

# やまと山脈調査旅行の途次における 人工地震探査

石 田 完\*

## SEISMIC OBSERVATION OF THE YAMATO MOUNTAINS TRAVERSING TRIP

Tamotsu ISHIDA\*

### Abstract

Refraction and reflection seismic studies were made on the route between from Station No. 102 and Station No. 227 during the trip across the Yamato Mountains (See Fig. 1).

We used the seismic equipment with 24 recording channels and geophones having the natural frequency of 20 cps (type M-3), supplied by the Electro-Technical Labs. It was mounted on a caboose hauled by a snow-car, as shown in Figs. 2 and 3. The 12 geophones were placed at intervals of 20 m, straightly along the traverse route. The shots for the reflection shooting ranged from 1 to 2 kg of TNT placed in 2 shot-holes, drilled 1 or 2 m apart at depths between 4 m and 6 m in the center of the 12 geophones.

Velocity variation with depth for  $P$  wave was calculated for Station No. 95 using the equation:

$$h = \frac{1}{\pi} \int_0^D \cosh^{-1} \frac{V_D}{V_x} dx,$$

where  $h$  = depth at which velocity  $V_D$  occurs;

$x$  = horizontal distance;  $V_x$  = velocities from travel time curve in Fig. 6. The travel time curve was plotted from the results of refraction shooting at Station No. 95.

Fig. 7 shows variation of the velocity of  $P$  wave with depth. Further, from the curve, density variation with depth in névé was deduced by the equation:

$$\rho = 2.21 \times 10^{-4} V_p + 0.059,$$

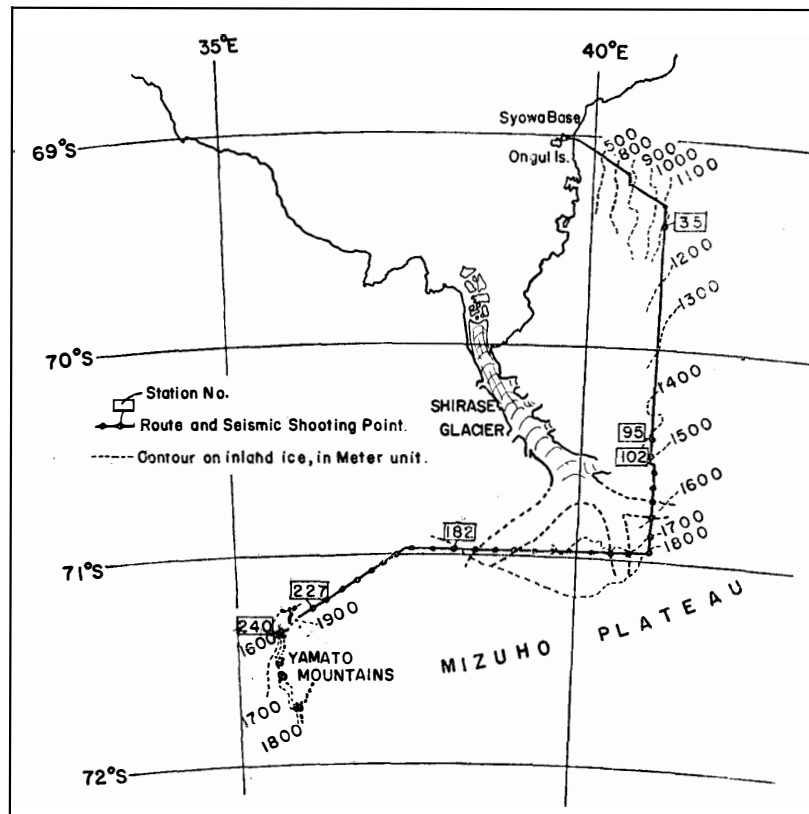
where  $\rho$  is density in  $\text{g/cm}^3$  and  $V_p$  is velocity of  $P$  wave in m/s. The result is shown in Fig. 12. As is known from the figure the rate of increase of density with depth in this area is larger than in the Ross Shelf and Queen Maud Land.

The reflection shooting was performed at intervals of 10 km on the route of 270 km in total length. Ice thickness profile obtained from the seismic prospecting is shown in Fig. 10. As seen in this figure, 3 deep valleys were detected beneath the traverse route. These may be the sources of the Shirase Glacier.

### 1. ま え が き

1960年11月1日から同年12月15日迄に行なわれた、やまと山脈調査旅行の途次で、人工地震による大陸氷の調査を行なった。この調査の主な目的が、白瀬氷河の源頭がどの辺に

\* 北海道大学低温科学研究所，第4次南極地域観測隊越冬隊員。The Institute of Low Temperature Science, Hokkaido University. Member of the Wintering Party, the Japanese Antarctic Research Expedition, 1959-61.



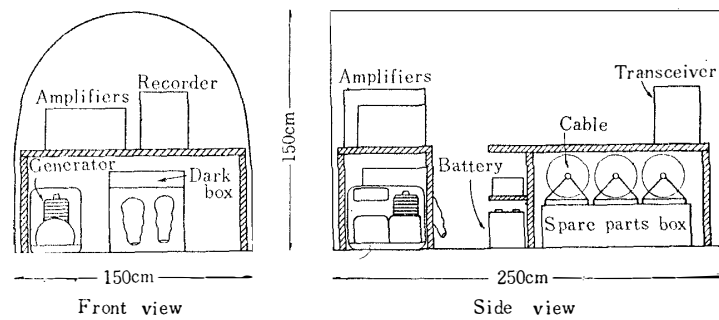
第 1 図 やまと山脈調査旅行ルート図と人工地震の観測線  
 Fig. 1. Seismic observation route.

あるかを知ることにあつたので、観測はだいたい、 $70^{\circ}31' S$ ,  $41^{\circ}00' E$  の地点から  $71^{\circ}22' S$ ,  $35^{\circ}39' E$  の地点に至る線上で 10km ごとに行なつた。その結果から得られた氷厚断面図によつて、白瀬氷河の源頭と思われる谷の位置を知ることができた。第 1 図に観測線と氷厚断面図から推定された谷の位置を示す。

## 2. 観測装置

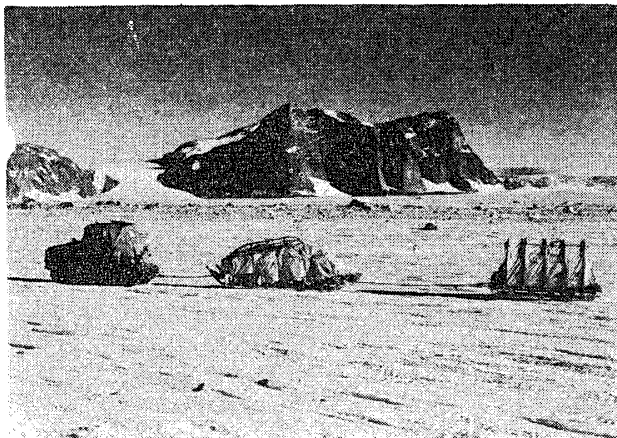
使用した地震探査器は E.T.L. 社製の M-3 型 24 成分のものであるが、観測に要する時間をなるべく短くするため 12 成分のみを用いた。換震器は同社製の固有振動数 20 cps のものである。爆薬は東洋化工の T.N.T. で直径 45mm. 薬量 500g と 1kg のものを用いた。雷管は帝国化工の 8 号電気雷管を使った。

発破孔を掘るためのアイス・ドリルは AC 100V のモーター・ドリルで、その電源はガソリンエンジンを動力とする携帯型 1KVA 発電機によつた。このガソリンエンジン発電機は旅行中の激しい振動でところどころに故障を生じ、特に配電盤は振動に強い構造でなかつたので、いたみがひどかつた。また糧編成の都合から発電作業は常に外で行なつたので、地吹雪のひどいときはエンジンの吸気口に雪がつまったりなどして、始動に手間どることが多かつた。アイ



第 2 図 カブース内配置図

Fig. 2. The arrangement of Seismic equipments in a caboose.



第 3 図 地震探査の橇編成. 後ろはやまと山脈の一部

Fig. 3. Seismic sledge train with a hill of the Yamato Mountains in the background.

ス・ドリルのビットは長さ 1m のものを継いで使うが、その着脱装置が工合悪く手間どったり、穿孔中に継目がはずれて下に残ったビットを掘り出すのに多くの時間を費やしたりした。普通、発破孔の穿孔作業に 3 人、換震器とケーブルの設置作業に 2 人の人員で行なって、作業が順調にいったときは、調査隊が停止して 1 回の地震探査を終り発進する迄の時間は 40 分位であった。ところが一たび穿孔作業に故障が起こると、1 回の観測に数

時間も費やすことがたびたびあった。結局、今回の地震探査では穿孔作業に 1 番の弱点があったので、今後ビットの改良とか、雪上車に穿孔装置を付属させることなどが望まれる。

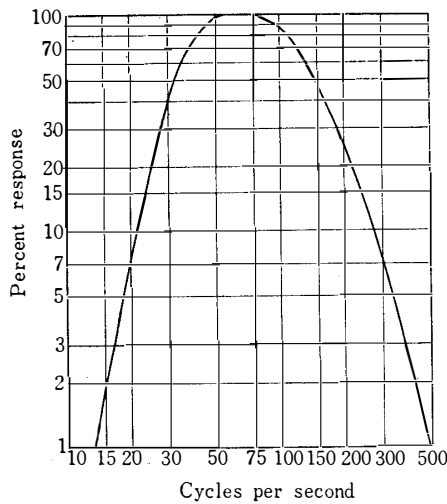
地震探査器、電源バッテリー、充電機、ケーブル、写真現像用暗箱などはカマボコ型テント付橇（カブース）に設置し、雪上車で索引した。カブース内の配置図とその外観を第 2 図、第 3 図に示す。カブースは床面積が 1.5m×2.5m という比較的小さなものであったので、第 2 図のように地震探査器の増幅器とオシログラフは高さ 0.6m の台の上に乗せた。この台は、ありあわせの 4cm 鉄アングルを脚として組み立てたものであるが、旅行の行動中、雪面の凹凸のため橇が激しく振動し、基地を出発してから 4 日目で脚の 1 本は折れてしまった。それから台をテントの U 型骨からナイロンロープで吊り下げた。最後には脚は 4 本とも折れたのであるが、このような激しい動揺に対しても、観測器機には殆んど故障が起こらなかった。

### 3. 観測の方法

調査旅行の主な目的がやまと山脈の位置を観測し、その地形、地質を調査することにあつた

第 1 表  
Table 1. Mixing

Trace	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Mixing	1	1-2	2-3	3-4	4-5	6	7	8-9	9-10	10-11	11-12	12
Rate		$\frac{1}{2} \frac{1}{2}$	$\frac{1}{2} \frac{1}{2}$	$\frac{1}{2} \frac{1}{2}$	$\frac{1}{2} \frac{1}{2}$			$\frac{1}{2} \frac{1}{2}$	$\frac{1}{2} \frac{1}{2}$	$\frac{1}{2} \frac{1}{2}$	$\frac{1}{2} \frac{1}{2}$	

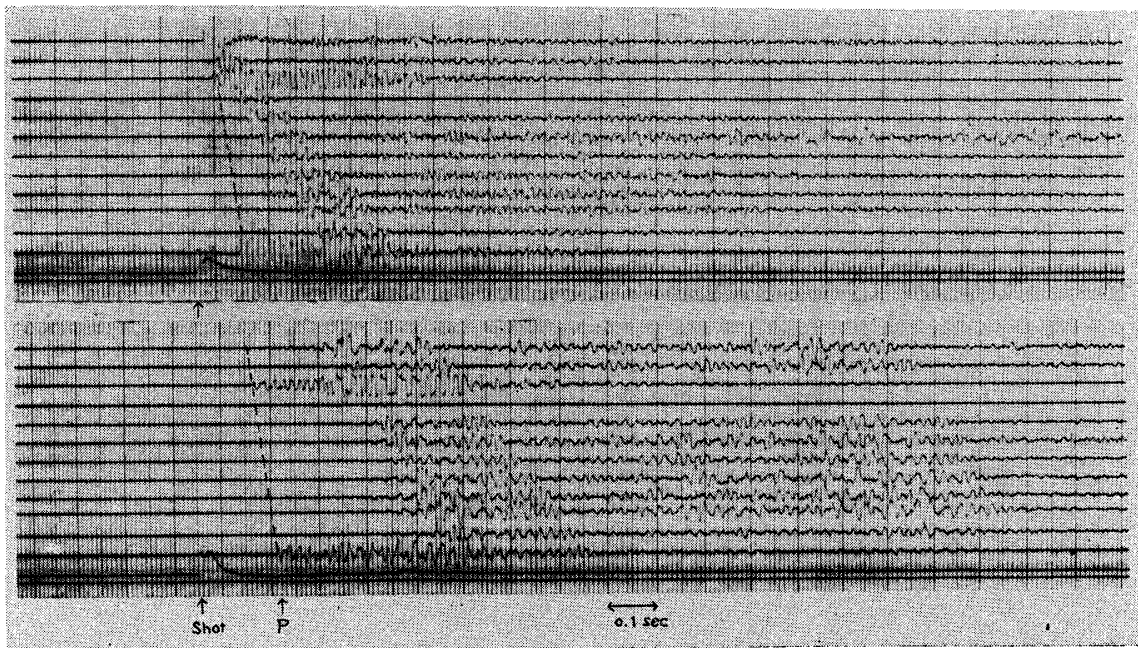


第 4 図 増幅器のフィルター特性  
Fig. 4. Characteristics of amplifier filter circuits. Attenuation ratio: 24 db octave fraction of critical damping: 0.6.

ので、地震探査による氷厚観測は前に記したように、やまと山脈から約 270km の間に限った。観測点はルート沿いに 10km ごとにとったが、往路においては、山地へなるべく早く到着するために 30km ごとに観測し、帰路で途中抜かした観測点をうめていった。氷厚の観測には反射法を用い、12 個の換震器は 20m の間隔で常にルート沿いに配置した。発破点は測線の中央、換震器 6 番と 7 番との間に、普通 4m の深さで 1m 間隔に 2 個、測線に沿って設け、1kg ずつの爆薬を用いた。

換震器の出力信号には、第 1 表のような mixing を行なった。

増幅器のフィルター特性は第 4 図に示すようなもの

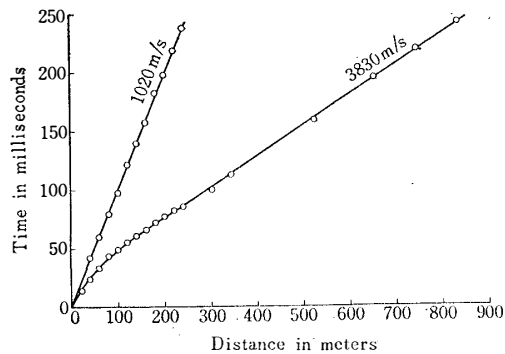


第 5 図 観測点 No.95 における屈折波の観測記録  
Fig. 5. Refraction shooting records at Station No.95.

を用いたが、これで良好に反射波を捕えることができた。

#### 4. 大陸氷中の弾性波の速度

大陸氷中での P 波の速度の垂直分布を求めるために、観測点 No. 95 (氷厚測定を開始した観測点 No. 102 より 14km 北の地点) で屈折波の観測を行なった。実際の記録の 1 部を第 5



第 6 図 P 波の走時曲線 (観測点 No. 95)

Fig. 6. P wave velocity measurements on inland ice (Seismic Station No. 95), 1400m above sea level.

図, これから得られた走時曲線を第 6 図に示す。1 回の測線距離は 220m なので、震源の位置を 3 回変えて測定した。第 6 図に示すように P 波は震央距離 250m 以上で 3830m/s の直線上にのる。初動の後、最も顕著な波が現われるが、その走時線は第 6 図に示すように、震源から始まる直線となる。この速度は 1020m/s で、表面を伝わる直接波と思われる。その後は第 5 図に見られるように、次第に速度の分散した波が続くが、S 波の相を明瞭につかむことはできなかった。

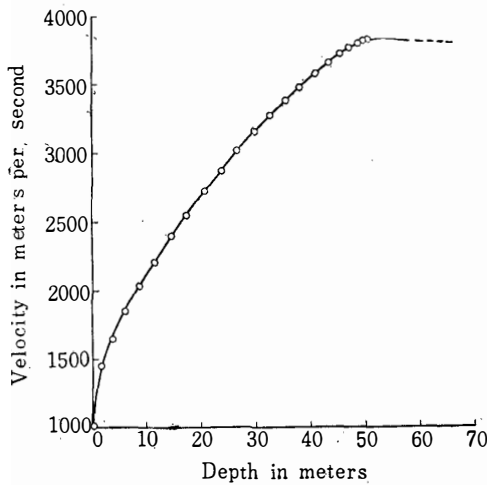
震央距離  $x$  で表面に達する波が最も深く入った所の P 波の速度を  $V_x$  とすると、距離  $D$  で表面に達する波が最も深く進入する深さ  $h$  は

$$h = \frac{1}{\pi} \int_0^D \cosh^{-1} \frac{V_D}{V_x} dx$$

で与えられる。  $V_x$  を第 6 図の各距離における走時線の傾斜から求めて、  $h$  を計算すると、第 7 図のような P 波の速度の垂直分布が得られる。これは観測点 No. 95 における値であるが、反射法の観測を行なった他の観測点、No. 35, No. 102, No. 240 における初動の走時曲線を併せて記入すると、第 8 図に示すように震央距離の小さい所では差があるが、距離が大きくなると共に全て同じ傾斜の直線に近づく。他のどの観測点でもだいたいこの範囲内に入るので、P 波速度の垂直分布は、今回観測した地域内では、浅い所は場所により多少異なるが、第 7 図のように深さ 50m 以上では全て 3830m/s の速度に達すると考えられる。

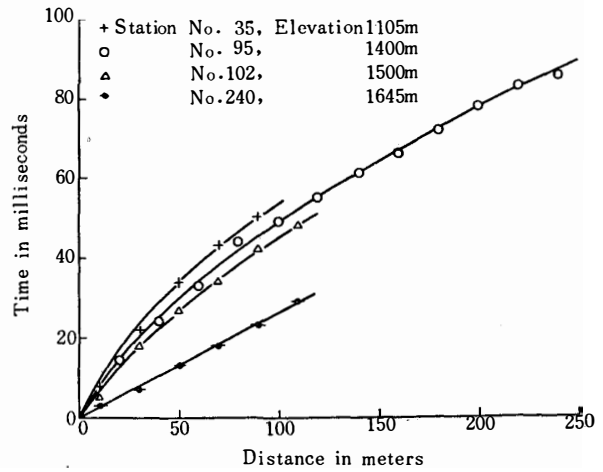
第 7 図から深さ 50m に達する P 波の走時を計算すると 18.9msec になる。今回観測したうちで最も短い反射波の走時は観測点 No. 107 の 288msec であるが、表面 50m 層迄の速度分布を考慮して計算した深さ 529m に対し、表面から底迄一様な速度 3830m/s として計算した深さは 552m となり約 4% の誤差を生ずる。これより長い反射波の走時に対しては、表面層の速度分布を考慮しなくても、当然誤差は更に小さくなる。

第 8 図で観測点 No. 240 の走時線だけは震央から直線となっている。この観測点はやまと山



第 7 図 大陸氷中の P 波速度の垂直分布 (観測点 No. 95)

Fig. 7. Variation of the velocity of P wave with depth on inland ice (Seismic Station No. 95).

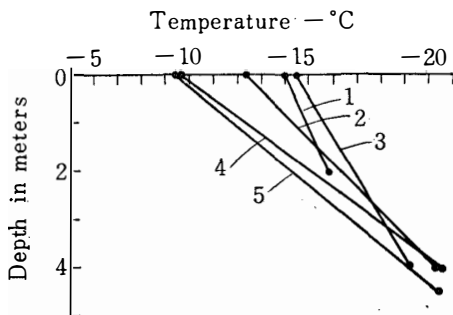


第 8 図 4 観測点における P 波走時曲線の比較

Fig. 8. Travel-time curves at the four seismic stations.

脈の風下側の裸氷地帯で、表面に密度 0.88 程度の氷が露出している。すなわち、ここでは他の地域の névé の 50m 下の層が表面に出ているものと思われる。

今回行なった névé の温度の測定は例が少なかったが、発破孔を利用してサーミスタ温度計で測定した結果は、第 9 図のように場所、日時にかかわらず 4m の深さで約  $-20^{\circ}\text{C}$  と一定になっている。



第 9 図 発破孔で測った névé の温度

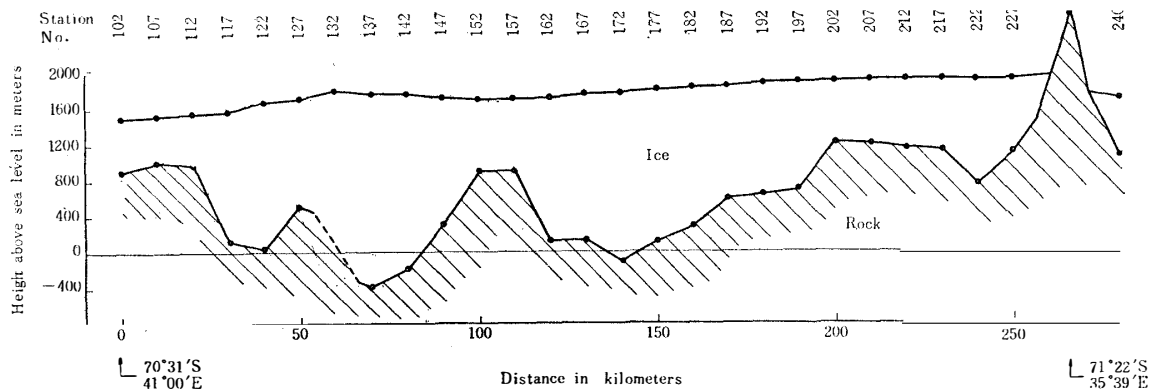
Fig. 9. Temperature of névé measured in shot holes.

Curve	Station	Time (G.M.T.)	Date
1	222	1500	Dec. 7, 1960
2	137	1340	" 11, "
3	132	1620	" " "
4	117	1230	" 12, "
5	112	1510	" " "

## 5. 反射波による氷厚測定

第 1 図に示した観測線において反射波の観測から求めた氷厚断面図を第 10 図に示す。人工地震波の実際の記録は第 11 図に示すようなもので、多くの場合 2 回の反射波が観測された。névé 表面の高度は 2 台のアルチメータを用い、一応昭和基地における気象観測資料によって気圧変動の補正を行なって求めたが、あまり精度はよくない。従って、前節に述べた理由にもより、大陸氷中の弾性波速度は全て 3830 m/s として氷厚の計算を行なった。観測点 No. 132 では観測操作を誤り、記録が得られなかった。第 10 図を見ると、観測点 No. 122, No. 137, No. 172 あたりに谷が有ることが判り、その位置を地図の上に記入すると第 1 図の

点線で示したように白瀬氷河の源頭に当たるとと思われる。



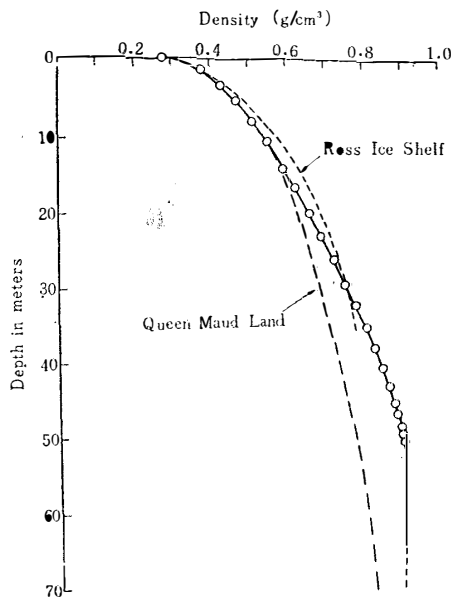
第 10 図 氷厚断面図

Fig. 10. Ice thickness profile with a vertical exaggeration of 25 times.

### 6. Névé の密度の垂直分布

Névé の密度とそれを伝わる P 波の速度との関係にはいろいろな実験式が導かれているが、ここでは ROBIN<sup>1)</sup> の

$$\rho = 2.21 \times 10^{-4} V_p + 0.059$$



第 12 図 第 7 図から計算された névé の密度の垂直分布

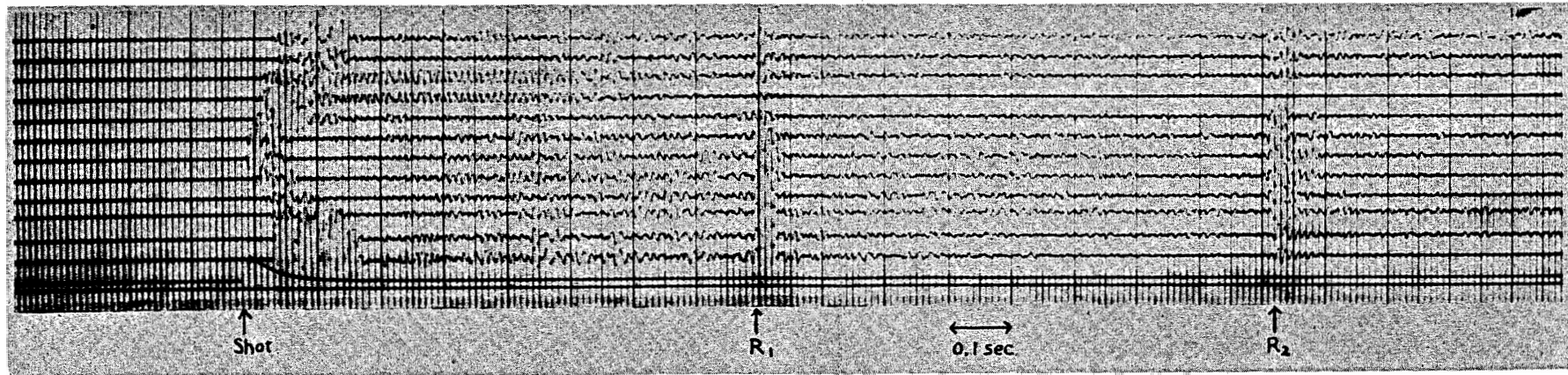
Fig. 12. Density variation with depth in Seismic Station No.95. The curve has been deduced from the velocity-depth curve given in Fig. 7, using the equation:

$$\rho = 2.21 \times 10^{-4} V_p + 0.059.$$

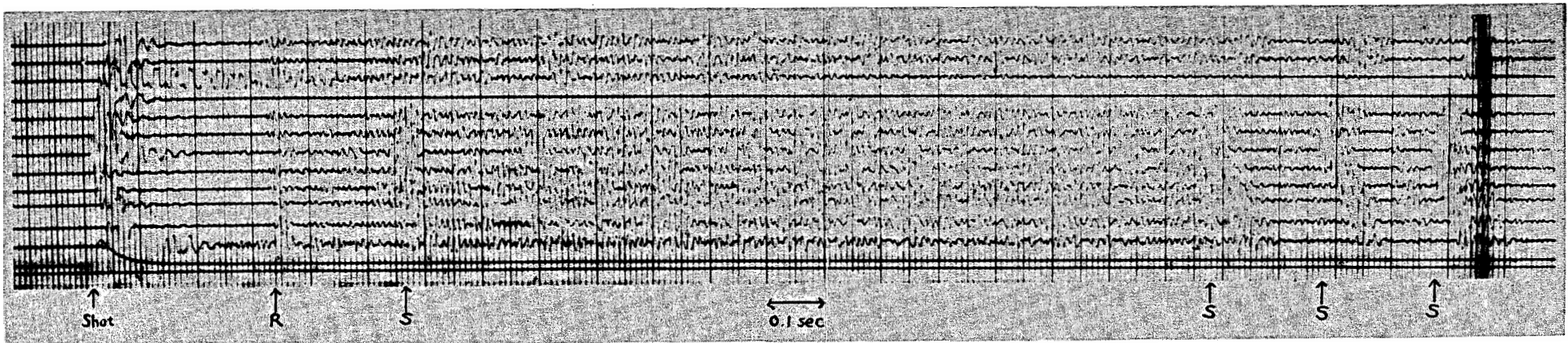
を用いて、第 7 図の深さと P 波速度との関係から、névé の密度の深さによる変化を求めて見ると第 12 図のようになる。この図には、Ross Ice Shelf<sup>2)</sup> と Queen Maud Land<sup>3)</sup> における実測値を併せて記入してある。これを見るとこの地域の névé では、他の 2 つの地域に比較して、深さに対する密度の増し方が大きい。このことの定性的な解釈の 1 つとして、前に述べたように、やまと山脈の風下側には裸氷地帯があること、また、やまと山脈の大部分が氷河に覆われていた形跡があることなどと考え合わせると、この地帯の大陸氷は、更に大陸内部から流動してきたものであり、かって abrasion の時代が長く続いて次第に表面層が消失し、その後再び accumulation が勝って現在に至っていると考えれば、この密度の比較的小さな névé の層が薄いことを説明できよう。

### 7. 大陸氷のポアソン比

やまと山脈風下側の裸氷地帯の観測点 No. 240 における地震波の記録は第 13 図に示すもの



第 11 図 観測点 No. 182 における反射波の観測記録  
 Fig. 11. Reflection shooting record at Station No. 182.



第 13 図 観測点 No. 240 における観測記録  
 Fig. 13. Seismic record at Station No. 240.



であるが、これから判るように爆破後約  $0.35\text{sec}$  で反射波が現われ、その後  $0.55\text{sec}$  から顕著な波が現われる。同じような相は  $2.05\text{sec}$ ,  $2.27\text{sec}$ ,  $2.47\text{sec}$  にもある。 $0.55\text{sec}$  と  $2.05\text{sec}$  の間にも同様の相があると思われるが、ノイズに消されて明瞭ではない。この相の走時線を書いてみると、いずれも直線となり、その傾斜から、この波の速度は  $1754\text{m/s}$  と求められる。その大きさは S 波の程度である。そこでこれらの波は、最初の爆破によって震源の所に氷に大きな塑性変形が起こり、そこに蓄えられた反抗力が間歇的に解放される結果として生ずるものと考えられる。この場合、応力の緩和時間が  $2\text{sec}$  にも達するというのは、氷についての今迄の実験で知られたものに比べると大き過ぎるように思われるが、これと類似の衝撃により間歇的な反抗力を示す現象は密度  $0.4$  以上の積雪に認められることを木下<sup>4)</sup>が報告している。またこの際、最初の爆破による点対称的な衝撃と異なって、最初の爆破でそこに一様でない破壊が起こるとすれば、以後は非等方的な震源となるため S 波が顕著に現われるであろう。今これを S 波として、この地点の P 波の速度  $3846\text{m/s}$  とからポアッソン比を求めてみると  $0.37$  となる。

以上のような波は他の névé 地帯の観測点においても得られた例があるが、反射波の観測の際には、各 trace 間に mixing をかけており、発破孔も 2 個用いているので、この相を明瞭には検出できなかった。裸氷地帯の観測点 No. 240 の場合は、たまたま mixing なしで発破孔も 1 個であったため特に顕著に現われたものと思われる。

## 8. む す び

観測例が少なかったが、屈折波と反射波との観測から、一応やまと山脈付近の大陸氷の状態を知ることができた。特に密度の垂直分布にこの地帯の特異性が認められたが、地震波による密度の推定には、いくつかの仮定が含まれているので、更に豎坑による密度の実測が望まれる所である。なお、この地帯の大陸氷の資料を低温科学研究所に持ち帰っているので、その物性等につき今後研究を進めたい。

終りに、この観測作業に従事された鳥居鉄也隊長をはじめ、木崎甲子郎、景山孝正、佐藤和郎、吉田栄夫、深瀬一男の各調査旅行隊員の諸兄に厚く御礼申しあげます。

## 文 献

- 1) G. De Q. Robin: Seismic Shooting and Related Investigations. Norwegian-British-Swedish Antarctic Expedition, 1949-52. Scientific Results, 5.
- 2) James H. Zumbege, Mario Giovinetto, Ralph Kehle and John Reid: Deformation of the Ross Ice Shelf near the Bay of Whales, Antarctica. IGY Glaciological Report Series No. 3 (May, 1960).
- 3) 1) と同じ.
- 4) Seiiti Kinoshita: Break-Down of Snow by Impulsive Force III. Low Temperature Science, Ser. A, 16 (1957). (1961年10月23日受理)