

1940年七月十日
 穆稜附近の深発地震についての二、三のこと*

勝 又 護**

On the Deep Focus Earthquake of July 10, 1940.

M. KATSUMATA

Seismological Section, C. M. O.

The author studied the deep-focus earthquake occurred near Murin, Manchuria (44° 8N, 130° .6E) at about 05:50 (Origin Time, G. M. T.) of July 10, 1940.

- (1) ScS waves were recorded clearly, at almost all the weather stations in and near Japan, and the depth of its focus was inferred from the travel time of ScS to be 590 km (cf. Fig. 4).
- (2) ScS waves continued for some 10 seconds with smaller amplitude and after that with larger amplitude (cf. Fig. 5). Considering the reason for the above, we assume a discontinuous layer, and when ScS waves travel across the layer, a part of them might be transformed to P wave which travels faster than the other.
- (3) The depth of the discontinuity is about 80 km calculated from the time difference shown in (2) (cf. Table 1).
- (4) Regarding the part with larger amplitude as proper ScS waves, the depth of focus was estimated to be 530 km.
- (5) Amplitudes of the ScS waves of this earthquake were large, especially at the station in the middle part of Honshyu and South-Eastern Islands and some of them were larger by 50% than S waves (cf. Fig. 3, 6, Table 1).
- (6) Small waves of two kinds were observed before ScS wave (cf. Fig. 8), and the travel time curve of the earlier one coincided well with the ScS Waves while the other wave was not clear (cf. Fig. 9, Table 2).
- (7) The depth of focus presumed to be 530 km from the travel time curve of ScP in (6) agrees well with the result of (4).

§ 1. ま え が き

1940年7月10日05時50分ごろ (Origin Time, G. M. T.) 穆稜 (東北中国) 附近を震央とする顕著な深発地震が発生した。この地震の震源は各機関によってそれぞれ左表のように決められてい

	λ	ϕ	H
C.M.O.	44° .8N	130° .6E	560km
U.S.C.G.S.	45	128.	400~500
J.S.A.	45.6	128.6	500~600
Pasadena	44	131.	560

る。この震央の位置は相互にかなり違いがあるが、一応 C.M.O. の値を採用する。地震の規模はかなり大きく、Magnitude は Gutenberg-Richter⁽¹⁾ によれば7.3, 広野、岩井⁽²⁾ によれば7.22と求められている。

* Received May 31, 1953

** 中央気象台地震課

この地震では本邦の各地で休感のあった地域があり、いわゆる“異常震域”の現象をあらわした(Fig. 1参照)。この有感地域は在来深発地震の異常震域地帯⁽³⁾として知られ



Fig. 1 Distribution of intensity

た地域とだいたい一致し、またその地域の特性もよく現れている。ことに、この地域の記象に短周期微動が著しく卓越しているのははっきりと見られた(Fig. 2横浜の例参照)。

初動の分布は日本全国とも一つの象限“引き”の中にはいり節線を求めることはできない。

隣接地域についてみると、大部

分“引き”であるが、大連、貔子窩、敷香などはあるいは“押し”かと推定される。(貔子窩は E; -25μ だけが報告され他の2成分は不明、大連は N; -10μ だけが験測されたが、他の2成分は不明、また敷香は報告によれば、N; $+25\mu$, E; $+11\mu$, Z; (+)となっているが、記象を読み取った結果ではあまり明りようでない)。したがって、遼東半島の南部震央附近樺太中部を通る一つの節線が考えられるが、この附近の他の資料にまたなければ、これだけでははっきりと断定することはできない。ゆえに、今回の調査では発震機構を明らかにすることはできなかつたが、以後の議論を進める上にも発震機構を考えないわけには行かないので、将来資料を補って調べ直したいと思う。

なお、この附近には過去および最近でも同様な地震が発生しており深さも同じくきわめて深いものが多い。おもなものを二、三拾ってみると次表のようなものがある。

- (1) B.Gutenberg & C. F. Richter; Seismicity of the Earth
- (2) 広野, 岩井; 深発地震の規模を決める一方法 (驗時 Vol. 16)
- (3) たとえば正務; 異常震域現象に関する統計的調査 (驗時 Vol. 13)

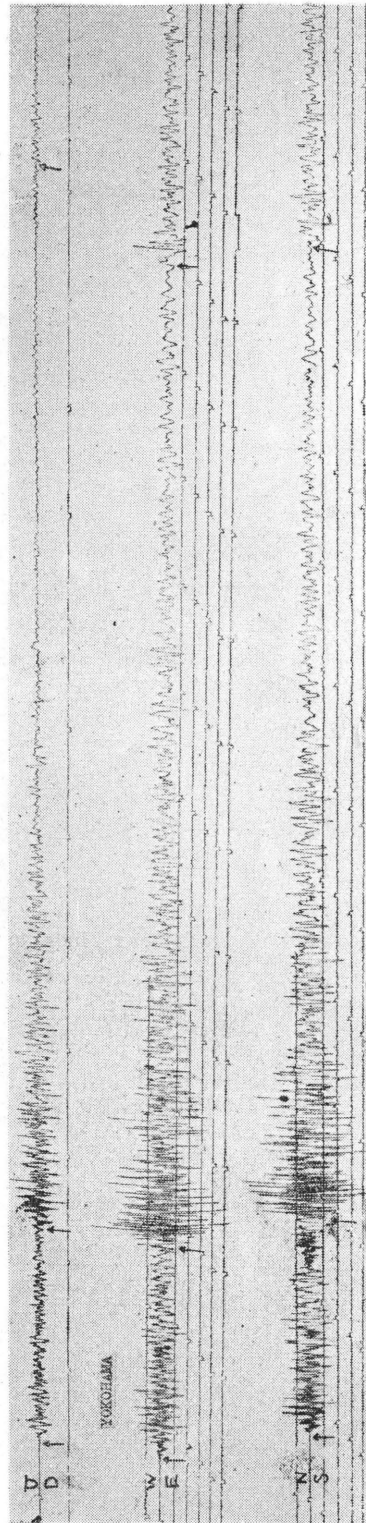


Fig. 2 Seismogram with predominating short period tremor (Yokohama, Wiecherts Seimograph).

	$\lambda(^{\circ}\text{N})$	$\phi(^{\circ}\text{E})$	H
1927年V月18日	44.0N	131.0E	500 km
1946年I月11日	45.0N	131.0E	600 km
1949年IV月5日	42.0N	131.0E	600 km
1950年I月12日	43.0N	134.0E	600 km

§ 2. ScS波について

(1) 走時, 深さについて この地震では少数の例外を除いたほか, ほとんど全部の観測所で明りように ScS 波が観測された。(Fig. 3 参照) 絶対時間があまり明らかでない場合が多いので,

P から S, ScS までの時間差, S, ScS の振幅などについて読み取った結果を Table 1 に示した。(大部分のものは Wiechert 地震計の原記象紙から筆者が測定したが, 若干のものについては I. S. S (**印) 気象要覧 (*印). などから転載した). これらをプロットして Δ と P~ScS との関係をみると, Fig. 4 に示すように比較的良好に一つの曲線に乗る.

近地の深発地震の ScS 波走時については角谷一日高⁽⁴⁾, 宮本⁽⁵⁾, 和達⁽⁶⁾などの詳しい研究があるが, 深さはいずれも 500 km にとどまっている. 一般的な走時としては Brunner⁽⁷⁾ が深さ 700 km まで, Gutenberg-Richter⁽⁸⁾ が 800 km までのあらゆる相の走時について詳しく求められている. いま一応和達と Gutenberg-Richter の走時を用い [Fig. 4 で点線は和達の 450 km および 500 km, 実線は, Gutenberg-Richter の 500 km および 600 km の走時曲線である] 比較してみると, 曲線の傾向はよく観測値と一致する. これから震源の深さを求めてみると, 和達の 500 km の走時では観測値は全部それ以上の深さのほうに出て, 外挿すると 600 km 程度となる. また, Gutenberg-Richter のものではすべての観測値は 500 km~600 km の間にはいり, 内挿すると 580 km 程度となる. したがって, 震源の深さはだいたい 590 km 前後が適当と思はれる.

(2) ScS 波のはじまりの部分について ScS 波の発現時を求める場合, ScS 波のはじまりの部分を見ると最初微小な振幅の部分が 10 秒ほど続き, 次に大きな振幅の部分が始まっているのが区別できる (Fig. 5 参照).

かりに最初のものを ScSp, 次のものを ScSs と名づけ, この時間差を計ってみると, Table 1 に示すように 8~12 秒となっている. いま, これら二段の波の出現する理由を地下の不連続層による影響と考えると, 前者はこの層を ScS 波が通過する際横波から縦波に変質した波, 後者はそのまま横波で通過した波と考えられる. また ScS 波は近地地震ではかなり鉛直に近い入射角でこの層に入射すると考えられるから縦波に変質する部分の振幅もかなり小さいと思われる. (したがって ScS

- (4) 角谷, 日高: On the ScS waves of Deep-focus Earthquakes observed Near the Epicenter (Geo. Mag. 8)
- (5) 宮本: On the ScS waves of Deep-focus Earthquakes observed Near the Epicenter and their Applications (Geo. Mag. 8)
- (6) 和達: ScS 波に就いて (気集 12)
- (7) G. J. Brunner: The Brunner Focal Depth-Time-Distance chart (Depart. Geo. Saint Louis Univ. 1935)
- (8) B. Gutenberg & C. F. Richter; Données relatives à l'étude des Tremblements de Terre à Foyer Profond (Pub. Bur. Cent. Séism. Int., A.15) (Bull. Seism. Soc. Amer. 1936, 1937)

Table 1

Station	Δ km	P~S m s	P~ScS m s	ScSp~ ScSp s	As μ	A _{scs} μ	A _{scs} /As	Station	Δ km	P~S m s	P~ScS m s	ScSp~ ScSp s	As μ	A _{scs} μ	A _{scs} /As
**Uladvostok	221	1 57	—	—	—	—	—	Matsuyama	1232	2 01	11 22	—	61	12	0.20
Mori	861	1 33	11 55	—	>1096	75	0.07	Onahama	1233	1 58	11 20	10	860	21	0.04
*Keiyo	870	1 34	—	—	—	—	—	Wakayama	1234	1 59	11 19	—	53	28	0.53
*Zinsen	880	1 26	11 47	—	—	—	—	*Iizuka	1240	2 01	—	—	—	—	—
Sapporo	884	1 34	11 51	10	1005	88	0.09	Funatsu	1244	2 02	11 18	11	123	79	0.64
*Aomori	936	1 44	—	—	—	—	—	Tsukubasan	1248	1 58	11 17	—	82	17	0.21
Odomari	965	1 41	11 40	—	275	4	0.04	Fukuoka	1248	2 03	—	—	247	0	0
Akita	967	1 41	11 38	—	393	61	0.16	Kakioka	1250	2 00	11 20	8	408	35	0.09
Wajima	980	1 42	11 40	9	301	74	0.25	Mito	1253	2 00	11 23	10	241	55	0.23
Aikawa	989	1 44	11 38	9	159	35	0.22	Kochi	1272	2 03	11 17	8	83	11	0.13
Dairen	990	1 42	11 40	—	200	10	0.05	Hamamatsu	1273	2 03	11 18	10	246	94	0.38
Estoru	990	1 42	11 37	—	193	19	0.10	Tokyo	1276	2 07	—	—	273	0	0
Taikyu	1020	1 43	11 35	8	660	23	0.04	*Owase	1283	2 13	11 36	—	—	—	—
*Morioka	1040	1 49	11 22	—	—	—	—	Mishima	1288	2 04	11 17	8	153	59	0.39
Shikka	1060	1 50	—	—	—	—	—	Yokohama	1294	2 04	11 17	—	281	82	0.28
Toyama	1062	1 49	11 34	10	172	53	0.31	Muroto	1318	2 06	11 14	—	103	24	0.23
Miyako	1100	1 50	—	—	171	0	0	Choshi	1332	2 07	11 16	—	211	51	0.24
Hamada	1107	1 54	11 26	—	263	14	0.15	Shionomisaki	1333	2 08	11 12	—	20	4	0.20
Nagano	1109	1 51	11 29	10	283	77	0.27	Kumamoto	1334	2 08	11 13	—	202	17	0.08
*Matsumoto	1119	1 54	11 26	—	—	—	—	*Unzendake	1343	2 10	—	—	—	—	—
*Sendai	1125	1 52	11 25	—	—	—	—	Nagasaki	1345	2 13	—	—	7	0	0
Fukushima	1139	1 52	11 27	8	276	17	0.06	Shimizu	1349	2 08	11 11	8	77	17	0.22
Gifu	1167	1 57	11 25	9	89	44	0.50	Tomisaki	1351	2 08	11 10	—	110	49	0.45
Kyoto	1169	1 55	11 24	9	107	26	0.24	Tomie	1369	2 12	—	—	—	—	—
Hiroshima	1170	1 55	—	—	—	—	—	Miyazaki	1433	2 15	11 06	9	95	48	0.51
Maebashi	1175	1 58	11 24	—	93	134	0.37	Kagoshima	1472	2 24	—	—	204	28	0.14
Kobe	1187	1 54	11 23	8	133	42	0.32	Hachijo-jima	1520	2 21	10 58	—	231	45	0.20
Nagoya	1197	1 518	11 22	10	142	61	0.43	Yaku-jima	1596	2 28	10 53	8	27	15	0.56
Osaka	1202	1 59	11 21	—	294	85	0.29	**Zi-ka-wei	1720	2 26	—	—	—	—	—
Utsunomiya	1207	1 88	11 21	9	530	128	0.24	Naze	1840	2 43	10 36	9	90	34	0.38
Kameyama	1211	1 58	11 23	8	196	48	0.25	Naha	2100	3 00	10 22	12	28	24	0.86
*Nemuro	1213	1 59	—	—	—	—	—	**Irkutsk	2200	3 10	—	—	—	—	—
*Kumagaya	1214	2 10	11 22	—	—	—	—	Chichijima	2250	3 07	10 17	12	106	31	0.29
Sumoto	1215	1 59	11 21	—	89	18	0.20	Miyako-jima	2300	3 09	10 15	—	70	40	0.57
Kofu	1221	1 58	11 21	10	262	210	0.80	Taichyu	2470	3 19	—	—	99	0	0

* ; 気象要報 ** ; I.S.S による

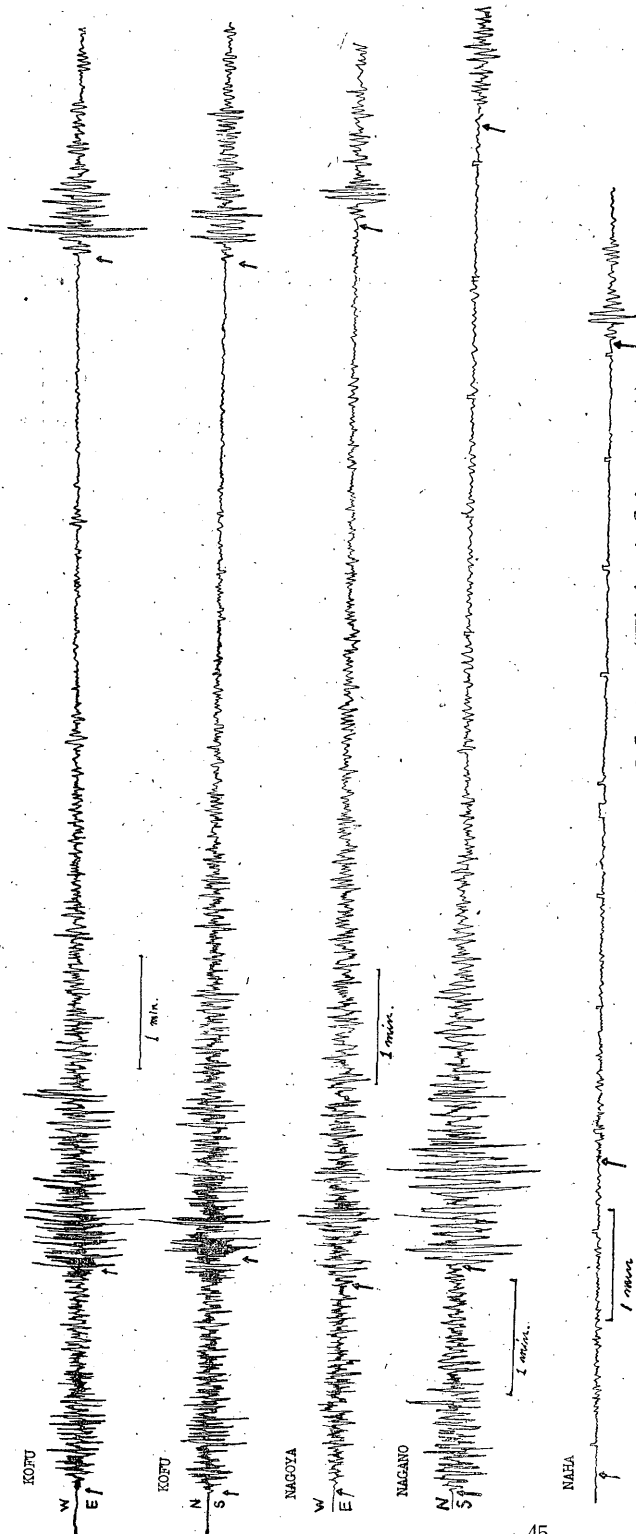


Fig. 3 Seismogram with apparent ScS waves (Wiechert's Seismograph)

波がさほど大きくない場合には ScS から観測されるのではあるまいか?)

二つの波の時間差についてみると最初の部分のはじまりは不明りようで観測誤差はまぬかれないが、震央距離に対してさほど大きな傾きはない。したがって、震央附近での値として(実際には震央附近では初めの部分は現れないが) 7~8 秒が推定される。これから不連続層の深さを推定すると⁽⁹⁾、80 km 前後と求められる。この結果は、

Gutenberg⁽¹⁰⁾ が P 波、S 波の振幅分布などからその存在を主張する低速度層の上面の深さとよく一致する。

また、Table 1 の観測値は ScSp から計ったが、ScS 波の走時として ScSs を採用するとすれば、震源の深さはさらに浅く求められ、和達の走時によれ

(9) 鷺坂、竹花: 近地地震における S 波の走時および初期微動時表 (験時 Vol. 8)

(10) B. Gutenberg; On the layer of relatively low wave velocity at depth of about 80 kilometers (Bull. Seism. Soc. Amer. Vol. 38)

": Unexplained Phases in Seismograms.

(" Vol. 39)

ば 500km, Gutenberg-Richter の走時によれば 530 km となる.

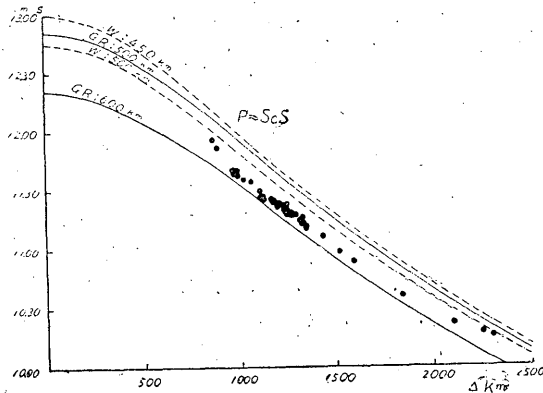


Fig. 4 (ScS-P)~△, W: Wadati's curve. G. R.: Gutenberg-Richter's curve

るのは S 波および ScS 波の振幅である. この場合, 振幅は各相の各成分ごとの最大動を読み取りこれを合成したものである.) また, その結果から A_{ScS}/A_s を求めてみると, 岐阜, 甲府, 船津, 和歌山, 宮崎, 屋久島などで 0.5 以上にもおよんでいるほか, 本州中部, 南部の東岸, および南西諸島などで著しく大きい (Fig. 6 参照).

一般に地表で観測される S 波, ScS 波の振幅につい

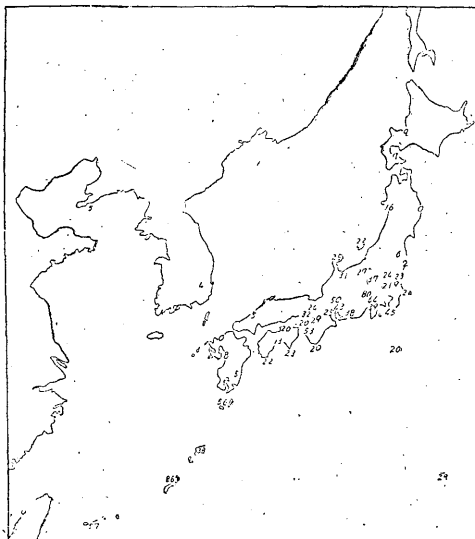


Fig. 6 Distribution of $(A_{ScS}/A_s \times 100)$

なおこのことは他の方法, たとえば核を通過した波, あるいは他の地表面反射波など用い震源の深さをたしかめて比較してみたいと思っている (後に述べるように ScP の走時を用いて求めた結果とはよく一致している).

(3) 振幅について この地震ではきわめて大きい ScS 波が観測された所が多い.

これらの振幅を測定した結果を Table 1 に示した (表中 A_s, A_{ScS} とししてあ

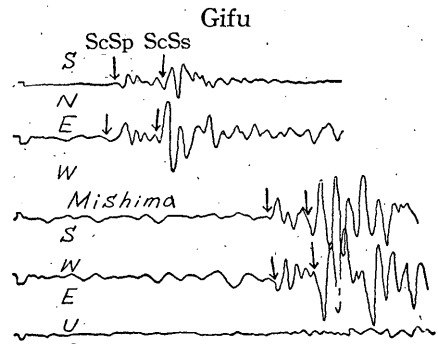


Fig. 5 Seimogram of ScS

て考えてみると, 震源から不均質弾性体内を球面波として伝播してゆく状態は,

$$f = \sqrt{\frac{\rho v}{\rho_0 v_0}} \sqrt{\frac{\sin \theta}{\Delta \sin \theta_0} \frac{d\theta}{d\Delta}} \quad (11)$$

ここで, ρ ; 密度, v ; 地震波の速度, Δ ; 震央距離 (ρ_0, v_0 はおのおの地表での値), θ ; 震源で波が射出される方向と鉛直線とのなす角, θ_0 ; 地表での射出角.

で表わされ, 振幅は f に比例して減衰する. いま, S 波および ScS 波 (あるいは P 波および PcP 波についてもだいたいなりたつ) の距離だ

(11) H. Honda; On the type of the seismograms and Mechanism of Deep Earthquakes (Geo. Mag. Vol. 5), その他

げによる減衰の状態を深さ 500 km の地震についてみると^(1,2) Fig. 7 の実線で示すようになる。また、これから A_{ScS}/A_S を計算してみると、点線で示すようになる。

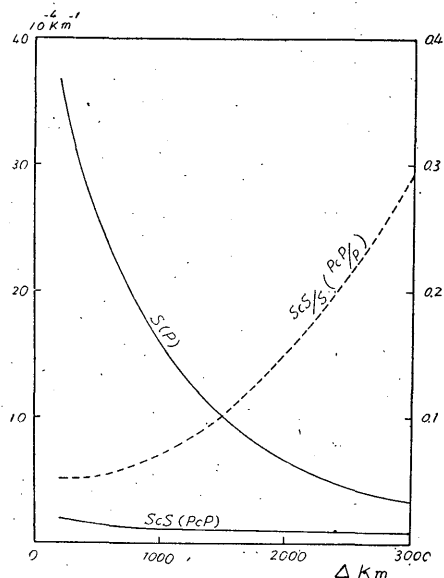


Fig. 7 Relation between the Amplitude and distance. (H ; 500 km)

次に、内核の表面（この場合内核は流体とする）における S 波の反射屈折の割合についてみると⁽¹³⁾

入射SH → 反射SH (ScS) ; 1.0

入射SV →

入射角	反射Sv(ScS)	反射P(ScP)	屈折P
10°	0.983	0.095	省略
15°	0.936	0.184	〃
20°	0.861	0.262	〃

となっている。つまり、近地地震では内核の表面で S 波はほとんど全部が ScS 波として地表に帰って来ることになる。

したがって、Fig. 7 の結果とあわせ考えると、震源からあらゆる方向に一樣に波動が送り出されたものとするれば、本邦では A_{ScS}/A_S は大約 2 割前後程度に観測される

Table. 2

Station	P~ScP		P~x	
	n	s	m	s
Sapporo	—	—	9	39
Wajima	8	12	9	38
Fukushima	—	—	9	34
Kobe	7	55	—	—
Utsunomiya	—	—	9	34
Sumoto	7	50	9	36
Kofu	—	—	9	36
Mito	—	—	9	36
Kakioka	—	—	—	—
Wakayama	7	51	—	—
Kochi	7	49	—	—
Mishima	7	48	—	—
Muroto	7	44	—	—
Shionomisaki	7	35	—	—
Miyazaki	7	40	—	—
Hachijyo-jima	7	32	—	—
Yaku-jima	7	28	—	—
Naze	6	44	—	—

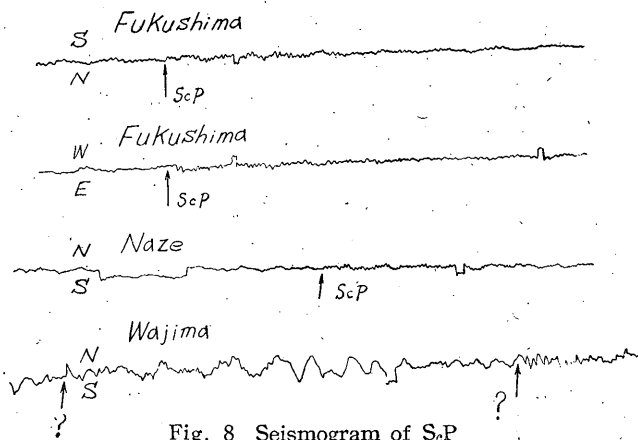


Fig. 8 Seismogram of ScP

(12) ScS 波については 本多, 伊藤; 昭和14年4月21日 日本海北部の深発地震(験時 Vol. II)
S; 波については 伊藤; 深発地震波動の振幅計算の表 (験時 Vol. II)

ただし Δ ; 1000km~1400km については多少遅った値を用いてある。

(13) 本多, 杵島, 窪田; 地球内核の表面における地震波の反射屈折 (験時 Vol. 8)

この場合、密度は外側 6.0 内側 9.5, P 波の速度は外側 13 km/s 内側 8.5 km/s, S 波の速度は外側 7.25 km/s, 内側 0 として計算してある。

はずである。実際に観測された結果はこれよりはるかに大きい値を示す箇所が多い。これらはその地域でS波が小さいか、ScSが大きいか、あるいはその二つが結び合わさったとすれば説明がつくので、そのような発震機構を考えなくてはならない。さきに示したように、発震機構はあまり明らかでないが、本邦の中央部ではS波が小さいことが想像できる。

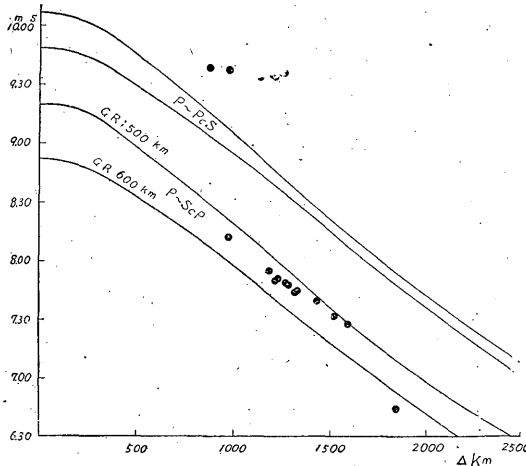


Fig. 9 (ScP-P)~ΔCurve

し、本多博士のしばしば論せられているように内核を流体と考えることなしには到底このScS波の振幅は説明がつかない。(15)

§ 3. その他の相について

近地の深発地震で観測されると期待される地震波はP波、S波に次いで、内核反射波PcP、ScP、PcS次いでScS波などである。S波が内核で反射した場合(ScP, ScS)については前に示したから、P波が入射した場合についてみると(15),

P波入射 →

入射角	反射P波 (PcP)	反射S(PcS)	核内入射波 P
10°	0.042	0.186	省略
20°	0.110	0.344	〃

となっている。また、Fig. 7はP、PcP波などについてもなりたつとしてあわせ考えると、PcP波は地震動の尾部の比較的卓越して

いる所でもあり、振幅からみても、近地地震では観測される可能性は少ない(Wiechert地震計を対象として)。次に、PcS波はScP波に比べ入射角20°附近で約1/2程度(入射P波と入射S波の振幅を同じとしてのことであるから、実際は更にこの数分の一になると思われる。)となりScP波より

(14) たとえば、本多; 『地震波動』

(15) 木沢; 『地球内核の表面に於ける地震波の反射屈折(験時Vol. 11)』によれば入射角20°でS_vでは0.060 S_Hでは0.061が反射する。[(この場合S波の速度は核内で5.0 km/s, その他の常数は(13)と同じ.]

(16) 本多, 杵島, 窪田; (13)に同じ。

は観測され難い。ScP波は入射角 20° 附近でS波の3割程度の振幅となり、したがって地表ではおおよそS波の1/30程度の振幅となる。ゆえに地震動が充分大きければ観測されると期待される相である。

(以上はすべて地震波動が震源からあらゆる方向に一様に送り出されるとしている)。

実際に験測してみると、ScS波の少し前に微小な振動が二種類現れているのが数か所で観測された。この相の模様は (Fig. 8 参照) いわゆる T-phase に似ているが、地理的關係からみても T-phase とは考えられない。これらの発現時と発震時との差をはかった値を Table 2 に示す。また、それらの時間差と震央距離との關係を Fig. 9 に示す。

この二種類の波のうち、前者はかなりよく

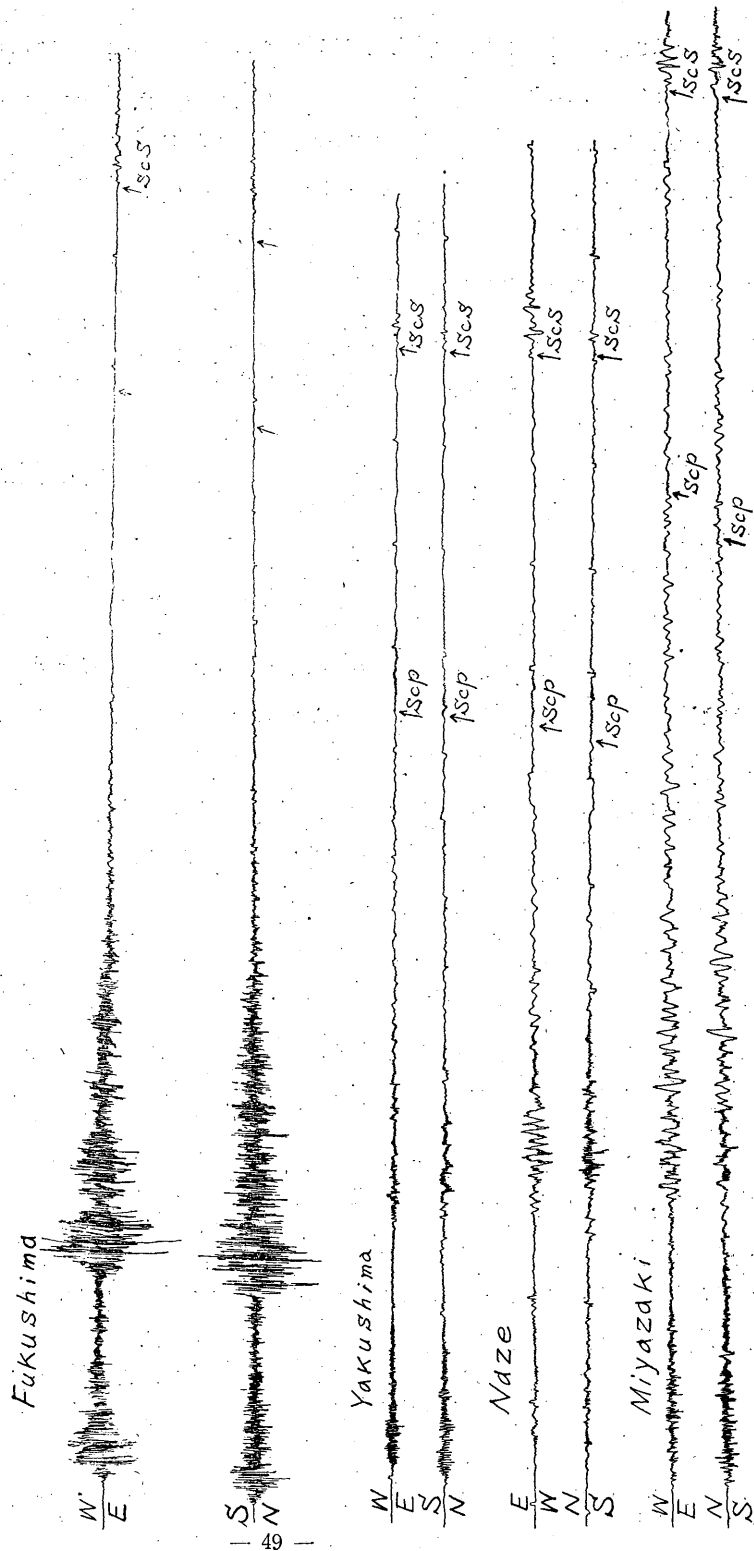


Fig. 8. (a) Seismogram with ScP waves (Wiecherts Seismograph)

一つの曲線で示され、傾向は核反射波と同じになっている。これを Gutenberg-Richter⁽¹⁷⁾ の走時と比べてみると、Fig. 8 に示すように 500 km~600km の深さの地震の ScP 波の走時の間にはいり傾向もよく一致する。内挿して震源の深さを求めてみると 530 km となり、先に ScSs を用い求めた結果とよく一致する。出現の模様などからはこの相を ScP 波と判定することは多少問題があると思われるが、走時だけについてみるとよく一致している。

また、ScP 波の走時からは 100 秒程度 PcS の走時よりは 50 秒程度遅く、同様な波動が数か所で観測されているが、走時の傾向は明らかでない。あるいは地表面で反射した内核反射波かとも思われるが、これだけの資料では明らかにすることはできない。

§ 4. む す び

1940 年 VII 月 10 日 5 時 50 分ごろ (Origin Time, G. M. T.) 東北中国穆稜附近 (44° . 8 N 130° . 6E) に発生した深発地震について調査した結果；

- (1) ScS 波が日本全国とその隣接地域の観測所で明りように記録され、この走時を用い震源の深さを推定すると 590 km となった (Fig. 4 参照)。
- (2) ScS 波のはじまりかたをみると、小さな振幅の部分が 10 秒前後続き、次に大きな振幅の振動がはじまっている (Fig. 5 参照)。この理由として地下の不連続層を考え、この層を通過する際 P 波に変質された部分が最初に来ると考えた。
- (3) (2) の事がらから、その時間差を用いて不連続層の深さを求めると 80 km 前後と求められた。
- (4) (2) の事がらから、振幅の大きな部分を本来の ScS 波と考えてこれを用いて震源の深さを求めると 530 km となった。
- (5) この地震で観測された ScS 波の振幅はきわめて大きく、とくに、本州中央部、南東部、南西諸島にかけて大きく S 波の 5 割以上におよんだ記録が数例あった (Fig. 6, Table. 1 参照)。
- (6) ScS 波の前に二種類の微小な波動が観測され (Fig. 8 参照)、前のほうの波動は ScP 波の走時とよく一致する (Fig. 9, Table. 2 参照)。後のもう一つのほうは何の相であるか明らかでない。
- (7) (6) の ScP 波の走時を用い震源の深さを推定すると 530 km と求められ、(4) で求めた結果とよく一致する。

おわりに当り、種々御指導御教援をたまわった井上博士に厚く御礼申し上げます。また、色々と御援助をいただいた清水、藤本、小野崎の諸氏に深謝致します。

(17) B. Gutenberg & C. F. Richter; (10) に同じ。