

報 時 震 驗

第 9 卷 第 4 號

昭和 8 年 12 月 5 日 宗谷海峽東方沖の深發地震に就て

杵 島 磨

内容 1. 緒言 2. 観測値 3. 震源の深さ、震央、發震時の決定 4. 走時 5. 發震機構 (i) 初動分布並に節線の決定 (ii) P,S 波振幅の計算 (iii) α と α' とが著しく相違する事に就て 6. ScS 波 7. 地表面反射波: (i) sP 波 (ii) 實測値及び計算値との比較 (iii) S₂ 波 8. 結語

1. 緒言 昭和 8 年 12 月 5 日 4 時 34 分頃、宗谷海峽東方沖に可成顯著な深發地震が勃發した。その震央は東徑 144.5° 北緯 46.4° で樺太の知床半島東方約 90 軒の沖合に當り、北海道の南半部より東北地方の北東部及び福島、水戸附近に人身感覺があつて所謂異常震域の現象を呈した。器械観測に於ては全世界の地震計に記録され、大規模な地震である事を物語つてゐる。

筆者は本邦各地観測所に於ける地震記象或ひはその複寫及び外國の地震報告を基として、可成豊富なる材料による本地震の驗震學的調査を行ふ事が出來た。茲に之等観測所の御好意に對し深謝する次第である。

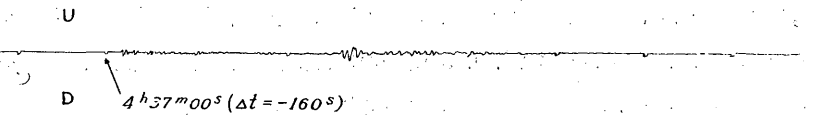
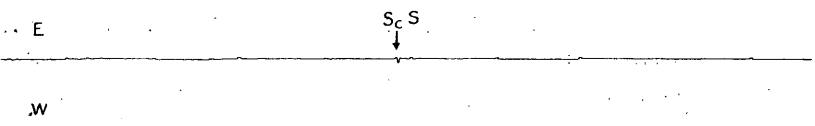
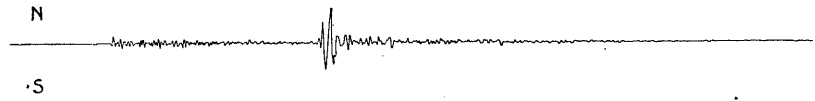
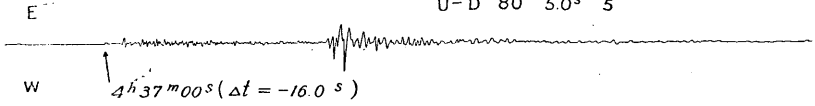
本地震に就ては既に宮本氏⁽¹⁾及び本多一竹花氏⁽²⁾に依る簡単な調査があり、又外國の二三の観測所ではその報告中に震央の位置震源の深さ等の概略値が求められてゐる。参考のために拔萃すれば次の様になる。

震深の深さ 340^{km}(宮本氏), 350^{km}(本多一竹花氏), 300—350^{km}(Württemberg 報告)

第 1 圖 (A) 宗谷海峽東方沖深發地震の地震記象の一例

京 都

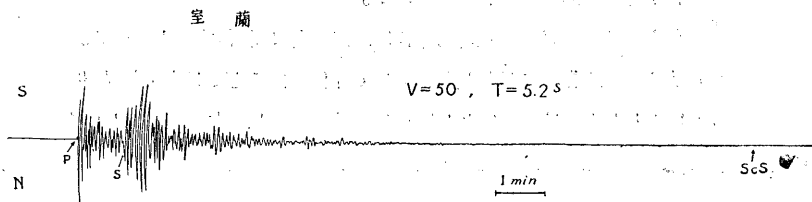
	V	T	v
N-S	80	5.0 ^s	5
E-W	80	5.0 ^s	3
U-D	80	5.0 ^s	5



震 央 46.6°N, 144.0°E(宮本氏), 45.4°N 144.0°E (本多一竹花氏), 47.5°N, 143.5°E(Würtemberg 報告), 63°N, 135°E(Union Geodeseque et Geophysique Internationale 報告)

2. 観測値 本地震の観測値は氣象要覽に精しく掲載されてゐるが筆者等は原記象紙或ひはその寫しにより第1表に示す如き結果を得た之を氣象要覽と比較すれば大體に於て一致する。本地震初動には所謂變異相が顯はれ、(第1圖(B))

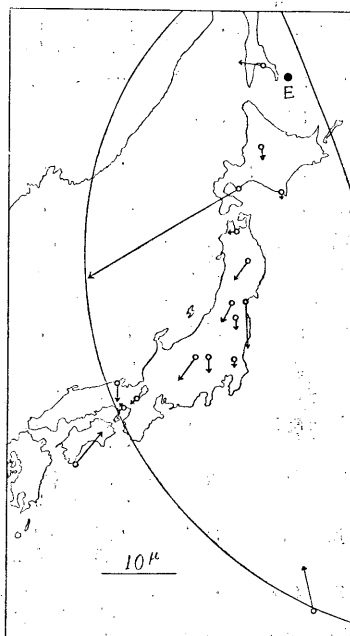
第1圖(B)



参照) 震央に近い北海道東北地方に於ては先づ微細な動きが顯はれ約1秒後明瞭な相が出現してゐる。變異相に就ては古くから種々の議論が行はれてゐるが、かかる變異相から求められた初動の方向は震央一観測所の方向に對して統一なき分布を示してゐるに反し、本地震では多くの場合次の明瞭相と向きを等しくしてゐる第2圖。本調査に於ては後者の明瞭相を以つて初動と見做してゐる。

次に變異相の顯はれない初動は上記の明瞭相に對等するものと考へる。而して其の場合の相が ep なるものには *印を附して表記する。尙多くの地震記象中には上記の分類のみでは表す事の出来ないものもあるが煩雜をさける爲に以上の分

第2圖 變位相の初動分布



類に従つた。外國資料の記事は報告を其の儘に掲載したものである。

第 1 表 観 測 値

(註) (1) P_1 : 所謂 p の初動, 地震記象上最も早く現はれた相, 發震時は之を表はす。變異相がある場合は夫が P_1 に當り, 1-2 秒後の最顯著相は ip とし, 之を本地震の初動の計算に用ふる。

變異相がない時の P_1 (ep , ip) は上記の ip に相當すると考へる。

(2) 表中括弧を附せるは變異相, *印は ep 何も附せざるは ip , ip なり

(3) { としたものは何れにもとれるが二行のうち上の方が確からしいもの。

観測所	震央距離	P 相 發震時 <small>秒</small>	P 相 振 幅			S 相 振 幅			$iP-P_1$	S_1-P_1	$ScS-P_1$
			E	N	Z	E	N	Z			
羽 幌	279	34 33.0	+ 67.0	+ 152.5	—	—	—	—	—	46.2	—
大 泊	123	34.4	(- 3.3) - 24.0	(+ 0.7) + 6.5	—	—	164 - 143	—	1.1	36.0	13 27.5
根 室	361	54.4	+ 2.2	- 7.9	—	—	382 - 62	—	—	47.6	13 16.7
旭 川	337	58.3	—	(- 1.6) - 176	—	—	420 + 460	—	1.8	47.5	—
帶 廣	398	35 06.0	- 27.5	+ 192	—	—	—	—	—	—	—
釧 路	378	—	- 32	- 36	—	—	—	—	—	46.5	—
札 幌	441	67.5	- 146	- 303	+ 426	—	—	—	—	47.0	—
浦 河	487	11.9	—	(- 0.8) - 100	—	—	—	—	1.0	58.8	13 06
敷 香	325	15.0	- 30	+ 31	—	—	—	—	—	—	—
室 蘭	525	18.7	(- 20.0) - 162	(- 15.0) - 392	—	—	- 116 + 150	—	1.3	58.0	—
函 館	587	23.0	(+ 8) - 40	(+ 14.0) - 90	—	—	—	—	—	51.7	12 27.0
青 森	684	28.6	(- 1.0) - 42	(微) - 92	—	—	—	—	1.4	64.0	12 48
盛 岡	743	39.5	(- 2.1) - 10.5	(- 2.1) - 59.9	+ 46.3	—	134 + 33 - 66	—	1.0	74.0	12 42.7
秋 田	817	45.2	—	—	(+ 5.5) + 77.5	—	—	—	1.4	80.0	—
山 形	962	56.7	(- 1.3) - 26.7	(- 2.3) - 66.5	—	—	88.3 + 18.4	—	1.4	95.6	12 32.4

観測所	震央距離	P相 発震時 4h+	P相振幅			S相振幅			$iP-P_1$	S_1-P_1	$ScS-P_1$
			E	N	Z	E	N	Z			
仙臺	947	35 57.2	(- 微) - 29.5	(- 6) - 92.5	(+ 5.7) + 76.0	- 89.5	(- 31.3) + 60		0.9	90.5	12 24
福島	1012	36 04.1	(- 微) - 9.6	(- 1.3) - 37.7	(+ 0.8) + 12.8				1.1	98.0	12 18.3
新潟	1037	11.0	- 10	- 72.0		+ 214	+ 286			112.0	
伏木	1227	12.6	- 22.3	- 12.5		+ 47.3	+ 150			120.0	11 54
						- 214					
高田	1149	18.0	* 6.0	* 8.0						120.0	
水戸	1182	19.0	- 12.8	- 17.9		- 285	- 95			121.0	
宇都宮	1153	21.4	- 6	- 8						109	
柿岡	1181	22.4	(- 微) - 8.0	(- ca.1) - 28.6	(+ 0.6) + 18.8	+ 37.0	+ 35.7		1.2	118	
筑波山	1187	22.6	- 6.4	- 25.7		- 37.2	+ 48.0			119	
輪島	1175	22.8	- 26.5	- 37.3		- 103	+ 53			116.0	12 04
小名濱	1086	23.0									
前橋	1193	24.0	(- 微) - 5.6	(- 2.2) - 17.4	(+ 4.3) + 61.0	+ 34.8	+ 7.9	+ 58.0	1.1	123.5	12 06
熊ヶ谷	1210	25.2	0.0	- 11.4	+ 62.5	+ 7.2	+ 92.7			120.0	
長野	1193	27.0									
銚子	1220	27.2	- 13.9	- 41.0	+ 26.3					113.0	
追分	1215	27.8	(- 2.3) - 53.0	(- 2.8) - 80.0							
									1.2		
東京	1251	30.4	- 4.6	- 17.3							
横濱	1280	34.0	* 3.3	- 16.0	+ 31.0	+ 57.3	+ 160			120	
甲府	1290	34.1	(- 4.3) - 17.9	- 17.1		+ 110	+ 87.2				
									1.5	126.5	1155.5(E)
松本	1245	35.7	- 24	- 24		- 182	- 82			98.0	51.8(N)
高山	1282	36.8									
富崎	1334	37.9									
三島	1298	38.8	- 2.9	- 11.3	+ 10.7	+ 21.2	- 18.2			126.0	11 48.0
沼津	1337		- 1.2	- 9.6	+ 2.3	+ 57.7	+ 30.8			129.0	11 48.0
名古屋	1390	46.7	- 21.7	- 8.0	+ 11.6	+ 24.4	+ 28.5	+ 9.2		137.0	11 39
御前崎	1409	46.5									
彦根	1409	47.5	- 6.7	- 10.2	+ 10.2	+ 43.5		+ 20.6		138.0	11 43
濱松	1412	48.3	* 3.9	* 7.3	* 3.0	+ 19.5	+ 12.2	+ 5.0 - 10		135.0	11 42
豊岡	1443	50.7	(- 微) - 10.3	(- 2.6) - 25.3	(+ 2) - 24.2	+ 10.9	+ 21.2	- 61.2		140	11 39.8

観測所	震央 距離	P 相 発震時	P 相 振 幅			S 相 振 幅			$iP-P_1$	S_1-P_1	S_0S-P_1
			E	N	Z	E	N	Z			
龜 山	1443	51.3	- 8.8	- 6.9	+14.3	+ 35.3	+ 62.5	-40.0		139 142	11 39.5
京 都	1454	52.3	(- 0.8)	(- 0.5)	(+ 1.3)	+ 17.5	+ 5.0			139	11 40.5
大阪(測)	1499	57.7	- 10	- 5.6						148	
大阪(支)	1497	57.9	(+ 21.7)	(+ 11.1)	(- 6.4)					148	11 36.0
神 戸	1512	57.9	(- 1)	(+ 1)	(+ 1)	+ 30	- 30.5	- 17.1		145	11 33.5
境	1520	37 00.6	- 20	- 12.5		+ 59	+ 99			161	
洲 本	1557	01.5	(+ 0.5)	(+ 1.8)	(-0.9)						11 31.7
八丈島	1523	01.6	- 4.5	- 37.8		- 10	+ 39.2			158	
岡 山	1558	05.8*	+ 1.5*	+ 4.0						161	
潮 岬	1610	07.2	- 3.8	+ 2.9	- 5.4	+ 13.3	- 7.1			155	11 26.3
廣 島	1668	12.4								166	11 20.0
濱 田	1640	13.5	+ 0.8	+ 2.9		+ 12.1	微			163	11 21.9
高 知	1694	16.0	+ 1.4	+ 3.9	- 4.3	+ 8.6	- 21.4			155	
松 山	1694	17.9	+ 5.0	+ 2.5	- 6.2	+ 36.6	+ 17.6			164	11 21.0
下 關	1785	22.4								177	11 16
仁 川	1759	23.8	+ 9.2	+ 7.1	-10.5	+ 16.6	- 2.8			171	
清 水	1771		(+ 3.6)	(+ 4.0)	(- 3.1)	+ 7.1				170	11 13.2
福岡(測)	1848	26.9	+ 11.2	+ 13.3	-14.3						
福岡(支)	1840	31.6	+ 3.2	+ 10.0			+ 6.2			175	
熊 本	1899	31.8	+ 0.6	+ 13.6	- 0.8	+ 10.8	+ 14.3			175	11 9.5
長 崎	1954	38.2	+ 5.2	+ 7.8	-14.5	- 26.3	+ 17.8	+ 8.1		178.5	11 4.4
宮 崎	1949	42.6	+ 4.8	+ 6.0	-11.8	+ 6	+ 7.2			185	11 2.2
鹿兒島	2026	42.8	+ 4.4	+ 10	-12.5	+ 12.5	+ 9.4			184	10 59.0
富 江	2024	49.6	+ 5.4	+ 14.2	- 9.7					193	
父 島	2155	50.0	+ 2.9	+ 4.5						192	
名 瀨	2383	59.3	(- 0.8)	(+ 5.9)		0.0	+ 10.8		3.6	196	10 47.0
臺 北	3119	38 20.0	+ 1.9	+ 6.2	- 7.0	+ 4.9	+ 3.7		4.6	209	10 34.5
阿 里 山	3299	39 23.0								360	
沖 繩	2683		+ 3.7	+ 微						216	
臺 東	3353	39 01.0									
大 邱	1775		+ 0	+ 2.8							
			+ 6.3	+ 9.6		+ 5.0	+ 5.7			167	11 16.8

第 1 表(B) 外國觀測值

觀 測 所	震央距離 deg	記 事
Pasadena	71.0	iP(N,E,Z)19 ^b -44 ^m -38 ^s , iPcP(z)19-44-56, iP(E,Z)19-46-00, iS(N,E,Z)19-53-24, i(N,E)19-54-07, iP'P'(z)20-12-26, iScPcPP'(z)20-15-33, Comp.
Mount Wilson	71.0	iP(N,E,Z)19-44-39, iS(N,E,Z)19-53-24, Comp.
Riverside	71.7	iP(N,E,Z)19-44-41, eS(N,E)19-53-31 Comp.
Santa Barbara	70.0	iP(N,E)19-44-32,
La Jolla	72.4	eP(N,E,Z)19-44-46, eS(N,E)19-53-41,
Tinemaha	68.9	iP(N,E,Z)19-44-27, iS(N,E)19-53-04, Comp.
Haiwee	69.8	ip(N,E,Z)19-44-31, iS(N,E,Z)19-53-10 Comp.
La Paz	140.2	eP(N)19-52-48, PRI(N)19-55-52, ScPcS 19-59-48, F Ca. 20 $\frac{1}{2}$
Zi-ka-wei	22.8	iP(z)19-38-39, i(Z)19-39 dila.
Württemberg	78.0	iP(z), eP(N)19-45-17, e19-45-31, epP19-46-34, iS(E,N)19-54-33, iPS(E,N)19-55-00, esS19-57.0, esSS 20-03.0,
Strasbourg	78.0	eP19-45-24; i19-47-23, iS19-54-49, m ₁ 19-54-42, iPS 19-55-04, m ₂ 19-55-09, eL20-07, F21 ^b 20,
Batavia	61.8	iP(z)19-43-42, iP19-43-44, i(z)19-45-00, S 19-51-40, i19-53-41, F20-1, dila.
Manila	36.9	iP(N,E,Z)19-40-39, iS(N,E,Z)19-46-01, iL(N,E)19-50-00, F 21-10,
Wien	75.2	iP(z)19-45-04, i(e)19-47-10, PP19-48-18, S 19-54-15, ScS19-55-03 Comp.
Göttingen	74.7	i(E,N)19-54-06, i(E)19-54-38, e(E,N)19-56-36, eL(E,N)20-05, F(N)20.6,
Saint Louis	82.4	iP(E,N)19-45-46, epP(N)19-45-53, i19-46-03, iS(E,N)19-55-29, esS 19-55-42, i19-56-10, F20-10,
Florence Xim.	81.5	eP 19-45-00, iS 19-55-14,
Trieste	78.4	iP 19-45-20.3, S 19-54-42.5,
Zürich	78.8	eP 19-45-20.5, S 19-54-58.8,
Coire	78.9	eP 19-45-22.9, S 19-54-50.9,
Neuchatel	79.6	eP 19-45-26.9, S 19.55-04.0,
Toledo	86.5	iP 19-46-17, S 19-56-14,
Tunis	87.4	e 19-56-12,

観測所	震央距離 deg	記 事
New York	86.8	iP(z)19-46-02, iS(e)19-55-52 i(e)19-56-06,
Ottawa	82.1	iP(N)19-45-38, iS 19-55-20, SR ₂ 20-05, eL 20-11, F 20-33,
Fordham	89.7	iP 19-46-02, iS 19-55-55,
Georgetown	87.4	iP(N,E,Z)19-46-02, iS(N,E,Z)19-55-55, i(z)19-56-12,
Madison	79.1	iP 19-45-24, iS 19-54-49, e 19-56-30,
Melbourne	83.9	i 19-55-45, i 19-58-5,
Sucre	143.9	P 19-52-49, PRI 19-56-01,
Amboina	51.7	iP 19-42-17, iS 19-49-10, F 19-57,
Medan	57.9	iP 19-43-20, i 19-43-55, iS 19-49-56, F 20-3,
Belgique	77.1	eP 19-45.2, iS 19-54-30, F 20-45,
Hamburg	72.0	i(N)19-53-48, F 20.5,
Toronto	83.4	eP(N)19-45-39, iS 19-55-16, eL 20-09-48, iL 20-15-40, F 20-42,
Taunus	—	? 19-54.9,
Graz	76.5	iP 19-45-13, eS 19-47-11, M ₁ 19-54-30, M ₂ 19-54-54, F 20-5,
Ernst Lindenburg	65.2	eP 19-44-11, iS 19-52-14, i 19-53-19, eL 20-6.5, F 20.5,
Paris	76.6	e 19-54-55, L 20-5, F 21.4,
Saskatoon	—	iP 19-44-05, iS 19-52-15,

〔註〕 時刻は Greenwich Mean Time, Comp. は密波, dila. 疎波の略, 小括弧内 N, E, Z は夫々南北, 東西, 上下動の成分観測を示す。

3. 震源の深さ, 震央の位置, 及び始震時の決定 震央が内陸にあり, 震央附近に観測所が豊富な場合では, 浅い地震に就つて P 相等發震時或ひは等 P-S を用ひて地圖上から震央の位置を求める事は甚だ容易であるが, 本地震の如く震央が海上にあつて且つ近地の観測所が一方に偏してゐる様なものでは和達先生の指摘された様な順序⁽³⁾にて深發地震の三要素を決定するのが最も適當であると考へる。即ち先づ概略の震央を求め, 遠地観測の反射波 pP, sP, 等を用ひて震波走時表に依り震源の深さを定め, 次に S-P より観測所の Δ を導けば震央, 震源に於ける始震時等は容易に求める事が出来る。

借以上の方法を本地震に就て當てはめてみる。先づ震央を $\varphi=46^{\circ}\text{N}$, $\lambda=144^{\circ}\text{E}$,

と假定し、外國觀測報告中より適當な反射波を拾つて震源の深さを求めると次の様になる。

Pasadena	71°0	pP-P=1 ^m 22 ^s	H=349 ^{km}	ScS-P=9 ^m 29 ^s	H=350 ^{km}
Strasbourg	78°0	sP-P=1 ^m 59 ^s	H=340		
Batavia	61.8	pP-P=1 ^m 18 ^s	H=347		
St. Louis	82°4	ScS-P=10 ^m 17 ^s	H=366		
Graz	76°5	sP-P=1 ^m 58 ^s	H=341		
Wien	75°2	sP-P=2 ^m 06 ^s	H=366		

以上の結果から $H=350$ 軒と推定する。是は第 1 表より得られた P 波の走時曲線 (第 5 圖の 1 参照) を満足するばかりでなく、ScS-P の走時が最もよくこの結果を裏書してゐる。(第 5 圖の 2 参照)

そこで、 $H=350$ 軒の S-P 走時表及び第 1 表中の S-P より各觀測所の Δ を求め、地圖上より震央の位置を定めてみると大體に於て 46.3N, 144.7E と推定されるが、觀測所が一方に偏在してゐる爲以上の値に對しては充分の信頼をおく事は出来ない。そこで E. Rosenthal, O. Klotz の方法を用ひ近地觀測 (本邦に於ける觀測を指す) 及び遠地觀測の兩方より獨立に震央の位置を定めた。

本方法は“Stereographische Projektion”では球面上の圓は再び圓として投影されるといふ原理に基き、數多くの觀測所の Δ から震央の緯度經度を定めるものである。

左圖に於て圓 O は地球の赤道で G より方位角 (經度) を測る事とする。今觀測所 $A_1(\varphi_1\lambda_1), A_2(\varphi_2\lambda_2)$ … について

$$d_i = \frac{\cos\varphi_i}{\sin\varphi_i + \cos\Delta_i} R$$

$$r_i = \frac{\sin\Delta_i}{\sin\varphi_i + \cos\Delta_i} R$$

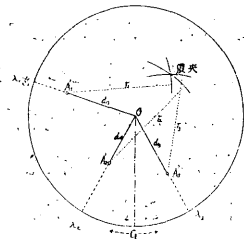
より d_i, r_i なる量を求め、 $OA_i = d_i, \angle GOA_i = \lambda_i$ にとれば A_i は觀測所の投影點となる。次に A_i を中心として半徑 r_i の圓を畫けば、かゝる圓の交點から震央が定められるのである。即ち震央の經度は圖上より直接測る事が出来、その緯度 φ_H は d_H を求むる事に依つて次の式から計算される。

$$\tan(45^\circ - \frac{\varphi_H}{2}) = d_H$$

格以上の方法を先づ我國の觀測値に就いて適應してみると、前に Δ から直接

第 3 圖

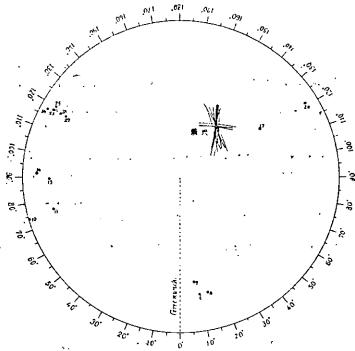
投影法によつて震央を決定する E. Rosenthal-O. Klotz の方法



地圖上に震央を求めた場合と同じく、圓の交點は甚しく錯綜して震央決定に多大の困難を伴つてくるが北海道樺太奥羽の觀測値を信頼して震央を定めると $\lambda = 144.2^{\circ}\text{E}$, $d_H = 0.400$, $\varphi = 46.4^{\circ}\text{N}$ となる。茲に西日本の觀測値に對しての信頼度を低くしたのは、この附近の S-P が走時表から求められる値に比し數秒の開きがあり、爲に r_i が大き過ぎる様な傾向が見えるからである。

第 4 圖

E. Rosenthal-O. Klotz の方法による本地震の震央の決定 (圖中の番號は第 1 表中外國觀測所の番號に該當す)



次に遠地觀測即ち亞米利加、歐洲、支那、マニラ南洋等の觀測値から震央を求めてみると、第 4 圖に見られる様に r_i 圓の交點は殆ど一點に近く、その値は $\lambda = 144.5^{\circ}$ $d_H = 0.400$, $\varphi = 46.4^{\circ}$ とな前に得た結果と略々一致してゐる。故に震央として

$$\lambda = 144.3^{\circ}\text{E}, \varphi = 46.4^{\circ}\text{N}$$

を用ふる事にする。第 1 表中の震央距離は以上の値により $\cos\Delta = aA + bB + cC$ から計算したもので、各觀測所の a, b, c は本邦では竹花氏の表、外國では The

Constants of seismological Observatories に據つた。尙各觀測所から求めた始震時の平均をとると $0 = 4^{\text{h}}33^{\text{m}}56.9^{\text{s}}$ (C.M.T) となる。

4. 走時 本邦附近に震央を有する地震の走時曲線については多くの人々によつてその検討が行はれ今更に喋々を要しないが、豊富な觀測材料と且つ我國觀測所の位置が震央に對して略々直線上にあるといふ特殊の事情にあるため、本地震の走時曲線について二三の調査を施してみた。先づ我國の觀測値により P, S-P, ScS-P の走時曲線を作ると第 5 圖の如くなる。圖中實線は各觀測値を満足する様に引いたもの點線は和達先生等の走時表によるものであるが P 波の方は兩者よく一致するので圖には一方のみを示す。但し震央附近では觀測値が甚しく散在して觀測の誤差ではないかと疑はれる節があり、一方又 $\Delta = 2000$ km 以上では觀測値は表から求めたものに比べて幾分遅れてゐる。次に S-P 走時曲線では $\Delta < 10^{\circ}$ に於て表の値の方が大きく $\Delta > 10^{\circ}$ ではその反對の傾向

が見られる，その差は最大6-7秒に達してゐる。

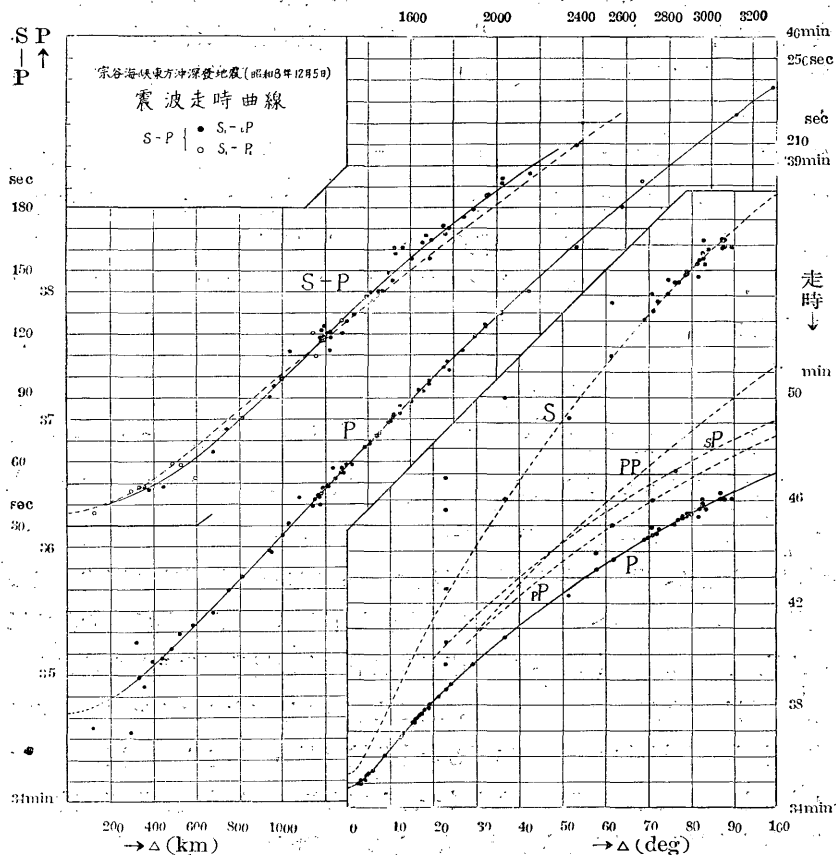
筆者は最初震央として $\varphi=46.2^{\circ}\text{N}$, $\lambda=144.0^{\circ}\text{E}$ を用ひて震央距離を計算し走時曲線を引いた處，S-P 走時曲線と走時表から求めた曲線との差異が著しいので，Stereography-sische Polarprojection により遠地観測値をも用ひて震央位置の再吟味を行ひ $\varphi=46.4^{\circ}\text{N}$, $\lambda=144.3^{\circ}\text{E}$ を得たのである。併しかく震央を變へても尙走時表との齟齬を來すのは第5圖の通りである。尙 $\varphi=46.2^{\circ}\text{N}$, $\lambda=144.0^{\circ}\text{E}$ では始震時は $34^{\text{m}}08^{\text{s}}$ となりPの走時曲線は第4圖と同程度に從來の走時表と一致する。

第 5 圖 の (I)

震波走時曲線

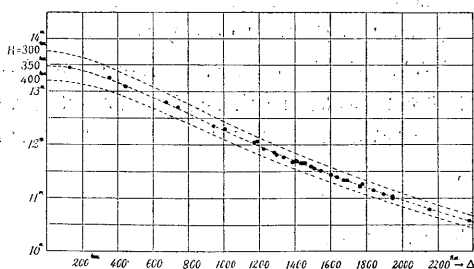
實線は實測値を満足する様に引いたもの

點線は $H=350$ 軒に對する和達，益田の走時表に據る



第 5 圖 の (2)

ScS-P (點線は和達博士等の走時表に據る)



が重つてゐる様であるため⁽⁹⁾ (第1表中の S_1, S_2 は之を意味するものである) P相の重複と相俟つて S-P を求めるのに多分の曖昧さが漂つてゐる事は疑はれない。併し乍ら筆者はこの點について特に注意を拂ひ驗測を行つた次第で、かかる原因から起る誤差は 1-2 秒に止り、5 秒を越す様な差異は之によつては説明されない。

然らばかかる S-P の遅れは如何にして起るものであらうか。先づ我等の頭に浮ぶものは震波速度の異常變化である。簡單のために深さによる震波速度の變化はないものとし、P, S 波の基準速度を V_0, \mathfrak{S}_0 、特殊方面に對する震波速度を V_1, \mathfrak{S}_1 、且 $V_1 = kV_0, \mathfrak{S}_1 = k\mathfrak{S}_0$ の關係があるものとすれば震央距離 Δ に於ける兩者による S-P 走時の差は

$$\delta T = T_0 \left(\frac{1}{k} - 1 \right)$$

となる。但し T_0 は基準速度による S-P 走時である。今 $\Delta = 1600 \text{ km}$ で $\delta T = 5 \text{ sec}$ とすれば $k = 0.967$ となる。一方 $\mathfrak{S}_1 = \mathfrak{S}_0, V_1 = kV_0$ とすれば $\delta T = \frac{\Delta}{V_0} \left(1 - \frac{1}{k} \right)$ となり前記の關係より $V_0 = 5 \text{ km/sec}$ で $k = 1.015, V_0 = 8 \text{ km/sec}$ で $k = 1.025$ となる。その他色々な場合が考へられるが兎に角震波の遅速を以つて或る程度の説明は與へられる譯である。併し乍ら本地震が深發地震である以上、上述の假定は面白くない。震波速度の水平方向の異常變化よりも垂直方向の夫に着目した方が至當の様である。茲では事實を指摘するに止めておく。⁽¹⁰⁾

次に外國の資料を加へて遠地に互る走時曲線を引いてみると第5圖の右下に示すものとなり、走時表の結果とよく一致してゐる。尙後章發震機巧を論ずるに當り震央距離と震源に於ける射出角 θ との關係を知るために同曲線より Δ

=100° 迄の $dT/d\Delta$ を求めた。 e は震波線の射出角とす。

$$\cos e_0 = v_0 \frac{dT}{d\Delta}, \quad \cos e = \sin \theta = \frac{R}{R-H} \frac{v_H}{v_0} \cos e_0$$

より Δ に対する θ を求める表を作つた (第 2 表) 但し $v_0 = 3.2 \text{ km/sec}$ $v_H = 8.96 \text{ km/sec}$, R は地球半径, H は震源の深さ θ は震源に於て震波線が鉛直線となす角

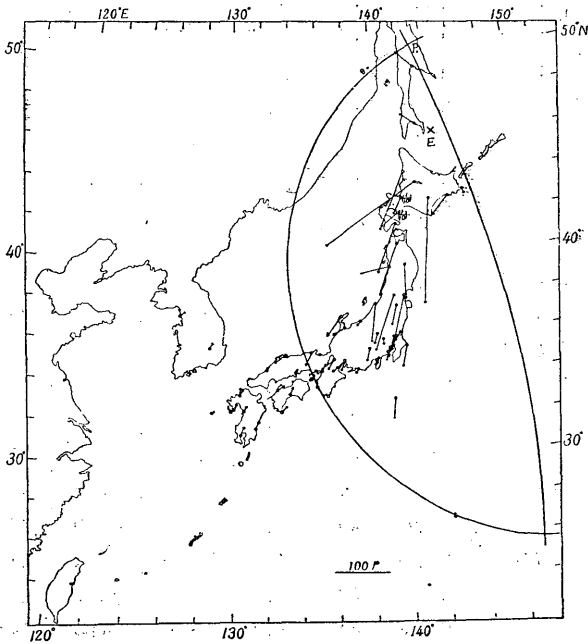
第 2 表 $H = 350$ 軒の走時表及び震源に於ける出射角

Δ deg	$dT/d\Delta$ sec/deg	$\cos e_0$	$\cos e$	θ deg	Δ deg	$dT/d\Delta$ sec/deg	$\cos e_0$	$\cos e$	θ deg
1	3.25	0.0935	0.2691	15.68	27	8.99	2587	7442	131.91
2	5.78	1663	4784	28.58	28	8.88	2555	7350	132.70
3	7.63	2196	6517	39.18	29	8.78	2527	7269	133.37
4	9.40	2705	7781	51.08	30	8.68	2498	7186	134.07
5	10.70	3079	8857	62.33	31	8.59	2472	7111	134.69
6	11.51	3312	9528	72.33	32	8.50	2446	7036	135.28
7	11.94	3436	9884	81.23	33	8.42	2423	6970	135.82
8	12.08	3476	9999	89.38	34	8.33	2397	6895	136.42
9	12.03	3462	9959	95.20	35	8.25	2374	6829	136.92
10	11.90	3425	9851	99.90	36	8.18	2354	6772	137.38
11	11.71	3370	9694	104.20	37	8.11	2332	6708	137.86
12	11.50	3309	9519	107.85	38	8.04	2314	6657	138.27
13	11.29	3249	9346	110.83	39	7.97	2294	6599	138.70
14	11.09	3191	9180	113.22	40	7.89	2271	6533	139.20
15	10.89	3134	9016	115.63	41	7.82	2250	6473	139.66
16	10.70	3079	8857	117.67	42	7.75	2230	6415	140.10
17	10.52	3027	8708	119.43	43	7.68	2210	6358	140.52
18	10.34	2976	8561	121.12	44	7.61	2190	6300	140.95
19	10.17	2927	8420	122.63	45	7.54	2170	6242	141.38
20	10.00	2878	8279	124.12	46	7.47	2150	6185	141.80
21	9.84	2832	8147	125.45	47	7.40	2129	6124	142.23
22	9.68	2786	8014	126.73	48	7.33	2109	6067	142.63
23	9.53	2742	7888	127.93	49	7.26	2089	6009	143.07
24	9.38	2699	7764	129.09	50	7.19	2069	5952	143.47
25	9.24	2659	7649	130.10	52	7.05	2029	5837	144.28
26	9.11	2622	7543	131.03	54	6.92	1991	5728	145.05

Δ deg	$dT/d\Delta$ sec/deg	$\cos\epsilon_0$	$\cos\epsilon$	θ deg	Δ deg	$dT/d\Delta$ sec/deg	$\cos\epsilon_0$	$\cos\epsilon$	θ deg
56	6.80	1957	5630	145.73	80	5.33	1534	4413	153.82
58	6.68	1922	5529	146.43	82	5.21	1499	4312	154.45
60	6.54	1882	5414	147.22	84	5.08	1462	4206	155.13
62	6.42	1847	5313	147.90	86	4.95	1424	4096	155.83
64	6.30	1813	5215	148.57	88	4.83	1390	3999	156.42
66	6.18	1778	5115	149.22	90	4.70	1353	3892	157.10
68	6.06	1744	5017	149.90	92	4.57	1315	3783	157.77
70	5.94	1709	4916	150.55	94	4.43	1275	3668	158.29
72	5.82	1675	4818	151.20	96	4.30	1237	3558	159.15
74	5.70	1640	4718	151.87	98	4.17	1200	3452	159.80
76	5.58	1607	4623	152.47	100	4.03	1160	3337	160.30
78	5.46	1571	4519	153.13					

5. 発震機巧 (i) 初動分布並びに節線の決定 ⁽¹¹⁾

第 6 圖 P 波初動分布(節線は象限型による)



第1表からP波及びS波の初動の大きさを地図上に記入してみると第6圖及び第10圖の様になる。即ち樺太、北海道、東北、中部近畿地方では押しでそれ以西は引きとつてゐる。之を説明するには本臺地震掛でよく用ひられる様に、震源のまはりに小球をとり(二節平面で分けられた四象限の中相對する

二つ側で張力他の側では壓力が働く), 極軸を南下りに傾け張力の働く一象限の部分丁度押し区域に當る様にすればよい。

借今回の観測値は震央に對して一方に偏在してゐるため節線の位置を定めるのに少なからぬ困難を伴つてくる。そこで更に外國資料から初動をしらべ、Wien, Pasadena の密波 Zi-ka-wei, Manila の疎波なる事を知り得たので之をも満足させる様に極軸の傾き、方位等を決定したのである。その方法は震源の廻りの小球(實際には小形地球儀を用ひた)上に各観測所を投影し押し引きの分布を満足する様に二つの直交節平面を求めるものである。観測所を小球上に投影するには、その小球上に於ける緯度、方位が分ればよく、前者は球面三角の式から(或ひは地圖上から震央と観測所とを結ぶ線が震央に於ける子午線となす角を測り之に地圖の補正を加へてもよい)後者は第2表中 $\Delta-\theta$ の關係から容易に求められる。かくして求められた節線は第7圖に示す如く極軸の一つ P_1

は震央を極とする球座標系 r, θ', φ_1' に對して

$$\theta' = 55^\circ = \theta_0, \quad \varphi_1' = 8^\circ = \varphi_0.$$

となり又一節線 CP_1D と EP_1 を通る大圓との P_1 に於てなす角は 8° となる。更に便宜のため次式を用ひて P_1 を極とする球座標 (r, θ, φ) に變換する。

$$\cos \theta = \cos \theta' \cos \theta_0' + \sin \theta' \sin \theta_0' \cos \varphi'$$

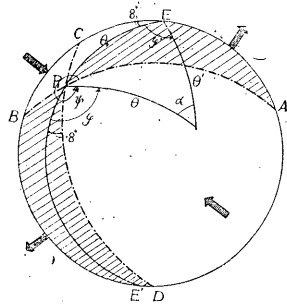
$$\sin(180^\circ - \varphi) = \sin \theta' \frac{\sin \varphi'}{\sin \theta'}$$

茲に φ' は P_1E から測つたもので $\varphi' = \varphi_1' - 8^\circ$ となる。又 φ を基準の節線(第6圖の左方) AP_1B から測つた Ψ に直すには $\Psi = 2\pi + \varphi - 98^\circ$ とすればよい。

(ii) **P, S 波振幅の計算** 震源から可成はなれたところに於けるP波S波の振幅は妹澤博士の解から容易に求められる。茲では之より導かれた本多鷺坂竹花氏等の式

$$\mathcal{D}_{pr} = u_1 = \mathfrak{A} \frac{1}{r} \sin 2\theta \cdot \cos \Psi \cos(pt - hr)$$

第7圖
本地震の發震機巧説明圖



$$D_{s\theta} = v_s = 5.20 \mathcal{A} \frac{1}{r} \cos 2\theta \cos \Psi \cos(pt - kr)$$

$$D_{sv} = w_s = -5.20 \mathcal{A} \frac{1}{r} \cos \theta \sin \Psi \cos(pt - kr)$$

$$\mathcal{A} = \frac{1}{19\sqrt{3}} \frac{1}{\lambda^{3/2}} \rho_0^2 p a^3 F$$

によるが前記の坐標と一致させるためにこの z 軸を y 軸にかへ、符號を直すと

$$u_1 = \mathcal{A} \frac{1}{r} \sin^2 \theta \sin 2\Psi \cos(pt - kr) \dots \dots \dots (1)$$

$$\left. \begin{aligned} v_s &= 5.20 \mathcal{A} \frac{1}{r} \sin \theta \cos \theta \sin 2\Psi \cos(pt - kr) \\ w_s &= 5.20 \mathcal{A} \frac{1}{r} \sin \theta \cos 2\Psi \cos(pt - kr) \end{aligned} \right\} \dots \dots \dots (2)$$

となる。併し以上の理論は均一弾性体内に於けるものであるから、地殻の不均質による補正が必要である。即ち

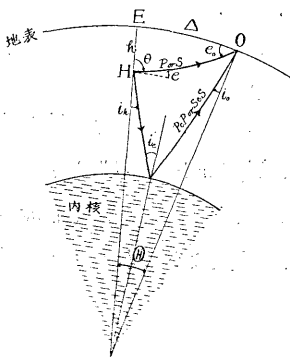
$$\frac{1}{r} \propto \frac{1}{R} \sqrt{\frac{d(\cos \theta)}{\sin \theta d(\cos \theta)}}$$

となる尙この値については本多先生が既に $H=200\text{km}, 320\text{km}$ 等について計算を施してゐられるが筆者も亦第2表の結果を用ひて $H=350$ 軒に對するものを作つた。(第3表)

第 3 表

Δ_{deg}	$\frac{1}{R} \sqrt{\frac{d(\cos \theta)}{\sin \theta d(\cos \theta)}} (10^{-1} \text{ km}^{-1})$
0	28.6
1	26.8
2	20.2
3	18.3
4	17.0
5	15.7
6	14.8
7	13.4
8	11.4
9	9.3
10	8.0
11	7.1
12	6.2
13	5.4
14	4.9
15	4.4
16	3.9
17	3.6
18	3.4
19	3.1

第 8 圖

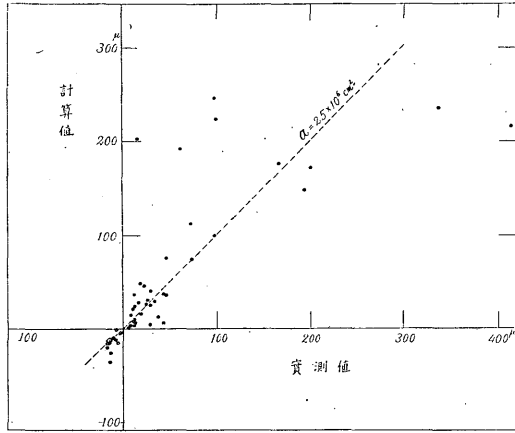


係(1)式中 $\frac{1}{\rho} \sin^2 \theta$
 $\sin^2 \theta$ の値を各観測
 所毎に計算し之に地
 表面反射の影響を加
 へたるものと第1表
 中のP初動實測値と
 を比較し両者が満足
 される様に \mathcal{A} を定め
 ると

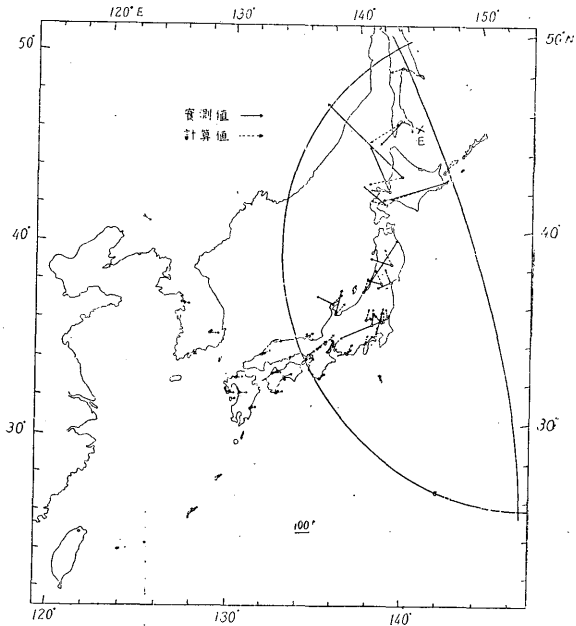
$\mathcal{A} = 2.5 \times 10^6 \text{cm}^2$
 を得る。但しこの値
 は節線附近の値を除
 いたものゝ平均値で
 ある。 \mathcal{A} に以上の値
 を用ひてP初動の大
 さを計算し實測値と
 比較すれば第9圖の
 様になる。

係 \mathcal{A} が求められ
 たから(2)式よりS
 波の振幅が計算出來
 るが、入射面内に振
 動するSV波(v_s' と
 おく)とそれに直角
 に振動するSH波
 (w_s')とでは地表面
 反射の影響が異つて
 くる。そこで次の式

第9圖 計算及び實測によるP初動の比較



第10圖 S波實測値並びに計算値
 (勢力分配の常数 \mathcal{A} は實測値に合ふ様に採りた
 るものなり)



$$\left. \begin{aligned} v_3' &= v_3 \cos\alpha - w_3 \sin\alpha, \sin\alpha = \sin\theta_0 \frac{\sin\phi'}{\sin\theta} \\ w_3' &= v_3 \sin\alpha + w_3 \cos\alpha \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (3)$$

から得られる値について反射の影響を加へ、 $\mathcal{R} = 2.5 \times 10^6 \text{em}^2$ として計算を施せば第4表中 v' 及び w' の欄に示す様になる。之を實測値と比較すれば計算値の著しい過剰を來し、更に實測値と一致させる爲には計算値に 0.069 を掛けなければならない。即ちS波初動を實測値と合せる様に \mathcal{R} を定めると $\mathcal{R}' = \mathcal{R} \times 0.069 = 2.5 \times 10^6 \text{em}^2 \times 0.069 = 1.7 \times 10^5 \text{em}^2$ となり、P波初動實測値から求めたもの、約 $\frac{1}{15}$ となる。第10圖中、點線にて示せるは $\mathcal{R}' = 1.7 \times 10^5 \text{em}^2$ としてのS波計算値で大體に於て實測値を満足してゐる。(S波初動の大きさは兎に角として、その方向が、上述の發震機巧に依つて可成の程度迄説明されるのは注目すべき事と思ふ。

第 4 表

觀測所	P 波		S 波			
	計算値	實測値	v'	w'	計算値 $0.069\sqrt{v'^2+w'^2}$	實測値
敦 香	5.5 ^μ	43.1 ^μ	- 6.1 ^μ	+ 994.1 ^μ	- ^μ	- ^μ
大 泊	26.0	29.6	+ 1841.4	+ 2796.2	231.0	193
羽 幌	175.0	116.4	+ 2316.8	-- 485.9	--	--
旭 川	172.0	200.4	+ 1586.2	- 2459.4	202.1	610
根 室	3.5	8.1	+ 775.7	- 4683.1	201.9	387
釧 路	72.5	47.2	+ 44.9	-- 4435.0	--	--
帶 廣	148.1	194.0	+ 739.1	- 3511.3	--	--
浦 河	210.3	--	+ 152.3	- 2419.1	--	--
室 蘭	247.4	414.2	+ 166.1	- 1384.1	96.0	181
札 幌	235.8	336.5	+ 557.0	- 1576.3	--	--
函 館	245.6	98.5	- 682.0	- 1050.8	--	--
青 森	223.4	100.1	- 2499.7	- 1443.7	--	--
秋 田	203.3	16.1	- 1116.6	- 822.5	--	--
山 形	111.6	71.6	- 1100.8	- 760.2	92.5	85
盛 岡	192.3	61.0	- 1225.9	- 860.6	103.5	131
仙 臺	99.9	97.1	- 1194.7	- 603.4	92.3	94.8
福 島	94.7	39.1	- 1205.6	- 2184.4	--	--
小 名 濱	55.2	--	- 918.1	- 339.2	--	--

觀測所	P 波		S 波				
	計算値	實測値	v'	w'	計算値 $0.069\sqrt{v'^2+w'^2}$	實測値	
水戸	44.7 ^μ	22.0 ^μ	- 866.5 ^μ	- 229.2 ^μ	63.1 ^μ	295 ^μ	
宇都宮	71.4	—	- 967.0	- 340.2	—	—	
前橋	48.5	18.3	- 1008.9	- 15.5	69.7	35.7	
柿岡	40.8	29.7	- 865.4	- 152.5	61.4	50.4	
筑波	41.2	26.6	- 873.2	- 140.9	61.3	—	
銚子	37.0	43.2	- 723.2	- 362.8	—	—	
富崎	26.0	—	- 720.6	- 81.6	—	—	
東京	35.4	17.8	- 814.7	- 104.7	—	—	
横濱	28.8	16.3	- 810.9	- 28.9	56.2	169.9	
熊ヶ谷	37.3	11.4	- 913.2	- 31.2	63.2	30.1	
八丈	13.0	38.1	- 476.3	- 103.2	33.7	40.6	
父島	0.1	6.0	- 131.4	+ 31.1	9.5	10.8	
新潟	74.6	72.7	- 1237.8	- 10.1	—	—	
高田	46.7	—	- 1116.9	+ 188.4	—	—	
長野	39.8	—	- 957.8	+ 150.3	—	—	
追分	36.8	—	- 976.9	+ 107.6	—	—	
甲府	26.9	24.7	- 864.8	+ 130.5	60.7	130	
三島	30.0	11.7	- 758.6	+ 45.6	52.7	27.9	
沼津	22.7	9.7	- 767.9	+ 73.5	53.4	65.4	
御前崎	15.9	—	- 730.5	+ 160.3	—	—	
濱松	14.8	3.3	- 736.1	+ 202.0	52.9	23.0	
名古屋	16.5	18.7	- 837.7	+ 296.5	61.6	37.5	
高山	25.1	—	- 965.2	+ 302.4	—	—	
輪島	36.0	45.7	- 1162.3	+ 441.3	86.3	115	
伏木	31.1	25.6	- 1092.3	+ 374.0	79.8	151	
彦根	10.4	12.2	- 800.4	+ 359.5	60.6	13.1	
龜山	9.8	11.2	- 742.0	+ 326.8	56.2	71.8	
京都	6.0	12.9	- 745.2	+ 381.3	57.8	18.2	
豊岡	3.7	28.3	- 787.0	+ 451.4	62.8	23.8	
大阪	3.1	11.4	- 697.5	+ 296.1	—	—	
潮岬	1.6	± 4.8	- 577.9	+ 301.8	45.3	15.1	
神戸	1.2	21.6	- 698.1	+ 411.6	56.0	42.8	
洲本	— 0.0	— 1.9	- 668.8	+ 398.0	54.0	28.0	

観測所	P 波		S 波			
	計算値	實測値	v'	w'	計算値 $0.069\sqrt{v'^2+w'^2}$	實測値
境	— 6.9	23.6	— 643.1	+ 536.3	58.0	100.3
岡山	— 3.1	— 4.3	— 662.6	+ 442.7	—	—
濱田	— 4.6	— 3.0	— 685.1	+ 442.5	56.4	12.1
廣島	— 4.3	—	— 654.4	+ 410.3	—	—
高知	— 11.2	— 13.7	— 504.3	+ 475.1	47.9	23.1
清水	— 11.1	— 10.6	— 432.8	+ 422.6	42.0	17.0
松山	— 20.7	— 14.6	— 358.7	+ 581.4	47.2	40.6
福岡	— 15.2	— 13.6	— 425.7	+ 450.0	42.0	17.9
熊本	— 14.0	— 9.4	— 410.9	+ 435.4	41.4	31.8
長崎	— 15.6	— 17.7	— 390.2	+ 428.3	40.2	9.3
富江	— 11.2	— 5.3	— 347.1	+ 423.3	—	—
宮崎	— 11.6	— 13.0	— 393.2	+ 385.4	38.1	15.6
鹿兒島	— 12.5	— 15.2	— 353.0	+ 376.4	—	—
名瀬	— 12.1	— 6.5	— 238.7	+ 317.7	—	—
沖繩	—	—	—	—	—	—
臺北	—	—	—	—	—	—
大邱	— 25.8	— 11.6	— 496.5	+ 572.2	52.4	7.5
仁川	— 36.7	— 11.5	— 435.3	+ 585.8	50.5	16.9
奉天	— 57.5	—	— 326.0	+ 513.1	—	—

(iii) \mathcal{A} と \mathcal{A}' とが著しく相違する事に就て 茲に至つて注意すべき事は P_1 (以後多くの場合變異相を指す) の存在であり而もその向きが ip と一致する事である。之より本地震は二回の發震運動に依つて起され、前の運動は後に比べて非常に勢力が弱く、而して以上S波の觀測値として得られたものは第1回目の發震機巧によるものではないかと考へる事も出来る。併し之は ip に匹敵する iS の存在がない (S_2 なるものがあるがその振幅は S_1 と大差なく、 $S_2 - S_1$ は 4—5 秒程度で $ip - p_1$ の 1 秒程度と一致せず、且之を用ふる時は $S - P$ 走時が益々走時表との不一致を來す) 點で認められない。

そこで筆者は \mathcal{A} の決定を確かめるために上下動をも組合せた値をとつて⁽¹⁴⁾ \mathcal{A} を定めたところ、 $\mathcal{A} = 1.3 \times 10^6 \text{cm}^2$ となり水平動から得た値の半分に低下したが、それでも尙 \mathcal{A}' に比ぶれば 8 倍の大きさである。抑も \mathcal{A} なる量は地震の規模の大

小を決定する一つの要素で、熊野灘地震では 10^4 益田川中流域地震で 10^5 程度、日本海北部の地震（昭和 7 年 11 月 13 日）では 10^6 となつてゐる。和達、益田兩氏の深発地震表（驗・時・812）よりみて該地震の規模は少くとも前記の日本海北部の地震に匹敵するものと考へられるから、以上の α の値は決して大き過ぎるものではあるまい。

楮最近我國の地震學者等の研究に依つて、同一の常數 α を用ひて理論的に計算した P 波 S 波の振幅がよく實測値を満足するといふ結果が掲げられてゐるが一方實測値の方が不足を來す場合も少くない。かゝる事實は最近和達先生に依つて力説され之等を説明する爲に特異層の存在が假定された。⁽¹⁵⁾ 更に河角理學士は S 波初動方向の偏り等を考慮に入れて妹澤博士の所謂第 2 種 S 波による説明を試みられた。⁽¹⁶⁾ 本地震に就てもこの種の S 波を用ひて S 波の不足を補ふ事も出來ようが、該地震に限つて第 2 種の横波が發震機巧から導かれる横波に對して數倍も卓越するといふ事は到底許容されず、筆者は次に反射波に就て振幅常數値を求め之等が P, S 何れの α に一致するかを確めようと思ふ。

尙本地震の發震機巧は驚坂氏の調査せられた志摩半島沖の深発地震⁽¹⁷⁾と類を同じうし、S 波の初動方向を説明するには河角理學士がこの熊野灘地震を調べられた時と同様に、二つの張力と二つの壓力とが同時に働く象限型を用ふるのが最適である、但し大きに於ては同氏も既に S 波の不足を認められてゐる。

6. ScS 波に就て 本地震に於ても ScS 波が出現し振幅は甚だ微々たるものであるが、その存在は明瞭に認める事が出来る、既に本多先生は ScS 波を用ひて内核の剛性に關する興味深い研究をなされた。⁽¹⁸⁾ 筆者も之に倣ひ、先に得た發震機巧より ScS 波の振幅を理論的に求め之を實測値と比較してみよう。尙 ScS 波の走時は第 1 表及び第 5 圖の (2) に見られる通りである。

第 5 表

i_h	内核が液体 $v_2=0$		内核が固體 $v_2=5$ 籽/秒	
	SH	SV	SH	SV
5°	1.00	1.00	0.04	0.04
10°	1.00	0.94	0.05	0.05
15°	1.00	0.86	0.05	0.06

楮計算に當つては前節 S 波の振幅を求めた場合と全く同様であるが、この場合は内核に於ける反射の影響が加はつてくる。今入射 S 波 1 に對する反射 S 波の振幅を示せば左表の様になる。⁽¹⁹⁾

次に地殻の不均一による震波彎曲の影響

第 6 表

Δ	$\frac{1}{K} \sqrt{\frac{d(\cos\theta)}{\sin e_0 d(\cos\theta)}}$
0km	$1.33 \times 10^{-4} \text{km}^{-1}$
200	1.23 "
400	1.02 "
600	0.86 "
800	0.71 "
1000	0.64 "
1200	0.62 "
1400	0.62 "
1600	0.61 "
1800	0.61 "
2000	0.61 "

を求めると第 6 表となる、但し計算に當つて使用した ScS 波走時は和達先生によるもので尙 $v_{so} = 1.90 \text{km/sec}$ $v_{sh} = 4.95 \text{km/sec}$ $v_{sc} = 7.28 \text{km/sec}$ とした。

楕内核を液體とし、振幅分配の常數 \mathcal{A} を P 波實測値から求めた $2.5 \times 10^6 \text{cm}^2$ にとり、(2) 式より $v_3 w_3$ を求め、之を (3) 式によつて震央に對する radial 及び transverse の成分に引直し、夫々に反射の影響を加へて $v'_3 w'_3$ を求めると、第 7 表に示す様になる。即ち之を實測値と比較すると約十数倍の計算値の過剰を來してゐる。ところで若しも内核を固體

とすれば如何であらうか。第 5 表より一見して分る様に、 $v' w'$ は約 5 % に減少して實測値と大體の order は一致する様になる。

第 7 表 ScS 波實測値並びに計算値

観測所	實測値		計算値		實測値合成	計算値合成 $0.069\sqrt{v'^2+w'^2}$	備考
	E	N	v'	w'			
旭川	+ 8.0	+ 3.0	- 143 ^μ	163 ^μ	9.5 ^μ	15.0 ^μ	表中 $v' w'$ は \mathcal{A} として P 波から求めた $2.5 \times 10^6 \text{cm}^2$ を用ひしもので、之を實測値と比較すると、著しい計算値の過剰を來してくる。右端の計算合成値は S 波から求めた $\mathcal{A} = 2.5 \times 10^6 \times 0.069 \text{cm}^2$ によるもので、之によれば大體
盛岡	+ 5.8	- 0.4	- 72	117	5.8	9.5	
山形	+ 10.6	微	- 70	99	10.6	8.4	
三島	+ 14.1	-	- 56	99	14.1	7.8	
濱松	+ 4.2	-	- 61	99	4.2	8.1	
輪島	+ 22.2	-	- 76	82	22.2	7.7	
伏木	+ 22.0	+ 9.5	- 72	85	24.0	7.7	
彦根	+ 13.0	+ ?	- 69	86	13.0	7.6	
京都	+ 6.9	+ 微	- 70	84	6.9	7.6	
豊岡	+ 2.7	+ ?	- 74	80	2.7	7.5	
神戸	+ 10.0	- ?	- 70	81	10.0	7.4	
洲本	+ 6.4	+ 0.5	- 69	81	6.5	7.4	
境	+ 12.5	- 12.5	- 81	70	17.7	7.5	
濱田	+ 2.9	+ 1.5	- 78	65	3.3	7.0	

観測所	実測値		計算値		実測値 合成	計算値合成 $0.069\sqrt{v'^2+w'^2}$	備考
	E	N	v'	w'			
高知	+ 6.9	- 1.4	- 70	78	7.0	7.3	に於て実測値を満足せしめてゐる。
長崎	+ 3.6	- 1.8	- 73	67	4.0	6.8	
鹿児島	+ 5.9	- 4.5	- 69	73	7.4	7.0	
大邱	+ 10.3	+ 4.3	- 83	50	11.2	6.7	
名瀬	+ 3.1	+ 1.2	—	—	—	—	

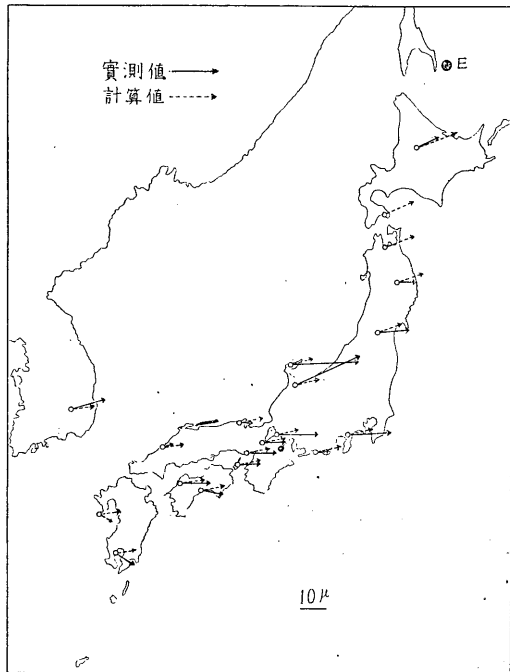
併し乍ら ScS 波の勢力分配を論ずるには S 波実測値から求めた μ' の値を使用するのが當然であらう。表中計算値合成として v' w' の合成値に 0.069 を乗じたものが即ち之で、

可成良く実測値を満足せしめてゐる。第 11 圖にこの結果を圖示してゐるが、初動方向が殆ど計算値と一致するのは興味深いと思はれる。

以上の計算によつては、地球内核は液體ともなり或ひは固體とも考へられるが ScS 波による内核の吟味であるから S 波から導かれた前者の様な推定を下すのが至當であらう。但し此處に注意すべきは ScS 波勢力の吸収其の他による減衰が殆ど認められないばかり

か計算で豫期されるものよりも反つて大きく実測されるといふ事である。即ち第 7 表中の計算、実測の兩合成値を比較するに、吸収等の影響を考慮に入れ

第 11 圖 ScS 波実測値並びに計算値
(勢力分配の常數 μ' は S 波実測値より求めた値による)



てゐない計算値の方が幾分實測値より過大となる筈であるのに、實際は寧ろ $0.075\sqrt{v^2w^2}$ とした方がよりよく實測値を満足させるのである。

7. 地表面反射波による考察 一般に深發地震では地表面反射波として PP (pP) PS (pS) SP (sP) SS (sS) 等があるがこの中 $H=350$ 軒に對して 10° 以内の震央距離に於て表はれるものは SP (或はsP) に限られてゐる。故に本地震で期待される地表面反射波は我國觀測所の資料では之のみである。

偸我々が今迄に P, S, ScS 波等についてなしたと同様の計算を SP (或はsP) 波に就いて施せば、之を實測値と比較する事によつて振幅常數 \mathcal{R} を求める事が出来る譯である。上述の結果では P, S 兩波から求めた \mathcal{R} の値は著しい相違を來したが、SP によるものが果して何れを満足させるであらうか、此は本地震の發震機巧を論ずる上に於て重要な意味を有するものである。そこで先づ sP 波について考察を進める事にした。

(i) 本地震による sP 波の計算

和達先生等の走時表より sP, SP 波の $H=350$ 軒に對する走時を次に示す。

第 8 表

Δ	sP		sP-P		SP		SP-P		S-P	
	m	s	m	s	m	s	m	s	m	s
6	2	39.8	1	7.8	2	49	1	17	1	13
8	3	8.5		13.5	3	27		32		32
10	3	36.9		17.2	4	08		48		48
12	4	4.9		22.9		50	2	08	2	08
14		30.9		28.9	5	31		27		26
16		56.9		30.9	6	11		45		44
18	5	22.9		35.9		49	3	02	3	01
20		46.9		38.9	7	27		19		18
22	6	9.7		42.7	8	04		37		34
24		31.3		46.3		39		53		50
26		51.3		48.3	9	13	4	09	4	05
28	7	11.3		50.3		46		24		19
30		30.3		52.3	10	19		40		33

偸地表面反射によつてP波を生成するためにはSV波のみについて計算を行

第 9 表

Δ	$\frac{1}{R} \sqrt{\frac{d(\cos\theta)}{\sin\epsilon_0 d(\cos\theta)}}$	U_p	U	M
6 ^{deg.}	$8.04 \times 10^{-4} \text{km}^{-1}$	0.196	0.920	$1.45 \times 10^{-4} \text{km}^{-1}$
8	6.13	0.193	0.915	1.07
10	4.93	0.182	0.903	0.81
12	4.15	0.175	0.890	0.65
14	3.56	0.170	0.870	0.52
16	3.10	0.160	0.850	0.43
18	2.78	0.150	0.830	0.35
20	2.47	0.145	0.805	0.29
22	2.19	0.132	0.780	0.23
24	1.94	0.120	0.740	0.18

へばよい。即ち震波彎曲による $\frac{1}{r}$ の量、振幅 1 なる SV 波が地表面入射によつて生ずる反射 P 波の振幅 U_p , U_p が 1 なる振幅で観測所に入射した時の地表面水平の振幅 U は左

表の如くなる。 M は $\frac{1}{r} \times U_p \times U$ である。

以上は地表を水平面とし地殻が均質體なる時平面波が反射する場合であるが、實際に於ては地表面は水平でなく又地表附近の地殻構造は不均質不規則であるから所謂地表面の反射能といふものは入射波の種類波長等によつて變化してくる。最近和達先生が 1931 年 2 月 20 日沿海州深發地震の Stuttgart の観測によつて、反射波の振

第 10 表 sP 波の計算値

幅をしらべられたものによると、反射波は地表附近に於て反射する際に甚しく振幅を減ぜられ計算で豫期される (即ち上表 M の補正をしたもの) もの 50—70% 程度で観測されるといふ結果を得られた。之によつても計算値を實測値と比較する場合 M 以外の補正が必要となつてくる。

観測所	Δ	P 波から得た μ による場合	S 波から得た μ による場合
秋田	7.4 ^o	31.9 ^{μ}	2.2 ^{μ}
福島	9.1	26.1	1.8
熊谷	10.9	19.5	1.3
松本	11.2	24.8	1.7
三島	11.7	15.2	1.0
高田	10.3	18.4	1.3
名古屋	12.5	20.8	1.4
京都	13.1	19.9	1.4
仁川	15.8	9.9	0.7
大邱	15.8	13.8	1.0
濱田	14.8	16.9	1.2
熊本	17.1	15.0	1.0

楮, P, S 波 SeS 波の勢

力分配に用いた時と同様の方法によつて、下記の観測所に於ける sP 波の振幅を求めると第 10 表の如くなる。同表に示す値は單に M の補正をしたに過ぎないものである。

(ii) 實測値及び計算値との比較

地震記象紙中 P,S 間に於て反射波と思はれる相の走時を測り、前記の sP 走時表と略、一致するものを挙げると次の様になる。

第 11 表

観測所	sP-P	走時表からの偏差	振 幅			實測値/計算値	
			E	N	$\sqrt{E^2+N^2}$	\mathcal{R} を用ふ	\mathcal{R}' を用ふ
秋田	71 ^{sec}	+ 0.5 ^{sec}	+ 67 ^{μ}	+ 37 ^{μ}	76 ^{μ}	2.4	34.6
福島	78	+ 2.5	+ 7	+ 26	27	1.0	15.0
高田	77	- 1.5	- 26	- 40	48	2.5	37.0
三島	82	0.0	+ 10	+ 17	20	1.3	17.0
濱田	91	+ 1.5	+ 4	+ 8	9	0.5	7.5
大邱	99	- 0.5	+ 7	+ 10	12	0.9	12.0
仁川	91	- 0.5	- 4	- 3	5	0.5	7.2

第 11 表の結果によれば勢力分配の常數 \mathcal{R} を P 波から求めた値に従ふと sP

第 12 表

観測所	震央距離	S_2 波の振幅			S_2-S_1
		E	N	Z	
前橋	10.7°	+ 35.9 ^{μ}	+ 41.5 ^{μ}	- ^{μ}	2.0 ^{sec}
彦根	12.7	+ 7.2	+ 11.1	+ 9.8	3.
京都	13.1	-	-	-	6.
濱田	14.8	- 33.0	+ 33.4	-	6.
高知	15.2	- 35.7	+ 67.2	+ 15.7	3.
清水	15.9	+ 17	+ 17	-	3
福岡(支)	16.6	+ 21.7	+ 25.7	-	6
長崎	17.6	+ 21.7	+ 12.1	-	6
宮崎	17.5	+ 5.0	+ 3.8	-	6
父島	19.4	+ 5.0	+ 43.3	-	6
大邱	15.8	+ 30.0	+ 56.2	-	8

波の實測値は大體に於て満足されてゐる。併し前記地表面反射の補正を考慮に入れると \mathcal{R} の値は更に大きいものとなる。

(iii) S_2 波について 本地震による記象の S 相附近をみると

一般に二つの顯著相が表れてゐる。その最初のを S_1 後者を S_2 と名付ける。 S_1 については既に前節に於て走時及び振幅の検討を行つたから、この節に於ては S_2 相について考へる事にする。先づ S_2 相の顯著なる例を示せば第 12 表の通りである。

S_2 波と S_1 波との振幅を比較してみると大體に於て前者が大きい、高知、大邸を除き大差はない。

前述した様に本地震の P 初動附近に於ても P_1 , iP の二つの相が顯はれてゐる。故に S_1 が P_1 に S_2 が iP に相應するものではないかと考へられる。併し $iP-P_1$ は約 1 秒程度で且つ iP の振幅が P_1 に比し桁違ひに大きい點からみて、 S_2 を iP と共に發生した S 波とする事は出来ない。

次に第 8 表の $SP-P$ と $S-P$ の走時を比較してみると震央距離 12° 附近迄は殆ど相等しくそれより Δ を増すに従ひ SP の方が少しづつ遅れてゐる。故に S_2 波は或ひは SP かも知れない。但し S_2-S_1 が $\Delta < 20^\circ$ で 6 秒に及び、 S_2 の振幅が S_1 に勝る事からみると、 S_2 を SP 波と早断する事は出来ない。茲では S 波初動附近に二つの顯著相が認められた事を報告しておく次第である。

8. 結語 本文は昭和 8 年 12 月 5 日宗谷海峡東方沖の深發地震についての調査で得られた結果の大要を示すと次の様になる。

(1) 震央 $144.5^\circ E$, $46.4^\circ N$, 震源の深さ 350km 始震時 $4^h 33^m 56.9^s (C.M.T)$

(2) P , $ScS-P$ の走時は従來の走時表と一致するが $S-P$ では $\Delta = 10^\circ - 20^\circ$ 附近に於て數秒の開きがみえる。この理由は未だ明かでない。

(3) $H = 350\text{km}$ に對する P 波の $\frac{dT}{d\Delta}$, $\Delta - \theta$, 及び P 波, ScS 波, sP 波に對す $\frac{1}{K} \sqrt{\frac{d(\cos\theta)}{\sin\theta_0 d(\sin\theta)}}$ の表を作つた。

(4) 本地震の發震機巧は張力と壓力とが同時に働く所謂象限型を以つて説明される様である。併し乍ら勢力分配の常數 \mathcal{M} を實測に合ふ様に求めると、 P 波では $2.5 \times 10^5 \text{cm}^2$ S 波では $2.5 \times 16^5 \times 0.067 = 1.7 \times 10^5 \text{cm}^2$ となり、理論の示す結果に従はない。

(5) 上記の \mathcal{M} を用ひて ScS 波の振幅を計算して實測と比較すると P 波の \mathcal{M} では内核は固體となり S 波の \mathcal{M} では液體となる。但し ScS 波の初動方向は計

算値によつて十分に實測値を満足せしめてゐる。

(6) 更に sP 波について験べてみると P 波による α による方が實測値に近い。

(7) 故に本地震に於ては P 波 S 波 ScS 波等の初動方向を説明するには裂罅象限型を以つてすれば充分であるが、之を以つてその大きさを説明するのは困難な様である。

(8) 本地震では所謂變異相が顯はれ S 相附近にも二つの相 S_1S_2 が觀測された。

尚更に研究すべき餘地は多分に殘されてゐるが之等は改めて次の機會に譲る事とする。

終りに臨み終始懇切な御指導を賜つた和達先生に感謝し、又調査上に種々の御便宜を與へられた本多先生並びに本臺地震掛の方々に厚く御禮申上げる次第である。

昭和 10 年 4 月

於 中央 氣象 臺

参 考 文 献

- (1) } 驗震時報第 8 卷 2 號, 和達, 益田: 日本列島附近に發生せる深發地震の表中の記
- (2) } 事参照す。
- (3) 和達清夫: ScS 波に就て, 氣象集誌第 2 輯第 12 卷第 3 號 P.124
- (4) 和達一益田の走時表による。
- (5) Galitzin: Vorlesungen über Seismometrie P. 423
- (6) S—P を用ひて出す。
- (7) 驗震時報第 7 卷
- (8) 之より見ても $H=350\text{km}$ として間違ひない様である。
- (9) 宮本氏の調査されたものに之に類するものがある。氣象集誌 2 輯 12 卷 3 號
- (10) 深さ 300~400 軒附近に不連続らしいものがあることは既に Jeffreys 氏等によつて注意されてゐる。最近鷺坂三浦の兩氏は新竹臺中裂震の調査より深さ 300 軒で P 波の速度が稍急速に増加するといふ結果を得られてゐる (驗震時報・第 9 卷・第 1 號)
- (11) 本計算には震央として $\lambda=144.0\text{E}$, $\varphi=46.2^{\circ}\text{N}$ を用ひてゐるが、大勢には影響ないと考へる。
- (12) 中央氣象臺歐文彙報 Vol. 5 1932
- (13) 地表面反射は松澤博士の計算による。

- (14) 之を用ふると地面反射の係数は $\Delta=20^\circ$ 内では殆んど 2 に等しく S 波水平動の場合と大差ないものとなる。
- (15) 和達清夫：氣象集誌第 2 輯第 13 卷第 8 號 P 333—357
- (16) 河角廣：地震・第 6 卷第 8 號 P. 200—205
- (17) 鷺城清信：驗震時報第 6 卷第 2 號 P. 35—40
- (18) H. Honda: The Geophysical Magazine Vol. 7 P 28—36
- (19) (18) 參照。
- (20) (3) 參照の事。
- (21) (15) 參照。