

昭和6年 6月30日 熊野灘深發地震に現はれたる

## 東西日本の特異性

森 田 稔

**緒言** 本地震の調査は曩に本多氏が當時測候技術官養成所の學生であつた村瀬信夫、原田司の兩氏と共に若干之に着手して居られたものを承繼いで行つたものである。従つて筆者の得た結果は之等諸氏に負ふ所が尠くない、茲に記して謝意を表する。

第1圖 各地の震度

此地震は志摩半島南部海中約 360 km の深さに起つたもので、深發地震特有の明瞭なる異常震域を現出した(第1圖)。

本地震の記象は單純にして、典型的深發型である。全國觀測所の大部分が節線の比較的近くに在つた爲め P 相は微小、S 相は明瞭顯著なものが多い。故に本地震は特に S 波の調査に好適である。筆者は該相の精細なる吟味を行ふことを主目的として此調査を始めた。



東西日本の特異性に著目したのは結果を見た後である。故に其處には最初より何等の假説も作爲もあつた譯ではない。敢て斯く特記する所以は及ぶ限り現象に忠實ならんとする意志を示さんが爲めに外ならない。

### 第1章 關係ある諸數量の計算

1. 震央、震央距離及震源の深さ 等初期微動時間線の方法により震央位置は第2圖の如く  $\lambda_0 = 136^\circ 27'E$ ,  $\varphi_0 = 34^\circ 11' N$  と定まる。<sup>(1)</sup>

震央距離の計算は曩に飯田神原兩氏が用ひた計算式を多少變形したる近似式<sup>(2)</sup>

(1) 氣象要覽には  $\lambda_0 = 136^\circ 8'E$ ,  $\varphi_0 = 33^\circ 9'N$  と與へられてゐる。

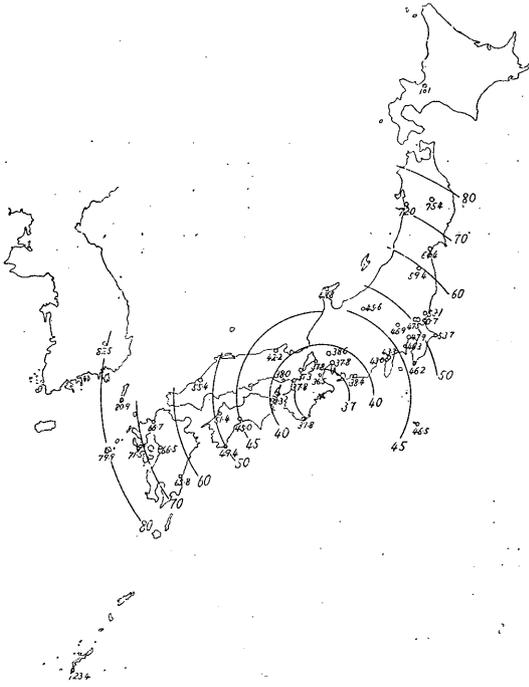
(2) 飯田波事, 神原健; 地震第6巻第6號, 昭和9年

$$\Delta = \sqrt{(\delta\varphi)^2 + (\delta\lambda)^2 \cos\varphi \cos\varphi_0} \quad (1.1)$$

によつた。但し此式は厳正に微小量の 2 乗迄採る意味では

$$\Delta = \sqrt{(\delta\varphi)^2 + (\delta\lambda \cos\varphi_0)^2} \quad (1.2)$$

第 2 圖 等初期微動時線



× 震 央

「震源の深さに對する震央に於ける P~S の圖表」によつて震源の深さを知る。本地震の震央は觀測網の比較的密なる所に在る故、此方法は是である。斯くして  $T_0 = 35.5 \text{ H} \doteq 360 \text{ km}$  を得た。因に要覽による深さは 350 km 弱である。

此處に得た震央位置と震源の深さとを同時に次の如くして檢證した：即ち上記兩氏による  $\Delta$ -P~S 計算表を用ひ、觀測所の P~S 觀測値を與へ、夫に對する  $\Delta$  を  $H = 360 \text{ km}$  の場合に就て求め、之等を半徑とする圓弧を描く。之

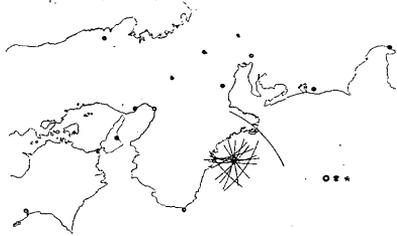
とすべきである。無論其差は僅少である。茲に  $\lambda, \varphi$  は各觀測所の經緯度、 $\delta\varphi = \varphi - \varphi_0$ 、 $\delta\lambda = \lambda - \lambda_0$  である。此の近似式による誤差は次章第 3 節に詳述する。

震源の深さを求めるには次の手續によつた：初期微動時間  $T$  は震央距離  $\Delta$  の小なる範圍に於て之と  $T = T_0 + a\Delta^2$  の關係あるものと假定し、之より震央に於ける初期微動時間  $T_0$  を求める。之を用ひ、鷺坂竹花兩氏<sup>(1)</sup>の

(2) 鷺坂清信、竹花峯夫；驗震時報第 8 卷第 4 號

等が一點に會すれば其點は即ち震央であり、震源の深さはそれで正しいことが判る。第 3 圖は震央に比較的近い觀測所の P~S 觀測値を基として描いた此の如き求震央圓弧の集中状態を示すものである。之に依つて見れば 360km なる可成りの震源の深さに對し、圓弧の集中状態は存外良好であつて、上に得られた震源の深さの略々正しいことが判つた。但し之による震央位置は等初期微動時間線より求めたものと若干異り、 $\lambda_0 = 136^{\circ} 30' E$ ,  $\varphi_0 = 33^{\circ} 058' N$  となつて、 $\lambda_0$  に於て 3',  $\varphi_0$  に於て 13' の差異を生じた。(1) 但し此の震央位置の移動は略々南北の方向に起つてゐるので、本文の議論の大勢には影響しないことは後章に於て自ら明らかとなるであらう。

第 3 圖 H=360km に對する求震央圓弧線

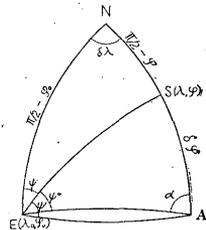


2. 各觀測所の方位角 震央より見た各觀測所の方位角を求めるには計算によつた。第 4 圖に於て E を震央、S を觀測所とし、S の E に於ける方位角を北方より測つて  $\psi$  とすれば、球面三角形 NES に於て

第 4 圖 方位角算出圖

$$\sin \psi = \frac{\sin \delta \lambda \cos \varphi}{\sin \Delta} \quad (2.1)$$

又  $\psi$  の餘角を  $\psi'$ 、球面三角形 SEA に於ける  $\angle E$  を  $\psi''$  とすれば、 $\psi''$  は  $\psi'$  の近似値と見做し得る。 $\angle A$  を  $\alpha$  とすれば、



$$\sin \psi'' = \frac{\sin \delta \varphi}{\sin \Delta} \sin \alpha \quad (2.2)$$

茲に於て  $\alpha$  を近似的に  $\frac{\pi}{2}$  と考へ、其時上式によつて近似的に計算される  $\psi''$  を  $\psi_1''$  と書けば、

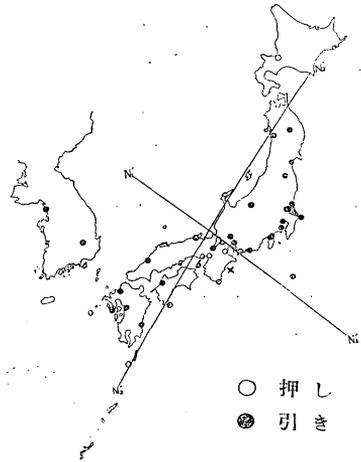
$$\sin \psi_1'' = \frac{\sin \delta \varphi}{\sin \Delta} \quad (2.3)$$

(1) 本文の計算はすべて震央位置として  $\lambda_0 = 136^{\circ} 27' E$ ,  $\varphi_0 = 34^{\circ} 11' N$  を採用して行つた。但し第 10 圖中の  $\Delta$  のみは他の震央位置による値である。

(2.3)式によつて方位角を計算する時は本地震の場合、最大  $2^\circ$  程度の計算上の誤差を生ずる。(2.1)式は何等の近似も含まないが、之を  $\psi$  の値が  $90^\circ$  に近い場合に應用する時は  $\sin \psi$  より  $\psi$  の決定が數字の桁數上困難となるので、其時は (2.3) 式を用ひる方が有效である様に思はれる。筆者は  $\psi$  が  $45^\circ$  より小なる時は (2.1) を、大なる時は (2.3) を用ひた。

3. 節線位置の決定 P 波初動の觀測其他の材料を基として、最も確かと思はれる節線の位置は第 5 圖の如きものである。清水、洲本、神戸、輪島、札幌の「押し」、豊岡、秋田の「引き」等は可成り明瞭であつて、節線  $N_2' N_2'$  は圖の位置と定めて當を失せざるものと思はれる。之に對し節線  $N_1' N_1'$  を定むべき彥根、名古屋等の初動は稍不明瞭であるが、彥根は上動、名古屋は下動と判定され、龜山、八丈島は明瞭、父島は節線型で、結局節線  $N_1' N_1'$  は圖の位置と認定される。

第 5 圖 P波節線の位置

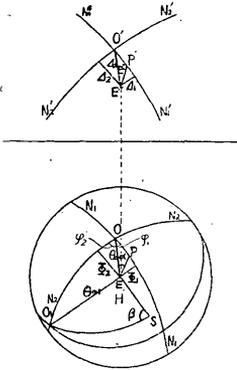


$N_1' N_1'$  及  $N_2' N_2'$  を此の位置に考へる時、唯一の問題となるものは京都の判然たる「引き」「下動」の記象である。之は今の所説明し得ない唯一の難點であるが、其の解決は別の機會に譲ることとし、茲には  $N_1' N_1'$  及  $N_2' N_2'$  を正しき節線と假定して以下の計算を行つた。

4. 發震機巧に關係ある諸量の決定 (i) 極軸の位置 上節に定めた 2 本の節線の交點  $O'$  の位置を示すに、震央よりの方位角と震央距離とを以てすれば、夫々  $N 22^\circ 27' W, 189 \text{ km}$  である。今震源  $H$  を中心とする單位球面を考へ、震波線の曲りを考慮に入れて  $O'$  を此の球面上に射影したものを  $O$  點とし、 $H, O$  を結ぶ一直線を想定すれば、之は此の地震に特有なる空間的位置を持つ。今此の直線  $HO$  を假りに極軸と命ぶ。極軸の空間的位置を定めるに、それを含む鉛直面が地球子午面となす角及びそれが鉛直線をなす角を以てするこ

とすれば、前者は即ち  $O'$  の方位角  $N22^{\circ} 27' W$  で、後者は  $O'$  の震央距離  $189 \text{ km}$  より定まる所のものである。即ち和達鷺坂益田三氏の  $P$  波走時表に於て先づ此の震央距離に對する  $\alpha (= \sin i_0)$  を求め、之を震波線の關係式に代入し、震源に於ける射出角を求めると  $\theta_0 = 30^{\circ} 52'$  を得る。これ即ち極軸の鉛直線に對する傾斜角である。

第 6 圖



(ii) 二節面の位置 二節面と  $OE$  を含む鉛直面即ち  $OEH$  面との間の二面角 (第 6 圖参照) を定めれば二節面の位置は定まる。之等の二面角は勿論觀測によつて得られた節線の位置を基として計算される所のものであつて、正しくは之等節線の全部分を材料として定むべきものであるが、此の計算では節線  $N_1' N_1'$  中  $O'$  より  $A'$  迄の一部分のみを以て定めた。これは十分良好なる結果を得た。

此の際  $O' A'$  なる部分より節面  $N_1 N_1$  の位置を定めるは次の如き方法を探つた。  $E'$  を通り  $O'E'$

と角  $\alpha \left( \frac{\pi}{2} \text{ より小なる任意の角} \right)$  をなす直線が  $N_1' N_1'$  と交はる點を  $P'$  とし、 $E' P'$  の距離に對する震波の入射角を  $i_{p'}$  とすれば、 $E' P'$  に對應する單位球面上の弧長  $EP = \Phi$  は

$$\sin \Phi = \frac{r_0 V}{r V_0} \sin i_{p'} = K \sin i_{p'} \quad \left( K \equiv \frac{r_0 V}{r V_0} \right)$$

の關係に依つて計算し得る。此の地震に對して  $K$  は  $2.90$  なる値を取る。  $\Phi$  より所求の二面角  $\varphi_1$  は次の關係式によつて求まる。

$$\cot \varphi_1 = \frac{\sin \theta_0 \cot \Phi - \cot \theta_0 \cos \alpha}{\sin \alpha}$$

こゝに  $\theta_0$  は前出の極軸  $HO$  の傾斜角である。實際の手續としては  $\alpha = 30^{\circ}, 60^{\circ}, 90^{\circ}$  なる 3 つの値に對する  $P'$  の震央距離を圖上より測定し、之等より算出せる  $\varphi_1$  の 3 つの値を平均して  $\varphi_1$  の決定値とした。斯の如き手續の結果  $\varphi_1 = 20^{\circ} 36', \varphi_2 = 90^{\circ} - \varphi_1 = 69^{\circ} 24'$  を得る。

尙ほ  $\angle EPO$  が直角となる場合を考へ、其時の  $\Phi$  の値を夫々の節線に付き  $\Phi_1,$

$\phi_2$  とすれば、二節面が直交する場合には  $\phi_1$ ,  $\phi_2$  及  $\theta_0$  の間に

$$\sin^2 \phi_1 + \sin^2 \phi_2 = \sin^2 \theta_0$$

の関係あり、或は之等の角に對する地表上の長さ即ち震央から二節線への最短距離及び二節線の交點  $O'$  の震央距離を夫々  $\Delta_1$ ,  $\Delta_2$  及び  $\Delta_0$  とすれば

$$\Delta_1^2 + \Delta_2^2 = \Delta_0^2$$

の関係がある (第 6 圖參照)。之を實際の觀測から引いた節線に適用して、節線の引き方の目安とすることが出来る。此の地震では  $\phi_1 = 10^\circ 26'$ ,  $\phi_2 = 33^\circ 14'$  と計算される。

5. P 波及び S 波初動の計算 第 1 節に於て定めた各觀測所の震央距離  $\Delta$  及び方位角  $\psi$  を以て震源を中心とする單位球面上に震波線の曲りを考へて投影された各觀測所の位置を表はす極座標を定めることが出来る。即ち、EH を極座標軸とすれば、 $\varphi$  は其儘球座標の方位角となり、 $\Delta$  は和達、鷺坂、益田三氏の表によつて之に對する地表面入射角  $\theta_0$  を求め之を震波線の關係式に代入することによつて球座標の  $\theta$  成分  $\Theta$  を定め得る。之等は HE を極軸とする場合の各觀測所の球座標であるが、今迄多く使用されてゐる所の初動振幅計算式は HO 或は  $HO_1$  (第 6 圖參照) を極軸とせる場合であるから、今迄の計算式を其儘用ゐるとすれば、かうして求めた  $\Theta$  を更に HO 或は  $HO_1$  を極軸とせる座標に直さねばならない。併しこの代りに今迄の計算式中の極座標の項を HE を極軸とせる座標に引直してもよい。手續は後者の方が簡便であるが、筆者は假りに前法によつた。其の轉換の計算は煩雜故省略する。此場合座標軸には HO 或は  $HO_1$  の何れを擇んでもよいが、今迄本多氏は  $HO_1$  を、松澤博士<sup>(2)</sup>、河角氏等<sup>(3)</sup>は HO を夫々極軸に採つた場合の式を主として用ひられた。之等は無無論唯單に極軸の擇び方ひいては座標のとり方を異にするのみであつて、座標軸の轉換によつて容易に一方より他方を導き得るものである。例へば  $HO_1$  を極軸とせる本多氏の計算式

(1) H. Honda; Geophys. Mag. Vol. VIII. 1934-1935.

(2) 松澤武雄著、地震

(3) 河角廣; 地震, 第 4 卷, 第 9 號, 昭和 7 年

$$\left. \begin{aligned} u_1 &= \frac{\mathcal{M}}{r} \sin 2\theta \cos \varphi \cos (pt - kr) \\ v_3 &= 5.20 \frac{\mathcal{M}}{r} \cos 2\theta \cos \varphi \cos (pt - kr) \\ w_3 &= -5.20 \frac{\mathcal{M}}{r} \cos \theta \sin \varphi \cos (pt - kr) \end{aligned} \right\} (5.1)$$

を HO を極軸とせる座標系に轉換すれば

$$\left. \begin{aligned} u_1' &= \frac{\mathcal{M}}{r} \sin^2 \theta' \sin 2\varphi' \cos (pt - hr) \\ v_3' &= 5.20 \frac{\mathcal{M}}{r} \sin 2\theta' \sin 2\varphi' \cos (pt - hr) \\ w_3' &= 5.20 \frac{\mathcal{M}}{r} \sin \theta' \cos 2\varphi' \cos (pt - hr) \end{aligned} \right\} (5.2)$$

となる。之は松澤博士、河角氏等により用ひられてゐる式と極座標を含む因数に於て同一である。此の地震の取扱に於ては筆者は HO<sub>1</sub> を極軸とせる本多氏の場合に則り、地表に於ける初動の値を次式に依つて計算した。

$$\left. \begin{aligned} \vartheta_p &= 0.132 \sqrt{K} \sqrt{U_p^2 + W_p^2} \sqrt{\frac{\tan i_0}{\Delta d \Delta}} \mathcal{M} \sin 2\theta \cos \varphi \\ \vartheta_{sr} &= 0.686 \sqrt{K} V_{SV} \sqrt{\frac{\tan i_0}{\Delta d \Delta}} \mathcal{M} (\cos 2\theta \cos \varphi \cos \beta - \cos^2 \theta \sin \varphi \sin \beta) \\ \vartheta_{st} &= -1.373 \sqrt{K} \sqrt{\frac{\tan i_0}{\Delta d \Delta}} \mathcal{M} (\cos \theta \sin \varphi \cos \beta + \cos 2\theta \cos \varphi \sin \beta) \end{aligned} \right\} (5.3)$$

但し  $\vartheta_p$  は P 波初動振幅、 $\vartheta_{sr}$  は S 波初動水平動振幅の震央方向の成分、 $\vartheta_{st}$  は同じく震央方向に直角な成分を表はす。式中、 $K$  は前述の常數、 $\beta$  は初動振幅を HO<sub>1</sub> を極軸とせる場合より HE を極軸とする場合に轉換する際分運動の關係を定める角で (第 6 圖参照)

$$\cos \beta = \frac{\cos \theta_{01} - \cos \theta \cos \Theta}{\sin \theta \sin \Theta}$$

により計算されるものである。 $d\Delta$  は前記和達外二氏の表を基として圖式的に求めたものを、反射の係數  $U_p$ ,  $W_p$ ,  $V_{SV}$  等は松澤博士の計算されたものを何れも其儘用ひた。

(1) 松澤武雄；地震，第 4 卷第 3 號，昭和 7 年。但しこの  $U_p$ ,  $W_p$  は松澤博士の  $U$ ,  $W$  に當る。

斯くして (5.3) より計算せる  $\frac{\vartheta_p}{\mathfrak{A}}$  と観測せる  $\vartheta_p$  との関係は第 7 圖に示す如くである。特に黒丸で示したものは初動の明瞭なもので、直線は之等の點のみを採用し最小自乗法を以て引いたものである。之より  $\mathfrak{A}$  の値として  $2.57 \times 10^5 \text{ cm}^2$  を得る。之は本多氏其他が今迄數個の地震に就て計算されたものと桁數に於て一致する。S 波水平動に就て之と同様な手續を行つて見ると P 相の場合に比し點のバラ付き方が甚しく、 $\mathfrak{A}$  の値の決定が困難となる。併し其間に自ら地方的集團性が認められることに氣付く。之に就ては次章に詳述する。今各集團中から記象の特に明瞭なものを選び、概略の  $\mathfrak{A}$  を計算して見ると  $1.2 \times 10^5 \text{ cm}^2$  となる。之は P 相より求められた値に比し約半分に過ぎない。

尙ほ S 波上下動は

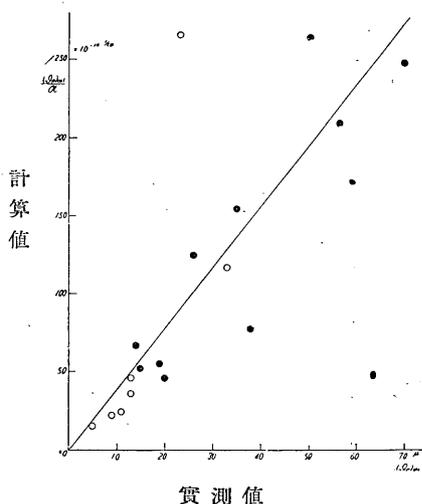
$$\vartheta_{sz} = -0.686 W_{sr} \sqrt{K} \sqrt{\frac{\tan^2 \theta_0 \mathfrak{A}}{\Delta d \Delta}} \times (\cos 2\theta \cos \varphi \cos \beta - \cos \theta \sin \varphi \sin \beta) \cos(pt - kr)$$

より計算されるが、此の計算値を観測値と比較して見ると、符號の異なるもの二三あり、其の大きさの比も水平成分と同様相當廣い範圍で變化して

ゐる。一般に深發地震では S 波上下動は P 波との區別が困難で観測値には十分の正確さを期待し得ないものであり、之より信頼すべき結果は得難いが、假りに  $\mathfrak{A}$  を求めて見ると  $1.8 \times 10^5 \text{ cm}^2$  となる。

$\mathfrak{A}$  の計算の結果が P 相と S 相とで異るといふ現象の解釋は別として、之は現在假定せる機巧よりは許し得ないことである。茲に於て  $\mathfrak{A}$  の値を如何に擇ぶかといふ問題が生ずるが、筆者は今迄の研究で行はれた如く、 $\mathfrak{A}$  の値が比較的よく定まり地方的偏差を示すことの少い P 相による値を採用した。蓋し P と S とに於て獨立に定めた  $\mathfrak{A}$  の値が観測上の誤差の遙の範圍外で異ると

第 7 圖 P波初動計算値と實測値との比較



いふことは、無論其處に計測學上の問題が多分に含まれるけれ共、其他に其因を計算の基礎たる理論の不完全に歸さなければならぬ部分が存在せるやに思はれる。

P 相より定められた  $\Delta$  の値を用ひて計算した P 波及 S 波初動の計算値並びに夫々の實測値、其他の計算及觀測量を纏めて第 1 表に示す。

第 1 表 其の一

觀測所	$T_P:1^b$	$\Delta(\circ)$	$\Delta(\text{km})$	$(\vartheta_P)_{\text{cal}}$	$(\vartheta_P)_{\text{obs}}$	$\frac{(\vartheta_P)_{\text{obs}}}{(\vartheta_P)_{\text{cal}}}$	$(\vartheta_{sr})_{\text{cal}}$	$(\vartheta_{st})_{\text{cal}}$
龜山	44 06.7	40	74	2.6	13	5.0	- 178	+ 181
大阪	07.1	53	98	14.9	-	-	- 159	+ 181
潮岬	04.5	56	104	68.1	50	0.73	+ 291	+ 243
京都	08.5 1	01	113	64.3	23	0.36	- 118	+ 99
和歌山	08.5 1	04	119	25.4	-	-	- 152	+ 291
名古屋	06.9 1	04	119	14.1	19	1.4	- 208	+ 200
彦根	12.8 1	06	122	11.8	-	-	- 64	+ 128
神戸	07.5 1	09	128	11.8	20	1.7	- 191	+ 150
濱松	06.7 1	10	130	31.4	-	-	- 337	+ 31
岐阜	08.1 1	15	139	6.2	11	1.8	- 76	+ 190
洲本	07.1 1	18	145	17.2	14	0.82	- 209	+ 239
豊岡	11.3 1	54	211	3.9	5	1.2	- 142	- 43
沼津	14.1 2	11	243	60.4	43	0.71	- 286	+ 129
三島	11.6 2	15.5	251	61.5	70	1.1	- 279	+ 128
高知	16.2 2	30	278	32.2	-	-	- 305	+ 283
長野	18.5 2	52	319	20.0	38	1.9	+ 73	+ 288
富崎	15.3 2	53	321	55.5	40	0.72	- 318	- 17
八丈島	17.4 3	01	336	44.2	59	1.3	- 235	- 390
松山	20.2 3	05	343	11.3	-	-	- 281	+ 250
熊谷	19.4 3	06	345	50.4	-	-	- 62	+ 286
東京	19.1 3	06	345	64.0	-	-	- 139	+ 219
輪島	25.8 3	13	358	9.2	13	1.4	+ 183	+ 122
清水	21.9 3	13.5	359	11.8	13	1.1	- 221	+ 375
筑波山	23.1 3	37	402	55.5	33	0.60	- 54	+ 267
柿岡	22.3 3	40	409	55.8	-	-	- 44	+ 269
濱田	27.6 3	41	410	37.8	22	0.58	- 229	+ 122
銚子	24.3 3	52	430	68.3	23	0.34	- 79	+ 191

観測所		Tr:1 <sup>h</sup>	$\Delta(^{\circ})$	$\Delta(\text{km})$	$(\partial P)_{\text{cal}}$	$(\partial P)_{\text{obs}}$	$\frac{(\partial P)_{\text{obs}}}{(\partial P)_{\text{cal}}}$	$(\partial st)_{\text{cal}}$	$(\partial st)_{\text{cal}}$
水戸	戸	44 25.	3 57	439	540 <sup><math>\mu</math></sup>	56 <sup><math>\mu</math></sup>	1.1	- 22 <sup><math>\mu</math></sup>	+ 269 <sup><math>\mu</math></sup>
	崎	38.1	4 47	532	5.7	9	1.5	- 194	+ 312
福島	島	35.5	4 49.5	536	24.7	11	0.45	+ 87	+ 289
熊本	本	40.8	4 59	554	30.1	33	1.1	- 202	+ 231
福岡	岡	42.3	5 02	560	39.8	35	0.88	- 208	+ 142
仙臺	臺	—	5 26	604	13.4	15	1.1	+ 80	+ 267
長崎	崎	48.7	5 42	634	32.1	26	0.81	- 176	+ 186
嚴原	原	49.4	5 56	660	43.7	—	—	- 158	+ 55
秋田	田	55.5	6 15	695	12.3	—	—	+ 140	+ 197
富江	江	45 00.6	6 36	734	34.4	—	—	- 133	+ 148
大邱	邱	01.0	6 39	739	41.1	—	—	- 62	- 74
盛岡	岡	44 56.1	6 40.5	742	53.0	—	—	+ 119	+ 208

其 の 二 ( $\psi$ : s 波初動が真東の方向となす角)

観測所		$(\partial s)_{\text{cal}}^{\mu}$	$(\partial s)_{\text{obs}}^{\mu}$	$r = \frac{(\partial s)_{\text{obs}}^{\mu}}{(\partial s)_{\text{cal}}^{\mu}}$	$\psi_{\text{cal}}^{\circ}$	$\psi_{\text{obs}}^{\circ}$	$\psi_{\text{o-c}}^{\circ}$	$(\partial s)_{\text{cal}}^{\mu}$	$(\partial s)_{\text{cal}}^{\mu}$
龜山	山	254 <sup><math>\mu</math></sup>	241 <sup><math>\mu</math></sup>	0.949	225 <sup><math>\circ</math></sup>	222 <sup><math>\circ</math></sup>	- 3 <sup><math>\circ</math></sup>	—	—
大阪	阪	241	216	895	279	270	- 9	—	—
潮岬	岬	379	192	507	272	292	+ 20	—	—
京都	都	155	78	503	265	248	- 17	—	—
和歌山	山	329	—	—	294	—	—	—	—
名古屋	屋	290	187	645	202	198	- 4	—	—
彦根	根	144	69	479	215	213	- 2	+ 9.4	144
神戸	戸	243	127	523	295	309	+ 14	+ 28.6	245
濱松	松	339	304	897	202	207	+ 5	—	—
岐阜	阜	205	135	659	190	206	+ 16	- 5.8	205
洲本	本	317	120	395	303	307	+ 4	+ 34.8	319
豊岡	岡	149	57	382	332	294	- 38	+ 32.4	152
沼津	津	313	—	—	180	—	—	+ 71.2	321
三島	島	307	294	959	180	151	- 29	+ 70.8	315
高知	知	416	111	267	331	308	- 23	—	—
長野	野	297	153	516	136	153	+ 17	- 21.4	298
富崎	崎	318	—	—	219	—	—	—	—
八丈	丈島	456	175	384	232	239	+ 7	+ 71.5	462

観測所	$(\partial_s)^{\text{cal}}$	$(\partial_s)^{\text{obs}}$	$r = \frac{(\partial_s)^{\text{obs}}}{(\partial_s)^{\text{cal}}}$	$\psi^{\text{cal}}$	$\psi^{\text{obs}}$	$\psi_{\text{o-c}}$	$(\partial_s)^{\text{cal}}$	$(\partial_s)^{\text{cal}}$
松山	376 <sup>μ</sup>	98 <sup>μ</sup>	0.261	324 <sup>o</sup>	320 <sup>o</sup>	- 4	—	—
熊谷	293	—	—	131	—	—	—	—
東京	260	112	431	151	120	- 31	—	—
輪島	220	67	304	115	138	+ 23	—	—
清水	435	88	202	326	291	- 35	+ 96.2	445
筑波山	272	40	147	137	133	- 4	—	—
柿岡	272	—	—	136	—	—	—	—
濱田	260	39	150	327	330	+ 3	—	—
銚子	207	80	387	142	158	+ 16	—	—
水戸	269	116	431	126	107	- 19	—	—
宮崎	368	66	179	330	318	- 12	+ 73.0	375
福岡	280	91	325	122	143	+ 21	—	—
熊本	307	76	248	327	333	+ 6	+ 77.0	317
福岡	252	45	178	332	297	- 35	+ 79.6	264
仙臺	279	96	344	121	122	+ 1	- 31.2	281
長崎	256	19	074	328	332	+ 4	+ 69.3	265
嚴原	167	—	—	341	—	—	—	—
秋田	241	64	266	118	124	+ 6	- 56.2	247
富江	199	—	—	326	—	—	—	—
大邱	97	14	144	34	90	+ 56	—	—
盛岡	239	81	339	117	162	- 45	- 48.3	244

其 の 三

観測所	$(\partial_s)^{\text{obs}}$	$\frac{(\partial_s)^{\text{obs}}}{(\partial_s)^{\text{cal}}}$	$P^{\text{obs}}$			$S^{\text{obs}}$		
			AN	AE	AZ	AN	AE	AZ
龜山	—	—	+ 11 <sup>μ</sup>	- 3 <sup>μ</sup>	+ 6.8 <sup>μ</sup>	- 160 <sup>μ</sup>	- 180 <sup>μ</sup>	—
大阪	—	—	+ 7	- 5	—	- 216	—	—
潮岬	—	—	- 6	- 6	+ 10	- 178	+ 72	—
京都	—	—	- 6	+ 10	- 20	- 72	- 29	—
和歌山	—	—	—	—	+ 3	—	—	—
名古屋	—	—	- 3	+ 5	- 18	- 58	- 178	—
彦根	70	0.486	—	—	+ 11	- 38	- 58	+ 9
神戶	—	—	+ 12	- 4	+ 15	- 98	+ 80	—

観測所	$(\vartheta_s)_{obs}$	$\frac{(\vartheta_s)_{obs}}{(\vartheta_s)_{cal}}$	P <sub>obs</sub>			S <sub>obs</sub>					
			AN	AE	AZ	AN	AE	AZ			
濱松	—	—	—	4	—	2	—	138	—	271	—
岐阜	123	0.600	—	3	—	4	—	60	—	121	+ 17
洲本	126	395	+	1	—	7	+	12	—	96	+ 72
豊岡	57	375	—	2	+	1	—	4	—	52	+ 23
沼津	—	—	—	42	—	6	—	6	—	—	—
三島	296	940	—	0	—	19	—	67	+	144	—
高知	—	—	—	—	—	—	—	88	+	68	—
長野	155	520	—	6	—	23	—	30	+	70	—
富崎	—	—	—	3	—	16	—	37	—	—	—
八丈島	177	384	+	30	—	19	—	47	—	149	—
松山	—	—	—	0	+	26	—	—	—	62	+
熊谷	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
東京	—	—	—	—	—	—	—	40	+	97	—
輪島	—	—	+	6	—	10	+	5	+	45	—
清水	90	202	—	3	—	8	+	10	—	82	+
筑波山	—	—	—	10	—	14	—	28	+	29	—
柿岡	—	—	+	44	—	33	—	—	—	—	—
濱田	—	—	—	2	+	10	—	19	—	20	+
銚子	—	—	—	4	—	15	—	18	+	30	—
水戸	—	—	—	11	—	13	—	54	+	111	—
宮崎	68	181	+	4	+	4	—	7	—	44	+
福岡	—	—	—	9	—	2	—	6	+	55	—
熊本	77	241	+	4	+	16	—	29	—	31	+
福岡	56	212	+	3	+	21	—	28	—	40	+
仙臺	97	345	—	10	—	7	—	9	+	81	—
長崎	38	143	+	8	+	13	—	21	—	9	+
嚴原	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
秋田	65	263	—	—	—	—	—	+	53	—	36
富江	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
大邱	—	—	—	2	+	21	—	—	+	14	—
盛岡	82	336	—	—	—	—	—	+	25	—	77

第 8 圖は S 波初動水平成分の計算及實測ベクトルである。之等の値の大きさの比は圖に見る如く又第 1 表に示した如く Δ に對し區々であるに不拘、

方向は第 9 圖に示す如く極めてよく一致する。之は注目すべきことである。

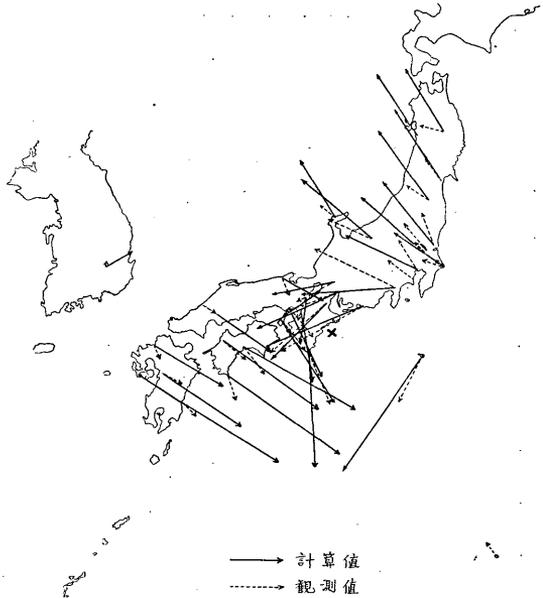
## 第 2 章 調査の結果に現はれた東西日本の差異及其吟味

本地震調査の結果、大  
約本州中部地溝帯を境と  
して、我國の比較的東の  
部分と西の部分との間に、  
初期微動時間及 S 波  
初動に關し可成り著しい  
差異の存するのを認め  
た。初期微動時間の地方  
性に關しては今迄にも多  
くの報告があり、日常驗  
測に従事せる人々には既  
に常識化してゐることで  
あるが、本調査に於ては  
若干統一的な結果を得た  
のでこゝに報告する。

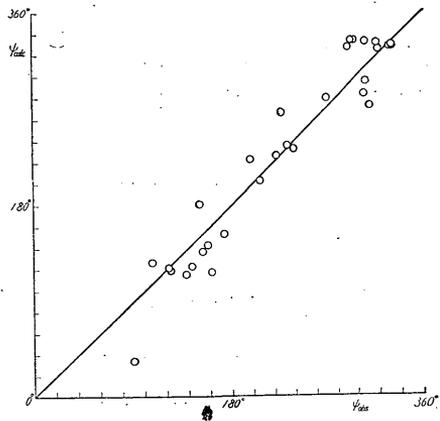
S 波初動の地方性は未だ之に關  
する議論の發展を見なかつた題目  
である。以下之等の記述と共に結  
果に對する誤差の吟味を試みる。

1. 初期微動時間に現れた差異  
此の地震の等初期微動時間線或は  
 $\Delta - P \sim S$  曲線に現はれた東西日  
本の差異は第 2 圖或は第 10 圖に  
示す如くである。即ち既に第 2 圖  
に示した如く等初期微動時間線の  
間隔は東北日本が西南日本に比し  
一般に廣く、第 2 圖に見る如く  $\Delta -$

第 8 圖 S 波初動水平成分



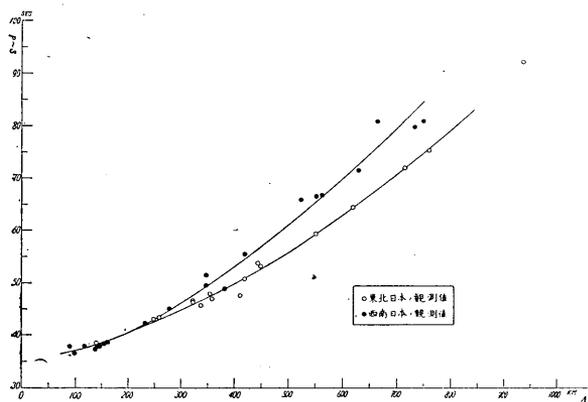
第 9 圖 S 波初動水平成分計算値と實測  
値の方向の比較  
( $\psi$  は初動が眞東の方向となす角)



P~S 曲線の傾斜は東北日本が西南日本に比し緩である。此地震に於て P 波の走時には東西日本に於ける差異は殆ど見られない（縦かに東北日本が西南日本に比し早い傾向が認められるが、誤差の範囲を越えないものゝ如くである）ので、P~S に現はれた斯の如き差異は主に S 波走時の差異と考ふべきである。即ち S 波の走時は東北日本に短く、西南日本に長い、或は S 波の速度は前者に於て大に、後者に於て小なることを推論し得るのである。

2. S 波初動に現はれた差異 前章第 5 節に述べた如く、本地震の S 波初動の観測値は P 波初動に基く計算値に比し一般に小である。而して之等の比  $r$

第 10 圖  $\Delta$ -P~S 曲線



は第 2 表に示す如く観測所によつて異り一定でない。其の分布は第 11 圖の示す如くである。概略の等  $r$  線は圖の如く大略平坦なる閉曲線で日本島弧に沿ふて偏長となり、 $r$  は震央距離と共に小となるを見る。今  $r$  を縦軸

に  $\Delta$  を横軸に取つて此の關係を示せば第 12 圖となる。 $\Delta$  と共に  $r$  の減少する割合の東北日本に小で、西南日本に大なることが一見明瞭である。即ち西南日本に於ては東北日本に於けるよりも S 波減衰の程度一層大なるを窺ひ得る。更に  $r-\Delta$  の關係を數量的に知る手續として之等の點を對數方眼紙上に移せば第 13 圖を得、第 12 圖の二曲線は二直線となるを見る。之より西南東北兩日本に對し大略

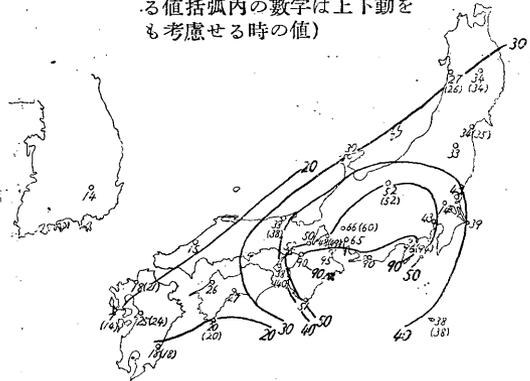
$$\text{西南日本} : r = \frac{50}{\Delta^{0.92}} ; \text{東北日本} : r = \frac{25}{\Delta^{0.68}}$$

の關係あるを知る。即ち西南日本に於て  $r$  は  $\Delta$  の 0.92 乗に逆比例して減少するに對し、東北日本に於ては  $\Delta$  の 0.68 乗に反比例して減少する。此事は前

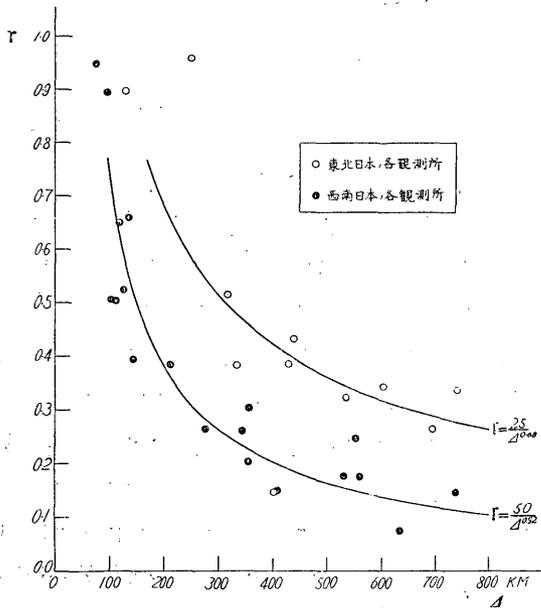
節に述べた S 波走時の東西日本に於ける差異と呼應して、東西日本の地下に於ける地球物理學的状態の相違を暗示せるものと考へられる。更に西南日本に於ては東北日本特に其の中の異常震域地方に於けるよりも S 波週期の長くなることも亦周知の如くで、之等の現象は互に獨立でなく、其間自ら一筋の連鎖あるものゝ如くである。

S 波初動の定量的研究は本多氏河角氏等によつて着手せられて以來多くの人々に依つて行はれ、多數の地震に就き調査がなされてゐる、之等の結果に於ては殆ど一律に S 波初動観測値が大きに於て其の計算値に及ばないことが現はれてゐる。最近和達博士は sScS 波不出現問題に關聯して、S 波振幅の「不足」を強調し、<sup>(1)</sup> 其の解釋に迄立至られた。杵島氏による宗谷海峡の地震の如きは其の極端なる例であつて、S

第 11 圖 S 波初動水平成分観測値と計算値との比 ( $r$ ) の分布圖(但し  $r$  は便宜上 % で示し、括弧外の數字は水平動のみに關する値括弧内の數字は上下動をも考慮せる時の値)



第 12 圖  $r$ - $\Delta$  曲線

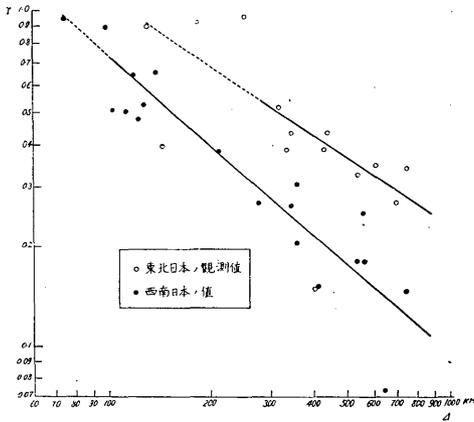


(1) 和達清夫：氣象集誌，第 13 卷第 8 號，昭和 10 年  
 (2) 杵島磨；驗震時報，本號

相より定めた  $\Delta$  の値が P 相より定めたもの、 $1/100$  の桁に過ぎない有様である。

斯の如く S 波振幅の不足に著目したものは若干あるが、それに關聯して東西日本の差異に注意したものは皆無に近い様である。河角氏は昭和 6 年 6 月 2 日の日本中部深發地震を調査し、S 波振幅の不足及び其の東西日本に於ける差異の明瞭に見られる結果を得られた。氏は其の東西に於ける差異を、第一種の

第 13 圖  $\log \Delta - \log r$  の曲線



横波の外に第二種の横波をも生ずる如き發震機巧を假定して一應説明されたが、果して斯の如き波源が此場合考へ得らるゝやに就ては氏自身も疑問とせられ、却つて日本の地殻構造と關聯するものに非ずやとの意見を述べられてゐる。又嘗て石川高見氏は異常震域の研究に於て「琵琶湖附近又は大阪地方を界として其の西方と東方とでは震

波の傳播狀況に相異あり、東方に強く西方にて急に衰へる」ことを注意された。之等は茲に筆者の得た結果と相通するものである。

### 3. 結果に對する吟味 結果の精度を定量する爲め次に吟味を行つた。

(1) 初期微動時間に現はれた東西日本の差異に對しては、其の讀取、震央位置、震央距離の計算等に對する吟味を必要とする。第 3 圖求震央弧線の密集狀態は震源の大きさによつて蒙る影響は別として、主に震源の深さ及び初期微動時間の確さによつて影響されると考へられるもので、之等が何れも正確に近い程、弧線の密集狀態は良好なるべき筈である。第 3 圖の示す如く、弧線の密集は可成り良好なる故、逆に震源の深さ及び初期微動時間は之に用ひたもので正確に近いことが推論される。實際  $H=360\text{km}$  に對しては、 $\Delta=100\text{km}$

(1) 河角廣；地震，第 6 卷第 5 號，昭和 9 年

(2) 石川高見；驗震時報，第 7 卷

前後に於て、P~S の誤差 0.1 秒に對し  $\Delta$  即ち弧線の半徑には 6~7km にも及ぶ誤差が生ずるのである。

震央距離の計算に於ける誤差は (1.1) 或は (1.2) 式の展開に於ける剩餘を吟味すれば足る。(1.2) 式に對する誤差を計算して見るに、

$$\begin{aligned} \text{誤差: } R = & \frac{\Delta^3}{6} \sin(\theta_1 \Delta) - \frac{(\delta\varphi)^3}{6} \sin(\theta_2 \delta\varphi) - \frac{(\delta\lambda)^3}{6} \cos^2 \varphi_0 \sin(\theta_3 \delta\lambda) \\ & - \frac{\delta\varphi(\delta\lambda)^2}{2} \cos \varphi_0 \left( 1 - \frac{\delta\lambda}{3} \sin(\theta_3 \delta\lambda) \right) \left\{ \sin \varphi_0 \right. \\ & \left. \times \left( 1 - \frac{\delta\varphi}{2} \sin(\theta_2 \delta\varphi) \right) + \cos \varphi_0 \left( \frac{\delta\varphi}{6} - \frac{(\delta\varphi)^2}{6} \sin(\theta_2 \delta\varphi) \right) \right\} \\ & 0 < \theta_{1,2,3} < 1 \end{aligned}$$

茲に  $\Delta, \delta\varphi, \delta\lambda$  は何れも小なることを考へれば、右邊各項中比較的大なものとして、

$$R_1 = -\frac{\delta\varphi(\delta\lambda)^2}{2} \cos \varphi_0 \sin \varphi_0 = -\frac{\delta\varphi(\delta\lambda)^2}{4} \sin 2\varphi_0$$

を擧げ得る。此値の最大即ち  $\varphi_0 = 45^\circ$  の場合に、 $\delta\varphi, \delta\lambda$  の二三の値に對する  $R_1$  の値を計算すれば右表の如き値をとる。

$R$  は  $R_1$  に比し若干大なる程度であらう。本文の場合には  $\delta\varphi, \delta\lambda$  は共に  $9^\circ$  以内であつて、誤差は高々數軒に過ぎないと思にはれる。

併し乍ら、兩日本の斯の如き差異は、定性的には、敢て震央、震央距離を確定せ

ずとも、等初期微動時間線の間隔を覗へば一見目瞭なる事柄である。

(2) 節線の型及位置は専ら P 波初動の觀測を基として定めたものである。之に關しては種々の誤差が考へられる。先づ廣義に於ける節線の形即ち所謂第 1 型なりや第 2 型なりやの問題、次に節線の引き方を限定する觀測所の分布密度の問題、第三に節線附近の初動は極めて小さく、其爲其の押引を完全に決定することの困難さに基く節線位置の不確定の問題等がある。此中最初の型の問題に對しては既に前章第 4 節に於て述べた如くであつて、此場合は第 2 型

第 2 表

$\delta\varphi$	$\delta\lambda$	$R_1(^\circ)$	$R_1(\text{km})$
$5^\circ$	$5^\circ$	0.57	1.05
$10^\circ$	$5^\circ$	1.1	2.0
$5^\circ$	$10^\circ$	2.3	4.3
$10^\circ$	$10^\circ$	4.6	8.5

を採るものである。第 1 型としては、震央が主軸の上に来る如き圓錐曲線狀節線が今の場合引き得ないからである。次に節線の位置の精度に関する問題に對しては、節線の位置其物の誤差は結局定量することの出来ないものであるから、此處では節線位置に幾何の誤差があれば、各地の初動計算値に幾何の誤差を生ずるかを算定して置く。

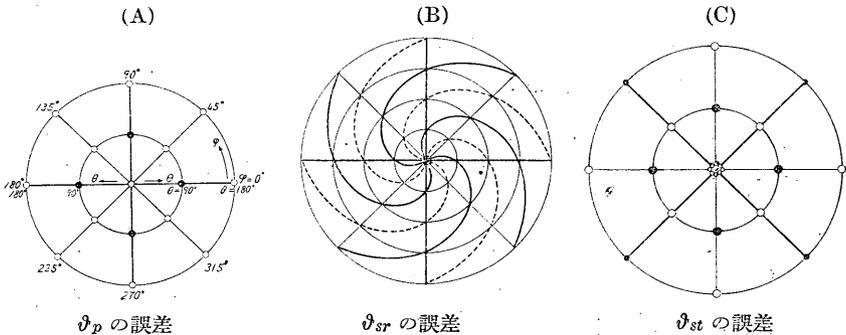
此爲震央が節線の交點と一致する場合を例にとり (5.2) 式の各項を  $\theta$  及  $\varphi$  にて微分し  $\theta, \varphi$  の小なる變化に對する  $\vartheta_p, \vartheta_{sr}, \vartheta_{st}$  等の變化を見るに、 $\delta\theta = \delta\varphi = 1^\circ$  なる値に對し

$$\delta\vartheta_p = \frac{\pi}{180} A_p \left\{ \cos 2\varphi - \cos 2(\theta + \varphi) \right\}$$

$$\delta\vartheta_{sr} = \frac{2\pi}{180} A_{sr} \sin 2(\theta + \varphi)$$

$$\delta\vartheta_{st} = \frac{1}{2} \frac{\pi}{180} A_{st} \left\{ 3 \cos \left( \frac{\theta}{2} + \varphi \right) - \cos \left( \frac{\theta}{2} - \varphi \right) \right\}$$

第 14 圖



の形となる。こゝに  $A_p, A_{sr}, A_{st}$  は初動に関する限り單に震央距離のみの函數で、或る震央距離に於ける最大の初動を表はすものである。上式より之等の絶對値の極大値として

$$\delta\vartheta_p = \frac{2\pi}{180} A_p, \quad \delta\vartheta_{sr} = \frac{2\pi}{180} A_{sr}, \quad \delta\vartheta_{st} = \frac{\pi}{180} A_{st} \quad \text{或は} \quad \frac{2\pi}{180} A_{st}$$

極小極として

$$\delta\vartheta_p = \delta\vartheta_{sr} = \delta\vartheta_{st} = 0$$

を得る。即ち  $\theta, \varphi$  の  $1^\circ$  の誤差に對して P 波 S 波の初動に生ずる誤差の最大値は同じ震央距離に於ける之等の最大値の約 3.5% であつて、最大の誤差を生ずる  $\theta, \varphi$  の値の分布は第 15 圖のダイヤグラムに示す如くである。極軸が傾斜せる場合は其の度に應じて多少之とは異なる譯であるが、此の結果から見れば、此の地震に對する S 波初動計算値の誤差は重要な觀測所の大部分に於ては恐らく結果に大なる影響を與へる程のものではないことが想像される。

(3) 地震動は各觀測所の局部的地質に影響される爲、之に對する吟味を必要とする。此問題に關しては既に石川氏の研究あり、氏は異常震域地方が觀測所在地の特殊なる地質構造と何等かの關係に在るものに非ずやとの疑を以て、此の立場より地質と震動との關係を追究せられたが、結局何等の相關をも認め

得なかつた。此研究によつて既に局部的地質と地震動との無關係なることが闡明せられたのであるが、更に念の爲主として本調査に關係ある觀測所の地質を擧げて第 15 圖に示す。即ち大部分が第四紀の新地層であつて、第三紀以前の地層或は火成岩又は變成岩は比較的少數であり、而も其間に本調査の結果に重大なる關係を及ぼしたと考へられる如き地方的特性は殆ど見當らな

い。又之を日本地質圖と比較して見るに、各觀測所の地質は其地方に卓越せる地層とは異なるものが多い。觀測所の地質が同一であるといふことは、震波は之等の地質によつては何處も略々同様に影響され、之による影響は結局考慮に入れる必要のないことを大體結論せしめる。併し乍ら、唯單に「地質」なる謂はゞ岩石の化學的性質を以て其の彈性學的性質を限定することは不可能であり、又地震波動に影響するものは單に地盤の「性質」のみならず其の厚さも亦一因子なる故に地質のみによつて觀測所の局所的「地盤」の影響を云々することは

第 15 圖 觀測所地質圖



(1). 石川高見; 驗震時報, 前掲

不可能であるが、之は容易ならぬ調査を必要とすることであり、此處ではこれ以上立入ることは出来ない。唯、結果が或る纏つた形をとる以上、局所的地盤の影響は左程區々たるものではなからうと想像されるのみである。

## 結 論

I. 1. 昭和 6 年 6 月 30 日の熊野灘深発地震を調査し次の諸量を決定した。震央位置： $\lambda_0 = 136^\circ 27' E$ ,  $\varphi_0 = 34^\circ 11' N$ ; 震源の深さ：360 km; 二節面交線の鉛直線よりの傾斜： $30^\circ 52'$ ; 二節面の鉛直線となす角： $10^\circ 26'$ ,  $33^\circ 14'$ ; P 波初動による  $\mathcal{M}$  の値： $2.57 \times 10^5 \text{ cm}^2$ ; S 波初動水平成分による  $\mathcal{M}$  の値： $1.2 \times 10^5 \text{ cm}^2$ 。

2. 發震機巧を假定し、P 波 S 波初動の理論式による計算を行ひ、之を實測値と比較し、特に S 波に就き精細の吟味を試みた。

II. 本調査の結果 S 波に關して次の如く東西日本の差異が認められた。即ち

1. S 波の速度は東北日本が西南日本に比し大である。
2. S 波初動の振幅の距離と共に減衰する割合は東北日本が西南日本に比し小である。

又東西日本の差異には關係なく、一般に計算値は今迄用ひられてゐる理論式により、觀測値は記象上に現はれた第一動を其儘採用する限りに於て。

3. S 波初動の觀測値は P 波に基く計算値に比して一般に小である。
4. S 波初動の震央距離と共に減衰する割合は理論式が示す以上に大である。

の二結果が認められた。但し之等は本文の題目とは直接關係がないので、深く追究することを避け他の機會に譲ることとした。3 は今迄の S 波の調査の大部分の場合に認められたことがあつて、4 に示す所と密接の關係あるものと思はれる。斯の如き結果は地殻構造を究明する有力な手懸となるものであらう。

1, 2 に就ては、我國の各地方が驗震學上夫々獨得の習性を有することは古くから認められてゐることである。斯る特性は驗震學上の種々の事實に現はれ、之等によつて各地の地球物理學的性質は漸次闡明せられて來た。例へば異

常震域<sup>(1)</sup>、地鳴、P波の異常傳播等<sup>(2)</sup>の現象がそれである。筆者の得た所のものは即ち此の意味の特性に當る。之等の現象は從來各地方の地球物理學的性質を解明する有力なる武器となると共に從來漠然としてゐた日本島弧構成の根本問題に議論を定量化せしむべき新生面を拓くであらうと思はれる。

既に異常震域の現象が他の地球物理學的現象中の或物、例へば重力異常<sup>(3)</sup>、地磁氣異常等の現象と或種の相關々係に在ることが認められたのと同様、此處に得られた結果も亦他の地球物理學的現象と何等かの相關を有するものと思はれる。所謂フツサ・マグナにより此處に於て分たれたのと略々同様の二部分に分割せられた日本が地質學的に著しく性質を異にするといふ事實<sup>(4)</sup>、或は深發地震帶の横貫及其形狀による日本島弧の分割<sup>(5)</sup>、地震頻度の地方的分布による自らなる區分、東京に於ける北海道及九州地方の地震の有感回數の比較に基く東西日本の差異等<sup>(6)</sup>は此の現象と密接なる關係を有するものと考へられる。斯學諸先輩の御示教を得て更に深く攻究する機會を與へられれば幸甚である。

終に臨み、御指導を仰いだ本多氏並びに地震掛諸氏に厚く感謝の意を表する。

(昭和 11 年 1 月 8 日中央氣象臺にて)

- 
- (1) 石川高見；前出，K. Wadati；Geophys. Mag. Vol. IV, 1931
  - (2) 國富信一；驗震時報第 1 卷，本多弘吉；驗震時報 第 5 卷，K. Wadati；loc. cit 飯田波事，神原健；前出，等
  - (3) C. Tsuboi, Proc. Imp., Acad., Vol. 9, 1929.
  - (4) 例へば坪井忠二；地球物理學的に見た東北日本と西南日本，岩波講座，地質學第 1 卷
  - (5) K. Wadati；Geophys. Mag., Vol. VIII, 1934-35.
  - (6) 例へば松澤武雄著；地震