

2. 昭和10年4月21日臺灣地震の走時 曲線と地殻構造上の一問題 (概報)

地震研究所 河 角 廣
本 間 正 作

(昭和10年12月16日發表—昭和10年12月31日受理)

最近に至り地下300~400kmに於ける地震波速度分の不連続面の存否がかなり喧しい問題になつて來た。地震研究により地球内部構造を推論出来る様になつて來た最初の頃に於けるMilne¹⁾、森²⁾、今村³⁾、Laska⁴⁾、Benndorf⁵⁾、Knott⁶⁾等の諸先生の定性的の推論は暫くおくとするも、定量的に地下400km位の所に不連続面の存在を推定したのは1916年のS. Mohorovičić⁷⁾の論文が最初の様である。彼は地震波速度が約0.3km秒急に小さくなると推論したが、其の後1926年にByerly⁸⁾は逆に地下400kmに速度が不連続的に増す所があると推定した。翌年筆者の1人⁹⁾も一深發地震の調査に際し地下450kmに其の様な不連続面を推定した事があつたが、1931年にはJeffreys¹⁰⁾は走時曲線の統計的研究から震央距離約20°附近に走時曲線の傾斜に急激な増加を認め、地下約273kmに於て速度の約25%の不連続的増加があると推定した。

同年筆者の1人¹¹⁾はJeffreysの材料を吟味し當時の精度に於ては必ずしも不連続面を考へる必要なき事を示し、Jeffreys自身も又自説を翻し¹²⁾、Gutenberg¹³⁾及びRichter又反對説を提出した。然るに近頃に至り再び、Neumann¹⁴⁾、Lehmann¹⁵⁾、Byerly¹⁶⁾、Jeffreys、Bullen¹⁷⁾等又々不連続説が盛返して來た。此等の人々の研究によれば走時

- 1) J. MILNE, *Brit. Assoc. Rep.*, (1903) A. 8.
- 2) F. OMORI, *Publ. Earthq. Inv. Comm.*, 5 (1901); 13 (1903); 21 (1905).
- 3) A. IMAMURA, *Publ. Earthq. Inv. Comm.*, 16 (1904), 1~117.
- 4) W. LASKA, *Mitt. Erdbebenkomm.*, Wien, N. F. 23 (1904).
- 5) H. BENNDORF, *Mitt. Erdbebenkomm.*, Wien, N. F. 29 (1905); 31 (1904).
- 6) C. G. KNOTT, *Proc. Roy. Soc. Ed.*, 28 (1908), 217~230.
- 7) S. MOHOROVIČIĆ, *Gerlands Beitr. z. Geophys.*, 14 (1916), 187.
- 8) P. BYERLY, *Bull. Seis. Soc. Amer.*, 16 (1926), 209.
- 9) 河角廣 氣象集誌 [ii], 5 (1927), 232~240.
- 10) H. JEFFREYS, *M. N. R. A. S., Geophys. Suppl.*, 2 (1931), 329~348.
- 11) H. KAWASUMI, *Jap. Journ. Astro. Geophys.*, 9 (1931), 15~22.
- 12) H. JEFFREYS, *M. N. R. A. S., Geophys. Suppl.*, 2 (1931), 399~407.
- 13) B. GUTENBERG and C. F. RICHTER, *Bull. Seis. Soc. Amer.*, 21 (1931), 216.
- 14) P. NEUMANN, *Trans. Amer. Geophys. Union*, (1933), 329.
- 15) F. BYERLY, *Bull. Seis. Soc. Amer.*, 24 (1934), 81~99.
- 16) I. LEHMANN, *Meddelelse. Geod. Inst.*, 5 (1934), 1~45.
- 17) H. JEFFREYS and K. E. BULLEN, *Publ. du Bureau. Centr. Seis. Int.*, (A), 11 (1935).

曲線には震央距離 16° から 19° の間に急に折れる所があるとの事にて、加ふるに Lehmann は震央距離 20° 以上の所に於て明瞭なる位相が P 波初動の後に存在する著しい例を擧げて居る。若し此の Lehmann の発見せる事實が、發震機軸によるものでないならば、此れは不連続面存在の確證となるものである。上記の人々による不連続面の深さは約 250 km から 400 km の間にある。

他方松澤助教授¹⁸⁾は昭和8年3月3日三陸地震の走時曲線の研究に於て $\Delta=21^\circ$ 邊に走時曲線の急に曲る所があるが傾斜の不連続的增加はない様であるとの意見を述べられた。

かくて此の問題に關する解決は最近地震學の緊急問題であり、中央氣象臺の鷺坂、三浦兩氏¹⁹⁾は此の臺灣地震の研究により速度の不連続は存在せざれども、地下約 300 km の附近に速度の急激に増加する所ある事を推定され、此れと獨立に筆者等も此の問題に關し更に一般的定量的吟味をなしたので其の梗概を此處に報告する次第である。²⁰⁾

然し乍ら不幸にして、問題の $\Delta=20^\circ$ の附近にて當時存在した脉動に邪魔された爲か走時觀測が不正確にて地震記象を見直さない限りの確な結論は下す事は出来なかつたが筆者等の要請により目下中央氣象臺にて記象の調査が行はれて居る故何等かの解決が見出されるかも知れない。

1. 震央の決定

此處に述べる様な定量的の問題には震央の位置を正確に知るを要するを以て、我々は氣象要覽、各觀測所觀測報告等により、國內、國外の材料を出來得る限り集め、其の内 $\Delta=18^\circ$ までの材料を用ひて走時曲線を三次式 $t=t_0+a\Delta-\beta\Delta^3$ と假定し、震央の位置 (φ_0, λ_0) と走時曲線の常數 t_0, a 及び β とを定めた。(材料及び計算の順序は別に本所彙報に發表する。)

其の結果は

$$\varphi_0 = 24^\circ \quad 19.6 \pm 2.5 \quad \text{N,}$$

$$\lambda_0 = 120^\circ \quad 37.6 \pm 2.6 \quad \text{E,}$$

$$t = 20^{\text{d}} \quad 22^{\text{h}} \quad 2^{\text{m}} \quad 2.5 + 14.337\Delta - 0.00217\Delta^3 \quad (\text{G.M.T.})$$

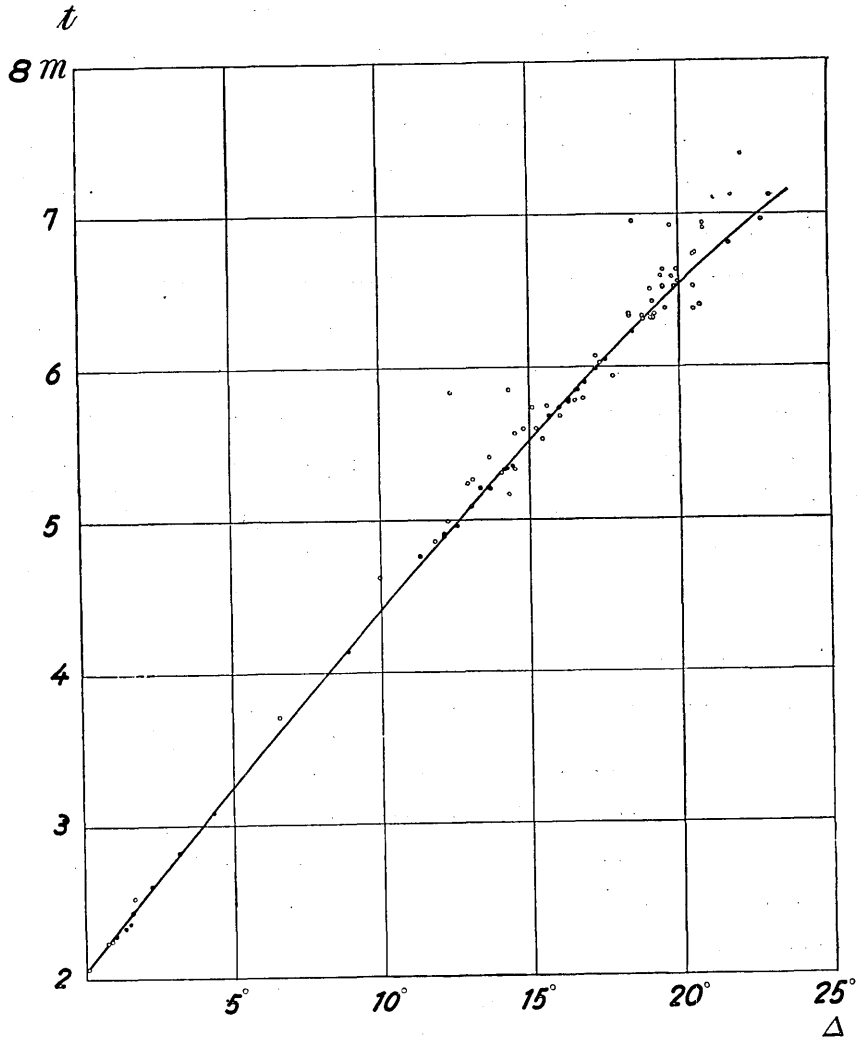
$$\pm 0.9 \quad \pm 0.13 \quad \pm 0.00033$$

18) T. MATUZAWA, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 13 (1935), 171~193.

19) 鷺坂清信, 三浦亞武 驗震時報 9(1935)

20) 此の論文が出來た後 GUTENBERG 及び RICHTER は再び前説を確める論文を出した。(Beitr. z. Geophys., 45 (1935), 280~380).

である。此處に $t_0 = 20^d 22^h 2^m 2.5^s$ ($21^d 6^h 2^m 2.5^s$ L.M.T.) は震原に於ける發震時ではない。其れについては後に述べる。



第 1 圖

2. 第二種不連續面の假定の吟味

次には上に求めた走時曲線を延長して $\Delta = 18^\circ$ 以上に於ける觀測とどの程度に合致するかが問題である。然乍ら不幸にして前述の如く、此の附近に於ける觀測が脈動に邪げられて著しく散ばつて居る故此の觀測のみでは何等決定的の事が云へないから他の走時曲線と比較して見た。即ち一つは最新の Jeffreys, Bullen の表 (J.B) 及び他

は筆者等が求めた三陸地震及び日本海北部の深発地震による平均の走時曲線²¹⁾(M)と比較して見た。

第 I 表 平均走時曲線 (M.)

Δ 度	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
t 秒	278.6	288.9	299.3	309.3	319.4	329.3	339.0	348.5	357.9	367.2	376.3
$\frac{dt}{d\Delta}$ 秒/度	10.53	10.34	10.20	10.03	10.025	9.80	9.59	9.44	9.36	9.175	9.20

此の両方の場合に於て上に臺灣地震にて得た走時曲線を延長したものは $\Delta = 20^\circ \sim 21^\circ$ に於て此等の走時曲線と連続になり其の傾斜は約1割不連続的に増加するが此の傾斜の不連続を平滑し去るには極めて僅かの補正を加へればよい。例へば Comrie²²⁾の補正は次の表の $-\frac{3}{35}\Delta_4$ (此處に Δ_4 は走時の第四次差である。)の通りで 0.21 秒以下に過ぎない。此の補正を加へて平滑した走時曲線も同じ表に擧げてある。

第 III 表 平滑した走時曲線及び其れに用ひた Comrie の補正 (秒)

Δ 度	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28
J. B	233.1	245.4	257.6	269.8	280.4	290.6	300.6	310.4	319.8	329.1	338.2	347.2
M-7.9	233.1	245.4	257.5	269.5	280.8	291.5	301.5	311.5	321.4	331.1	340.6	350.0
$-\frac{3}{35}\Delta_4(J.B)$	-0.03	-0.01	+0.14	-0.21	+0.08	0	+0.02	0	-0.05	+0.07	-0.03	0
$-\frac{3}{35}\Delta_4(M)$	-0.03	+0.01	+0.01	+0.07	-0.15	+0.06	+0.02	+0.01	-0.01	-0.01	+0.01	+0.02

即ち此の様な小さな差異は到底現在の観測精度では論ずる事は出来ないから此の點のみよりすれば現在の如き第二種の不連続面の假定で十分であるが此れが眞なりとすれば Lehmann の発見せる事實とは全然矛盾する事になる。又現在の臺灣地震に於て $\Delta = 20^\circ$ 以上の所にて観測値がばらつくのは Lehmann の見出した最初の振幅の小さい初動を見落して後の大きな位相を取つたと云ふ解釋も出来なくなる。

何れにもせよ振幅の観測なしでは解決出来ない問題故餘り詳細な議論は省き、同じ假定のもとに出された鷲坂三浦兩氏の結果を引用するに止め (第2圖及び第3圖の曲線3) 此處には上に得た三次式で表はした走時曲線から簡単に内部の速度分布を求め其の精度を見るのみにしよう。

此の爲には地表近くの構造を知らねばならないが此處には簡単に松澤先生²³⁾による

21) 松澤先生の御好意により三陸地震の材料を拜借出来たので其れと日本海北部の深発地震 河角廣, 吉山良一, 地震 6(1934), 415) の走時曲線とより筆者等が求めたもの, 此の時 Jeffreys の所謂出發の遅れは此の兩者の比較から 7.9 秒となり Jeffreys, Bullen のものと全く同じになつた。此れに就ては別に報告する。

22) COMRIE, M. N. R. A. S., Geophys. Suppl., 3 (1932).

23) T. MAUTZAWA, Bull. Earthq. Res. Inst., 5 (1928), 25; 6 (1929).

5.0 軒/秒と 6.1 軒/秒の二つの層よりなるものとし, 下の層は上の層の二倍の厚さになるものとし, 日本海北部の深発地震及び三陸地震より得られた Jeffreys の所謂出發の遅れ 7.9 秒になる様に層の厚さを定め第一層を 11.3 km, 全表層の厚さ 33.9 km を用ひた.

従つて Slichter²⁴⁾ が平面の地層の場合に見出し筆者等²⁵⁾ が球面の場合にも當はまる事を證明した積分路に従つて Herglotz-Wiechert の方法で内部の速度分布を求める事も出来るが, 此處には従來と同様に此等表層の影響を除去し 34 km の深さの球面上の値に引直して計算した. 其の際必要な精度にて

$$T = a\theta - \beta\theta^3$$

(此處に T 及び θ は新しい球面上の走時及び震央距離) とし, a 及び β は前掲の数値を其の儘用ひてよい事を知られた故此れを用ひて Herglotz-Wiechert の式から得られる

$$\log \frac{R}{r} = \frac{1}{90} \sqrt{\frac{2}{\gamma}} \frac{K-E^{26)}}{\sqrt{1-k^2}}$$

($\gamma = \frac{3\beta}{a}$, 及び K 及び E は $k^2 = \frac{\gamma\theta_1^2}{2-\gamma\theta_1^2}$ を Modulus とする楕圓積分) を用ひて最深點の深さを求め速度 v は

$$v = \frac{\pi}{180} \frac{\gamma}{(a-3\beta\theta_1^2)} = \frac{\pi}{180a} \frac{1+k^2}{1-k^2} r$$

によつて求めた. 但し $R = (6371-339)$ 軒とした.

最深點の深さ (d) 及び速度 (v)

θ 度 ●	0	4	8	12	16	20	24	28
d 軒	33.9	46.9	88.3	157.8	257.9	392.0	568.6	787.4
v 軒/秒	7.56	7.69	7.82	8.04	8.38	8.87	9.57	10.61

此等數値の誤差は上述 a, β の精度よりして 34 km の深さに於ては

$$v = (7.56 \pm 0.07) \text{ 軒/秒}$$

であるが其れは次第に大きくなり $\theta = 20^\circ$ に出る深さに於ては

$$v = (8.87 \pm 0.33) \text{ 軒/秒}$$

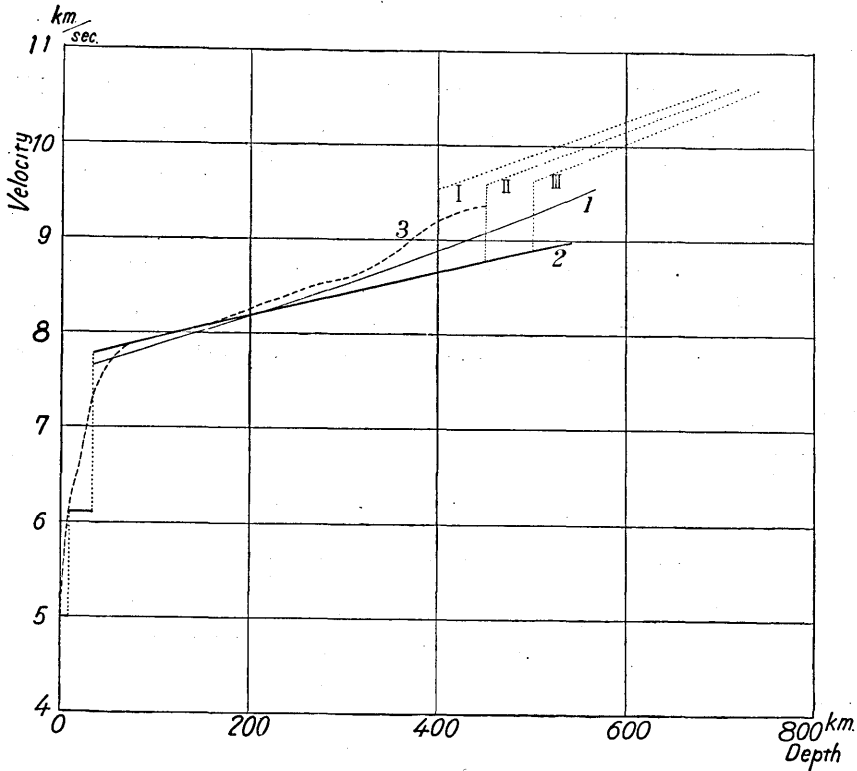
となる. 此の時

$$d = (392 \pm 33) \text{ 軒}$$

24) L. B. SLICHTER, *Physics.*, 3 (1932), 273.

25) 河角廣, 本間正作, 昭和10年9月17日地震研究所談話會にて發表.

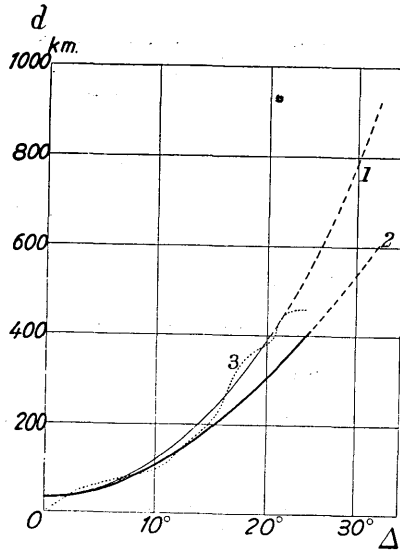
26) 昭和9年, 松澤先生の試験問題, 本間の解.



第 2 圖

P 波速度分布: 1. 第 2 章の結果, 2. (I, II, III) 第 3 章の結果, 3. 鷺坂, 三浦兩氏の結果.

となる. 同じものに對し松澤先生が三陸地震で求められた a, β の誤差 ($\delta a = \pm 0.35$, $\delta \beta = \pm 0.0015$) に對しては v 及び d の誤差の範圍は $(-1.17 \sim +0.99) \text{ km/sec}$, 及び $(-154 \sim +122) \text{ km}$ となり, 相當誤差の大きいものである事が知られる. 但し此の事は此の度の地震の觀測精度がよい事を意味するのではない. 我々は殊により觀測を撰んで用ひたからである. 従つて現在の觀測では地下 400 km の邊の事を論ずる場合 $\pm 50 \text{ km}$ の程度の精度しか得られないであらう.



第 3 圖

震央距離と最深點の深さ. 番號は第 2 圖と同様.

3. 第一種不連続面の假定の吟味

前述の如く $\Delta = 20^\circ$ 附近は観測が非常に悪い様であるが、筆者等は最初走時曲線を作つた時、成べく多くの點を通る様に引いて見た線が $\Delta = 18^\circ$ 附近までは今迄の走時曲線と極めてよく一致したにも係らず其の先は著しく遅くなつて居るのに氣がついたが此れは Lehmann の見出した、遅い P 相だとすれば都合よいので、假りに其の附近の點の観測（甲府、追分、富山、横濱、東京、熊谷、宇都宮、及び柿岡）を加へて、震央は上に定めたのをを用ひ、實際に観測した數値を地下 34 km の深さの面に引直して、其れを用ひて、 $v = a - br^2$ の形の世界分布を假定して、速度及び震原の發震時を最少自乗法によつて求めた。²⁶⁾

其の結果

$$T_0 = 20^d 22^h 1^m 53.7 \pm 0.6$$

となり前に求めた震央時より上述の出發の遅れ 79 秒を引いたもの

$$20^d 22^h 2^m 2.5 \pm 0.9 - 7.9 = 20^d 22^h 1^m 54.6 \pm 0.9$$

と大體誤差の範圍で一致する。又速度は

$$v = 0.002468 - 0.001241 r^2 \\ \pm 0.000018 \pm 0.000018$$

となる。

此の速度を用ひて最深點の深さも計算出来る。

最深點の深さ (d) 及び速度 (v)

θ 度	4	6	8	10	12	14	16	18	20	22	24	26	28
d km	45	62	80	106	137	175	212	257	306	357	412	473	540
v km/sec	7.31	7.85	7.89	7.95	8.03	8.18	8.21	8.32	8.43	8.56	8.69	8.83	8.98

此處で不連続面の深さを假定すれば其の面より外の世界分布を用ひて観測を再び其の不連続面上に引直す事が出来る。即ち 20° 以上の観測値としては此の地震のものゝみでは不十分であるから、前述平均走時曲線 (M) を代用して、此れを假りに (I) 400 km, (II) 450 km, 及び (III) 500 km の深さに不連続面あるものと假定して此の三つの深さの球面上に引なほした。

26) 方法は H. KAWASUMI, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **1** (1932), 94~129; *Jap. Journ. Astron. Geophys.*, **9** (1931), 15~22 参照。

かくて其の走時曲線の微係数から再び $v_1 = a_1 - b_1 r_1^2$ の形 of 速度分布を假定して其の不連続面内部の速度を最少自乗法によつて求めた。結果は

$$(I) \quad v_1 = 0.003477 - 0.001881 r_1^2$$

$$(II) \quad v_1 = 0.003572 - 0.001954 r_1^2$$

$$(III) \quad v_1 = 0.003713 - 0.002075 r_1^2$$

を得た。(此の結果は前の結果と合せて第2圖に示してある。)

さて此等の結果の内では何れが最も観測値に近いかを見る爲に、こゝに得た速度分布を用ひて走時曲線を計算して見ると下の層を通つて來る波の走時曲線の計算値は實測値と比較して見ると (I), (II) 及び (III) の場合を通じて何れも傾向は同じく殆んど實測の曲線と一定の差しかない、此の差及び上層を通つて來た波の走時曲線と此の下層を通つて來た波の走時曲線との交點は次の通りである。

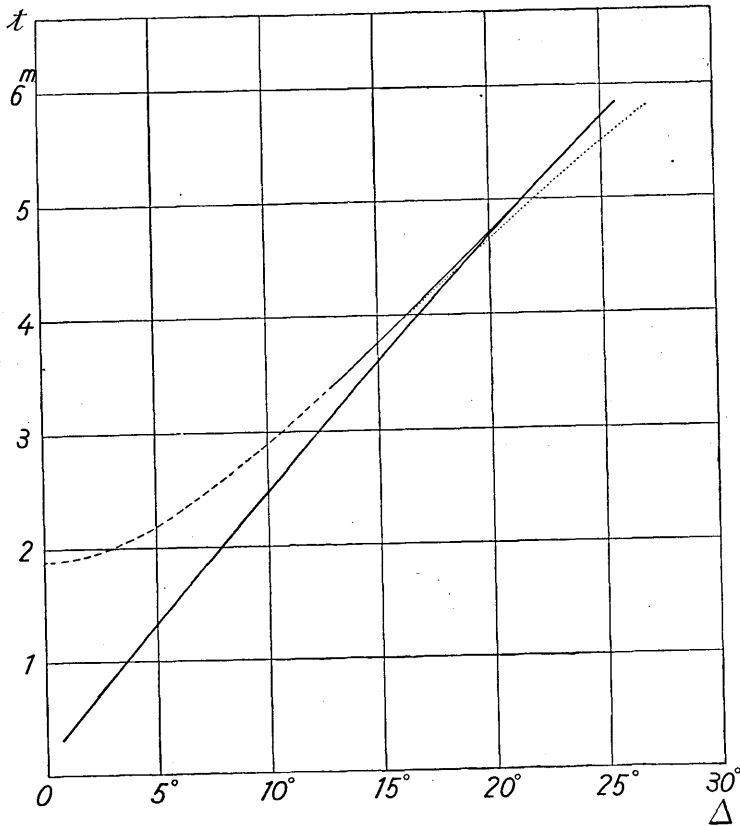
	I	II	III
d 軒	400	450	500
Δ 度	17.5	19.3	20.4
$t_0 - t_c$ 秒	2.2	-1.4	-3.6

即ち (II) の場合が最も實際に近い、若し此等の結果から $t_0 - t_c$ が零になる深さを求めれば約 $d=430$ km の所に不連続面がある事になる。而して走時曲線の二つの枝の交點はやはり Neumann, Lehmann 及び Jeffreys の求めた $\Delta=19^\circ$ に近い。

即ち (II) の場合が最も観測に近い様であるから將來地震の観測の際比較する爲に (II) の場合の走時曲線の計算値を次に表示する。

(II) $d=450$ km の場合の P 波走時 (秒)

上通層を波	Δ	0° 44'	2° 42'	4° 41'	6° 40'	8° 39'	10° 38'	12° 37'	14° 36'	16° 34'	18° 33'	20° 32'	22° 31'	24° 29'	26° 28'
	t_i	18.2	46.2	74.5	102.6	130.3	157.8	184.9	211.5	237.6	263.2	287.3	312.9	336.9	360.2
反射波	Δ	0° 0'	2° 42'	4° 41'	6° 40'	8° 39'	10° 38'	12° 37'	14° 36'	16° 34'	18° 33'	20° 32'	22° 31'	24° 29'	26° 28'
	t_r	112.5	46.2	74.6	102.8	124.6	160.0	186.6	214.6	242.2	268.6	297.0	342.2	351.1	377.9
下通層を波	Δ	12° 46'	14° 41'	16° 25'	18° 04'	19° 34'	21° 03'	22° 31'	23° 56'	25° 23'	26° 52'				
	t_b	202.8	223.5	242.3	259.4	275.7	291.0	305.8	320.0	334.5	348.5				



第 4 圖

此れで見ると走時曲線は或る範囲で三重になる。此の範囲は

(I) $11^{\circ}3' - 23^{\circ}9'$, (II) $12^{\circ}6' - 25^{\circ}6'$, (III) $14^{\circ}6' - 27^{\circ}3'$

となり此れも不連続面の深さの決定に役立つであらう。

尙一言すべきは上に定めた速度分布による速度の不連続的增加の分量である。

	I	II	III
v_0	8.66	8.78	8.89
v_i	9.53	9.57	9.62
$v_0 - v_i$	0.87	0.80	0.73

(単位は 籽/秒) で三つの場合を通じて 1 籽/秒 以下の増加に過ぎない。即ち此等の結果は勿論上の假定の結果であるが上層を通つた波の走時曲線として第二章に用いたものを用ひれば速度の不連続の分量も走時曲線の三重になる範囲も小さくなるものと考

へられる。但し不連続面の深さは幾分深くなるであらう。更に以上の走時曲線として Jeffreys-Bullen のものを採用したならばやはり不連続的速度増加の分量は上に得た場合より小さくなるものと考へられる。

斯様に速度の不連続的增加量も、走時曲線の三重になる範囲も共に今迄考へられた程度より小さいと云ふ事は特に注意すべき事柄と思ふ。

次に上の結果から知られる振幅の問題を一應考へて置かう。震央距離 19° 邊を境として其れより近い所では上層を通つた波が最初に現はれ、遠い所では下層を通つた波が最初に現はれるが、此の兩者の移り變りの邊で振幅が如何に變るかの問題である。

下層を通つて來た波は不連続面を二度通過する故其の際屈折の影響で振幅が變る筈である。今 (II) の場合について $\Delta = 20^\circ, 22^\circ$ 及び 24° の所に出る波の不連続面の所に於ける射出角を求めて見ると夫々 $13^\circ, 19^\circ$ 及び 23° を得る。小さな角度の所では屈折の影響による振幅の變化は相當大きい筈であるが射出角の増加と共に振幅は此の附近では著しく増加する。此の影響として地表で見らる振幅の小さい所は比較的狭い範囲に限られるものと考へられる。正確な計算をしないから確言は出來ないが筆者の一人が鈴木理學士と計算した結果²⁷⁾より推定すれば震央距離では高々 $19^\circ \sim 22^\circ$ 位の間以外では餘り著しい振幅の減少は見られないのではないかと思はれる。殊に其の始の附近では續いて來る上層を通つた波との區別が殆んど時間的につかないから更に振幅の變化を實際に見出すには注意が必要であらう。

更に振幅は走時曲線の傾斜變化 $\left(\frac{d^2t}{d\Delta^2}\right)$ によつて變る筈であるが (II) の場合には此の方によつては餘り著しい變化は起らない様に見へるが此の方からも $\Delta = 20^\circ$ より遠くは幾分振幅が小さくなるかも知れない。

此れによつて見ると第一種の不連続面がある場合と第二種の不連続面がある場合とでは震央距離 20° 附近の初動の振幅に著しい相違がなくてはならない事を知る。即ち第一種の不連続面の場合には振幅は非常に小さくならなければならない筈であるに反し、第二種の不連続面があるならば逆に振幅は大きくならなければならない。此の點は振幅観測から容易に區別出来る事であらう。

結 語

我々は昭和10年4月21日臺灣の地震の P-波走時曲線を吟味して地下約 400 km にありと云はれて居る不連続面の性質を調べて見た。

此の爲に最少自乗法により發震時を用ひて震央及び走時曲線を定めた。

27) 河角廣; 鈴木武夫, 地震 4 (1932), 277~307.

即ち,

$$\begin{aligned}\varphi_0 &= 24^{\circ} 19.6 \pm 2.5 \quad \text{N}, \\ \lambda_0 &= 120^{\circ} 37.6 \pm 2.6 \quad \text{E}, \\ t &= 20^{\text{d}} 22^{\text{h}} 2^{\text{m}} 2.5^{\text{s}} + 14.34\Delta - 0.00217\Delta^2 \quad (\text{G.M.T.}) \\ &\quad \pm 0.9 \pm 0.13 \quad \pm 0.00033.\end{aligned}$$

此の震央は大甲衝の南方大甲溪岸に當る。

地球内部に於ける第一種及び第二種の不連続面の存在を假定し、各の場合に於ける速度分布及び震波線最深點の深さ等を計算した。特に夫等數値の誤差の程度に注意し、各假定の適否は現在尙走時のみによりては決定不可能であつたが、其等兩假定の數量的根據を明にした。

即ち速度分布に有限なる不連続がないと云ふ假定（第二種の不連続面の假定）に合はせるには走時曲線に僅か 0.2 sec 以下の補正を加へれば十分であるが、若し有限なる不連続的速度増加あり（第一種の不連続）と假定しても、其の不連続の分量は 0.8 km の程度に過ぎず、從來考へられたものより著しく小さいものであり、其の不連続面の深さは地下約 430 km の程度であらう。

尙第一種の不連続面でなくても速度分布の状態によつては走時曲線が三重になる事があり得るが此の點は其の觀測がないので吟味出来なかつた。此れは初動の方向を吟味すれば直ちに解る問題である。即ち第一種の不連続面がある場合には反射波は 180° の位相の變化を受けるからである。

第一種或は第二種の不連続面かの區別は走時曲線の形のみでなく、初動の大きさの吟味により完全に決定される筈であるが其の際極めて細心の注意を要する事を知つた。

最後に快く三陸地震の材料を貸與された松澤先生に深甚の感謝の意を表する。

2. *On a Problem Concerning the Internal Structure of the Earth as Discussed from the Time-distance Curve of the Formosa Earthquake of April 20, 1935.*

By HIROSI KAWASUMI and SYOSAKU HONMA,

Earthquake Research Institute.

We have discussed the problem on the existence of discontinuity surface in the mantle of the earth from the examination of P-curve due to the Formosa earthquake of April 20, 1935.

The epicentre determined by the method of least squares came out at

$$\varphi_0 = 24^{\circ} 20' \text{ N}, \quad \lambda_0 = 120^{\circ} 38' \text{ E}.$$

And the velocity distribution within the earth as well as the depth of the vertex of seismic ray emerging at any epicentral distance up to about 30° or so are determined, upon the two assumption of the existence of the velocity discontinuity of the first and the second order.

The quantitative basis of these results are examined specially, and could see that discontinuity of the second order may be adopted if correction amounting only to two tenths of a second is applied to the time distance curves used. While the assumption of the first order discontinuity seems in some respect more favourable, the amount of discontinuity may be smaller than 1 km/sec, which is much smaller than expected. The depth of discontinuity surface, if any, is about 450 km from the earth's surface. There may exist some correlation with the fact that the deep-focus earthquake occurs outside this surface.

The range of triplication of P-curve was discussed, but other possibility of this cause of triplication than the first order discontinuity is not considered in this paper. The difference of the triplication due to the existence or non-existence of the first order discontinuity is to be examined by the change of sense of motion in the reflexion of P-wave in the former case. The examination of the reflected wave at shorter epicentral distance may also be used for this purpose, though it will be difficult owing to the smallness of amplitude.

Full report of this study will be published in English in the Bulletin of this Institute.