

驗 震 時 報

第 10 卷 第 1 號

深發地震波動の定量的研究 補遺

本 多 弘 吉、三 浦 武 亞

1. 緒言 深發地震の P 波及び S 波の初動の振動方向及び振幅の定量的研究に方り、發震機構として屢々半徑 a なる球面上で $F_r = F \sin 2\theta \cos \varphi e^{i\omega t}$, $F_\theta = 0$, $F_\varphi = 0$ なる力が働くものとされてゐる。⁽¹⁾ 此處に r, θ, φ は球座標で、 a は極めて小さいとして各方向に射出される地震波の振幅が計算された、之を數ケの深發地震の波動の定量的研究に應用した結果に依ると、P 波及び S 波の初動方向は計算値と實測値が極めてよく一致する。然るに P 波の觀測値から求めた常數を基として S 波の振幅を理論的に計算すると、計算値と實測値は大體一致する場合もあるが、概して實測値が計算値より小さく、半分以下にさへなる場合もある。之は時として「S 波の不足の現象」⁽²⁾とも呼ばれ、上に假定した發震機構が正しいとすると、(1) $\theta = 0$ の軸及び $\varphi = 0$ の面の位置の決定に關する誤差、(2) P 波と S 波の週期の差異に基因する驗測上の問題、及び (3) 震源から射出された P 波及び S 波は何れも上の理論通りの振幅であるが途中の地殻内で特に S 波が著しく反射されるか又は吸収されるとする等の事が考へられてゐる。

所が從來震源のモデルの半徑 a が地震波の波長 λ に比して極めて小さいとして計算してゐたのに反し、最近井上宇胤氏は a/λ ⁽³⁾ が或る有限の値を持つ場合に就て計算された。斯くして a/λ が大きくなると S 波と P 波の振幅の比は著しく小さくなることを見出し、所謂「S 波の不足」を謂はゞ假想的震源域が或る大

いさを持つとして説明しやうとする極めて興味深い研究をなされた。

しかし井上氏の計算されたのは F_r が $r = a$ の球面で方位に関しては $P_2(\cos\theta)$ で表はされる分布をする場合であるが、実際の深発地震波動の定量的調査に屢々用ゐられたモデルの力の分布は $P_2^1(\cos\theta) \cdot \cos\varphi$ で表はされる場合である。よつて本文で筆者等は先づ力の分布が $P_2^1(\cos\theta) \cos\varphi$ で表はされる場合に就て井上氏と同様な計算を行ひ、 a/l の如何により P 波と S 波の振幅の比が如何に變化するかを調べる。次に最近迄に P 波と S 波の振幅分布が定量的に研究された數ヶの深発地震に就て、此の様な現象が果して何の程度迄認められるかを出来る丈定量的に調査しよう。

2. 理論的考察 深発地震の發震機構として、震源を中心とする $r = a$ の球面上で

$$F_r = F \sin 2\theta \cos \varphi e^{i\omega t}, F_\theta = 0, F_\varphi = 0 \dots \dots \dots (1)$$

なる力が働くとする。 r, θ, φ は球座標、 F は常數である。

r, θ, φ 方向の變位を夫々 u_r, u_θ, u_φ とすると、妹澤博士に依る均質等方彈性體の一般解に於て $n=2, m=1$ なる特別な場合には

$$\left\{ \begin{array}{l} u_{r1} = -\frac{3}{2} \frac{A}{k^2} \frac{d}{dr} \frac{H_{5/2}^{(2)}(hr)}{\sqrt{r}} \sin 2\theta \cos \varphi \cdot e^{i\omega t} \\ u_{\theta 1} = -3 \frac{A}{h^2} \frac{H_{5/2}^{(2)}(hr)}{r^{3/2}} \cos 2\theta \cos \varphi \cdot e^{i\omega t} \\ u_{\varphi 1} = 3 \frac{A}{h^2} \frac{H_{5/2}^{(2)}(hr)}{r^{3/2}} \cos \theta \sin \varphi \cdot e^{i\omega t} \\ u_{r2} = 0 \\ u_{\theta 2} = \frac{1}{2} B \frac{H_{5/2}^{(2)}(kr)}{\sqrt{r}} \cos \theta \cos \varphi \cdot e^{i\omega t} \\ u_{\varphi 2} = -\frac{1}{2} B \frac{H_{5/2}^{(2)}(kr)}{\sqrt{r}} \cos 2\theta \sin \varphi \cdot e^{i\omega t} \\ u_{r3} = -9 \frac{C}{k^2} \frac{H_{5/2}^{(2)}(kr)}{r^{3/2}} \sin 2\theta \cos \varphi \cdot e^{i\omega t} \\ u_{\theta 3} = -3 \frac{C}{k^2} \frac{1}{r} \frac{d}{dr} \{ \sqrt{r} H_{5/2}^{(2)}(kr) \} \cos 2\theta \cos \varphi \cdot e^{i\omega t} \\ u_{\varphi 3} = 3 \frac{C}{k^2} \frac{1}{r} \frac{d}{dr} \{ \sqrt{r} H_{5/2}^{(2)}(kr) \} \cos \theta \sin \varphi \cdot e^{i\omega t} \end{array} \right. \dots \dots \dots (2)$$

ρ ; 密度, λ, μ ; ラーメの常數,

$$h = \sqrt{\frac{\rho}{\lambda + 2\mu}} p = \frac{2\pi}{l_p}, \quad k = \sqrt{\frac{\rho}{\mu}} p = \frac{2\pi}{l_s}, \quad l_p, l_s \text{ は夫々 P 波及び S 波}$$

の波長。(2) を (1) の条件に入れると, $F_\theta = F_\varphi = 0$ からは $B = 0$, 及び

$$\frac{C}{A} = \frac{k^2}{h^2} \frac{8 H_{5/2}^{(2)}(ha) - 2 ha H_{3/2}^{(2)}(ha)}{16 H_{5/2}^{(2)}(ka) - (ka)^2 H_{3/2}^{(2)}(ka) - 2 ka H_{3/2}^{(2)}(ka)} \dots \dots (3)$$

を得る。

$$\left. \begin{aligned} H_{3/2}^{(2)}(x) &= \sqrt{\frac{2}{\pi x}} \left(-1 + \frac{i}{x} \right) e^{-ix} \\ H_{5/2}^{(2)}(x) &= \sqrt{\frac{2}{\pi x}} \left[-\frac{3}{x} + i \left(\frac{3}{x^2} - 1 \right) \right] e^{-ix} \end{aligned} \right\} \dots \dots (4)$$

により, (3) は

$$\frac{|C|}{|A|} = \frac{1}{2} \left(\frac{k}{h} \right)^{9/2} R, \quad R = \sqrt{\frac{D^2 + E^2}{F^2 + G^2}} \dots \dots (5)$$

$$\left. \begin{aligned} D &= -24(ha) + 2(ha)^3 & E &= 24 - 10(ha)^2 \\ F &= -24(ka) + 2.5(ka)^3 & G &= 24 - 10.5(ka)^2 + 0.5(ka)^4 \end{aligned} \right\} \dots \dots (6)$$

r/l の大きい所では筆者等の一人が嘗て示したと同様にして⁽⁵⁾

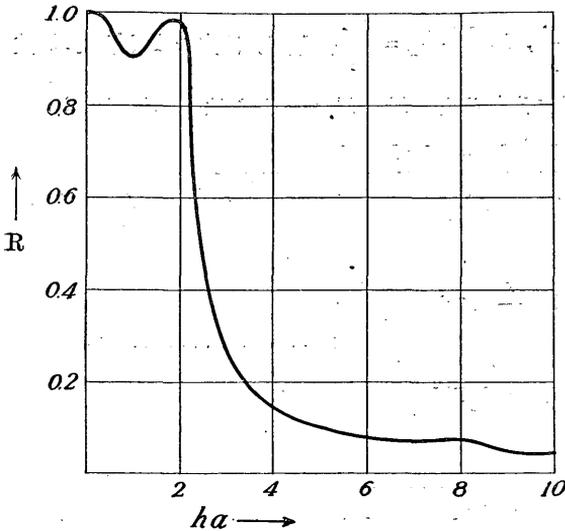
$$\left. \begin{aligned} u_r &= \mathfrak{A}_p \frac{1}{r} \sin 2\theta \cos \varphi e^{i(pt - kr) + i\varepsilon_1} \\ u_\theta &= \mathfrak{A}_s \frac{1}{r} \cos 2\theta \cos \varphi e^{i(pt - kr) + i\varepsilon_2} \\ u_\varphi &= -\mathfrak{A}_s \frac{1}{r} \cos \theta \sin \varphi e^{i(pt - kr) + i\varepsilon_2} \end{aligned} \right\} \dots \dots (7)$$

を得る。 u_r は P 波に, u_θ 及び u_φ は S 波に外ならない。 $\varepsilon_1, \varepsilon_2$ は相のおくれを表す常數である。 $\mathfrak{A}_p, \mathfrak{A}_s$ は夫々 θ, φ, t に無關係で P 波及び S 波の振幅を示す常數である。而して

$$\frac{\mathfrak{A}_s}{\mathfrak{A}_p} = \left(\frac{k}{h} \right)^3 R, \quad \mathfrak{A}_s = \frac{3\sqrt{2}}{\sqrt{\pi}} \frac{|C|}{k^{3/2}}, \quad \mathfrak{A}_p = \frac{3}{\sqrt{2\pi}} \frac{|A|}{h^{3/2}} \dots \dots (8)$$

となり, $\lambda = \mu$ とすれば $\left(\frac{k}{h} \right)^3 = 5.20$ である。 ha が極めて小さい時には $R = 1$ で従来我々の屢々使用して來た式となる。

第 1 圖



ha が小さくないとして (5) により R を計算した結果を第 1 表及び第 1 圖に示す。圖の曲線は井上氏が $P_2(\cos\theta)$ で表はされる力の分布に對して得られたものと大體同一の傾向を示してゐる。 l_p を P 波の波長とすると、 $ha = 2\pi \frac{a}{l_p}$ である。此の結果に依り $\frac{a}{l_p}$ が大きくなると R は 1 から急に小さくなる。特に a/l_p が 0.4 位

の所で R は特に減少し、 a/l_p が 1.0 の所では $R=0.1$ 位になつてゐる。

第 1 表

| ha | a/l_p | R | ha | a/l_p | R |
|------|---------|------|------|---------|------|
| 0. | 0.00 | 1.00 | 3. | 0.48 | 0.27 |
| 0.5 | 0.08 | 0.97 | 4. | 0.64 | 0.15 |
| 1. | 0.16 | 0.91 | 5. | 0.80 | 0.11 |
| 1.5 | 0.24 | 0.96 | 6. | 0.95 | 0.08 |
| 2. | 0.32 | 0.98 | 7. | 1.11 | 0.07 |
| 2.25 | 0.36 | 0.71 | 8. | 1.27 | 0.08 |
| 2.50 | 0.40 | 0.49 | 9. | 1.43 | 0.05 |
| 2.75 | 0.44 | 0.37 | 10. | 1.59 | 0.05 |

3. 實測の結果と其の説明 (1) 式で示した發震機構に基き、P 波並びに S 波の振幅が調査された深發地震が約 7 個ある。是等地震の概要、及び調査結果に基き \mathcal{A}_p 及び \mathcal{A}_s を別々に求めた結果を第 2 表に示す。但し \mathcal{A}_p は P 波の上下動と水平動とを組合せた合成値から求め、 \mathcal{A}_s は S 波の水平動から求めたものである。又従來斯様な計算に際して地震波線が彎曲して乍ら擴る爲に振幅の減少

する割合は $\sqrt{\frac{\sin\theta d\theta}{\Delta \sin e_0 d\Delta}}$ で表はされるとした。⁽⁶⁾ 此處に θ は震波線が震源に於て鉛直線となす角、 Δ は震央距離、 e_0 は地表に於ける入射角の餘角である。一つの地震に就て振幅分布を論ずるには之でも差支ないが、今我々が目的とする様に震源の深さの同一でない地震相互に就ても比較する爲には嚴密には $\sqrt{\frac{\rho v}{\bar{\rho} \bar{v}}} \sqrt{\frac{\sin\theta d\theta}{\Delta \sin e_0 d\Delta}}$ としなければならない。此處に ρ, v は震源の深さに於ける密度及び地震波の速度、 $\bar{\rho}, \bar{v}$ は其の地表に於ける値である。但し近似的に $\rho = \bar{\rho}$ と置き、速度分布は主として北伊豆地震の観測結果から得られた P 波の速度⁽⁶⁾ を使用し、S 波は P 波と大體同一の徑路を進むと考へる。

第 2 表

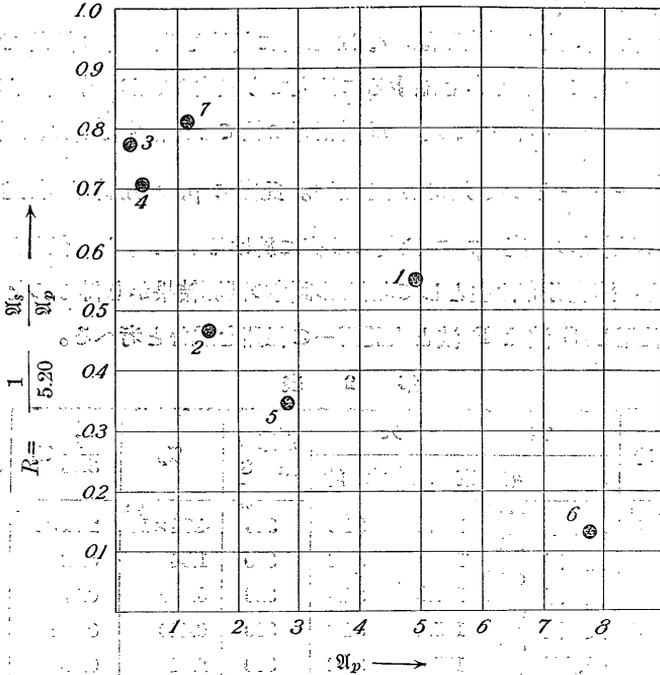
| 番 號 | 發震時 昭和年 月 日 | 震 央 | | | 震源の 深 さ | \mathcal{A}_p | $\frac{1}{5.20} \mathcal{A}_s$ | $\frac{1}{5.20} \frac{\mathcal{A}_s}{\mathcal{A}_p}$ |
|--------|----------------|-----------------------|-------|------|-------------|--------------------|--------------------------------|--|
| | | 地 名 | 東 經 | 北 緯 | | | | |
| 1 | 4 VI 3 | 志摩半島沖 ⁽⁷⁾ | 137.2 | 34.3 | 320 | 4.94×10^5 | 2.71×10^5 | 0.55 |
| 2 | 6 VI 30 | 熊野灘 ⁽⁸⁾ | 136.5 | 34.2 | 360 | 1.54 | 0.72 | 0.47 |
| 3 | 7 IV 29 | 熊野灘 ⁽⁹⁾ | 136.8 | 34.0 | 320 | 0.230 | 0.178 | 0.77 |
| 4 | 7 V 5 | 大阪灣 ⁽¹⁰⁾ | 135.4 | 34.6 | 360 | 0.429 | 0.302 | 0.71 |
| 5 | 7 VII 15 | 琵琶湖附近 ⁽¹¹⁾ | 135.9 | 35.2 | 360 | 2.84 | 0.98 | 0.35 |
| 6 | 8 XII 5 | 宗谷海峡 ⁽¹²⁾ | 144.3 | 46.4 | 350 | 7.8 | 1.02 | 0.13 |
| 7 | 10 V 31 | 東方沖 ⁽¹³⁾ | 134.0 | 38.7 | 460 | 1.17 | 0.95 | 0.81 |

斯く實測から得た $R_{\text{實測}} = \frac{1}{5.20} \left(\frac{\mathcal{A}_s}{\mathcal{A}_p} \right)$ は表に示す通り 0.8 位から 0.1 位迄の範圍に變化してゐる。しかし第 2 圖に示す様に、横軸に \mathcal{A}_p を取り縦軸に $R_{\text{實測}}$ をとると \mathcal{A}_p が大きくなると $R_{\text{實測}}$ は急に小さくなり兩者の間には明かに密接な關係の存在することが窺はれる。

\mathcal{A}_p が大きいと云ふことは地震の規模が大きいと云ふことを示す。地震の規模が大きければ云はゞ震源域も大きいと考へられ、即ち發震機構のモデルとした球の半徑 a も大きいとも考へられる。従つて此所から得た \mathcal{A}_p が大きくなると $R_{\text{實測}}$ が小さくなる傾向は、 a/l_p が大きくなると R が小さくなると云ふ前節に得た理論的結果と一致すると云つてよい。

R が假に a/l_p 丈で定ると假定すると實測から得た $R_{\text{實測}}$ を決定する a/l_p

第 2 圖



の値は第1表或は第1圖から求められる。例へば昭和4年6月3日志摩半島沖の地震では $R_{\text{實測}}=0.55$ であるから、 $a/l_p=0.38$ と求められる。然るに此の地震のP波の週期は $3\frac{1}{2}$ 秒で震源に於ける速度は 8.6 軒/秒であるから $l_p=30$ km 従つて $a=11$ km となる。即ち此地震で $\frac{1}{5.20} \frac{a/l_s}{a/l_p}$ が1にならないで 0.47 となつたことは、震源のモデルの球の半径 a が嘗て考へられた様に波長に比べて著しく小さくはなく大體 11 km とすればよく説明出来ることになる。昭和5年11月26日の北伊豆烈震では南北の延長約 30 軒に及ぶ斷層が現れたことを考へ合せても、上の地震のモデルの球の半径が 11 km と云ふのも全然想像出来ないと思ふ量でもあるまい。他の深發地震に就ても同様なことが云へる。昭和6年6月30日の熊野灘の地震では $a = \frac{(ha)}{2\pi} v_p$ 、 $T_p = \left(\frac{2.5}{2\pi} \times 8.8 \times 2.5 \right) \text{ km} = 9 \text{ km}$ となる。

斯様にして所謂「S波の不足の現象」は井上氏が指摘された様に震源の發震

機構のモデルの球の半径が地震波の波長と大體同じ位數の大いさであるとして充分に説明出来ることが判つた。

但し此所に注意すべきは云ふ迄もなく、震源域の大いさと云つても取扱つてゐるのは要するに何處迄も便宜上假定した一つのモデルであつて、實際の地震に於て $r=a$ の球面上にだけ力が働くと考へる譯ではない。

終に臨み御指導御鞭撻を賜はつた岡田臺長先生並びに藤原先生に厚く御禮申上げる。

昭和 11 年 11 月 中央氣象臺にて

文獻；— (1)：例へば H. Honda; Geophysical Magazine Vol. VIII (1934) 153~164. (2) 和達；「震央附近に於ける sScS 波の不現出と地殻構造に關する一問題」氣象集誌、第 2 輯、第 13 卷(1935) 333~357、特に § 10 の「S 波振幅の不足」參照、河角「地震波の傳播 (第 2 報の 4)」地震、第 6 卷 (1934) 223~246 特に 241 參照、(3) 井上；「發震機構に就いて」地震、第 8 卷 (1936) 337~403. (4) 妹澤；振動學。(5) (1) と同じ。(6) 本多；Geophys. Mag. V (1932) 315. (6') 和達、鷺坂、竹花；Geophys. Mag. VII (1933) 88. (7) 本多；Geophys. Mag. VIII (1934) 161~163. (8) 森田；驗震時報 IX. 231~251 (9) (7) と同じ。(10) 本多；Geophys. Mag. VIII (1934) 327~332. (11) 竹花；驗震時報 IX. 253~264. (12) 杵島；驗震時報 IX. 171~199. (13) 竹花；(11) と同じ。(14) 鷺坂；驗震時報 VI 34~36.