



Title	9. 日本における低速度層（その1）
Author(s)	角田, 寿喜; KAKUTA, Toshiki
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 11, 67-75
Issue Date	1964-02-15
DOI	https://doi.org/10.14943/gbhu.11.67
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/13864
Type	departmental bulletin paper
File Information	11_p67-75.pdf



9. 日本における低速度層 (その1)

角 田 寿 喜

(北海道大学理学部地球物理学教室)

— 昭和38年6月受理 —

I. はじめに

1914年に BARRELL が、地殻均衡説を説明する為には岩圈の下に曲げの強さの弱い層の存在することが必要なことを指摘し、これを“*asthenosphere*”とよんだ。

次いで1926年には GUTENBERG が縦波の振幅について調べた結果、震央距離1000 miles までは振幅は減少していくが、そこをすぎると急激に振幅が大きくなって100 miles 程度の距離で得られる値と同じ位になることを見出し、これを説明する為には50 miles (80 km) の深さの所に速度の小さな層を考えた。

その当時は彼の学説は根拠があいまいであるとしてほとんど無視されていたが、最近になって地下核爆発実験で得られた結果とか、表面波の分散、大気圧変化による地表のひずみの研究等々によってこの低速度層の裏付けがなされており、また1960年5月22日のチリ地震は低速度層が世界的な規模を持つものである事を明らかにした。

今回の研究は日本における低速度層の存在を確かめる為に行なったもので、深さが100 km 程度までの地震を使い、そのP波及びS波の最初に到達した波に着目して解析した。

第1表 使用した地震

Table 1. The list of earthquakes analysed in this paper.

	Date	Epicenter		Depth (km)	Initial Gradient	
		Latitude	Longitude		P wave (sec/θ°)	S wave (sec/θ°)
Group I	1956. 10. 11	44° 1/2N	150° 1/2E	100	14.02	26.00
	1961. 2. 12	43°13'	147°53'	80	14.40	25.12
	2. 12	42°55'	147°14'	20	14.24	24.74
	2. 13	42°59'	147°47'	60	14.50	25.10
	2. 15	43°16'	147°56'	60	14.00	25.00
	2. 16	43°12'	147°41'	40	14.21	24.48
	4. 23	43°33'	149°34'	shallow	14.18	24.15
Group II	1957. 4. 26	44°	148°	60	13.47	23.77
	1958. 4. 11	47°	152°	80	13.58	23.76
	7. 21	43° 3/4	147° 1/2	60	13.74	23.10
	7. 30	44°	148° 3/4	20	13.88	23.56
	1959. 10. 27	45° 1/2	151° 3/4	100	13.51	23.34
	1961. 8. 18	45°24'	149°48'	120	13.54	23.26

その結果震央距離 $10\sim 15^\circ$ の間でかなりはっきりした走時の不連続がみられたので、それぞれの波について簡単な低速度層の model を考え計算したところ、かなりよく観測値を説明する事が出来た。

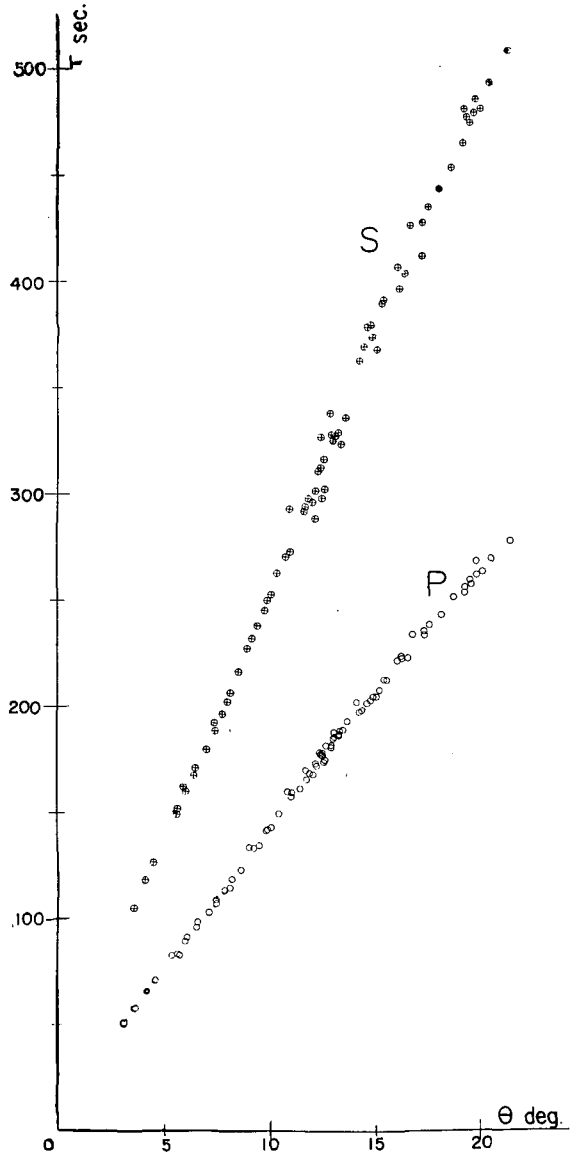
II. 資料及び解析方法

資料はすべて 1956~1961 年間の気象庁発行の地震月報から選び出した。

今回の研究に使用した地震はすべて、千島列島近辺に起った顕著な浅発地震及び 100 km 程度までの深さに震源を持つ地震に限り、深発地震及びその他の地域で起った地震は削除した。これらの地震は資料が少ないということ、深発地震は低速度層の影響をあまり表わさない (GUTENBERG¹⁾, BATH²⁾) ので削除したのであるが、深発地震も興味深い走時を示しているし、南方で起った地震も千島近辺のとはまた異った走時を示しているので、資料のそろい次第研究するつもりである。

第 1 表にはこの研究に使用した地震があげられている。震央位置及び震源の深さは気象台発表のもので、最後の欄には最小二乗法を使って決定され

た走時曲線の最初の部分(震央距離 10° あたりまでの走時)の勾配をあげた。これによって使用した地震を分類すると大きく二つのグループに分けることが出来る。即ち走時の傾向が、



第 1 図 1961 年 8 月 18 日の地震の走時

Fig. 1. The travel times for earthquakes on August 18, 1961.

- 1) B. GUTENBERG; "Low-Velocity Layers in the Earth, Ocean, and Atmosphere", Science, **131**, 1960, No. 3405, 959-965.
- 2) M. BATH; "Shadow Zones, Travel Times, and Energies of Longitudinal Seismic Waves in the Presence of an Asthenosphere Low-velocity Layer" Trans. Amer. Geophys. Un. **38**, No. 4, 1957, 527-538.

第1のグループ

P波; 14.00~14.40 sec/θ°

S波; 24.15~25.35 //

第2のグループ

P波; 13.47~13.88 sec/θ°

S波; 23.10~23.56 //

となる。

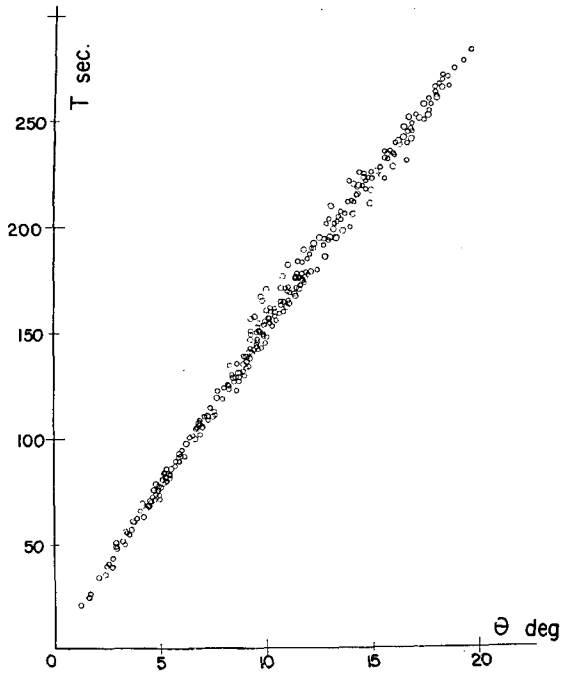
第1図は1961年8月18日の地震の走時である。これは比較的まとまり具合がよいが、それでも個々の地震についての走時を比較してみると、似たような傾向を示しているながら点のばらつきがかなりみられるので、統計的な走時の傾向をみる為に、第1表の分類に従って各々のグループ毎に走時を重ね合わせた。これを行なう際には震央は正しいものと仮定し、走時の最初の部分に属する点が最も多く重なるように、地震発生時刻をわずかだけ動かす操作をした。走時のまとまり具合がかなり良いのでこの仮定はさほど大きな誤差をもたらさない。ほとんどの地震については、この操作の必要がなかったが、4, 5秒程度の移動の必要なものもあった。

次に重ね合わせた走時を調べよう。

- 1) 第1のグループ (第2図及び第3図)

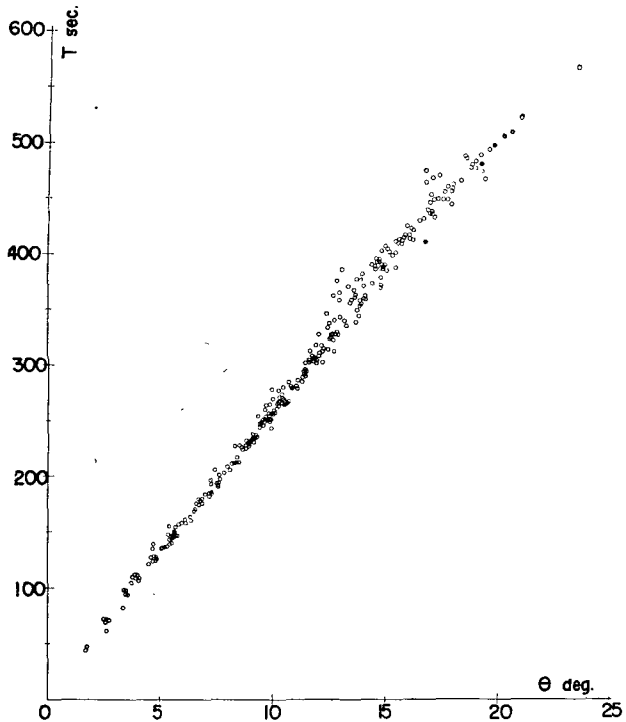
P波; 14.2 sec/θ° (7.8 km/sec)

の勾配で10°あたりまで直線をなしているが、10°あたりから点が



第2図 第1グループ地震のP波走時

Fig. 2. P travel times for earthquakes of the first group.

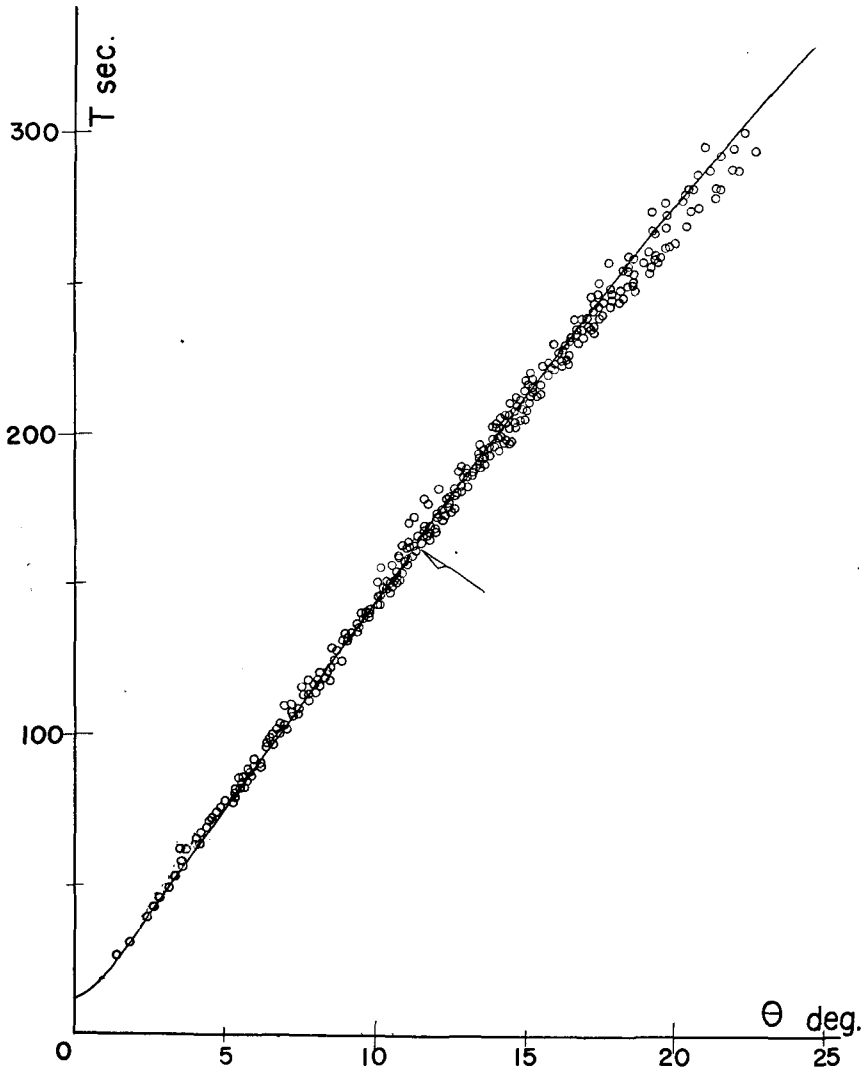


第3図 第1グループ地震のS波走時

Fig. 3. S travel times for earthquakes of the first group.

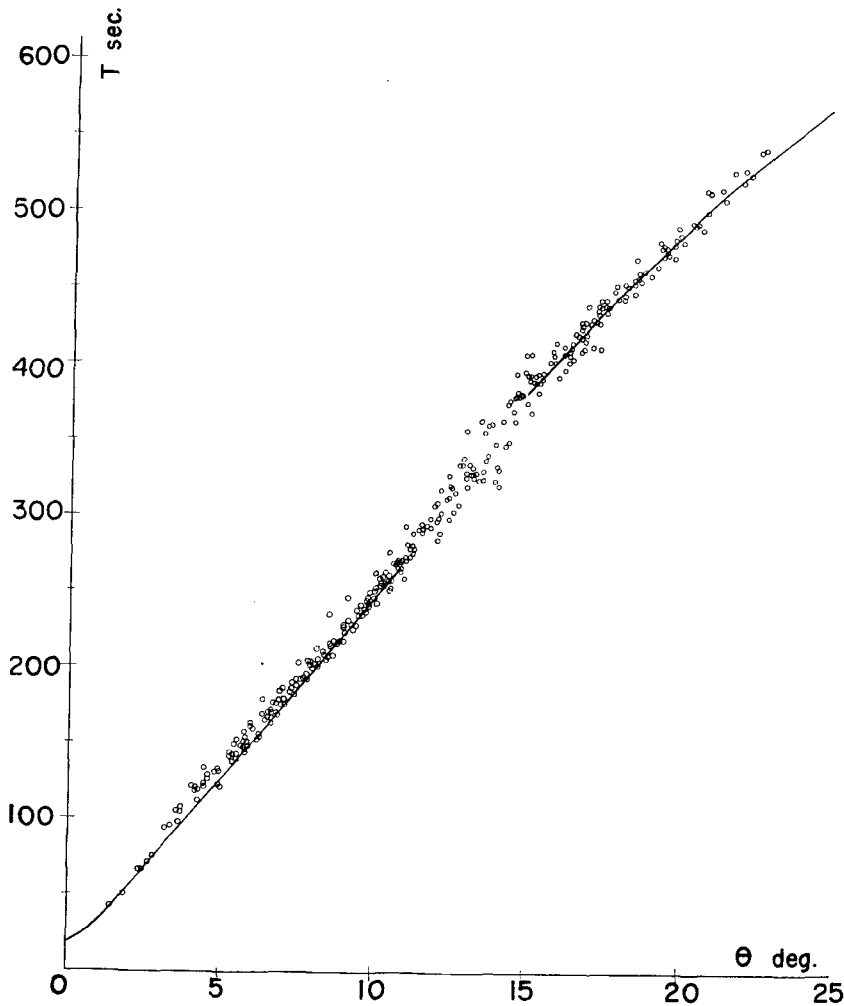
かなりばらついてきている。後の部分は勾配 $13.0 \text{ sec}/b^\circ$ ($8.5 \text{ km}/\text{sec}$) で前の部分との間には数秒程度の走時の *jump* がみられる。

S 波；勾配 $24.0 \text{ sec}/b^\circ$ ($4.6 \text{ km}/\text{sec}$) で $12\sim 13^\circ$ まで走時はまとまっているがそこから 15° あたりまでは点のばらつきが大きくなっている。 15° から先はまたまとまった走時を示していてその勾配は $22.0 \text{ sec}/b^\circ$ ($5.0 \text{ km}/\text{sec}$) である。前の部分と後の部分とに属する走時の間には 20 秒程度の *jump* がみられる。



第 4 図 第 2 グループ地震の P 波走時。実線はモデル計算に基づいた理論曲線で矢印はその不連続点を示す

Fig. 4. P travel times for earthquakes of the second group. Solid line indicates the calculated curve and the arrow points the discontinuity of the calculated curve.



第5図 第2グループ地震のS波走時。実線は理論曲線

Fig. 5. S travel times for earthquakes of the second group.
Solid line indicates the calculated curve.

2) 第2のグループ(第4図及び第5図)

P波; 14° あたりまで走時は $13.3 \text{ sec}/\theta^\circ$ (8.4 km/sec) で伸びているが、 10° あたりからは僅かに点がばらついてきている。 15° あたりからは勾配 $10.9 \text{ sec}/\theta^\circ$ (10.2 km/sec) と $12.1 \text{ sec}/\theta^\circ$ (9.2 km/sec) の2本にわかれている。これは深さの異なる地震を重ね合わせたために起ったものであろうが、或いは Moho 面よりも下の層が地域によって異なるために起ったものかもしれない。(mantle は均質という事を考えると前者の可能性が強い。)

S波; 勾配 $23.6 \text{ sec}/\theta^\circ$ (4.7 km/sec) で 11° あたりまで走時が続きそこから 15° の付近迄はかなり大きくばらついている。 15° あたりからは別の系列に属する波が現われ、勾配は $20.0 \text{ sec}/\theta^\circ$ (5.6 km/sec) となっている。ここでも前と同様に前と後の部分の走時には 20 秒程度の jump が

みられる。

III. 二、三の考察

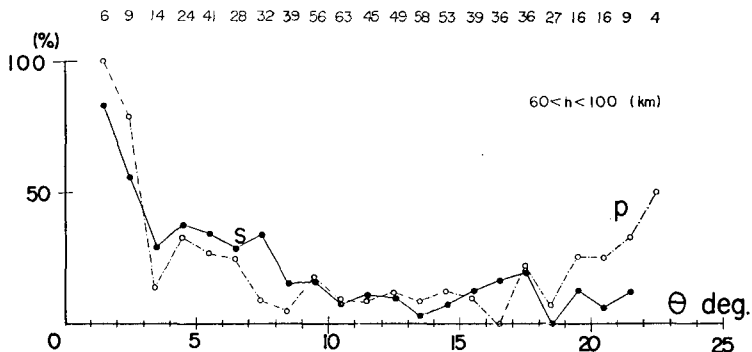
この種の問題の研究には GUTENBERG の試みたような振幅の議論を併用して *shadow zone* の存在を云々することが望ましいのであるが、地震月報からそれをするに十分な振幅の資料を取り出すことは困難である。

そこで振幅の代りをするものとして、震央距離 1° の区間内にある観測点で観測された数中に占める、はっきりした *phase* を読み取った観測点の観測 (即ち地震月報中には *iP* とか *iS* と書いてある) の数の割合を百分率で取ってみた。第 6 図は使用した地震中 $60\sim 100$ km のものについてプロットしたもので、上部の数字は区間 1° における総観測数を表わしている。著者は第 2 グループのものについても同じことを試みたが傾向は同じようなものであった。

phase をはっきりと読み取れたということはもちろん、その波のまわりに *noise* が少なかったということが重要な役割を占めるのであるが、今はそのことはさておき、それは振幅をはっきりと読み取れるほどその波が大きかった為と考える。すると第 6 図は振幅の振舞を検討してみる程度の役には立つであろう。

第 6 図によると、 $7, 8^\circ$ 迄はその割合が減少していくがそこから 16° あたり迄は 10% 程度の値を保ち、それから先はやや増加していくような傾向を示していて、確かに GUTENBERG のいう振幅の振舞に似た様子をみせている。

量的には GUTENBERG のほど著しいものではないが地震波エネルギーの距離による損失を



第 6 図 震央距離区間 1° における総観測数中に占めるはつきりした観測数の割合。破線は P 波、実線は S 波で上に並べた数字は総観測数を示す

Fig. 6. The ratios of the numbers of distinct observations to the total numbers of observations in the interval 1 degree. Dotted line represents the ratios for the first P wave, and solid one for the first S. The numerals in the upper part are the total numbers of observations in the interval 1 degree.

考えあわせると、さほど急激な振幅の増加がなくとも低速度層の存在を否定する事は出来ない。

第1~5図をみると、いずれの図にも10~15°の間で走時のばらつき現象のある事がわかる。特にS波においてはそれが顕著である。第6図とこの事とを考え合わせると、この区間は波の到達しない蔭の部分、即ち *shadow zone* であって、観測される地震波のエネルギーが小さく、従って記録が読み取りにくく、走時のばらつきが大きくなったという事がいえよう。(はっきりとした低速度層が存在すれば、*shadow zone* 内には地震波は到達しない。しかし実際にはこの部分でも観測されるのは、低速度層が均質なものでない為と、回折によって波が運ばれてくる為であると解釈されている。)

IV. 簡単なモデル

以上考察した結果、低速度層存在の可能性が確認されたので簡単なモデルを考えて計算を行なった。

地球は完全なる球体で、四層を考えその各層に於いては均質な物質から成るとした。その四層とは最上層が *crust* で、第二層との間には Moho 面があり、第三層は低速度層である。

一、二、三層においては地震波の速度はその層中で一定の値をとるが、第四層中では深さの増すに従って速度が増すものとした。

その結果観測値をかなりよく説明できるモデルは第2表で、計算した結果は第4図及び5図上に実線で表わしてある。なお計算においては和達・益田の走時表を参照して震源の深さを80 km とした。

第2表 簡単なマントル上部のモデル
(Zは深さを表わす)

Table 2. A simple model of upper mantle.
Z represents depth in km.

Depth (km)	V_p (km/sec)	V_s (km/sec)
0	6.00	3.50
40	7.90	4.65
90	7.85	4.50
150	$7.90 + (Z - 150)/300$	$4.65 + (Z - 300)/300$
300		
$Z > 300$		

計算結果によるとP波については11.04~11.34°の間が、S波については10.83~15.01°の間が *shadow zone* にあたる。

V. 最後 に

第2表で仮定したモデルにおいてS波の低速度層がP波のそれよりも顕著で、深くまで入り込んでいることは次のように説明される。即ち低速度層は剛性率の小さな層で、

$$V_p = \sqrt{\frac{k + \frac{4}{3}\mu}{\rho}}, \quad V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$$

であるから密度の変化が小さいと考えると、S波の速度は剛性率 μ だけで決められ、P波の速

度はその他に体積弾性率 k の関数でもあるので、 μ の減少を k で補うなどして、 μ の減少を S 波ほどには微妙に反映しない。だから極端な場合には、S 波にのみ低速度層が存在して、P 波には存在しないという事も可能である。

ここで使用した地震の P 波の走時を、低速度層を置かないで、100 km 程度の深さに、急に速度の増す不連続面を考えても説明できそうである。即ち上の層との速度差が小さくて、薄い低速度層を置いて、その影響が小さくて観測網には単なる不連続面のようにうつらうつらである。もちろん観測精度が良くなければなおのこと区別がつかない。

しかし S 波の走時は、明らかに 2 つの系列の波が現われていて、その間の点はばらつきが大きく、しかもその間で走時ははっきりした *jump* を示しているという事から、単に速度の増す不連続層を考えるだけでは説明出来ず、どうしても低速度層の存在することが必要で、しかもそれは 100~300 km 程度の深さにわたって存在していなければならない。

P 波については多少の疑問も残るが S 波の走時と同じく、 10° あたりから走時がばらついてきて、しかも S 波について低速度層の存在する深さのところの不連続面を持つということは、おそらく前に述べたようなさほど顕著ではない低速度層の存在していることを示しているのではないかと思われる。

低速度層の問題を地震波の上から詳細に議論するためには、同一種類の地震計を日本全土に適度に配置して記録することが望ましいが、これは別としても、地震記象を眼前に並べて、波を正確に判断し、振幅の変化を調べて *shadow zone* の存在を云々する事が欠かせない。今回はこのような重要な事柄を実行出来なかったので、大雑把な議論に終わってしまった。

最後に、御指導下さった松沢教授、及び当教室の方々に厚く御礼申し上げます。

The Low Velocity Layer in Japan (Part 1)

By Toshiki KAKUTA

(Department of Geophysics, Faculty of Science, Hokkaido University)

To discuss the existence of the low velocity layer in Japan, shallow and rather deep (to the depth of about 100 km) earthquakes, which occurred at the region of Kurile Islands and reached to the distance of about 20 degrees, are investigated in this paper. The data of the above earthquakes are found in the Bulletins of the Japan Meteorological Agency from 1956 to 1961.

First, in order to establish statistically travel time curves of the first arrivals of both P and S waves, the earthquakes concerned are grouped into two according to the initial gradients of the travel time curves (Table 1). The curves are shown in Figs. 2, 3, 4 and 5.

As the data concerning amplitudes of the waves are not complete in the Bulletins for our purpose, the author takes up the ratios of numbers of observations in which phases were reported as distinctly read to the total numbers of observations in each range of 1 degree (See Fig. 6). In the figure, it is clear that the first phases of both waves are observed less distinctly at the stations between 8 and 16 degrees.

Second, a few models of the low velocity layer are assumed and the fittest model is given in Table 2, and its travel time curves are shown in Figs. 4 and 5.

For P waves, the difference in the assumed velocities between the upper high velocity layer and low one is small, therefore, the observed P travel times may be interpreted by assuming discontinuity of velocities increasing with depth in stead of a low velocity layer, but it is very noticeable that the discontinuity of the P travel times is observed in nearly the same range as one of the S travel times. On the other hand, the observed S travel times can not be explained without the assumption of a low velocity layer, because jumping and scattering between the two branches of the observed travel times are rather conspicuous (See Figs. 3 and 5). Hence, concerning S waves, it may be safely said that, in the north part of Japan, there exists a low velocity layer of about 200 km in thickness having its top surface at about 100 km deep.

More detailed study will be postponed to the near future.