深發地震に於ける ScS 波を用ひての地球内核の深さ、
並びに ScS 波を用ひ震源の深さと
震央距離を求むる法

宮 本 正 明

ON ScS Waves of Deep Earthquakes observed near
the Epicenter and their Applications.

By M. MIYAMOTO.

Abstract:—In the present paper the author investigated the ScS waves of deep earthquakes occurred in Japan, and constructed their time-distance curves especially for the earthquakes of very small epicentral distances. The depth of the Earth's core from the surface was reexamined, and a method was devised to evaluate the epicentral distance and the focal depth of a deep earthquake from the readings of $ScS\sim P$ and $S\sim P$ at a single station. Also the author studied a peculiar appearance of the initial phases of the S wave of deep earthquakes.

1. 緒 言

深發地震の記象型が震央距離の小なる所に於いて一般に極めて單調で比較的短時間にて描針は平靜状態に近づくことは知られたることである。而して ScS 波は震源より發した S 波が地球内核にて反射し再び S 波として地球表面に射出すると考へるものなれば之等の種類の他の波 PeP , PeS 或は ScP 等に比して著しく遅れて射出するが故に震央近くの記象紙上には明かに孤立して記録されることになる。

我が國及び其の附近には多くの深發地震を生ずるが故に震央近くの ScS 波の驗測には極めて便にして數個の完全なる ScS 波の走時曲線を得た。然れば震央に於ける ScS 波の發現時刻の精確なるものが求められ、之を用ひて地球内核の深さを求めた。又 $P\sim ScS$ 及び $P\sim iS$ を用ひて只一個の觀測所の驗測値より震源の深さ並びに其處の震央距離を求むる方法を案出した。更に亦深發地震に關し P 波と S 波との速度の平均の比を論究し、 S 波の讀取りに關し iS と eS との區別の存立し得ることを主張し讀取り上の注意に及んだ。尙本報文に取扱ひたる地震を第一表に掲げる。

第 一 表

A 1 昭和 3 年 3 月 29 日 14 時 06 分 04 秒の八丈島南西洋上の地震

(深さ 410 km.)

A 2	昭和 4 年 6 月 3 日 6 時 38 分 35 秒の志摩半島近傍の地震	(同 345 〃)
A 3	昭和 6 年 2 月 20 日 14 時 33 分 29 秒のシベリヤ浦鹽斯德北東方の地震	(同 345 〃)
A 4	昭和 6 年 6 月 2 日 11 時 37 分 53 秒の飛驒山脈御岳附近の地震	(同 240 〃)
A 5	昭和 7 年 7 月 25 日 17 時 24 分 40 秒の舞鶴東方の地震	(同 350 〃)
A 6	昭和 8 年 3 月 19 日 0 時 51 分 31 秒の八丈島南方の地震	(同 160 〃)
<hr/>		
B 1	昭和 7 年 4 月 5 日 4 時 16 分 38 秒の八丈島南方洋上の地震	(深さ 410 km.)
B 2	昭和 7 年 9 月 23 日 23 時 23 分 13 秒の日本海北部の地震	(同 260 〃)
B 3	昭和 7 年 11 月 13 日 13 時 47 分 00 秒の日本海北部の地震	(同 310 〃)
B 4	昭和 8 年 3 月 12 日 4 時 32 分 45 秒の父島南西洋上の地震	(同 510 〃)

2. *ScS* 波の 驗 測

一般に深發地震に於いては其の震央近くに射出する *P* 波及び *S* 波等は其の射出角が大なる故に地表面にて反射の後再び其の附近に射出せず且つ表面波は微細である故に、其の地震の記象型は極めて單純にして、勿論觀測所の位置に依つて相違するも、五分乃至十分間に於いて其の記録は極めて微弱の振動を呈することは第一圖(113 頁)に明かなるが如し。

然るに仔細に記象を見るときは此の極めて微弱なる所謂終期微動中に突如として明かなる弧立せる相を見出し得ること同じく第一圖に示すが如し。此の震波を同圖に於いて *ScS* と記號せり、之が *ScS* 波であることは以下順を追ふて證明するが兎も角、斯様な相を *ScS* として第一表に掲げた十個の深發地震について驗測結果を表示すれば第二表の如くであるが、此の表は A の組が六つ、B の組が四つで合計十個からなつて居る。尙又此處に記載せる觀測所は著者が *ScS* 波を讀取りたる箇所のみで、他の觀測値については氣象要覽を参照されんことを望む。

第一圖 A1 は昭和三年三月二十九日十四時頃、八丈島南西沖に震央を有し、深さ 410 km の深發地震に關する高知測候所の Wiechert 地震計の記録である。又 A 2 は昭和四年六月三日六時三十八分頃の志摩半島近傍に震央を有し深さ 345 km の高知の Wiechert 地震計の記象である。B 3 は昭和 7 年 11 月 13 日の日本海北部に起つた地震の大邱の記象である。何れも *ScS* 波が明瞭に現出して居る所に注意されるであらう。

次に掲げた各觀測表の終りに附記せる震央の位置等の結果の求め方については以下次第に述べることにし、又各地震に關する脚註は之等地震の調査の資料の參考として用ひたるものである。

第 二 表

(A 1) 八 丈 島 南 西 洋 上 の 地 震⁽¹⁾⁽²⁾⁽³⁾

(昭和 3 年 3 月 29 日 14 時 06 分 04 秒 震 發)

観 測 所	Δ 度	+14 時 P	δP	P~eS	P~iS	P~ScS	記 事
室 戸	3.6	分 秒 7 15	+1	分 秒	分 秒 56	分 秒 12 58	
徳 島	3.75	—	—			12 57	1-00=P-?
京 都	3.8	16	0		58	12 46	P相出現後 1分0秒= ?相アリノ意味
神 戸	3.8	16	0		57	12 55	
高 知	4.2	20	0		59	12 52	
宮 津	4.4	23	+1		1 04	12 50	
熊 谷	4.55	21	-1		1 01	12 52	
長 野	4.9	29	+2		1 05	11 55	
宮 崎	5.65	36	+1		1 10	12 41	
濱 田	5.9	36	-1	1 09	1 15	12 39	
秋 田	8.15	8 04	+3	1 33		12 18	
仁 川	10.95	32	0	1 58	2 03	11 37	
旭 川	12.5	59	+9			11 27	
大 泊	15.35	9 15	-5	2 44	2 48	11 05	
マニラ	23.25	34	-4		(E 4-26) (N 4-17)	10 27	(Manila)
イルクツク	31.9	56			(4 43)	9 43	(Irkuto'k)
新 潟	6.25	8 07			1 17	12 37	

震央の位置 $\begin{cases} \lambda_E: 138^\circ 00', & \text{震源の發震時 } P & 14 \text{ 時 } 06 \text{ 分 } 04 \text{ 秒} \\ \varphi_N: 31^\circ 45', & \text{震央に於ける發震時 } Op & 06 \quad 56 \end{cases}$

震源の深さ $H: 410 \text{ km}$, 震央に於ける ScS の發現時 $O_{ScS} 20 \quad 11$

(A 2) 志 摩 半 島 近 傍 の 地 震⁽⁴⁾⁽⁵⁾⁽⁶⁾⁽⁷⁾

(昭和 4 年 6 月 3 日 6 時 38 分 35 秒 震 發)

観 測 所	Δ 度	+6 時 P	Pδ	P~eS	P~iS	P~ScS	記 事
室 戸	2.65	分 秒 39 34	+1	分 秒	分 秒 44	分 秒 13 22	
長 野	2.8	35	0		46	13 19	
高 知	3.1	37	+1	42	48	13 18	
濱 田	4.3	48	0		58	13 06	
那 覇	11.3	41 10	+1			11 59	2--2.5=P-S?

(1) 氣象要覽. 昭和 3 年 3 月號.

(2) International Seismological Summery for 1928, (1932).

(3) V. C. Stechschulte: Bull. of Seis. Soc. of America. Vol. 22, No. 2, 1932-June.

(4) 氣象要覽. 昭和 4 年 6 月號.

(5) 驗震時報. 第 6 卷, 第 1 號, 頁 15-42, 覽坂清信.

(6) I. S. S. for 1929 (1933).

(7) 氣象集誌. 第 2 輯, 第 9 卷, 頁 1-6, 昭和 6 年.

震央の位置 $\left\{ \begin{array}{l} \lambda_E: 137^\circ 12', \text{ 震源の發震時 } F \quad 06 \text{ 時 } 38 \text{ 分 } 35 \text{ 秒} \\ \varphi_N: 34^\circ 00', \text{ 震央に於ける發震時 } O_p \quad 39 \quad 20.5 \end{array} \right.$
 震源の深さ $H \quad 345 \text{ km}, \text{ 震央に於ける } ScS \text{ の發震時} \quad 52 \quad 54$

第 二 表

(A 3) シ ベ リ ヤ 浦 鹽 斯 德 北 東 方 の 地 震⁽¹⁾⁽²⁾⁽³⁾

(昭和 6 年 2 月 20 日 14 時 33 分 29 秒 發 震)

觀 測 所	Δ 度	+14 時 P	δP	$P \sim eS$	$P \sim iS$	$P \sim ScS$	記 事
旭 川	4.9	分 秒 34 44	秒 -3			分 秒 13 01	1-09= P -?
秋 田	5.7	58	+2			12 55	1-13= P -?
輪 島	6.95	35 14	+3	1 16		12 40	$\left\{ \begin{array}{l} P \text{ 相出現後} \\ 1 \text{ 分 } 13 \text{ 秒} = \\ ? \text{ 相アリノ意味} \end{array} \right.$
仙 臺	7.25	14	0	1 21		12 35	
根 室	7.3	15	0	1 19		12 35	
長 野	7.9	26	+4		1 30	12 27	
岐 阜	8.95	35	0	1 36	1 40	12 16	
平 壤	9.05	38	+2		1 42	12 13	eS 認め難し
京 都	9.3	40	+1			11 57	1-49= P -?
仁 川	9.6	45	+2			12 08	1-52= P -?
神 戸	9.65	45	+2	1 41	1 48	12 09	1-50= P -?
八 木	9.8	40	-5	1 46		12 44	(海洋氣報)
大 邱	10.0	49	+2		1 54	12 03	
廣 島	10.2	53	+3			12 14	1-58= $P-S$?
高 知	10.9	59	+1		2 00	11 57	
室 戸	11.15	36 02	+1		2 02	11 55	
嚴 原	11.25	03	0			11 52	2-08= P -?
清 水	11.7	11	+3		2 08	11 49	
溫 泉 岳	12.3	05	-10			11 52	2-44= P -?
宮 崎	12.8	21	0		2 19	11 39	
Chiufeng	15.0	43	-2		2 41	11 25	Δ は S_{crase} に由る
那 霸	19.2	27	0			10 51	3-03= P -?
香 港	28.2	37 47			4 18	9 50	
マニラ	32.2	39 29			4 53	9 49	

震央の位置 $\left\{ \begin{array}{l} \lambda_E: 135^\circ 35', \text{ 震源の發震時 } F; \quad 14 \text{ 時 } 33 \text{ 分 } 29 \text{ 秒} \\ \varphi_N: 44^\circ 18', \text{ 震央に於ける發震時 } O_p \quad 34 \quad 13 \end{array} \right.$
 震源の深さ $H: 345 \text{ km} \quad \text{震央に於ける } ScS \text{ の發震時 } O_{ScS} \quad 47 \quad 48$

(1) 氣象要覽. 昭和 6 年 2 月號.

(2) 石川高見: 中央氣象臺彙報. 第五冊.

(3) F. J. Scrase: Phil. Trans. of the Roy. Soc. of London. Series A, Vol. 231.

第 2 表

(A 4) 飛驒山脈御岳附近の地震⁽¹⁾⁽²⁾

(昭和6年6月2日11時37分53秒發震)

観測所	Δ度	+11時 P	δP	P~eS	P~iS	P~ScS	記 事
岐 阜	0.7	分 秒 38 28	秒 0	分 秒	分 秒 0 25.5	分 秒 14 05	
高 知	4.0	57	0		0 49	13 37	
濱 田	4.55	39 03	0		0 55	13 29	
仁 川	8.95	58	0		1 45	12 34	

λ_E 137° 30' F 11 時 37 分 53 秒
 φ_N 35 58' (棚 橋) Op 38 25.5
 H 240 km O_{ScS} 52 33

(A 5) 昭和七年七月二十五日 17 時 24 分 40 秒發の地震

観測所	Δ度	+17時 P	δP	P~eS	P~iS	P~S S	記 事
岐 阜	0.95	分 秒 25 27	秒 0	分 秒	分 秒 0 36.0	分 分 13 26-28	
和 歌 山	1.2	28	0		0 38.1	13 28	
潮 岬	1.95	33	0		0 40	13 21	
室 戸	2.45	36	0		0 45	13 20	
高 知	2.5	37	0		0 46	13 20	eS 見へず
福 島	5.5	55	0	0 56		13 01	P-S=58 (竹花)
秋 田	5.6	26 07	0	1 06		13 04	P~S=1~08 (竹花)
父 島	10.05	52	-8			12 09	
那 覇	11.4	27 15	-1		2 09	11 52	

λ_E 135° 6 E, F 17 時 24 分 40 秒
 φ_N 35° 4 N Op 25 25
 H 350 km O_{ScS} 38 56

(A 6) 昭和6年3月19日0時51分31秒發の地震

観測所	Δ度	+00時 P	δP	P~eS	P~iS	P~ScS	記 事
濱 松	2.8	分 秒 52 18	秒 -1	分 秒	分 秒 36	分 秒 14 12	
潮 岬	3.35	36	0		40.0	14 07	
岐 阜	3.8	33	0	40.8		13 57	
高 知	5.15	50	0	56	1 00	13 43	
仙 臺	6.05	58	-4	1 01		13 35	
宮 崎	6.85	53 14	+1		1 17	13 21	
那 覇	11.95	29	+7		2 13	12 19	

λ_E 139° 5 F 00 時 51 分 30.5 秒
 φ_N 32.3 Op 51 54.5
 H 160 km O_{ScS} 06 30

(1) 氣象要覽. 昭和6年6月號.

(2) 棚橋嘉市: 海と空. 第11卷, 第12號.

第 二 表

(B1) 昭和7年4月5日4時16分38秒發の地震

觀測所	Δ度	+4時P	δP	P~eS	S~iS	P~ScS	記 事
		分 秒	秒	分 秒	分 秒	分 秒	
八 木	4.9	18 02	+2		1 03	12 15	
龜 山	4.95	05	+4	1 01		12 42	
室 戸	5.0	01	0	1 01		12 45	
和 歌 山	5.0	01	0		1 04	12 44	
神 戸	5.35	05	0		1 07	12 42	
高 知	5.6	08	0	1 07	1 11	12 40	
宮 津	6.05	12	0		1 15	12 36	
長 野	6.3	15	0	1 09	1 16	12 35	
宮 崎	6.65	19	+1		1 18	12 30	
輪 島	7.2	24	0		1 22	12 25	
濱 田	7.4	25	-2		1 25	12 20	
大 邸	10.25	56	-1		1 53	11 56	
那 覇	10.8	19 07	+2		1 59	11 48	
平 壤	13.9	36	-1		2 30	11 24	

 λ_E 139° 00' F 4時16分38秒 φ_N 30 24 Op 17 30 H 410 km O_{ScS} 30 45

(B2) 昭和7年9月23日23時22分13秒發の地震

觀測所	Δ度	+23時P	δP	P~eS	P~iS	P~ScS	記 事
		分 秒	秒	分 秒	分 秒	分 秒	
旭 川	3.3	23 08	-3		0 47	13 38	
秋 田	5.35	34	0		1 05	13 16	
根 室	5.7	35	-2	1 05		13 15	
輪 島	7.5	24 01	-2		1 26	12 50	
長 野	8.15	09	+1	1 07		12 43	
熊 谷	8.75	04	-11		1 39	12 49	
銚 子	9.35	18	-5	1 39		11 43	
岐 阜	9.4	23	0	1 41	1 46	12 28~29	
宮 津	9.55	26	+1			12 26	1-52=P-?
沼 津	9.7	30	+3	1 41		12 25	
龜 山	10.05	31	0	1 48		12 25	
濱 松	10.1	29	-3	1 48	1 54	12 26	0-43=P-? (濱洲)
神 戸	10.35	36	0			12 20	1-54=P-?
八 木	10.45	36	0	1 51		12 16	
和 歌 山	10.85	39	-2	1 56		12 13	
德 島	11.05	25 03	+19	1 57		12 07	

仁 川	11 25	24 48	+1		2 07	12 08	
廣 島	11 3	52	0			12 04	
大 邱	11 45	53	+3			12 06	
潮 岬	11 5	48	-1		2 07	12 10	
高 知	11 75	53	0	2 06	2 10	12 04	
室 戸	11 9	57	+2	2 08		12 01	
清 水	12 65	25 03	-1			11 58	$z-25=P-$?
大 連	13 5	12	0			11 49	
父 島	18 05	03	-3	3 07		11 08	
那 覇	20 35	31	0		3 28	10 46	

 λ_E 138° 00' φ_N 44° 49' H 260 km

(B 3) 昭和 7 年 11 月 13 日 13 時 47 分 00 秒 發 の 地 震

観測所	Δ 度	+13 時 P	δP	$P-eS$	$P-iS$	$P-ScS$	記 事
旭 川	4.1	分 秒 48 10	秒 0	分 秒 0 48	分 秒 54	分 秒 13 17	
秋 田	4.8	17	0		1 02	13 15	
仙 臺	6.4	34	0			12 53	$1-03=P-$?
水 戸	7.95	48	-5	1 25		12 45	
宮 津	8.35	49 00	+1		1 34	12 30	
豊 岡	8.4	48 59	0		1 35	12 30	
岐 阜	8.4	59	0	1 30	1 35	12 30	
沼 津	8.95	49 01	-4	1 33		12 29	
龜 山	8.95	06	+1	1 34		12 26	
濱 松	9.1	03	-6	1 36		12 25	
神 戸	9.15	08	-1		1 42	12 23	eS 見へず
八 木	9.3	10	0		1 45	12 19	
平 壤	9.45	12	0		1 47	12 18	
洲 本	9.55	12	-1		1 45	12 19	
濱 田	9.6	14	+1	1 42	1 48	12 15	$1-19=P-$?
和 歌 山	9.65	14	0			12 18	$1-19=P-$?
仁 川	9.85	18	+1			12 11	$1-53=P-$?
廣 島	9.95	19	+1		1 52	12 14	
大 邱	10.05	21	+1	1 52	1 56	12 11	
高 知	10.5	26	0		1 56	12 08	eS 見へず
室 戸	10.7	28	0	1 55		12 07	
清 水	11.4	34	-3		$\begin{cases} 2 & 03 \\ 2 & 02 \end{cases}$	12 02	
大 連	12.3	45	-3			11 59	$2-20=P-$?
宮 崎	12.6	50	-1		2 15	11 49	
マニラ	32.15	53 02	+7		4 52	9 53	
徳 島	9.55				1 48	12 14	

第 二 表

(B 4) 昭和 8 年 3 月 12 日 04 時 32 分 45 秒 發 の 地 震

觀 測 所	Δ 度	+04 時 P	δP	P~eS	P~iS	P~ScS	記 事
		分 秒	秒	分 秒	分 秒	分 秒	
潮 岬	8-25	34 38	-2		1 31	11 57	
濱 松	8-65	51	+6			11 48	
八 木	9-15	50	0		1 36	11 47	
龜 山	9-2	50	0		1 38	11 47	
銚 子	9-25	51	0		1 38	11 40	
德 島	9-35	48	-4	1 37	1 44	11 49	
清 水	9-35	49	-3	1 37	1 42	11 47	
高 知	9-5	52	0	1 38	1 43	11 46	
神 戸	9-55	53	0	1 37	1 42	11 43	
岐 阜	9-6	55	+1	1 36	1 43	11 44	
京 都	9-6	56	+2	1 35		11 42	
熊 谷	9-75	54	-1			11 43	
宮 崎	9-9	56	-1		1 43	11 43	
水 戸	9-9	35 00	+3	1 39	1 45	11 34	
宮 津	10-2	34 59	-1		1 47	11 38	
長 野	10-45	35 02	0		1 49	11 38	
濱 田	11-3	10	-1	1 49	1 57	11 29	
輪 島	11-4	14	+2	1 54		11 27	
仙 臺	11-75	18	+2			11 21	2-09 = P - ?
那 覇	11-85	18	+1	1 58	2 06	11 26	
秋 田	13-25	33	+1		2 17	11 14	eS 見へず
仁 川	16-3	59	-4			10 52	2-30 = P - ?
旭 川	17-35	36 19			2 55	10 40	
平 壤	17-85	17	-2	2 52		10 41	
大 連	20-35	42	-2	3 15		11 20	
福 島	11-3				1 53	11 24	

3. 震 央 並 び に 震 源 の 深 さ

著者は前に掲げた ScS 波の観測表に基きて此の震波に関する走時曲線を作成せんとするものであるが、先づ順序として之等各地震に關し震央の位置並びに震源の深さを決定することを要す。

震央位置の決定に關して、震央附近に多くの観測所のある場合に於いては主として等發震時線が用ひられ其中心を以て震央とした。然しながら遙か洋上に震央がある場合には比較的遠地の観測材料も参照せねばならぬ故計算に依つて決定した。今發震時刻の等しいと認められる二點の緯度、經度を (φ_1, λ_1) , (φ_2, λ_2) とし、同様な他のそれを (φ_3, λ_3) , (φ_4, λ_4)

第一圖 ScS 波の出現せる地震記象

とすれば、震央の位置 (φ_N, λ_E) は次の式に依つて與へられる。

$$\left. \begin{aligned} \lambda_E &= \text{arctg} \frac{(a_1 - a_2)(c_3 - c_4) - (a_3 - a_4)(c_1 - c_2)}{(b_3 - b_4)(c_1 - c_2) - (b_1 - b_2)(c_3 - c_4)}, \\ \varphi_N &= \text{arctg} \frac{(a_1 - a_2) \cos \lambda_E + (b_1 - b_2) \sin \lambda_E}{c_2 - c_1} \end{aligned} \right\} \dots \dots \dots (1)$$

但し $a_i = \cos \varphi_i \cos \lambda_i$, $b_i = \cos \varphi_i \sin \lambda_i$, $c_i = \sin \varphi$ 北緯及び東經を「+」に採る。
 斯の式に依つて與へられた震央 (λ_E, φ_N) の一群を地圖上に記入し其の中心を以つて震央と定めた。第二表 A 3, 及び A 6 の震央は斯様にして求めたものである。然し實際には斯の式によるよりも次の方法に依る方が簡便である。即ち等發震時の二點より等距離にある

軌跡を次の式に従ひ地圖上に描きそれ等の交點群の中心を求むるのである。

$$(a_1 - a_2) \cos \lambda + (b_1 - b_2) \sin \lambda + (c_1 - c_2) \tan \varphi = 0 \quad \dots\dots\dots (2)$$

斯の式の應用に關しては等發震時の二地點より震央を見込む角が相當大なることを必要とする。等發震時の二地點を見出すために概然的の震央と或る觀測所とを結ぶ地球の大圓の弧の向きを知るためには次の式を用ひた

$$A \cos \lambda + B \sin \lambda + C \tan \varphi = 0 \quad \dots\dots\dots (3)$$

$$\text{但し} \quad A = b_1 c_2 - b_2 c_1, \quad B = c_1 a_2 - c_2 a_1, \quad C = a_1 b_2 - a_2 b_1$$

a, b, c は前述のものと同一である。斯様にして震央が決定された上は各觀測所の震央距離を地圖上或は計算にて適宜震央距離を求め各震波に對する走時曲線を引くことが出来る。次に第二表中の主なる地震につき走時曲線圖を示す。但し第二表以外に氣象要覽の表をも用ひた。之等の各走時曲線圖の中に ScS 波の走時曲線が非常に明瞭に求められた事が了解されるであらう。但し該曲線の位置は適宜下方に描かれてゐる。

次に震源の深さを求めた方法を説明せん。之には三つの方法が用ひられた。其の第一は V. C. Stechschulte の方法⁽¹⁾、第二は震央に於ける初期微動時間を用ひる法、第三は和達、鷺坂、益田の計算せる走時曲線と比較する方法である。先づ第一のものから説明すべし。

第二圖 八丈島南西沖の深發地震の走時曲線

(1) Bull. Seis. Soc. Amer., Vol. 22, No. 2, p. 81 (1932).

第三圖 志摩半島沖の深発地震の走時曲線

第四圖 日本海北部(ウラヂオ北東方)の地震

之は Mohorovičić の還元走時曲線の思想に基くもので、或る震波例へば P 波につきて第五圖甲の如き走時曲線が得られたとすれば深發地震に關しては必ず彎曲點が存在し之を B_1 點とし其の震央距離を Δi とすれば之は乙圖に於いて震源 F から水平に出た震波線 FB

第五圖 甲圖

乙圖

或は FB' の有する震央距離 EB 或は EB' に相當する。但し乙圖は震源 F と地球の中心 O とを含む地球の截断面にして E は其の震央である。今任意の震波線 $AFMA'$ を考へるときは地表面の二點 A 及び A' に射出する此の射出角は相等しと考へられる。それを e_0 とす。又其の A 及び A' 點の有する震央距離を Δ_s, Δ とすれば Δi は必ず此の二つのものの中間の値を取るべきである、即ち $\Delta_s < \Delta i < \Delta$ となる。走時曲線上に於ける之等の觀測點に對應する A_1 及び A_1' に於ける見掛の震波速度 $\frac{\partial \Delta}{\partial T}$ は其の地點の射出角に關係し次の如く置かれるが故に相等し

$$\alpha = \cos e_0 = V_0 \sqrt{\frac{\partial \Delta}{\partial T}} \dots \dots \dots (4)$$

此處に V_0 は地表に於ける震波速度を意味する。然れば走時曲線上 B_1 に對して一方の側の任意の點例へば A_1 を選び其の見掛の速度を $\left(\frac{\partial \Delta}{\partial T}\right)_{\Delta_s}$ とすれば之に應じて A_1' の側に $\left(\frac{\partial \Delta}{\partial T}\right)_{\Delta_s}$ に等しき見掛の速度 $\left(\frac{\partial \Delta}{\partial T}\right)_{\Delta}$ を有する A_1' の如き點が必ず存在する事は甲圖と乙圖を對稱して知ることが出来る。

然れば一定の深さを有する地震に關し任意の見掛の速度 $\frac{\partial \Delta}{\partial T}$ を與ふるとに之に應ずる二つの震央距離 Δ_s, Δ が存在する。今此の三量の組の多くの値を見出すときは

$$\frac{\partial \Delta}{\partial T} = f(\Delta_s, \Delta) \dots \dots \dots (5)$$

なる關係を示す平面圖形を描くことが出来る。例へば Δ を横軸に Δ_s を縦軸に採れば一つの曲線を得て $\frac{\partial \Delta}{\partial T}$ は其の曲線上の位置によりて定まることとなる。次に深さ H を

第 六 圖 Δs と Δ 或は $\frac{\partial \Delta}{\partial T}$ より H を求むる圖表

變化せしめて同様の曲線を得て圖示すれば第六圖の如くなる。

著者が第六圖を作成した手段の大要を述ぶるに、震波速度が深さと共に増加するといふ假定の下に次の關係式がある。

$$\theta = -\alpha \int_1^{\rho} \frac{d\rho}{\rho \sqrt{v^2 \rho^2 - \alpha^2}} \quad \dots \dots \dots (6)$$

$$\rho = \frac{r}{R}, \quad v = \frac{v_0}{v} = f(\rho)$$

但し式中の文字は通常用ひられる記號にして第五圖乙によりて明かなり。今次の如く ρ に應ずる速度を假定する

$$v = \frac{v_0}{v} = \frac{\lambda}{1 - \mu \rho} \quad \dots \dots \dots (7)$$

此の値を (6) 式に代入して之を解けば

$$\theta = \arcsin \alpha \frac{\frac{1}{\rho} - \mu}{\lambda} - \frac{\mu \alpha}{\sqrt{A}} \arcsin \frac{\mu \alpha^2 - A \rho}{\alpha \lambda} + K(\alpha) \quad \dots \dots \dots (8)$$

但し

$$K(\alpha) = -\arcsin \alpha \frac{1 - \mu}{\lambda} + \frac{\mu \alpha}{\sqrt{A}} \arcsin \frac{\mu \alpha^2 - A}{\alpha \lambda}$$

$$A = \mu^2 c^2 - \lambda^2 > 0$$

特に最深點 $\rho = \rho_m = r_m/R$ に對して $\theta = \theta$ と記せば

$$\theta = \left(1 - \frac{\mu\alpha}{\sqrt{A}}\right) \frac{\pi}{2} + K(\alpha) \dots \dots \dots (9)$$

掘一定の深さ H を震源とするとき、之を通る任意の射出角を有する震波線を考へるに (8) 式により θ 即ち Δs が求められ、之に (9) 式を合せ用ひて $2\theta - \theta$ 即ち Δ が求められ、之に應ずる見掛の速度は (4) 式に依つて與へられる。更に射出角 H を變へて此の計算を繰返せば第六圖に於ける一本の曲線を描くことが出来る。更に亦深さを變へて斯の手段を繰返して終に第六圖を完成することが出来る譯であるが、此處に地球の内部に於ける震波速度を必要とする。即ち (7) 式に於ける μ 及び λ を決定しなければならない。之には和達、沖兩氏⁽¹⁾ の P 波に關する結果を用ひ次の如く表はした

$$v = \frac{v_0}{v} = \frac{0.2116}{1 - 0.7883\rho}; \quad v_0 = 7.65 \text{ km/sec.}$$

ρ	H' km	H km	V 和 km/sec.	V 計 km/sec.	誤 差 km/sec.
0.975	158	208	8.31	8.36	-0.05
0.950	316	366	9.05	9.07	-0.02
0.925	474	524	9.80	9.79	+0.01
0.900	632	682	10.55	10.50	+0.05
0.875	790	840	11.11	11.21	+0.10

H は $H' + 50$ km. 即ち地表よりの深さ。 V 和は和達、沖兩氏の P の速度。

V 計は上式より計算せるもの。

此の式は實際上地表から 800 km 邊迄不都合なく表せる。但し v_0 は深さ 50 km の處の速度を示し之より浅き部分に對して松澤博士⁽²⁾ の說に従つて Pg(花崗岩層) P*(鹽基性層)の厚さ夫々 20 km 及び 30 km に對し、上の計算に多小の補正を施した。

斯くして第六圖即ち $\frac{\partial \Delta}{\partial T} \cdot \Delta$ 圖が完成された上は之に依つて震源の深さを求むることが出来る。例として第一表 A 1 即ち昭和三年三月二十九日の八丈島南西沖の地震を取扱ふ。今此の地震の走時曲線を引けば第二圖の如くなる。此の P 波の走時曲線より $\frac{\partial \Delta}{\partial T}$, Δs 及び Δ との幾組かを讀み取り次の表の如く二つづつ組合せ其れに對する H を求め其の平均を以つて求むる震源の深さとする。其の計算表は次頁の始めに示した。

次に震央の $P \sim S$ を用ふる方法について述べる。之に關して驚坂氏の表もあるが PS の比に關して後節に述べる意見があるので著者は之に依らず、研究の結果 $P/S = 1.794$ を用ふる事にした。

(1) 和達・沖：氣象集誌。第二輯，第十一卷，第一號。

(2) 松澤武雄：地，研，彙。第六號及び第七號。

$\frac{\partial \Delta}{\partial T}$	Δ_s	H	Δ_s	Δ	H
10.70	5.4	400	4.9	19.0	420
11.26	4.55	400	4.3	22.0	420
11.72	4.1	410	平均 $H=410$ km		

最後は和達, 鷺坂, 益田の諸氏の計算に依る走時曲線と比較する方法であるが之は第一表 A 6 の地震に關してのみ應用した, 其の故は此の表は $H=160$ km 位なれば餘りに實際と食違ひが無いと思へるからである.

之等の方法は各地震について適宜應用されたのであるが勿論併用されたる場合もある. 斯くして第一表或は第二表の各地震の觀測表の終りに附記せる震源の深さは求められたのである.

4. ScS 波を用ひての地球内核の深さ

第二表に掲げた ScS 波の觀測値より走時曲線を描き其の主なるものを示せば第二圖乃至第四圖の如くなる. 圖に見るが如く震央近くまで ScS 波の走時曲線は描かれ, 且つ Δ 軸に對する傾斜も小なるが故に震央に於ける ScS 波の發現時刻は比較的正確なものを簡單に求むることが出来る, 之を O_{ScS} と記號す. 又 O_p は震央に於ける發震時, F は震源の發震時である. O_p は走時曲線を震央まで延長して求むることが出来るが, 多くの走時曲線を比較對照して其の曲線の傾度には充分の注意を用ひた. 扨 O_p が求められれば和達, 沖の P 波の速度の表を用ひて前節に求めたる H に對する發震時 F を求むることが出来る. 逆に第一表 A 6 の地震の如きは和達氏等の走時曲線の走時と比較して先づ F を求め後 O_p を求めたのである. 但し此の表は A 6 の如き比較的淺い深發地震に對してのみ用ひた. 或は走時曲線の彎曲點の發震時より震源の發震時 F を求め, 次に O_p を求むる方法もある. これには和達, 沖兩氏の“地震波の走時に就いて”第二報の第二表が應用された. 斯様にして第二表の各地震の表の終りに記せる F, O_p, O_{ScS} 等は決定せられたものである.

次に之等の結果を一括して表示すれば第三表の如くなる. 此の表中 D は地表面より地球内核迄の深さを示す.

震央に於ける O_{ScS} が知れた以上, D は容易に求めることが出来る. 即ち次式に依つて與へられる

$$O_{ScS} + O_s - 2F = 2 \int_0^D \frac{dh}{v_s}$$

第 三 表

	<i>P</i>		震 央		<i>H</i>	<i>O_P</i>	<i>O_{ScS}</i>	<i>O_{ScL~F}</i>	<i>D</i>	
	年月日	時分秒	北緯	東經					(1)	(2)
A 1	(能和) 3 3 29	14 06 04	度 分 31 45	度 分 138 00	km 410	時 分 秒 14 06 56	時 分 秒 14 20 11	分 秒 14 07	km 2920	km 2890
A 2	4 6 3	06 38 35	34 00	137 12	345	06 39 20.5	06 52 54	14 19	2910	2880
A 3	6 2 20	14 33 29	44 18	135 35	345	14 34 13	14 47 48	14 19	2910	2880
A 4	6 6 2	11 37 53	35 58	137 30	240	11 38 25.5	11 52 33	14 40	2920	2890
A 5	7 7 25	17 24 40	35.4	135.6	350	17 25 25	17 38 56	14 16	2910	2880
A 6	8 3 19	00 51 31	32.3	139.5	160	00 51 54.5	01 06 30	15 00	2920	2890
								平 均	km 2915	km 2885

(1) と (2) の平均 2900 km.

但し dh は深さの増しを意味し, v_s は S 波の速度を表はす, 此の S 波の速度として, 和達, 沖⁽¹⁾ の表を用ひれば D は表中 (1) の如くなり, Witte⁽²⁾ の表によれば (2) の如くなり, 其の平均の値 2900 km を以て地球内核の深さとする. 但し上述の二つの表に於いては夫々 0-2700 km, 0-2800 km の間しか S の速度は與へられないが核の界面は判然と弾性的に其上層部分と不連続に境されて居る事は ScS 波の成生より見て考へ得られる事であり, 此の境界面迄は上部の S 波速度を外挿法で求めることは蓋し妥當を失しないであらう.

斯くして D は平均として 2900 km と求められたるも, 此の値の精度如何は主として S 波の速度分布の精度に關係して居る故仲々面倒な事柄である. 斯の D の吟味に關する一つの手段として著者は ScS 波と S 波とが一致して到達する震央距離 Δ_c に注目した. 此の目的のために A 1 の地震の研究をした Stechschulte の走時曲線及び A 3 の Scrase の走時曲線を顧慮した.

Stechschulte の走時曲線では ScS と S 波の走時曲線の一致するのは $\Delta_c = 84^\circ$ 内外であり, Scrase のでは $\Delta_c = 83^\circ$ 位と求められる. 但し Scrase は此點迄 ScS 波の走時曲線を延長して居ない. A 1 は $H = 410$ km であるから $\Delta_c = 84^\circ$ に對應する Δ_s は約一度で, A 3 は $H = 345$ km で $\Delta_c = 83^\circ$ に對して Δ_s は一度未滿である. 然れば之等の震波線が地表面から發したものとすれば其の震央距離は $\Delta_c + \Delta_s$ となり約 84° か 85° である. 和達, 沖兩氏の S 波の最深點と Δ との關係圖に依れば $\Delta = 84^\circ$ に對する頂點深點は約 2300 km である. 此の波の経路は反射波の経路と合致すべきである. 然るに著者の求めた地球内核の深さ 2900 km との間には 600 km の相違がある. 之には種々の原因が考へられるが其の一つは S 波の経路が深い所に於いてもつと彎曲するやうな傳播, 即ち深い所に於ける S 波

(1) 前掲.

(2) H. Witte: Nachr. d. Ges. d. Wiss. zu Göttingen. Math.-Phys. Klasse. 1932. Heft 2, S. 199-241.

の傳播がもつと速いことが要求される。然るときは著者の D も幾分増加するが二者の間に合一點が見出される。

次に PcP と P の一致點に注意する。A 3 の地震に於ける Serase の走時曲線に於いて、此の二つの波は $\Delta = 88^\circ \sim 90^\circ$ で一致して居る。 $\Delta_s = 1^\circ$ であるから和達、沖の表で P 波の頂點深點は 2700–2800 km となり、著者の求めた D の値と誤差の範圍で一致する。

5. $P \sim iS$, $P \sim ScS$ 圖 或は H, Δ 圖

第二表に掲げたる地震の走時曲線を第二圖第三圖，第四圖の如く描き，各 Δ に對應する $P \sim iS$ $P \sim ScS$ を読み取るときは一個の地震即ち H が與へられたるものにつき Δ , $P \sim iS$, $P \sim ScS$ の組の一系を得べし， n 個の地震に關しては

$$H, \Delta, P \sim iS, P \sim ScS$$

の組の n 系を得る。斯くして求めたる値を表示すれば第四表の如くなる

第 四 表

H_{km}	160		240		260		310		345		350		410		510		H
Δ	$P \sim iS$	$P \sim ScS$	$P \sim iS$	$P \sim ScS$	$P \sim iS$	$P \sim ScS$	$P \sim iS$	$P \sim ScS$	$P \sim iS$	$P \sim ScS$	$P \sim iS$	$P \sim ScS$	$P \sim iS$	$P \sim ScS$	$P \sim iS$	$P \sim ScS$	Δ
度	分秒	分秒															度
0	0 18	14 35	0 26	14 06	0 28	14 00	0 32	13 44	0 35	13 34	0 36	13 30	0 41	13 16	0 49	12 49	0
2	0 27	14 23	0 34	13 56	0 36	13 50	0 40	13 36	0 42	13 27	0 43	13 23	0 47	13 09	0 53	12 44	2
3	0 36	14 11	0 42	13 46	0 43	13 40	0 46	13 28	0 48	13 20	0 49	13 15	0 52	13 03	0 57	12 39	3
4	0 46	13 59	0 51	13 36	0 52	13 30	0 54	13 19	0 55	13 11	0 56	12 06	0 59	12 54	1 03	12 32	4
5	0 58	13 45	1 01	13 24	1 02	13 19	1 03	13 08	1 04	13 00	1 04	12 55	1 06	12 45	1 09	12 25	5
6	1 09	13 32	1 11	13 12	1 11	13 08	1 12	12 58	1 13	12 50	1 13	12 46	1 14	12 36	1 15	12 18	6
7	1 19	13 20	1 20	13 02	1 20	12 58	1 21	12 47	1 21	12 40	1 22	12 36	1 22	12 26	1 23	12 09	7
8	1 31	13 07	1 31	12 50	1 31	12 46	1 31	12 36	1 31	12 29	1 31	12 25	1 31	12 16	1 31	12 00	8
9	1 43	12 54	1 42	12 38	1 42	12 34	1 41	12 24	1 41	12 18			1 40	12 06	1 39	11 51	9
10	1 53	12 43			1 52	12 23	1 51	12 14	1 51	12 07			1 50	11 55	1 49	11 41	10
11	2 04	12 31			2 02	12 12	2 01	12 03	2 01	11 57			1 59	11 46	1 57	11 32	11
12	2 16	12 20			2 13	12 02	2 12	11 53	2 11	11 47			2 09	11 36	2 07	11 23	12
13	2 26	12 10			2 23	11 52	2 21	11 43	2 21	11 38			2 19	11 27	2 17	11 14	13
14					2 33	11 43			2 30	11 28			2 28	11 18	2 26	11 05	14
15					2 42	11 34			2 39	11 20			2 37	11 09	2 34	10 57	15
16					2 51	11 26			2 48	11 13			2 46	11 02	2 43	10 50	16
17					3 00	11 18			2 57	11 05					2 52	10 42	17
18					3 08	11 11			3 05	10 59					3 00	10 35	18
19					3 16	11 05			3 13	10 53					3 08	10 29	19
20									3 21	10 46					3 16	10 22	20
21									3 29	10 39					3 24	10 16	21
22									3 36	10 33					3 32	10 10	22

此の四量の間には勿論函数關係がある。

$$\varphi(H, \Delta) = f(P \sim iS, P \sim ScS)$$

今 $P \sim ScS$ を横軸に、 $P \sim iS$ を縦軸とする直角平面座標を採れば其の座標の一點は H と Δ とを表はす。例へば第四表の深さ $H=345$ km の地表につき $P \sim iS$ と $P \sim ScS$ との關係を上座標に圖示すれば一つの直線に近き曲線を得る。而して此の曲線は深さ 345 km に關するもので、深さが違へば又別の之に殆んど平行の曲線を得る。斯の手段を繰返して一つの曲線群を得た。第七圖は乃ち之である。此の曲線に平行の方向に Δ が目盛られ直角の方向には深さが目盛りれることになる。然れば此の圖を用ひて一ヶ所の觀測値の $P \sim iS$ 及び $P \sim ScS$ より其の地震の H とそれに關する其の觀測所の Δ とを求めることが出来る。第二表の B 組の地震に對しては此の表が應用せられたのである。今其の結果を次に表示する。

第七圖 ($P \sim iS, P \sim ScS$) より (H, Δ) を求むる圖表

第五表

	F				震、央		H	O _P	O _{ScS}	O _{ScS-F}	D
	年	月	日	時 分 秒	北 緯	東 經					
B 1	7	4	5	4 16 38	30° 24'	135° 00'	410	04 17 30	04 30 45	14 07	(1, 2)の平均 2910
B 2	7	9	23	23 22 13	44 49	138 00	260	23 22 48	23 26 49	14 36	2910
B 3	7	11	13	13 47 00	43 48	136 34	310	13 47 41	13 51 25	14 25	2900
B 4	8	3	12	4 32 45	26 29	140 53	510	04 33 47	04 46 32	13 47	—

斯くして B 組の地震も明かになりたるが故に第七圖に補助として之等の地震の驗測結果も加へることが出來た。

6. 深發地震に於ける S 相發現狀態

深發地震の記象は P 及び S が明瞭なのが特徴の一つに數へられて居る。然るに各地の地震報告の $P \sim S$ 或は氣象要覽の掲載の初期微動時間は P に比して著しく不調和が走時曲線上に現はれる。併し注意して見ると此の不調和量は $4 \sim 6$ 秒であり此の數値は大方の場合に一定である。(第 2-4 圖の eS 及び iS 走時曲線参照)

鋭い波相を以て始まるものを iS とし其の前にある鈍い始りで振幅も小さい相を eS と記す。而して驗測者の考へに依り之等の相の何れを S と檢測するかにより發現時の相違を來たし従つて $P \sim S$ も異なる。又此の eS なる相は場所に依り或は地震計の種類に依つて殆んど認め難かつたりするものである。之等の事から上述の如き不調和が起るらしい。第七圖より H と Δ とを求めんとする時は $P \sim iS$ を用ひねばならない。

7. 結 論

(i) 深發地震に關し震央地附近の記録の終期微動中に突然として明瞭に現はれる孤獨波は ScS 波であること、且之が走時曲線を震央地附近に關して明かに求めたること。

(ii) 深發地震の ScS 波の走時曲線の震央に於ける値を用ひて、地球内核の地表面よりの深さ 2900 km を得たること、但し之には S 波の速度としては和達沖兩氏の表及び Witte の表を用ひた。

(iii) 深發地震に關し一箇所の觀測に於ける $P \sim iS$ と $P \sim ScS$ とから直ちに震央距離並びに震源の深さを求むる圖表を實測材料を基として案出した。

(iv) 深發地震に於ても S 波の發現狀態に於いて緩慢に現はれる eS と明瞭に出現する iS とが一般に存在することを認めた。

著者は擱筆に當りて貴重なる觀測資料を賜つた各測候所長に深甚の感謝と地震檢測に従事せられる同僚各位に敬意を表す

恩師藤原先生には色々御指導を辱し、且つ此の報文に對して絶大なる御配慮を賜つたり、此處に厚く感謝する。猶鷺坂氏には御紹介の勞を採られ、且つ色々注意されし事を御禮申上げる。赤松、清水兩技師の激勵及び仁川の武石君に負ふ所大なる事を明記して感謝の意を表す。

(於高知 昭和 8 年 10 月)