v_1 = 5.0$ km/sec	$v_2 = 3.15$ km/sec
鹽基性岩層	20—50	6.1	3.7
過鹽基性岩層	50 以上	7.5	4.45

併し前述の k が地表近くに於て小さいことは、上記松澤助教授の研究範囲を超越して居るのである。

著者等の研究は地震波傳播状態につき、地表に於ける水成岩層の存在を無視することなく、今一步實際の状態に近づかんとするものである。此爲に松澤助教授の研究に成れる上記の三段層を其儘應用し、但最上層を少しく變更して次の様にした。

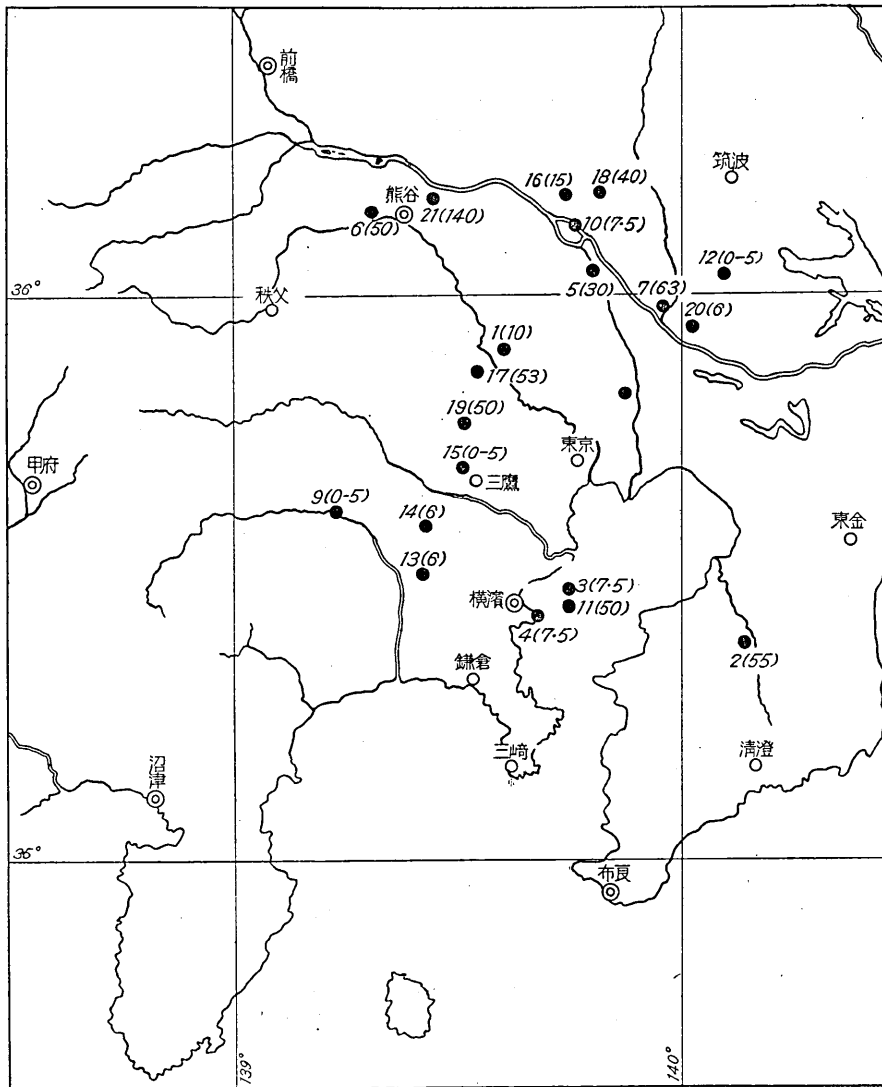
上部 厚さ h km. k は未知數

下部 厚さ $(20-h)$ km. 松澤助教授の第一層即ち

$$v_1 = 5.0, v_2 = 3.15, k = 8.51$$

今上記第一層上部の h と k との價を推定する爲に、昭和二年中に關東地方に起つた東京の有感地震を採つた。其總數は 65 回であるが、震原が觀測網の中にあるもの 21 回を用ひた。觀測網の外にあると、位置の決定が不正確になるからである。此 21 回の地震は我々の觀測所の中四個所以上で觀測されたものであるが、完全を期する爲に接した地方測候所に於ける觀測結果をも借りることにした。本文に收めたものは氣象要覽から拔萃したものである。

此の材料の中、幸にも第一表の十月二十四日 (No. 14) の地震の様にて二觀測所の t の値の近いものが二組あり、又三月十六日 (No. 2) の地震の様にて三觀測所の t が殆ど等しいものがあつた。此様な場合には震央の位置は其れだけの材料により容易に決定される。何となれば我々は k を變數と考へてゐるから是迄震原決定に用ひられた多くの方法は成立たなくなるが、それにも拘らず t の値の略ぼ相等しきものは震原から略ぼ等距離にありと假定し得られるからである。例へば No. 14. に於て t の値は東京と鎌倉と相等しく三崎と秩父とが略ぼ相等しいから、此二組即ち四點の觀測から先づ震央が決定せられる。即ち震央距離 Δ の値として東京・鎌倉共に 32.5 km.、三崎 51 km.、清澄 81.5 km.、秩父 52.5 km. を得る。次に最初の二點の t が Δ の値に比較して頗る小さく僅に 6.5 s. なることは震原が頗る淺きことを意味するので、 k の第一近似値として $32.5/6.5 = 5.0$ が得られる。又後の三點の t と Δ との値からして、震原の位置は我々の假定した上部層と下部層との境界に近きことを思はしめる。何となれば三點の觀測を組合せた t の差を以て Δ の差を除するとき其値は 8.6 となり、松澤第一層



第一圖 Fig. 1.

地震の分布圖 Map showing the distribution of epicenters.

● 震央 Epicentre. ○ 地震観測所 Seismological station. ⊙ 地方測候所 Local meteorological station.

括弧内の數字は震原の深さ (km.) を示す Figure in bracket indicates focal depth in km.

第一表 (其の一) TABLE I.

t ... 初期微動繼續時間(秒) Duration of preliminary tremors in sec.; Δ ... 震央距離 Epicentral distance in km.; d ... 震原距離 Focal distance in km.; k_0 ... 震央距離の更正をした k の値 Value of k reduced to epicentre.

番 號 Earthq. No.	月 日 Date	東京に於ける發震時 Commencement at Tokyo		東京 Tokyo	鎌倉 Kama- kura	三崎 Misaki	清澄 Kiyosumi	秩父 Titibu	筑波 Tukuba	震原 の深 さ f	k_0 の 平均値 Mean value of k_0
1	I 9	18 ^h 18 ^m 16.8 ^s	t	5.0	9.5	11.3	13.2	—	—	10	4.89
			Δ	27	66	83	96.5	—	—		
			d	28.8	66.8	83.6	97.0	—	—		
			k	5.76	7.04	7.41	7.35	—	—		
			k_0	4.67	4.92	5.08	4.90	—	—		
2	III 16	16 46 0.3	t	9.0	9.5	9.2	—	—	12.4	55	8.06
			Δ	48.5	54	52	—	—	91		
			d	73.3	77.1	75.7	—	—	106.3		
			k	8.14	8.10	8.22	—	—	8.59		
			k_0	8.01	7.95	8.07	—	—	8.21		
3	III 19	8 0 58.5	t	5.1	5.2	6.8	8.5	—	—	7.5	4.12
			Δ	26	26	38	51	—	—		
			d	27.1	27.1	38.7	51.5	—	—		
			k	5.31	5.31	5.70	6.06	—	—		
			k_0	4.13	4.13	4.12	4.09	—	—		
4	III 24	20 13 32.1	t	5.7	4.0	5.4	8.5	—	—	5.5	4.29
			Δ	32	18	31	52.5	—	—		
			d	32.9	19.5	31.9	53.0	—	—		
			k	5.77	4.88	5.91	6.25	—	—		
			k_0	4.25	4.12	4.38	4.19	—	—		
5	IV 26	22 11 38.0	t	6.4	—	12.8	13.5	—	6.0	30	7.05
			Δ	37	—	98	103	—	32		
			d	47.6	—	102.5	107.3	—	43.9		
			k	7.45	—	8.01	7.96	—	7.32		
			k_0	7.10	—	7.08	7.00	—	7.02		
6	V 20	4 18 18.0	t^*	9.4	13.2	14.2	17.0	—	10.8	50	7.95
			Δ	63	95	113	134	—	72		
			d	83.4	107.4	123.6	143.0	—	87.7		
			k	8.55	8.15	8.70	8.41	—	8.12		
			k_0	8.31	7.74	8.08	7.63	—	7.94		

* 前橋 $t=7.4$, $k_0=8.01$. 熊谷 $t=6.3$, $k_0=7.97$.

第一表 (其の二) Table I. (continued.)

番 號 Earthq. No.	月日 Date	東京に於ける發震時 Commencement at Tokyo			東京 Tokyo	鎌倉 Kama- kura	三崎 Misaki	清澄 Kiyō- sumi	秩父 Titiba	筑波 Takuba	震原 の深 さ f	k_0 の 平均値 Mean value of k_0	
7	V 30	21	10	59.1	t	8.5	—	12.6	12.5	—	8.0	63	8.57
					Δ	35	—	95	93	—	28		
					d	72.1	—	114.0	112.3	—	68.9		
					k	8.48	—	9.04	8.98	—	8.62		
					k_0	8.40	—	8.63	8.61	—	8.58		
8	VI 10	9	46	43.8	t	5.5	—	10.2	10.4	—	7.2	40	7.89
					Δ	16	—	76	78	—	46		
					d	43.1	—	85.9	87.7	—	61.0		
					k	7.85	—	8.41	8.44	—	8.48		
					k_0	7.61	—	7.93	7.94	—	8.10		
9	IX 6	7	39	43.5	t^{**}	9.5	8.3	10.4	14.5	8.7	—	0-5	—
					Δ	49.5	42.5	61	97	43.5	—		
					d	49.5— 49.7	42.5— 42.8	61— 61.1	97— 97	43.5— 43.8	—		
					k	5.22— 5.24	5.13— 5.15	5.87— 5.88	6.69— 6.69	5.00— 5.04	—		
					k_0	7.1	12.7	14.5	15.8	9.1	6.0		
10	IX 7	19	33	35.7	t	46	92	108	113	62	33	7.5	4.36
					Δ	46.6	92.3	108.3	113.3	62.5	33.8		
					k	6.55	7.25	7.48	7.18	6.86	5.63		
					k_0	4.54	4.44	4.42	4.21	4.42	4.15		
					t	7.3	7.0	7.6	8.5	—	12.0		
11	IX 16	23	05	21.1	Δ	29.5	23.8	33.0	48.8	—	91.0	50	7.96
					d	58.1	55.4	59.9	69.9	—	103.8		
					k	7.95	7.91	7.90	8.21	—	8.65		
					k_0	7.79	7.80	7.73	8.00	—	8.26		
					t	8.8	16.2	18.4	16.4	16.0	4.8		
12	X 7	23	23	31.2	Δ	47.5	94	106	97	90.5	19.0	0-5	—
					d	47.5— 47.5	94— 94.1	106— 106	97— 97	90.5— 90.6	19.0— 19.7		
					k	5.40— 5.42	5.80— 5.81	5.77— 5.77	5.91— 5.91	5.65— 5.66	3.96— 4.10		
					k_0	6.8	4.7	7.1	—	9.8	—		
					t	38.2	23.5	42.8	—	61.5	—		
13	X 14	19	7	23.9	Δ	38.6	24.2	43.2	—	61.7	—	6	4.11
					d	38.6	24.2	43.2	—	61.7	—		
					k	5.68	5.15	6.09	—	6.30	—		
					k_0	4.06	4.06	4.26	—	4.05	—		
					t	6.8	4.7	7.1	—	9.8	—		

** 甲府 $t=11.0$, $k_0=5.64-5.65$. 横濱 $t=8.6$, $k_0=4.77-4.84$.

第一表 (其の三) Table I. (continued.)

番 號 Earthq. No.	月日 Date	東京に於ける發震時 Commencement at Tokyo				東京 Tokyo	鎌倉 Kama- kura	三崎 Misaki	清澄 Kiyosumi	秩父 Titibu	筑波 Tukuba	震原 の深 さ f	k_0 の 平均値 Mean value of k_0
14	X 24	5	19	57.5	t	6.5	6.5	8.2	11.8	8.5	—	6	4.01
					Δ	32.5	32.5	51	81.5	52.5	—		
					d	33.0	33.0	51.2	81.6	52.9	—		
					k	5.08	5.08	6.25	6.91	6.21	—		
					k_0	3.72	3.72	4.20	4.24	4.15	—		
15	XI 4	2	23	56.2	t	5.4	—	11.8	14.6	9.7	—	0-5	—
					Δ	23	—	60.5	83.5	50	—		
					d	23- 23.6	—	60.5- 60.6	83.5- 83.5	50- 50.2	—		
					k	4.26- 4.37	—	5.12- 5.14	5.71- 5.71	5.15- 5.18	—		
					k_0	—	—	—	—	—	—		
16	X 7	7	38	11.4	t	7.8	12.4	—	15.2	8.9	6.0	15	5.70
					Δ	52.5	97.5	—	119.0	62.0	33.2		
					d	54.6	98.6	—	119.9	63.8	36.4		
					k	7.00	7.95	—	7.88	7.16	6.07		
					k_0	5.86	5.91	—	5.67	5.74	5.34		
17	XI 23	23	44	56.2	t	7.5	9.6	11.3	—	8.5	—	53	8.02
					Δ	27	61	79	—	43	—		
					d	59.5	80.8	95.1	—	68.2	—		
					k	7.94	8.43	8.43	—	8.01	—		
					k_0	7.83	8.25	8.12	—	7.86	—		
18	XI 30	7	47	0.2	t	8.2	—	14.2	14.7	—	6.0	40	7.74
					Δ	53	—	116	117	—	26.5		
					d	66.4	—	122.7	123.6	—	48.0		
					k	8.10	—	8.64	8.40	—	8.00		
					k_0	7.74	—	7.86	7.64	—	7.73		
19	XII 14	23	03	0.6	t	6.7	8.1	10.0	12.2	8.0	—	50	8.21
					Δ	24	50	69	89.5	44	—		
					d	55.5	70.7	85.2	102.5	66.6	—		
					k	8.30	8.71	8.52	8.40	8.33	—		
					k_0	8.15	8.48	8.24	8.03	8.13	—		

第一表 (其の四) Table I. (continued.)

番 號 Earthq. No.	月日 Date	東京に於ける發震時 Commencement at Tokyo				東京 Tokyo	鎌倉 Kama- kura	三崎 Misaki	清澄 Kiyosumi	秩父 Titibu	筑波 Takuba	震原の深さ f	k_0 の 平均値 Mean value of k_0
20	XII19	17	44	45.9	t	6.3	12.4	14.0	—	—	6.0	6	4.02
					Δ	35	83	94	—	—	30		
					d	35.5	83.2	94.1	—	—	30.6		
					k	5.64	6.71	6.73	—	—	5.10		
					k_0	4.10	4.13	4.08	—	—	3.78		
21	XII31	14	51	6.0	t^*	16.2	16.9	17.5	18.7	14.9	16.0	140	9.72
					Δ	60.0	92	112.5	129	33.5	59		
					d	152.3	167.5	179.6	190.4	145.2	151.9		
					k	9.41	9.91	10.26	10.18	9.76	9.49		
					k_0	9.33	9.83	10.10	10.03	9.70	9.42		

に於ける k の値に大體に於て一致する。即ち觀測された波動は下部層を水平に通過して上部層へ屈折して來たものと見做し得られるのである。然るときは

$$h \cos \theta = \left(t - \frac{\Delta}{8.51} \right) k \dots\dots\dots (5)$$

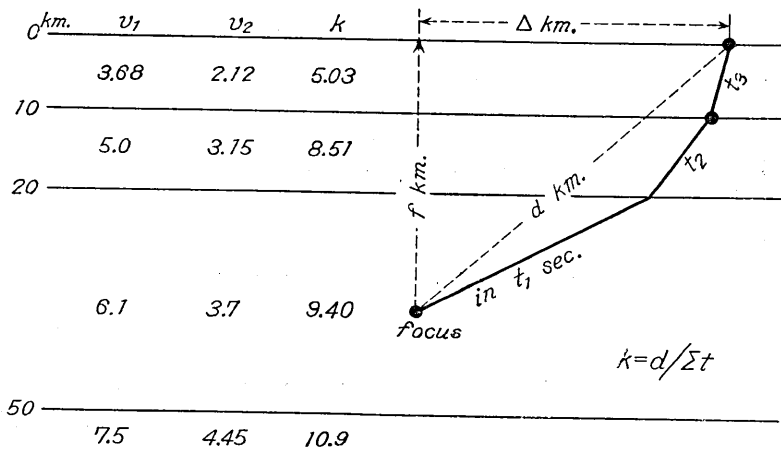
なる關係から $t - \frac{\Delta}{8.51}$ の値が後の三點に就いて夫々 2.21, 2.22, 2.32 秒となり平均値として 2.3 秒を得る。但し上式に於ける θ は $\sin \theta = \frac{k}{8.51}$ に適する値であつて下部層を水平に傳播した波動が上部層へ屈折するときの屈折角である。其故に上に得た 2.3 秒は h なる厚さの上部層を假想位相が垂直線と θ 角をなして進行するに要する時間であつて $\sin \theta = 5.0/8.51$ から $\theta = 36^\circ$, $\cos \theta = 0.81$ が出て來る。故に(5)式により $h = 9.5$ km. となる。此計算に於て震原を上下部の境界に近いものと假定したが、若し震原が境界よりも少しく下方にあるときは近似計算に大した影響を與へないことが明かであるけれどもそれが上部の方にあるときは $k = 8.51$ と 5.0 との相違によりて誤差の大なるべきことを思はしめるが、然しながら實際には上部層の k の値 5.0 といふものは平均の値であつて、我々が最後に到達した様に境界面に接近した部分は 8.51 に近く、地表に近づくに従ひ恐らくは 2.0 位の値にまで減ずるものであらう。其故震原を境界面近くにとることは第一近似計算に於て左までの支障となるものではない。No. 5 は t の値略ぼ相等しき二組の觀測値があるので此點に於て No. 14

* 熊谷 $t = 14.5$, $k_0 = 9.66$.

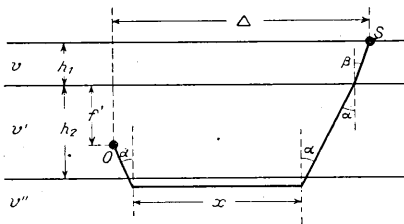
と同種類であるが、震原は松澤助教授の第一・二層境界に近いことが直ちに出て来る。

以上の近似計算に於て先づ水成岩層の厚さは約 10 km. でその k の値は 5.2 と推定された。此の結果を用ひて第二圖の様な地殻構造を假定して、種々の深さに起る地震の v_1, v_2 の走時を計算した。

計算を簡単にする爲に一つの層の中では速度は一樣であると假定した。第三圖の如く二層あつて、中間層内の震原から發した波動が一度下の層に入り後再び屈折によつて地表に現はれる場合には走時 T 及び震央距離 Δ を求める式は



第二圖 Fig. 2.

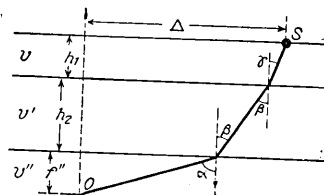


第三圖 Fig. 3.

$[v < v' < v'']$

O 震原 focus.

S 観測所 station.



第四圖 Fig. 4.

$[v < v' < v'']$

O 震原 focus.

S 観測所 station.

$$\left. \begin{aligned}
 T &= \frac{h_1}{v \cos \beta} + \frac{2h_2 - f'}{v' \cos \alpha} + \frac{x}{v''}, \\
 \Delta &= h_1 \tan \beta + (2h_2 - f') \tan \alpha + x, \\
 \text{但し} \quad \sin \alpha &= \frac{v'}{v''}, \quad \sin \beta = \frac{v}{v'} \sin \alpha = \frac{v}{v''}.
 \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (6)$$

第四圖の如く震原から観測所まで順次の屈折によつて到達する波には次の式を用いた。

$$\left. \begin{aligned}
 T &= \frac{f''}{v'' \cos \alpha} + \frac{h_2}{v' \cos \beta} + \frac{h_1}{v \cos \gamma}, \\
 \Delta &= f'' \tan \alpha + h_2 \tan \beta + h_1 \tan \gamma, \\
 \text{但し} \quad \frac{v}{v'} &= \frac{\sin \gamma}{\sin \beta}, \quad \frac{v}{v''} = \frac{\sin \beta}{\sin \alpha}.
 \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (7)$$

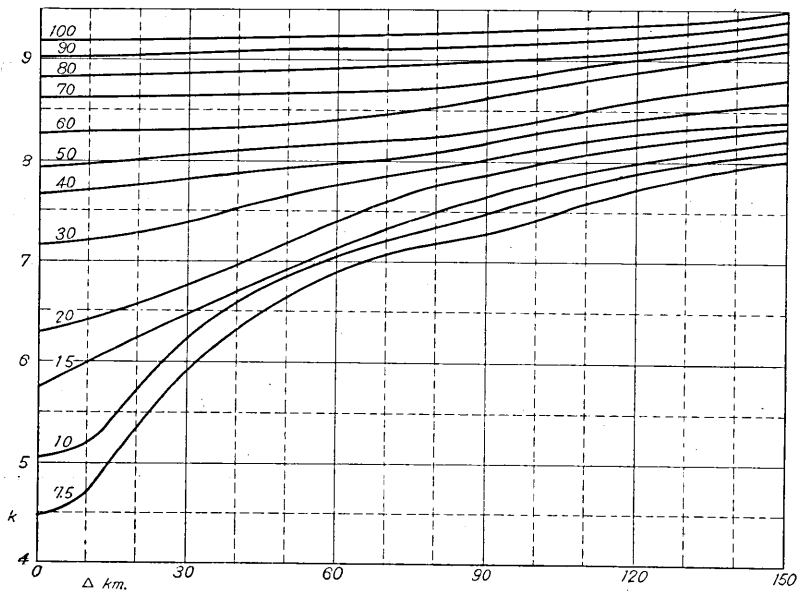
以上の式を應用して計算した結果、 T と Δ との関係が判り、走時曲線が畫ける、そこで v_1 と v_2 とについて走時曲線を畫き、その走時の差を求める。即ち

$$t = T(v_2) - T(v_1) \dots\dots\dots (8)$$

但し t は初期微動繼續時間、 $T(v_1)$, $T(v_2)$ は夫々縦波・横波の走時である。此處に得た t を (1) 式に入れて k を求めた。即ち波の屈折を無視して震原から観測所に直線

第二表 k の値 TABLE II. Values of k .

Δ f	0	10	20	30	40	50	60	70	80	90	100	110	120	130	140	150
7.5	4.47	4.70	5.48	6.02	6.25	6.60	6.91	7.10	7.23	7.26	7.45	7.59	7.73	7.82	7.92	8.01
10	5.03	5.16	5.79	6.28	6.64	6.91	7.11	7.28	7.30	7.47	7.64	7.75	7.89	7.98	8.06	8.11
15	5.76	6.01	6.26	6.46	6.68	6.79	7.11	7.27	7.45	7.63	7.76	7.91	8.00	8.06	8.16	8.22
20	6.31	6.40	6.58	6.75	6.97	7.21	7.41	7.60	7.75	7.86	7.99	8.07	8.15	8.25	8.30	8.36
30	7.18	7.18	7.29	7.44	7.58	7.68	7.76	7.85	7.95	8.03	8.16	8.20	8.25	8.34	8.38	8.40
40	7.64	7.78	7.85	7.93	7.97	8.01	8.01	8.05	8.13	8.21	8.29	8.36	8.43	8.50	8.41	8.45
50	7.93	8.03	8.04	8.10	8.10	8.14	8.14	8.20	8.26	8.30	8.41	8.51	8.55	8.70	8.80	8.88
60	8.31	8.35	8.38	8.39	8.39	8.40	8.48	8.53	8.55	8.65	8.76	8.82	8.94	9.02	9.08	9.15
70	8.62	8.62	8.62	8.65	8.67	8.69	8.70	8.69	8.77	8.78	8.85	8.94	9.01	9.10	9.15	9.20
80	8.84	8.86	8.86	8.85	8.86	8.90	8.94	9.01	9.05	9.09	9.09	9.10	9.10	9.14	9.16	9.24
90	9.04	9.05	9.11	9.13	9.11	9.11	9.19	9.19	9.19	9.22	9.28	9.30	9.31	9.31	9.33	9.41
100	9.20	9.22	9.24	9.24	9.25	9.27	9.26	9.26	9.27	9.28	9.31	9.35	9.35	9.36	9.40	9.50



第五圖 Fig. 5.

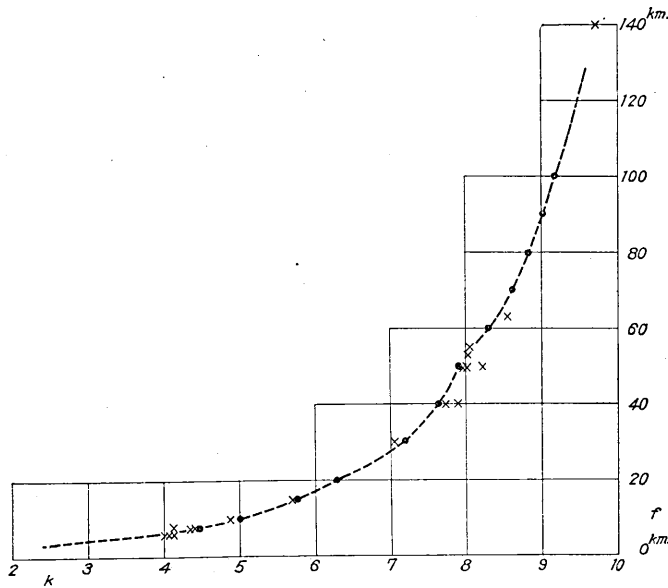
 $f=7.5, 10, \dots, 100$ に於ける $\Delta-k$ 圖 $\Delta-k$ curve for $f=7.5, 10, \dots, 100$.

的に傳播したと假定した見掛上の k の値を出した。其の k の値は震原の深さ f 及び震央距離 Δ との函数である。(第二表、第五圖、第六圖) 但し以上の計算では t は縦波・横波の各、の最初に到着したものの走時の差と假定した。

震央の近くでは k の値に對する深さの影響が相當に大きい、 Δ が大きくなると深さによる影響は小さくなる。多くの地震では k を 7.4 としては小さ過ぎる。寧ろ 8 附近の値を用ふべきである。

地表から 10 km. までの層に於て k を 5.2 としたのでは 21 回の殘餘の地震に於て正確に合はない場合も生ずるので逐次近似法によつて k と層の厚さ h とに修正を加へたが、斯くして最後に得た結果は挿入の圖及び表に示した様に、水成岩層の厚さ h は 10.0 km. その k の値は 5.03 となつたのである。

併し地震によつては其震原の深さが 10 km. よりも淺いと考へられるものがあつてそれには 10 km. を更に二つに分けて 7.5 km. の深さまでは $k=4.47$ 、その下 10 km. までは $k=8.04$ とすれば更に實際に近づく様である。7.5 km. の深さまでも詳しく調べれば細かに分けられるのであらうが、 $k=4.47$ は其部分の平均値と考へればよい。九

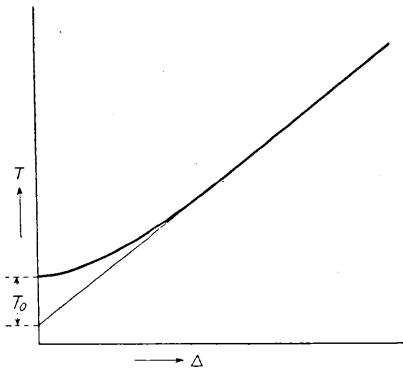


第六圖 Fig. 6.

$\Delta=0$ に於ける $f-k$ 圖
 $f-k$ curve for $\Delta=0$.

● 計算値 deduced from the assumption.
 × 観測値 ,, observations.

月六日 (No. 9)、十月七日 (No. 12)、十一月四日 (No. 15) の地震は深さが 7.5km. よりも浅く出て来るので深さを 0 km. と 5 km. の二つの場合について計算した。多分この中間の値をとるであらうが、震原が此様に浅いとすると現在の観測所間の距離では此以上論ずることは出来ない。



第七圖 Fig. 7.

是まで地震の震原を決定するに當つて、地表近くに發達した水成岩の存在を無視したものが多。例へばフォン・ゼーバッハ⁶⁾の方法即ち走時曲線を合理的に(雙曲線として)延長して $\Delta=0$ の線と交はる點と、走時曲線の直線部の切線と $\Delta=0$ と交はる點との時間差(第七圖の T_0)をとり、之を以て地震波が震原から震央に達する時間と考へ、その時間に \bar{P} 、 P 或は $\bar{S}-\bar{P}$

6) K. VON SEEBACH, *Das mitteldeutsche Erdbeben vom 6. März 1872* (Leipzig, 1873), 132-175.

など對應位相の速度を乗じて震原の深さとする方法等がそれである。此曲線の決定に特に重きをおくべきは Δ の小なる觀測點に於ける觀測値であるが、それには上層水成岩層の影響が益々著しくなるから、以上の方法で求めた T_0 の値は頗る不純なものである。著者等が考へた如く地震波の速度が深さと共に大きくなると考へると、方法にも訂正すべき點があるであらうが、假令 T_0 が正しく出て來ても速度の値の取様によりても亦相當大きな差が生ずる。近頃、國富技師⁷⁾の發表された大正十二年九月一日の關東大地震の研究論文にその震原の深さを求めるについて、「 $PS-\Delta$ 圖表より求むる方法」といふのがある。此は第七圖の T に初期微動繼續時間を適用せられたものであつて、 $\Delta=0$ に於ける t の値を t_0 と書くと、 $t_0=3.0$ sec であるといふ。此 t_0 につきても疑問があることは前述の通りであるが、假りに之を正確として置く。次に

$$f = \frac{v_1 v_2}{v_1 - v_2} t_0 = k t_0 \dots\dots\dots (9)$$

なる式によりて震原の深さ f を計算するに方り、 k の値として 9.46 を採用されたが、著者等の本研究の結果を應用して見ると地表から 10 km. までは $k=5.03$ であるからその間の走時は約 2 秒、殘餘の 1 秒間では $k=8.51$ をとれば地震波は約 8.5 km. 進行したことになる。即ち深さは約 18.5 km. となつて、 $k=9.46$ としたときは深さ 28 km. であるから 10 km. 程淺く出る。勿論國富技師の採用せられた震央の位置についても意見の相違がある。曾つて著者の一人⁸⁾が論じた通り夫の大正十二年九月一日の關東大地震は多元性震原の地震と見做すべきものであつて、東京觀測に於ては第一元が相模灣の中央部に起りそれよりも急激な第二元（東京觀測にて第一元後 3 秒目に現れてゐるけれども震原地方から西或は北西方にある觀測點にてはこれが第一元と同時に、少くも、もつと接近して現はれた筈である）が小田原附近に起つたと考へられるから、國富技師の採られた震央は此第二元と見れば差支ないのである。但し我々の推定につき自ら不満足を感じることは、問題の震央が我々のとつた舞臺の一隅に偏在してゐることである。併し同じ一隅に偏在して居る秩父に於ても特別な異常を見出さないから小田原方面に對する應用も左程不當なものではあるまいと信ずる。

水成岩層の有無を無視しても影響の少ない丹後地方では、那須理學士⁹⁾の研究によ

7) 國富信一「關東大地震の驗震學的考察」驗震時報 3 (1929), 211—242.

8) 今村明恒 帝國學士院記事 2 (1926), 401.

9) 那須信治 地震研究所彙報 6 (1929), 245.

ると、震原の深さは大體 15 km. 内外であるが之に相當する k の値は 8.4 である。 k が此様に大きな値をもつといふのは土地の地質構造によるのであるから、本問題の如き研究は各地で別々に調査しなくてはならないことであらう。

著者等の研究は近距離地震の觀測結果を基礎にした近似計算の第一段で、未だ不十分なものであるが、地震計測、特に觀測網が更に細目となり、又時刻の測定が進歩すると共に調査は精細となり得べきものであらう。

26. *The Effect of Superficial Sedimentary Layers upon the Transmission of Seismic Waves.*

By Akitune IMAMURA, Fuyuhiko KISHINOUE

and Takao KODAIRA,

Earthquake Research Institute.

Since k in Omori's empirical formula $d=kt$ may be made to assume the physical meaning $k=v_1v_2/(v_1-v_2)$, where d is the distance of the seismic focus from a station, t the duration of the preliminary tremors at the said station, and v_1 and v_2 the respective transit velocities of the dilatational and distortional waves, it will be seen that the factor is by no means a constant, but must vary with v_1 and v_2 , and must therefore be some function of the focal depth f , say, and the epicentral distance Δ . For near distances, Omori deduced for it the value 7.42, but evidence is not wanting that in the younger geological formations it may take as low a value as 2, or even 1.5. For the local shocks so frequent in the Kii district, one of us obtained the value 3.0. Consequently, in determining the seismic focus by t obtained at four or more stations with the assumption of wave transmission along a single straight line with k as constant, inaccuracies in the results will be inevitable. Similarly, the usual method of estimating focal depths by the time-distance curve of \bar{P} , P or $\bar{S}-\bar{P}$ must also be subject to several errors when the presence of a superficial sedimentary layer has been ignored.

This note is an attempt to give the results of our studies made upon introducing into seismometry the conception of a surface layer overlying the granitic one. Out of the 65 moderate shocks that shook the Kwantô district during 1927, we selected 21 as having given fair registers of the initial phase as well as the phase which is assumed to have been transmitted along its entire path as a distortional wave. (Table I.)

According to Prof. Matuzawa the crust in the Kwantô district

may be regarded as consisting of three consecutive layers, viz., the granitic layer ($v_1=5.0$, $v_2=3.15$, depth of the lower boundary=20 km.), the basic layer ($v_1=6.1$, $v_2=3.7$, depth of the lower boundary=50 km.) and the ultra-basic layer ($v_1=7.5$, $v_2=4.45$) (Fig. 2). Our calculation started by assuming the existence of such substrata, the next process being to evaluate the thickness h and the value k of the surface layer conforming to the results of observations of these 21 shocks.

Fortunately, our observations included a few shocks, the value of t in each of which were nearly equal to one another for two pairs of stations as in No. 14, or to each other for three stations as in No. 2, so that the epicentre could be accurately determined. Further study of the data given by these shocks enabled us to infer that h and k in this case must be about 10 km. and 5.2 km./sec., respectively. For instance, take No. 14 (see Fig. 1 and Table I); Δ for Tokyo or Kamakura (=32.5 km.) divided by t (=6.5 sec.) gives $k=5.0$. The data for Misaki ($\Delta=51$ km.), Kiyosumi ($\Delta=81.5$ km.) and Titibu ($\Delta=52.5$ km.) suggest that the seismic focus must be situated near the boundary of the surface layer and Matsuzawa's first layer, and then refracted into the surface layer towards the above-mentioned three stations. Now we have the following relation

$$h \cos \theta = (t - \Delta/8.51) k,$$

where θ is the angle of refraction, and t the difference of times of transmission of the two phases in the surface layer. For those three stations, the values of $t - \Delta/8.51$ come out as 2.21, 2.22 and 2.32 sec. respectively. We have already found that the value of k for the surface layer is about 5.0, therefore we have $\sin \theta = 5.0/8.51$, and $\cos \theta = 0.81$. Accordingly,

$$h = 2.3 \times 0.81 k = 9.5 \text{ km.}$$

Now adopting this result, the paths of the dilatational and distortional waves, and consequently the apparent mean values of k , i.e. d/t (Fig. 2), were computed for various values of f and Δ (see also Fig. 3 and 4), the results obtained after successive approximations being as shown in Table II or Fig. 5.

The next step was to find the epicentres and focal depth of every earthquake such that the mutual relation between k , f and Δ thus deduced from actual observations should approach as near as possible the calculated values (Table II). As, however, a slight discrepancy had been noticed in the f - k curves for $\Delta=0$ of the surface layer, and the curves for the two systems compared again. After successive approximations the two curves coincided (Fig. 6). The values of h and k of the surface layer thus far obtained were 10.0 km. and 5.03 km./sec. respectively.

There is, however, the possibility of earthquakes originating at depths less than 10 km., so it was thought advisable to subdivide the surface layer into two parts, the result giving $h=7.5$ km., $k=4.47$ km./sec. for the upper part and $h=2.5$ km., $k=8.04$ km./sec. for the lower. The final results will be found in Table I and Fig. 1.

As has been stated, there is a method of estimating focal depths by

the time-distance curve of the different phases of earthquake motion, usually ignoring the presence of a superficial sedimentary layer. The method of K. von Seebach consists of determining, first, the time T_0 required by the phase P for transmission from the focus to the epicentre by means of simply producing that part of the curve determined from the observations at some distant stations (Fig. 7), and secondly, the depth as the product of T_0 thus worked out and the transit velocity of that phase v_1 . On applying this method in the case when the seismic area is overlaid by sedimentary layers of different physical characters, errors arising from ignoring those layers must much be introduced in the determination of the values of T_0 and v_1 .
