

昭和 11 年 12 月 1 日 屋久島西北西沖の深發地震

(ScS 波と地球内核の剛性, 第 2 報)⁽¹⁾

本 多 弘 吉、 波 佐 谷 慶 孝

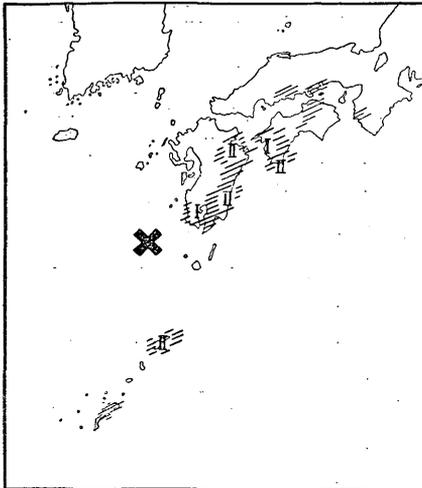
内容：—— 1. 緒言 2. 震度分布 3. P, S 及び ScS の走時曲線
4. P 波初動分布と發震機構 5. ScS 波と地球内核の剛性 6. 結語

1. 緒言 昭和 11 年 12 月 1 日 15 時 10 分頃鹿兒島縣屋久島の西北西約 150 軒の海底にかなり著しい深發地震が起つた。震央は東經 129°0, 北緯 30°7' に當り, 震源の深さは 270 軒である。

一般に本邦及び其の附近に於て顯著なる深發地震は殆ど總べて浦鹽附近から日本海・本州中部を横斷し八丈島沖に連る地帯と, 略々之に直角に日本海北部から宗谷海峽を過ぎオホーツク海に延びる地帯或は其等の近傍に起る。之等の他に九州から其の南方沖にかけて時々深發地震が起る事があるが概ね小規模のものが多く, 九州地方の深發地震で精細に研究されたものは殆ど無い。然るに今回の深發地震は此の地方としては珍らしく規模が大きく, 本邦各地の微動計に顯著に記録されたので, 九州地方の深發地震の代表的一例として調査するのに都合がよい。其の上本州各地の觀測所で ScS 波が明瞭に記録された所が多い。ScS 波の振幅や振動方向等の定量的研究は單に發震機構の研究に役立つばかりでなく, 地球内核の剛性に關して種々重要な手懸りを與へるものである。嘗て筆者等の一人は昭和 7 年 11 月 13 日の日本海北部深發地震の ScS 波の調査から内核は液體であるとした方が觀測結果を説明するのに都合がよい事を示した。⁽²⁾ 今回の地震の觀測結果に基き更に同様な調査を行ひ, 前に得たと同じ結論に達するか否かを調べて見るのは興味深いことと思はれる。

本報文では屋久島沖深發地震に就いて先づ P, S 及び ScS の走時曲線を調べ, 次に P 波初動分布からこの地震の發震機構を明かにし, 最後に ScS 波を研究し併せて地球内核の剛性を論ずる事としよう。尙記述を簡單にする爲に種々の

第 1 圖 震度分布圖
 ×; 震央. II; 輕震, I; 微震.



記號及び計算法等の詳細に就いては筆者の前論文の参照を御願ひする事にした點が多い。

2. 震度分布 九州の南部から東半部及び四國・山陽道・奄美大島・沖繩島等の諸所で人身感覺を生じた。第 1 圖に示す様に有感區域はかなりの廣範圍に亙り各地大體同様な震度で、しかも例へば九州の東半部では有感であるのに西半部では無感であると云つた工合に多少所謂異常震域的の震度分布を示してゐる。

3. P, S 及び ScS の走時曲線 氣

象要覽には震央は東經 129°.0, 北緯 30°.7 と與へられてゐる。之に基いて震央距離を計算し P, S 及び ScS の走時曲線を第 2 圖に示す。圖中●印は實測値を表はし、曲線は震源に於ける發震時を 15 時 09 分 16 秒として夫々走時表に基いて描いたものである。P は和達・鷺坂・益田三氏の走時表, S は鷺坂・竹

第 1 表 震 度 表

中震： 宮崎測候所管内 高原(西諸縣郡), 延岡(東白杵郡), 岩戸(西白杵郡), 椎葉(西白杵郡)。

弱震： 高知縣本山森林治水試驗地(長岡郡), 宮崎測候所管内 福島(南那珂郡), 都城(北諸縣郡), 東米良(兒湯郡), 北川(東白杵郡), 北方(東白杵郡), 諸塚(西白杵郡), 七折(西白杵郡), 須木(西諸縣郡), 鹿兒島測候所管内 鹿屋(肝屬郡), 志布志(嶺嶺郡)。

輕震： 名瀬, 宮崎, 大分, 清水, 鹿兒島縣霧島森林治水試驗地, 宮崎測候所管内 高千穂(西白杵郡), 吾田(南那珂郡), 鹿兒島測候所管内 柏原(肝屬郡), 那霸測候所管内 西原, 大分測候所管内 別府, 廣島測候所管内 戸野(世羅郡), 和歌山測候所管内 湯淺(有田郡)。

微震： 鹿兒島, 宇和島, 宮崎測候所管内 高岡(東諸縣郡), 上江(兒湯郡), 西米良(兒湯郡), 細島(東白杵郡), 西郷(東白杵郡), 鹿兒島測候所管内 内之浦(肝屬郡), 田代(肝屬郡), 大根占(肝屬郡), 大分測候所管内 長谷川(大野郡), 多度津測候所管内 本島(本島), 岡山測候所管内 東野崎(兒島郡山田村)。

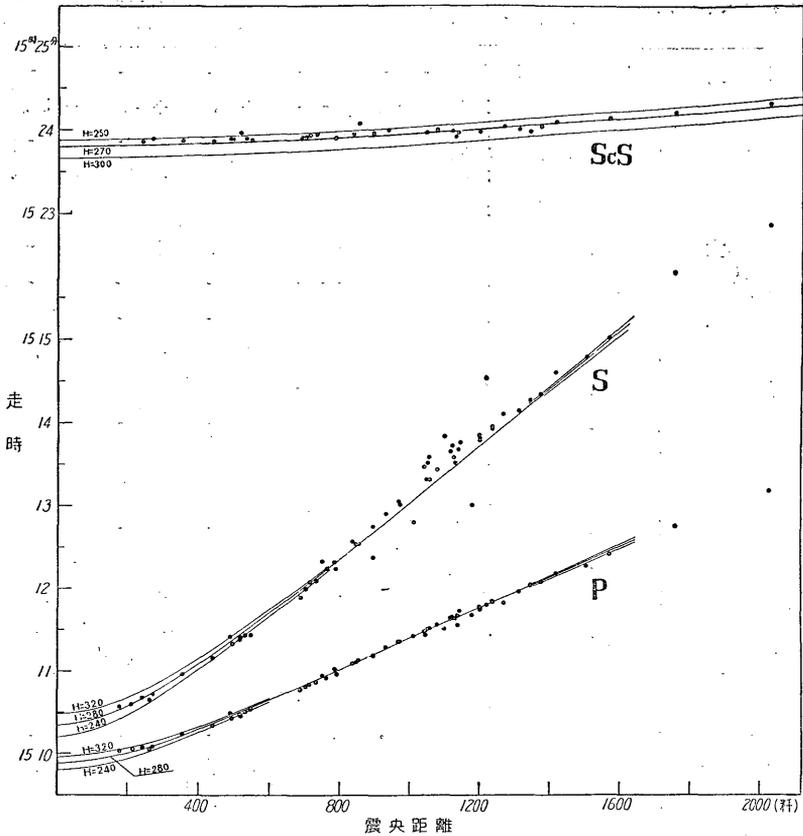
第 2 表

觀 測 所	震央距離 Δ km	P 15 ^h		P~S		P~ScS		P 波 初 動		
		^m ^s	N	E	Z					
鹿 兒 島	176	10 02.0	32.3	—	—	—	—	—	—	—
名 瀨	261	03.1	35.9	—	—	—	19.8	+ 5.0	+ 11.9	
富 江	214	03.3	32.7	—	—	—	50.	— 微	-110.	
長 崎	241	04.9	36.0	13 46.2			+ 20.5	+ 1.7	+ 25.5	
宮 崎	269	05.4	36.8	13 47.6			+ 38.2	+ 85.9	+210.0	
熊 本	285	10.2	39.1	13 41.5			—	—	—	
福 岡 (支)	254	14.3	43.6	13 37.4			+ 93.	+ 32.	(+)	
清 水	441	20.8	48.7	13 30.6			+ 50.	+ 77.	+ 80.	
松 山	495	25.6	53.8	13 27.0			+ 8.	+ 12.	+ 10.	
廣 島	519	27.4	56.7	—	—	—	—	—	—	
那 霸	517	28.3	54.4	13 29.0			(-)	(-)	(+)	
釜 山	489	29.4	55.2 48.0	13 23.6			—	—	—	
高 知	532	30.4	55.4	13 22.8			+ 30.	+ 43.	+ 53.	
濱 田	547	32.4	53.6	13 20.0			+ 17.9	+ 12.6	+ 24.8	
洲 本	686	46.5	1 06.8	13 07.5			+ 8.1	+ 14.6	+ 14.7	
和 歌 山	699	48.4	1 11.0	13 03.0			+ 21.8	+ 31.2	+ 24.8	
潮 岬	710	50.3	1 14.3	13 05.3			+ 9.	+ 50.	+ 80.	
神 戶	700	52.0	1 13.3	13 04.5			+ 3.0	+ 2.1	+ 22.5	
豐 岡	760	55.5	1 18.8	—	—	—	+ 6.8	+ 6.1	+ 3.1	
大 阪	749	56.7	1 52.9	—	—	—	+ 13.7	+ 22.5	+ 16.3	
大 都 府	789	58.0	—	—	—	—	+ 8.	+ 21.	+ 9.	
仁 川	786	11 01.0	1 13.1	12 52.8			—	—	—	
京 城	784	01.9	1 17.2	12 51.2			- 4.	- 2.	—	
龜 山	836	05.5	1 28.7	12 51.2			+ 21.	+ 27.	+ 52.	
彥 根	845	06.7	1 25.7	—	—	—	+ 46.4	+ 42.9	+ 27.2	
石 島	852	08.3	1 24.0	12 55.8			- 3.5	- 3.5	—	
名 古 屋	893	11.2	1 34.2	12 46.0			+ 22.	+ 34.	+ 20.	
岐 阜	893	11.3	1 11.0	12 45.2			+ 14.	+ 21.	+ 21.	
濱 松	931	17.8	1 36.8	12 41.8			+ 21.	+ 24.	+ 43.	
御 崎	966	21.3	1 42.5	—	—	—	+ 6.3	+ 10.1	+ 41.4	
臺 前	969	21.5	1 40.	—	—	—	- 22.	- 29.	+ 50.	
富 山	1008	25.6	1 22.9	—	—	—	+ 3.8	+ 5.0	+ 15.0	

觀測所	震央距離 Δ km	P 15 ^h	P~S	P~ScS	P波初動		
					N	E	Z
		<i>m s</i>	<i>m s</i>	<i>m s</i>	<i>μ</i>	<i>μ</i>	<i>μ</i>
花連港	1044	11 25.8	— —	— —	—	—	—
沼津	1040	28.8	2 00.0	— —	+ 8.	+ 4.8	+ 35.
甲府	1047	29.7	1 50.0	12 28.3	—	—	—
三島	1049	30.8	2 00.6	— —	+ 10.	+ 11.	+ 20.
船津	1054	31.1	2 04.5	— —	—	—	—
丈島	1056	31.1	1 48.2	— —	+ 1.8	+ 20.9	—
臺中	1097	31.1	2 19.1	— —	—	—	—
阿里山	1138	33.9	— —	12 24.2	—	—	—
長野	1078	34.0	1 52.7	12 26.0	+ 5.7	+ 17.2	+ 5.8
富崎	1116	38.4	2 01.4	— —	+ 10.0	+ 15.1	+ 34.0
大連	1130	38.8	1 53.0	12 16.3	—	—	—
前橋	1125	38.9	1 56.9	— —	+ 7.5	+ 2.9	+ 15.5
橫濱	1121	40.0	2 03.8	12 19.	+ 9.9	+ 20.8	+ 111.0
臺東	1178	40.9	1 20.3	— —	—	—	—
熊谷	1138	41.0	2 00.1	— —	+ 6.9	+ 20.6	+ 74.0
東京	1143	44.0	2 02.4	— —	+ 6.2	+ 11.0	+ 70.0
柿岡	1204	44.8	2 04.3	— —	+ 5.2	+ 10.8	+ 4.0
筑波山	1199	45.7	2 02.2	12 13.1	+ 4.	+ 18.	+ 16.
宇都宮	1197	46.8	2 04.8	— —	—	—	—
臺南	1220	48.6	2 44.	— —	—	—	—
恒春	1269	49.4	2 17.4	12 13.1	— 3.3	— 3.0	+ 4.0
銚子	1236	50.3	2 07.0	— —	+ 4.	+ 11.	+ 12.
水戸	1236	50.6	2 05.4	— —	—	—	—
福島	1312	57.6	2 11.4	12 02.7	+ 13.3	+ 11.3	+ 16.9
父島	1344	12 02.9	2 13.7	11 55.6	+ 1.1	— 4.8	—
仙臺	1375	04.7	2 15.9	11 57.4	+ 10.0	+ 10.6	—
秋田	1419	10.8	2 25.6	11 54.6	—	—	—
盛岡	1505	16.2	2 31.0	— —	+ 2.7	+ 1.3	+ 2.0
八戸	1570	24.7	2 36.3	11 44.1	+ 7.0	+ 4.2	+ 13.
札幌	1757	45.0	3 02.8	11 28.0	—	—	—
根室	2029	13 11.3	3 10.8	11 07.9	—	—	—

輪島 P;N+13.7, E+17.2, Z+14.8.

第 2 圖 走 時 曲 線



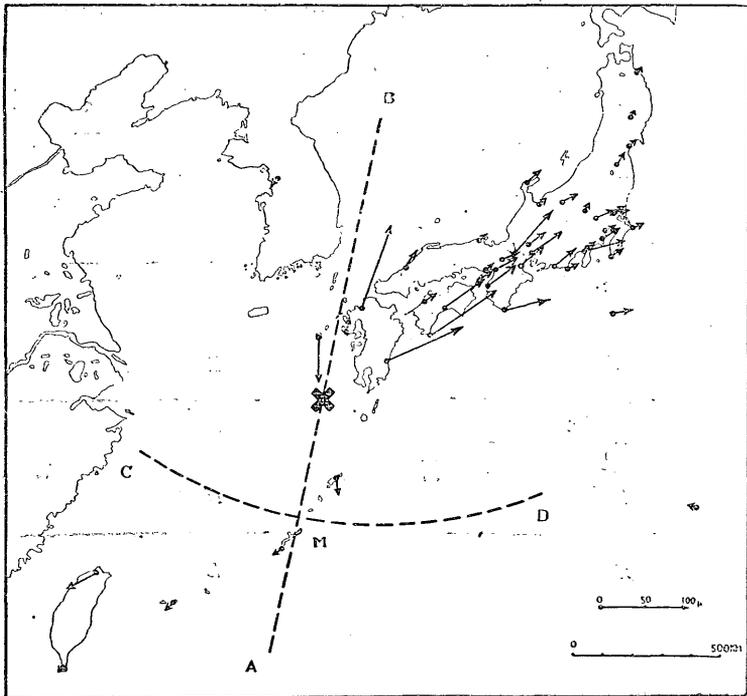
(5) 花兩氏の表により、何れも震央距離 1500 軒迄の範囲で震源の深さ 240, 280 及び 320 軒に對するものを示す。ScS は和達博士の走時表により震央距離 2000 軒迄の範囲に於て震源の深さ 250 軒及び 300 軒に對するものを取り、又之等から震源の深さ 270 軒に對するものを内挿して描いた。

實測結果を表す點はかなりバラツクものもあるが、大體として P 及び S の走時の實測値は震源の深さ 280 軒に對する走時曲線にかなりよく一致し、ScS は 260~270 軒の曲線によく合ふ。平均として震源の深さは約 270 軒としてよささうである。但し次章以下の地震波振幅の計算には便宜上震源の深さを 280 軒

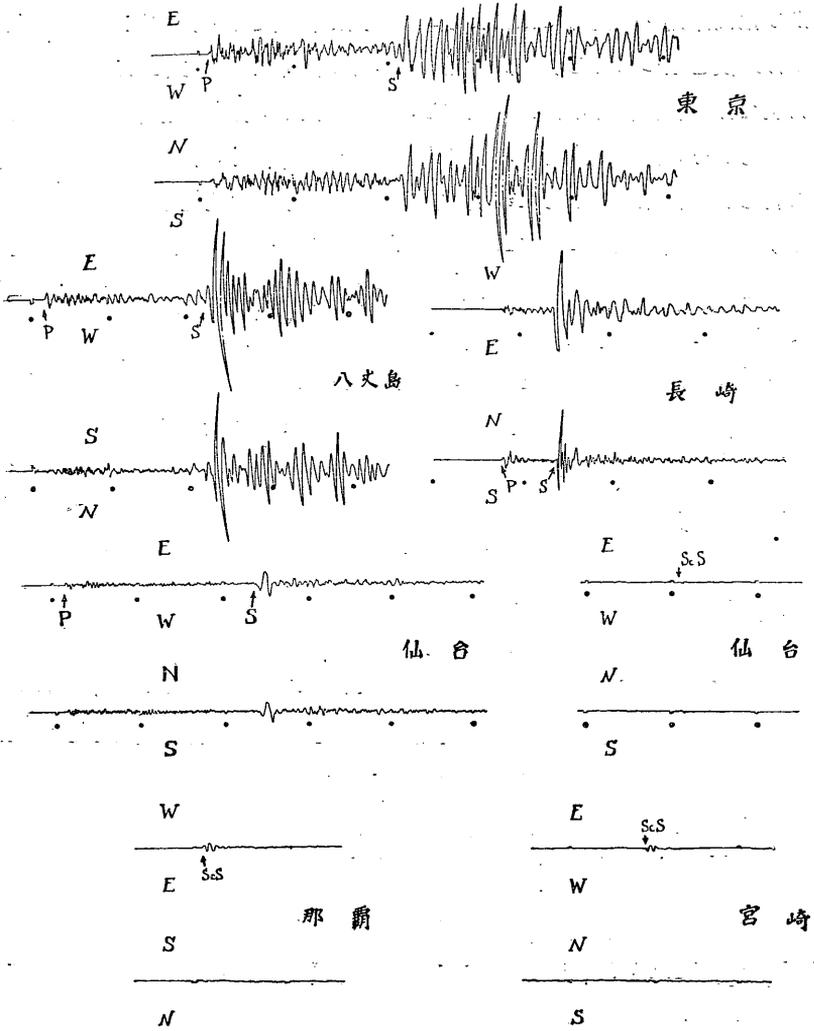
と假定する。勿論斯くおく事によつて計算結果に影響する事は殆ど無い。

4. P波初動分布と發震機構 主としてウィーヘルト式地震計記象から驗測されたP波初動の水平成分の分布を第3圖に示す。九州・四國・本州の大部分及び南西諸島・臺灣等では何れもP波初動は密波であり、富江・京城・父島等では疎波となつてゐる。震央附近の大部分が海洋で占められてゐる爲唯之丈の材料では發震機構を明確に推定するのは困難だが、數個の觀測所に於ける記象型の分布やS波の初動等も考慮に入れ、且つ是迄多くの深發地震の調査に依つて得られた結果を参照してP波初動分布を説明することとする。即ち第3圖に示す様に震央を過り $N10^{\circ}E \sim S10^{\circ}W$ に向く直線 AB と曲線 CMD とで全地域を4部分に分ち、北東及び南西の2部分ではP波初動は密波、他の2部分では疎波とする。震央から M 點迄の距離は380 軒で M 點に到達するP波震波線は震源に於て鉛直と 60° の傾きをなしてゐる。

第3圖 實測P波初動の水平成分



昭和 11 年
12 月 1 日 屋久島西北西沖深發地震記象



深發地震の震源に於ける發震機構のモデルとして從來屢々用ひられてゐる様に、震源を中心とする半径 a の小さな球面上で球面に直角に $F_r = F \sin 2\theta \cos \varphi \times \sin pt$ なる力が働くとする。こゝに r, θ, φ は球座標である。震源から (θ, φ) の方向に射出される波動の r, θ, φ 方向の成分 $\vartheta_r, \vartheta_\theta, \vartheta_\varphi$ は r の大なる所では夫々

$$\left. \begin{aligned} \vartheta_r &= \mathfrak{A}_p \frac{1}{r} \sin 2\theta \cos \varphi \cos(pt - hr) \\ \vartheta_\theta &= \mathfrak{A}_s \frac{1}{r} \cos 2\theta \cos \varphi \cos(pt - kr) \\ \vartheta_\varphi &= -\mathfrak{A}_s \frac{1}{r} \cos \theta \sin \varphi \cos(pt - kr) \end{aligned} \right\} \dots \dots \dots (1)^{(7)}$$

$$h = \sqrt{\frac{\rho}{\lambda + 2\mu}} p, \quad k = \sqrt{\frac{\rho}{\mu}} p, \quad \rho; \text{密度}, \lambda, \mu; \text{Lamé の常數}$$

で與へられる。 ϑ_r は P 波に、 ϑ_θ 及び ϑ_φ は S 波に相當する。 \mathfrak{A}_p 及び \mathfrak{A}_s は夫々 P 波及び S 波の振幅に關する量で、 $\mathfrak{A}_s/\mathfrak{A}_p$ の比は a の大いさに關係し、 a が非常に小さくなつた極限では 5.20 となり、 a が有限の價である時は 5.20 より小さい。但し $\lambda = \mu$ とする。

第 3 圖の初動分布を見ると上の發震機構を表すモデルの $\varphi = 90^\circ$ の面は鉛直で且つ N 10° E ~ S 10° W に向き、 $\theta = 0$ の軸は N 10° E の向きに鉛直から 30° 傾いてゐるとすればよいと考へられる。斯く假定し且つ地震波線が彎曲し乍ら擴がる事や、⁽⁸⁾ 地表に於ける反射の影響を考慮に入れると、地表に於て觀測さるべき P 波初動の水平及び上下成分を組合せた大いさ u_p は

$$u_p = 2\mathfrak{A}_p \sqrt{\frac{\rho v}{\bar{\rho} \bar{v}}} \sqrt{\frac{\sin \Theta d\Theta}{\Delta \sin e_0 d\Delta}} \sin 2\theta \cos \varphi \dots \dots \dots (2)$$

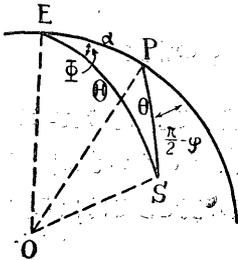
で與へられる。 ρ, v 及び $\bar{\rho}, \bar{v}$ は夫々震源及び地表に於ける密度と地震波速度である。或る觀測所に到達する震波線が震源に於て鉛直となす角を Θ 、同觀測所が N 10° E を基として震央に對する方位を Φ とすると

$$\begin{aligned} \cos \theta &= \cos \Theta \cos \alpha + \sin \Theta \sin \alpha \cos \Phi, \quad \cos \varphi = \frac{\sin \Theta \sin \Phi}{\sin \theta} \\ \alpha &= 30^\circ \dots \dots \dots (3) \end{aligned}$$

である。 $\sqrt{\frac{\rho v}{\bar{\rho} \bar{v}}} \sqrt{\frac{\sin \theta d \theta}{\Delta \sin e_0 d \Delta}}$ は震源から遠ざかるにつれ地震波線が彎曲し乍ら擴がる爲に振幅が小さくなる事を示す項である。和達・鷺坂・益田三氏の走時表により震源の深さ280 軒の場合に就いて此の値を計算した結果を第3表に示す。

(2) 式に於て $\mathfrak{A}_p = 2.57 \times 10^5 \text{ cm}^2$ とおき、震央距離 1000 軒以内の觀測所に就て v_p を計算

第 4 圖



した結果を第4表及び第5圖に示す。第5圖は水平成分と上下成分を合成したものであるから第3圖の實測水平成分とは大いさは異なるが大體

第3表 $\sqrt{\frac{\rho v}{\bar{\rho} \bar{v}}} \sqrt{\frac{\sin \theta d \theta}{\Delta \sin e_0 d \Delta}}$
(震源の深さ; 280 km)

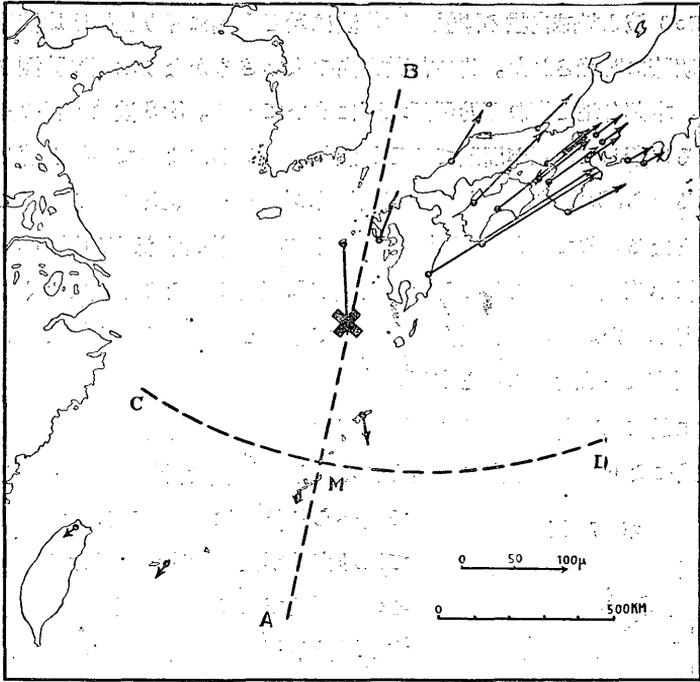
震央距離 Δ km	$\sqrt{\frac{\rho v}{\bar{\rho} \bar{v}}} \sqrt{\frac{\sin \theta d \theta}{\Delta \sin e_0 d \Delta}}$
20	$70.0 \times 10^{-1-1} \text{ km}$
50	64.2
100	55.9
140	50.9
200	44.9
240	41.7
300	38.1
400	30.6
500	24.8
600	21.0
700	16.9
800	12.6
900	9.2

$\rho = \bar{\rho}, v; 8.38 \text{ km/sec}$
 $\bar{v}; 3.20 \text{ km/sec}$

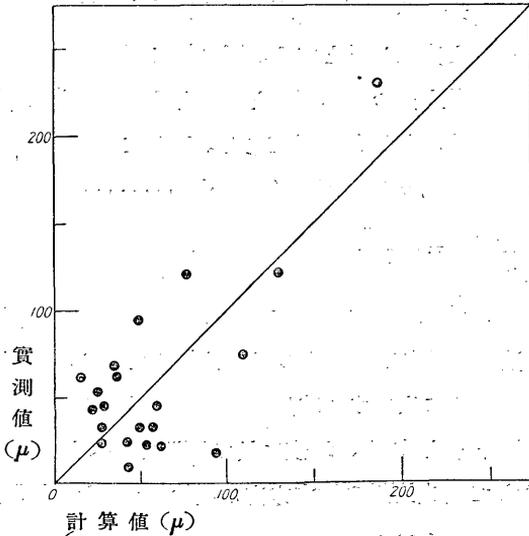
第 4 表 P 波 初 動 の 大 い さ

觀測所	\odot	Φ ($N10^\circ E$ より)	P 波 (水平成分と 上下成分の 合成値)		觀測所	\odot	Φ ($N10^\circ E$ より)	P 波 (水平成分と 上下成分の 合成値)	
			計算値	實測値				計算値	實測値
長崎	43°	10°	49.6	32.8	龜山	84°	45°	36.0	62.2
宮崎	47	49	187.	230.	彦根	84	41	34.7	68.8
清水	64	47.	130.	122.	名古屋	85	44	28.8	45.2
高知	70	42	110.	74.6	岐阜	85	42	27.5	32.8
松山	68	34	94.1	17.6	濱松	85	49	25.4	53.5
濱田	71	21	57.1	33.1	御前崎	86	51	22.1	43.1
洲本	79	42	62.2	22.3	名瀬	46	159	27.5	23.7
潮岬	80	52	59.1	94.8	那覇	69	- 175	(3.1)	-
和歌山	80	44	59.6	45.4	石垣島	84	- 155	(16.7)	-
神戸	81	41	53.5	22.8	臺北	86	- 139	15.2	61.9
豊岡	82	34	43.2	9.6	富江	40	- 16	(-)77.1	(-)121.
京都	83	41	42.1	24.2	-	-	-	-	-

第5圖 P波初動(水平及び上下兩成分の合成値)の計算値



第6圖 P波初動の計算値と實測値

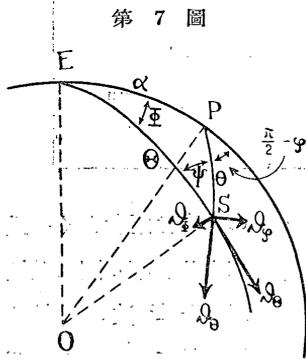


の分布は兩者よく一致してゐる。第5圖に破線で示したP波の節線は震源に於て $\varphi=90^\circ$ 及び $\theta=90^\circ$ の面に對應するものである。更に計算及び實測の各々に就て水平成分と上下成分の合成値を比較すると第6圖に示す様に兩者はかなりよく一致する。斯様にしてP波初動分布は定量的に大體

説明された事になる。

5. **ScS 波と地球内核の剛性** ScS 波は殆ど全国に互り振幅は比較的小さい乍らも明瞭に記録された。其の初動方向や大いさもかなり明瞭に驗測された所が多く、本邦各地で概ね西乃至西北西に向いてゐる。ScS 波は内核の表面で反射されるに際して内核が固体であるか液体であるかによつて振幅が著しく異なる譯であるから、ScS 波の定量的研究は内核の構造を知る上に於て極めて重要な手懸りとなる。嘗て昭和 7 年 11 月 13 日の日本海北部深發地震の ScS 波に就て内核が液体であるとして計算した値が固体とするよりも遙によく實測値に合ふ事を示した。其の後發震機構に關して進歩した考へも取入れて今回の地震に就き同様な調査を行ふ事とする。

前章に於て P 波初動の調査から震源に於ける發震機構が明かにされたから (1) 式により任意の方向に射出される S 波の振幅を計算出来る。但し (1) 式



で與へられるのは θ, φ 方向の變位で此の儘では地表及び内核の表面に於ける反射を論ずるのに不便である。第 7 圖は震源 O を中心とする單位半径の球面を表はす、 OP は發震機構に關する $\theta=0$ の軸、 E 及び S は夫々震央及び觀測所に到達する地震波線が此の球面と交はる點とする。圖に於て θ, φ 方向の變位を夫々 $\vartheta_\theta, \vartheta_\varphi$ とすると ϑ_θ は所謂 SV 波、 ϑ_φ 波は SH 波である。而して

$$\vartheta_\theta = \vartheta_\theta \cos \psi + \vartheta_\varphi \sin \psi, \quad \vartheta_\varphi = \vartheta_\theta \sin \psi - \vartheta_\varphi \cos \psi, \dots \dots (4)$$

$$\frac{\sin \psi}{\sin \alpha} = \frac{\cos \varphi}{\sin \theta} = \frac{\sin \varphi}{\sin \theta}$$

なる關係がある。振幅 1 の SV 波が地表に入射する時地表の質點の振幅の水平成分を $\overset{(12)}{U}$ とする。SH 波が入射する時は此の價は丁度 2 である。振幅 1 の SV 波及び SH 波が内核の表面に入射する時反射される S 波の水平成分の振幅を夫々 $(U_{SV})_{\text{内核}}$ 及び $(U_{SH})_{\text{内核}}$ とする。地表に於て觀測さるべき ScS 波の水平成分のうち、震央に對して震央距離の増す方向の變位の振幅を $(ScS)_R$

之に直角な方向の振幅を $(ScS)_\theta$ とすると夫等は

$$\left. \begin{aligned} (ScS)_R &= \mathfrak{A}_s U_{(U_{SV})_{\text{内核}}} \left(\sqrt{\frac{\rho v \sin \Theta d \Theta}{\bar{\rho} \bar{v} \Delta \text{sine}_0 d \Delta}} \right)_{ScS} \vartheta_\theta \\ (ScS)_\theta &= \mathfrak{A}_s 2 \cdot (U_{SH})_{\text{内核}} \left(\sqrt{\frac{\rho v \sin \Theta d \Theta}{\bar{\rho} \bar{v} \Delta \text{sine}_0 d \Delta}} \right)_{ScS} \vartheta_\theta \end{aligned} \right\} \dots \dots (5)$$

で表はされる。震源の深さ 280 杆の場合の ScS 波に関する

$$\left(\sqrt{\frac{\rho v \sin \Theta d \Theta}{\bar{\rho} \bar{v} \Delta \text{sine}_0 d \Delta}} \right)_{ScS} \text{ の値は和達博士の ScS の走時表}^{(13)} \text{ によつて計算}$$

し第 5 表に示す。尙第 5 表には ScS 波震波線が震源、内核の表面及び地表に於て夫々鉛直となす角 i_n, i_c 及び i_0 を掲げてある。

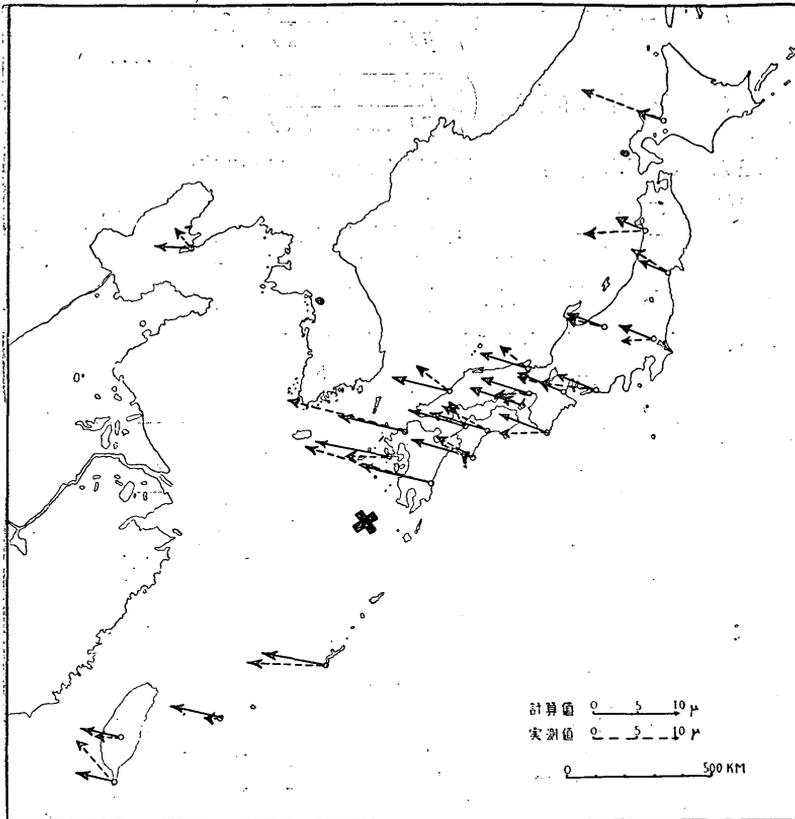
第 5 表 ScS 波に関する諸量

Δ km	$\frac{dT}{d\Delta}$ $\frac{\text{sec}}{\text{km}}$	i_0	i_n	i_c	$\sqrt{\frac{\rho v \sin \Theta d \Theta}{\bar{\rho} \bar{v} \Delta \text{sine}_0 d \Delta}}$ km^{-1}
200	0.0048	0° 46'	1° 24'	3° 41'	1.51×10^{-4}
400	0057	1 24	2 31	6 41	1.28
600	0119	1 54	3 27	9 9	1.14
800	0147	2 21	4 15	11 20	.995
1000	0167	2 40	4 50	12 54	.837
1200	0182	2 55	5 16	14 5	.747
1400	0198	3 10	5 44	15 20	.661
1600	0212	3 23	6 9	16 27	.597
1800	0226	3 37	6 34	17 36	.554
2000	0233	3 46	6 50	18 23	.519

内核の表面の外側 (1) 及び内側 (2) に於ける密度や地震波速度に關して是迄の多くの研究を参照して假に密度は $\rho_1; 6.0, \rho_2; 9.5$, P 波速度は $V_1; 13.0$ km/sec, $\mathfrak{B}_2; 8.5$ km/sec, S 波の速波 $\mathfrak{B}_1; 7.25$ km/sec とする。最も問題となるのは内核の内部に於ける S 波の速度 \mathfrak{B}_2 であるが今後 $\mathfrak{B}_2; 0$ と置く場合を内核を液體と呼び, $\mathfrak{B}_2; 5$ km/sec とした場合には内核を固體と呼ぶ事とする。

先づ内核を液體即ち $\mathfrak{B}_2=0$ の場合を考える。此の場合には $(U_{SH})_{\text{内核}}$ は丁度 1 になり, $(U_{SV})_{\text{内核}}$ は既に計算され表がある⁽¹⁴⁾。實測結果に合せる様に $\mathfrak{A}_s = 5.20 \times 0.671 \times 10^5 \text{ cm}^2$ とおき計算した結果を第 6 表及び第 8 圖に示す。観測跡

第 8 圖 ScS波初動の水平成分の計算値と實測値



の地盤の影響や観測上の誤差等もかなりある様ではあるが、兎に角 ScS 波の水平成分の實測値と計算値とは大體としてかなりよく一致してゐると云つてよい。特に平均としての方向の一致は著しい。

ScS 波の實測値を説明する爲に震源から射出される S 波の振幅を表す常數として $\mathcal{A}_s = 5.20 \times 0.671 \times 10^5 \text{ cm}^2$ とおいた。然るに前章に於て P 波の調査からは $\mathcal{A}_p = 2.57 \times 10^3 \text{ cm}^2$ を得てゐる。 $\frac{1}{5.20} \frac{\mathcal{A}_s}{\mathcal{A}_p}$ の比を作ると 0.261 となる。

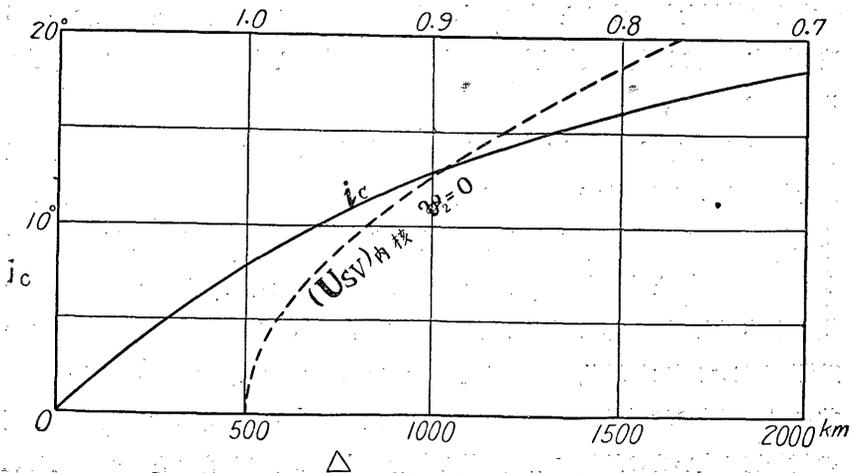
$R = \frac{1}{5.20} \frac{\mathcal{A}_s}{\mathcal{A}_p}$ の比は理論的には發震機構のモデルの球の半径 a の函數で、 a が極めて小さい時は 1 で a が有限の値となると 1 より小さくなる。多くの深發地震

第 6 表 ScS 波の初動の水平成分の大きさ

観測所	i_{in}	ϕ	計 算 値			實 測 値		
			(ScS) ϕ	(ScS) R	合成値	(ScS) N	(ScS) E	合成値
長崎	1°38'	10°	- 8.5	- 1.3	8.6	微	- 5.	5.
	2°17'	12	- 7.7	- 1.5	7.8	+ 3.3	-13.5	13.9
	1°49'	49	- 5.9	- 5.9	8.3	+ 4.	-14.	14.6
福岡	3°08'	42	- 5.6	- 4.0	6.9	+ 3.	- 5.	5.8
	3°46'	42	- 5.1	- 3.4	6.1	+ 1.	- 2.	2.2
	3°51'	52	- 4.4	- 4.0	5.9	微	- 5.3	5.3
高洲	4°02'	34	- 5.1	- 2.6	5.7	+ 2.5	- 3.0	3.9
	4°17'	45	- 4.4	- 3.2	5.4	+ 2.	- 5.	5.4
	5°00'	40	- 3.9	- 2.2	4.5	+ 1.4	- 4.2	4.4
湖	5°43'	39	- 3.3	- 1.7	3.7	+ 3.	- 4.	5.
	5°49'	32	- 3.4	- 1.4	3.7	微	- 7.	7.
	6°26'	25	- 3.0	- 0.9	3.1	+ 4.	- 9.	9.8
豊龜	4°35'	49	- 3.9	- 3.1	5.0	+ 1.4	- 6.5	6.6
	3°04'	5	+ 7.3	+ 0.6	7.3	- 微	- 9.	9.
	4°20'	25	+ 5.4	+ 2.3	5.9	+ 微	- 1.7	1.7
長仙	5°10'	37	+ 3.8	+ 2.7	4.7	微	- 2.9	2.9
	5°29'	32	+ 3.8	+ 2.2	4.4	+ 4.5	- 4.8	6.6
	5°09'	44	- 3.4	+ 2.6	4.3	+ 2.	- 2.	2.8
台	2°43'	47	- 5.5	- 4.8	7.3	+ 2.5	- 4.	4.7
	2°58'	34	- 6.1	- 3.4	7.0	+ 2.8	- 1.9	3.4
	3°12'	21	- 6.4	- 2.0	6.7	+ 3.0	- 3.7	4.8
恒里	3°56'	41	- 4.9	- 3.2	5.9	+ 微	- 4.	4.
	5°20'	46	- 3.4	- 2.3	4.1	微	- 3.5	3.5

第 9 圖

(U_{sv})_{内該} ($\alpha_2=0$)



の P 波と S 波の振幅の調査から得られた所によると R は \mathcal{A}_p が小さい時は 1 に近く、 \mathcal{A}_p が大きくなると 1 より小さい。平均として \mathcal{A}_p が $2 \sim 3 \times 10^5 \text{ cm}^2$ では R は 0.3~0.7 程度のものゝやうである。昭和 7 年 7 月 15 日琵琶湖附近の深発地震⁽¹⁷⁾では $\mathcal{A}_p = 2.84 \times 10^5 \text{ cm}^2$ で R は 0.35 であつた。P 波と S 波の振幅の比に関する之等の事實と比べると今回の地震に就て $\mathcal{A}_p = 2.57 \times 10^5 \text{ cm}^2$ に對し内核を液體として得た $R = 0.261$ の値は實測結果から得た上記の値にかなり近いと考へられる。

ScS 波は P 波に比して遙に長い徑路を経て來てゐるから、其の途中で若し吸収が行はれたとすると ScS 波は P 波に比してづつと甚しく吸収される筈である。従つて R の値は上に得たより大きくなるものと想像され、愈々 0.3~0.7 の範圍に近いものと考へられる。

之に反して上に述べた様な意味で内核を固體とすると、内核の表面で S 波として反射されるものゝ振幅は今取扱つてゐる範圍内では液體とする場合の 4~6% で大體 5%⁽¹⁸⁾ としてよい。従つて内核を固體とすると ScS 波の實測値に合せる爲には $\mathcal{A}_s = 5.20 \times 0.671 \times 10^5 \times \frac{1}{0.05} \text{ cm}^2$ とするを要し、 R は $R = 5.2$ となる。吸収を考へると實際は 5.2 より大となる筈である。然るに従來考へられてゐる様な發震機構では R は常に 1 或は 1 より小さい筈で、之が 5 と云ふ様な大きい値をとる事は理論的にも經驗的にも説明し難く随分無理な結果となる。

之等の結果を綜合すると前に日本海北部地震に就いて得たと同様に、ScS 波に關する限りに於て内核を固體とするよりも液體とする方が遙に合理的であることがわかる。

今回の地震に際して S 波の定量的研究が行はれれば之に基いて ScS 波の振幅を論ずるのが理想的ではあるが、生憎 S 波の明瞭に現れるべき震央附近の節線近傍に於ける觀測が少く定量的調査を行ひ難かつたので、止むを得ず ScS 波から求めた \mathcal{A}_s と P 波から求めた \mathcal{A}_p とを比較した譯である。又發震機構の假定や驗測上の問題等に関して種々考慮すべき點がある。特に初動の大きいさの驗測に際して單に標準倍率を用ひた點に大いに議論の餘地があるが、幸に各地共に同一型式の地震計に依る結果のみを取扱つたから、少くも地震波動の振幅の相對的の大きいさの比較には根本的の誤を生ずる事はあるまいと考へられる。

尙之等の點に就いては更に研究を續ける豫定である。

6. 結語 本調査で得られた主な結果を次に記す。

(i) 昭和 11 年 12 月 1 日屋久島西北西沖に起つた深發地震を調査した。震央は東經 $126^{\circ}.0$, 北緯 $30^{\circ}.7$ に當り, 震源の深さは 270 軒, 震源に於ける發震時は 15 時 00 分 16 秒と推定される。

(ii) 震央距離 2000 軒迄の範圍に就て P, S 及び ScS の走時曲線を調べた。

(iii) 震源に於ける發震機構として震源を中心とする小さな球面上で方位に關しては $-\sin 2\theta \cos \varphi$ で表される力が球面に直角に働くものとする。而して $\varphi = 90^{\circ}$ の面が鉛直で且つ $N 10^{\circ} E - S 10^{\circ} W$ に向き, $\theta = 0$ の軸が $N 10^{\circ} E$ の向きに鉛直から 30° だけ傾いてゐるとして計算した P 波初動の分布は實測結果とよく一致する。

(iv) P 波初動の研究から明かにされた前記の發震機構に基き, 且つ地球内核を液體として地表に於て觀測さるべき ScS 波の水平成分を計算した結果は實測結果を極めて都合よく説明出来る。之に反して内核を固體とすると實測結果を説明するのに隨分無理が生ずる。

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感謝の意を表し, 又種々御便宜を御與へ下さつた測候所各位に厚く御禮申上げる。

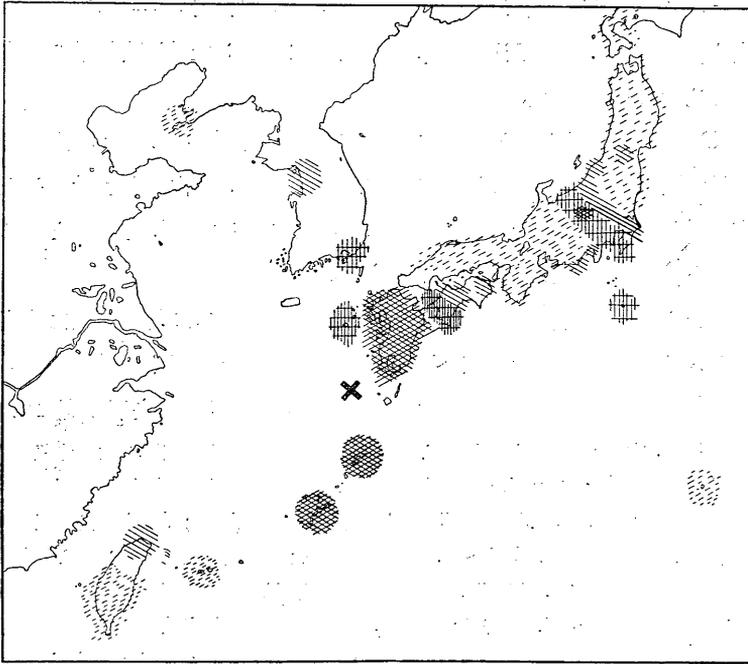
(昭和 12 年 5 月 中央氣象臺にて)

文献: — (1) 本多; 「ScS 波の觀測と地球内核の剛性に關する問題」驗震時報 (驗時) VIII. 75~96. 同; “On the ScS Waves and the Rigidity of the Earth's Core.” Geophys. Mag. (G. M.) VIII. 165~177. (2) 和達・益田; 「日本列島附近に發生せる深發地震の表」驗時 VIII. 75~96. 本多・竹花; 「深發地震の發震機構と地殼内部に於ける歪力」驗時 VIII. 47~52. (3) (1) 参照, 及び和達・沖; 「ScS 波に就て (第 2 報)」驗時 VIII. 21~31. 杵島; 「昭和 8 年 12 月 5 日宗谷海峡東方沖の深發地震に就て」驗時 171~199. (4) 和達・驚坂・益田; “On the Travel Time of Earthquake Waves”. G. M. VIII. 87~99. (5) 驚坂・竹花; 「近地地震に於ける S 波の走時表及び初期微動時表」驗時 VIII. 149~161. (6) 和達; 「ScS 波に就て」氣象集誌 XII. 124~133. (7) 本多; “On the Amplitude of the P and the S Waves of Deep Earthquakes.” G. M. VIII. 153~164. (8) 本多・三浦; 「深發地震波動の定量的研究補遺」驗時 X. 1~7. (9) (8) 参照. (10) (4) 参照. (11) (1) 参照. (12) 松澤; 「平面波の表面反射の一例」地震 IV. 125~139. (13) (6) 参照. (14) 本多・杵島・窪田; 「地球内核の表面に於ける地震波の反射及び屈折」驗時 VIII.

115~118. (15). (8) 参照。 (16). (8) の第2圖参照。 (17). (8) の第2表参照。
 (18). (1) 参照。

附、最大振幅の分布と地盤の影響 各地に於ける地震動の最大振幅の分布を地圖上に記入すると、下圖に示す様に特に本州中央部に於て大體富山灣と相模灣とを結ぶ線を境とし其の東側では西側よりも著しく振幅が大きいのに氣附く。之は發震機構から説明さるべきものではなく、恐らくよく云はれてゐる様に本州中央部を境として所謂東・西日本の地盤の相違に基く振幅分布の異常を示すものと考へられる。(波佐谷)

最大振幅分布圖



< 100 μ .
 100~200 μ .
 200~300 μ .
 > 300 μ .