

## 地震探査による岩手県水沢付近の地下構造

飯塚 進\* 伊藤 公介\* 長谷川 功\* 広島 俊男\*

**Underground Structure by the Seismic Refraction Survey near  
Mizusawa City, Iwate Prefecture**

By

Susumu IZUKA, Kosuke ITO, Isao HASEGAWA &amp; Toshio HIROSHIMA

## Abstract

In order to select one suitable site for the deep drilling, the seismic refraction surveys were conducted in Zone-A, B and C since 1965 by the Geophysics Department of the Geological Survey of Japan as one of the items of the Japanese National Upper Mantle Project.

After various geological and geophysical studies had completed in each Zone, the working group of UMP committee selected one location near Mizusawa City, Iwate Prefecture, in Zone-A as the most suitable site for the deep drilling. Consequently, the second deep seismic sounding was carried out in Zone-A as the complementary survey.

The velocity sequences obtained by the present investigations are as follows:

1st layer	1.75~2.65	km/sec
2nd layer	3.6~4.4	km/sec
3rd layer	5.3~5.7	km/sec
4th layer	6.1	km/sec

The shallowest part of pre-Silurian basements (4th layer) was about 2.5~3 km deep at the vicinity of the center of traverse.

The present results were also discussed in comparison with the geological and geophysical data already known in this area.

## 1. は し が き

国際地球内部開発研究計画 (Upper Mantle Project) の中で深層試錐の計画は地質調査所が担当することになり、昭和40年以来地質構造部門での区分 A, B, C 各 zone のそれぞれで既存のデータを検討した結果から最も適当と推定される地点に対し、先行調査の一部として屈折法地震探査が実施されてきた。その結果の概略は、すでに発表されている(市川・吉田, 1968; 市川, 1968; 1969)。

これら各 zone の先行調査が終了した段階で、深層試錐の working group は A-zone の岩手県水沢市付近を深層試錐の第 1 候補地点として選定した。

1968年11月下旬から12月上旬にかけて筆者らが行なった屈折法地震探査は、この水沢市付近の地下構造をさら

にくわしく解明するための補足調査として実施されたものである。なお発破孔の掘さくと発破作業、それに観測の一部は宇部興産株式会社によって担当された。

周知のように、東北地方は日本における爆破地震学 (Explosion Seismology) 発祥の地ともいべき所であり、1950年に爆破地震動研究グループ (The Research Group for Explosion Seismology, 略称 RGES) が日本最初の観測を行なって以来、地殻構造が最もくわしく解明されている地方である (RGES, 1951; 1952; 1953; 1954; 1955; 1959 a; 1959 b; 1968; MATUZAWA, 1959; MATUZAWA et al., 1959; HASHIZUME et al., 1968)。とくに石淵~釜石測線は、先行調査が行なわれた 2 測線の間を横切っているのでこれらの構造の比較が可能である。

謝辞：今回の調査にあたって、岩手県庁をはじめ現地市町村、関係官庁の多大な御協力をいただいた。ここに

\* 物理探査部

関係各機関および担当者の御厚意にたいし深く感謝の意を表す。またこの調査の計画、実施および結果の検討にあたり、岡山大学理学部瀬谷清教授(当時物理探査部応用地球物理課長)、当所地質部地質第一課長吉田尚氏ほか関係者の御協力御教示をいただいた。記して謝意を表したい。

2. 観測方法

2.1 測線

前年度の結果(市川, 1969)と地質、地形などの条件を考慮して、第1図に示すような南西―北東方向の全長47.4 kmの測線を設定した。水沢市の西方で前年度に行なわれた東西方向の測線と約30度で斜交している。また大爆破の石淵～釜石測線は、この2測線にはさまれている。図でEは24成分地震探鉱器、Dはデータ・レコーダ一の展開位置を示す。

各測点は、地形その他の関係で完全な一直線上に並んではない。第7図の中段に測線(発破点を結ぶ直線)からのずれを図示してある。最大のものでは約300m(E<sub>1</sub>)ずれているが、発破点の近くではほとんどずれはないのでとくに補正はせず、走時曲線、断面図とも各測点の位置は単純に垂直投影した点で表わしている。

2.2 発破点

発破点の位置は第1図のSP. I, II, IIIである。各発破点の孔数、深度、地質状況などは第1表の通りである。

SP. I, II では本発破の前に少量の火薬を用いて拡底発破を行なってから火薬を装てんした。SP. III は花崗岩

第1表 発破点の状況

発破点	深度および孔数	地質状況
I	45m×2	ローム、粘土および砂岩
II	45m×1, 30m×1	粘土および砂岩
III	45m×3	花崗岩

第2表 使用爆薬量および最遠観測点までの距離

発破点	D <sub>1</sub> , E <sub>1</sub> ~E <sub>4</sub> , D <sub>2</sub>		E <sub>5</sub> ~E <sub>8</sub> , D <sub>3</sub> , D <sub>4</sub>	
	爆薬量 (kg)	最大距離 (km)	爆薬量 (kg)	最大距離 (km)
I	153	35.1	279	43.5
II	162	22.6	72	20.9
III	391.5	47.3	274.5	27.3

であるため、前年の経験から拡底発破が不可能であることがわかっていたのでそのまま使用した。

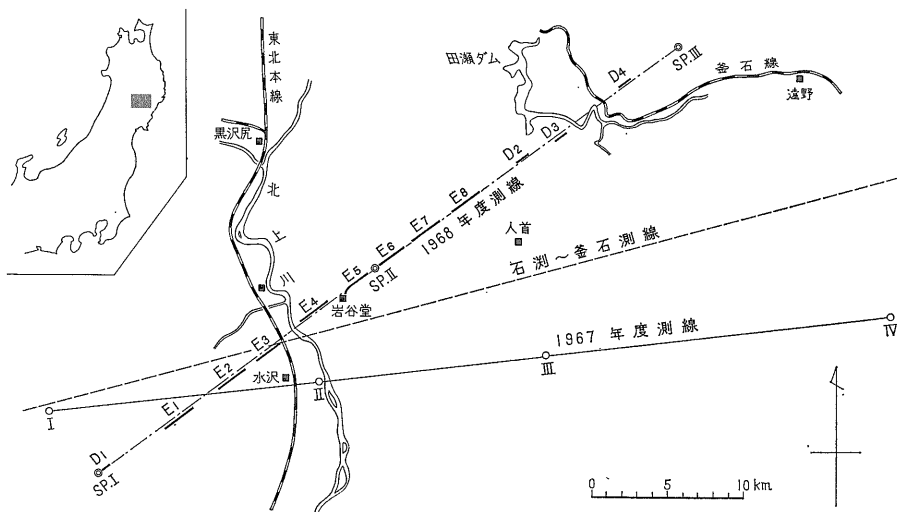
使用爆薬量とその発破点からみた最遠観測点の距離を第2表にまとめてある。最大薬量は391.5 kg、1回の平均は222kgである。爆薬量の決定には24成分探鉱器の震央距離のみを考慮し、次の経験式をもとに算出した。

$$W(\text{kg}) = 9.5 R(\text{km}) - 15$$

(ただし、 $5 \leq R \leq 50$ )

ここで、Wは爆薬量、Rは震央距離である。実際の使用量には多少の増減がある。

発破はあらかじめ決められた時刻に行ない、三栄測器製ビジグラフを用いて shot mark, JYJ および up hole



第1図 発破点および観測点の配置

の記録をとった。観測点を途中で1回移動させたので各発破点を2回使用したことになる。

### 2.3 観測点および観測器機

観測点は第1図に示すように24成分地震探鉱器がE<sub>1</sub>~E<sub>8</sub>の8展開, データ・レコーダーがD<sub>1</sub>~D<sub>4</sub>の4展開である。受振器の展開間隔は24成分探鉱器の場合は100m, データ・レコーダーの場合は400mを基準にした。実際には全測線中受振器のカバーできた範囲は21.5kmであった。

観測に使用した主な測器類は次の通りである。

- |                        |              |
|------------------------|--------------|
| (1) 24成分地震探鉱器          | 4台           |
| { SIE社製 (磁気テープ式)       | 2台           |
| { 応用製                  | 1台           |
| { Geo Space社製 (磁気テープ式) | 1台           |
| 受振器: MI社製, 固有周波数       | 4.5 Hz       |
| (2) データ・レコーダー          | 3台           |
| { ソニー社製 PFM-15         | 2台           |
| { ソニー社製 FMA-23 S       | 1台           |
| 上下動換振器                 |              |
| 固有周波数                  | 1 Hz      2台 |
| " "                    | 4 Hz      4台 |
| " "                    | 3 Hz      6台 |

刻時はいずれもJJYを基準にしている。

24成分探鉱器とデータ・レコーダーの記録の比較をする目的で, E<sub>4</sub>とE<sub>8</sub>では比較観測を行なってみた。すなわち, 探鉱器 (Geo Space) の24測点中から2点だけ適当に選び, その各々の点に固有周波数3 Hzの上下動換振器3台を測線と直交方向に10m間隔で併置し, これを直列につないでデータ・レコーダーで記録をとることを試みた。

その他の一般的な観測方法は前年度の場合と同じなので, 市川 (1969) の報告を参照されたい。

### 2.4 表層測定

表層のデータを得るためにE<sub>2</sub>およびE<sub>8</sub>で表層発破の観測を行なった。前者では第四紀層を, 後者では花崗岩体の表層の速度を測定するのが目的である。表層発破は, spreadの両端に手掘りで深さ約1.5mの発破孔を10数孔掘り2~3kgの火薬を爆発させた。受振器の展開は本観測の場合と同じである。この表層測定は当初期待したよりはるかに有効で, 本観測と同様に夜間行なうことにより, わずかな爆薬量でもかなり遠距離まで比較的良好な記録が得られた。これによって, 発破点数が少ないことによる浅部のデータ不足をある程度おぎなうことができた。E<sub>2</sub>, E<sub>8</sub>だけではなく, 探鉱器の全spreadで表層発破を行なうべきであった。

## 3. 観測結果

得られた記録はおおむね良好で, 全般的にみて読み取り精度の個人差は約10msec以内である。JJYの記録は全発破点, 観測点ともきわめて良好であった。発破の効き方は花崗岩の中で爆発させたshot IIIがわるく, 記録の精度もおとる。

### 3.1 24成分探鉱器の記録

24成分探鉱器による代表的な記録例を第14図(a)~(c)に示す。また, 第15図は表層発破の記録例である。これには直接波がlater phaseとして明瞭に記録されている。

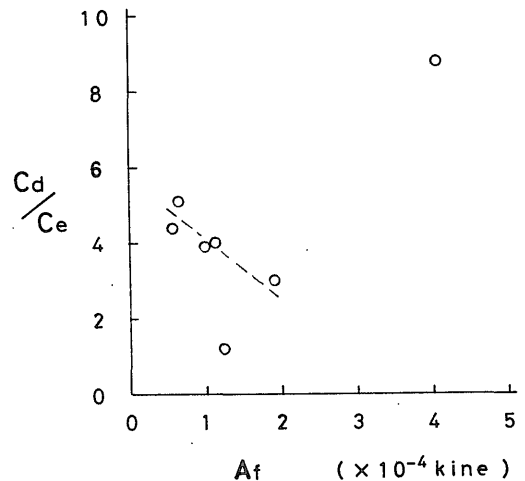
### 3.2 データ・レコーダーの記録

各発破の爆薬量は24成分探鉱器の震央距離のみを考えて決めてあるため, データ・レコーダーが最遠点に当たる場合(たとえば, shot IIIをD<sub>1</sub>で観測するような場合)一部精度のおとる記録があるがその他は良好な記録が得られた。第16図(a), (b)にその代表的な記録をかかげる。図中の矢印は初動として読み取った位置を示す(第17図についても同じ)。

### 3.3 24成分探鉱器の記録とデータ・レコーダーの記録の比較

24成分探鉱器とデータ・レコーダーの記録の比較例を第17図(a), (b)に示す。震央距離が大きくなると探鉱器の記録は初動のたち上りが悪くなるのでデータ・レコーダーの記録の方が精度がよい。しかし初動走時の読み取り値には両者の間に大きな差がなかった。

記録紙上の初動振幅と初動前の平均的なノイズ振幅との比を初動の明瞭度とし, この値をデータ・レコーダー



Cd: データ・レコーダーの初動明瞭度 [初動振幅/ノイズ振幅]  
Ce: 探鉱器の初動明瞭度 [初動振幅/ノイズ振幅]  
Af: 初動の速度振幅

第2図 初動の明瞭度の比較 (データ・レコーダー/探鉱器)

と探鉱器について比較したものを第 2 図に示す。横軸にはデータ・レコーダーの記録から読み取って校正した初動の振幅をとってある。ただし換振器はいずれも速度計として使用しているので振幅は速度値を表わす。第 2 図をみると、初動が小さくなるほどデータ・レコーダーの方が明瞭度が良いという傾向が認められる。もちろんこれはそれぞれの機器の性能、調整の適否その他の条件に左右されるものであるが、今回の記録についてはデータ・レコーダーによる方が探鉱器に対して初動の明瞭度は 3 ~ 5 倍程度良好であるといえる。

3.4 記録の精度による区分

各観測点の記録について読み取り精度を示すために、初動の明瞭度を考慮して次の 4 つの段階に区分した。

- A :  $\Delta t \leq 3 \text{ m sec}$
- B :  $3 \text{ m sec} < \Delta t \leq 10 \text{ m sec}$
- C :  $10 \text{ m sec} < \Delta t \leq 30 \text{ m sec}$
- D :  $30 \text{ m sec} < \Delta t$

同一記録の中にも trace によってよし悪しがあるが、いま例外的な trace を除いて概略区分してみたのが第 3 表である。

第 3 表 記録の精度による区分

spread	shot I	shot II	shot III
E <sub>1</sub>	A	C	C
E <sub>2</sub>	B	D	D
E <sub>3</sub>	C	D	D
E <sub>4</sub>	B	B	C ~ D
E <sub>5</sub>	C	A ~ B	C
E <sub>6</sub>	C	A	C
E <sub>7</sub>	B	A	B ~ C
E <sub>8</sub>	B	B	B
D <sub>1</sub>	A	B	D
D <sub>2</sub>	B	A	A
D <sub>3</sub>	C	B	A
D <sub>4</sub>	D	C	A

注) A :  $\Delta t \leq 3 \text{ m sec}$   
 B :  $3 < \Delta t \leq 10 \text{ m sec}$   
 C :  $10 < \Delta t \leq 30 \text{ m sec}$   
 D :  $30 \text{ m sec} < \Delta t$

4. 走時曲線および速度層

4.1 走時曲線

第 7 図上段に走時曲線を示す。図中、探鉱器の spread については繁雑になるのを避けるため、隣り合う 2 点づつの平均をとり 1 点としてプロットしてある。

初動が劣弱で読み取りにくい spread では初動の次のピークまたは谷の走時を小黑丸で記入してある。初動が

読み取れないもの、あるいは読み取れてもきわめて精度の悪いものについては、ピークまたは谷の走時から初動走時を算出 (近傍の平均走時差により計算) して解析計算を行なった。

走時曲線の大まかな傾向として認められるのは次のような点である。

- (1) 発破点から遠い部分の平均的見かけ速度は SP. I によるものが SP. III のそれよりも大きく、全体として見かけ上 “東上り” の傾向を示している。
- (2) 表層または浅部の低速度層は西側 (SP. I 側) で厚く、東側 (SP. III 側) では薄い。
- (3) 実際に観測された区間では、基盤構造上の大きな不連続性を示す顕著な兆候は認められない。SP. II 付近にかなり大きな変曲部分が見られるが、これは各発破点からの走時にほぼ同じ傾向で表われており、比較的浅い部分の不規則な構造を主として反映しているものと考えられる。

4.2 速度層の決定

速度層の速度値、構造を決めるには原則として、最上層から順次求めて行かなければならないが、今回の調査では発破点の数が少なく測点の分布も断続的なので、浅い部分の速度や構造を厳密に求めることはできない。また不確実な仮定に基づいて細かな速度区分を設けることにも問題が多いので、ここでは推定による速度区分は行なわず、各速度層とも大まかな平均的速度値を求め、細微にわたる議論はさけることとした。

4.2.1 基盤速度層

走時曲線の左 (西) 端部において SP. III による走時と SP. II による走時とは、ほぼ平行しているとみなされる。また右 (東) 端部でも SP. I によるものと SP. II によるものはほぼ平行であると考えられる。これにより測線中央部にあたる SP. II 付近では SP. I, SP. III の両走時とも最下層 (基盤) からの屈折走時が出ているものと考え、萩原の方法による “T' 曲線” を描くと約 6.1 km/s が得られる。これ以外の部分については SP. I, SP. III とも “片走時” しかなく、速度を求めるデータはないので、基盤層の速度は測線全域で一様であるものとし、6.1 km/s を採用した。

4.2.2 基盤より上位の速度層

基盤直上の速度層は走時曲線に見られる 5.2 km/s ~ 5.8 km/s の見かけ速度がこれに相当すると考えられる。

SP. I ~ SP. II, SP. II ~ SP. III のそれぞれについて “T' 曲線” を描くと、SP. I ~ SP. II では 5.5 km/s, SP. II ~ SP. III では 5.7 km/s となる。これにより基盤直上位の速度層は、西半部では 5.5 km/s, 東半部では 5.7 km/s

をそれぞれ平均速度として一律に適用する。

### 5. 表層および浅部の構造

浅い部分の構造に関しては、きわめてデータが少なく解析に使用できるものは、實際上  $E_2$  の両端で行なった表層発破, SP. II, それに  $E_8$  両端における表層発破の3つのデータに限られる。

#### 5.1 $E_2$ の表層発破による結果 (第3図)

$E_2$  西端の  $W_1$  は  $E_1$  および  $E_2$  で、また東端の  $W_2$  は  $E_2$  および  $E_3$  で、それぞれ観測している ( $W_1, W_2$  は表層発破の発破点を示す)。このうち  $E_1$  における  $W_1$  の記録は非常に良好で、わずか2kgの手掘発破にもかかわらず、約4kmまでかなり明瞭に初動が読み取れ、また直接波とみられる相が、きれいな later phase として表われている (第3図左上部の黒点群は later phase の山または谷の走時を示す)。その他の記録では、2km前後まで初動が読み取れる。

速度層は、第1層が1.75 km/s、第2層は3.6 km/sである。 $E_1$  の見かけ4.3 km/s は、3.6 km/s 層とは別の速度層とも見えるが、片走時だけでは断定できないので単純にこれも3.6 km/s 層の昇り傾斜を表わすものとみなした。これらの見かけ速度と原点走時とから計算により図

の実線で示す断面が求められる。これによると  $W_1$  付近にかなり大きな食い違いを生じ西落ちの断層を予想させるが、この付近には測点がないので確かなことは判らない。

下方に凹弧で示したのは SP. I ~ SP. II について萩原の方法を多層構造に拡張した計算法 (6.1参照) によって求めた 5.5 km/s 層の上限である。

#### 5.2 SP. II 付近の浅部構造 (第4図)

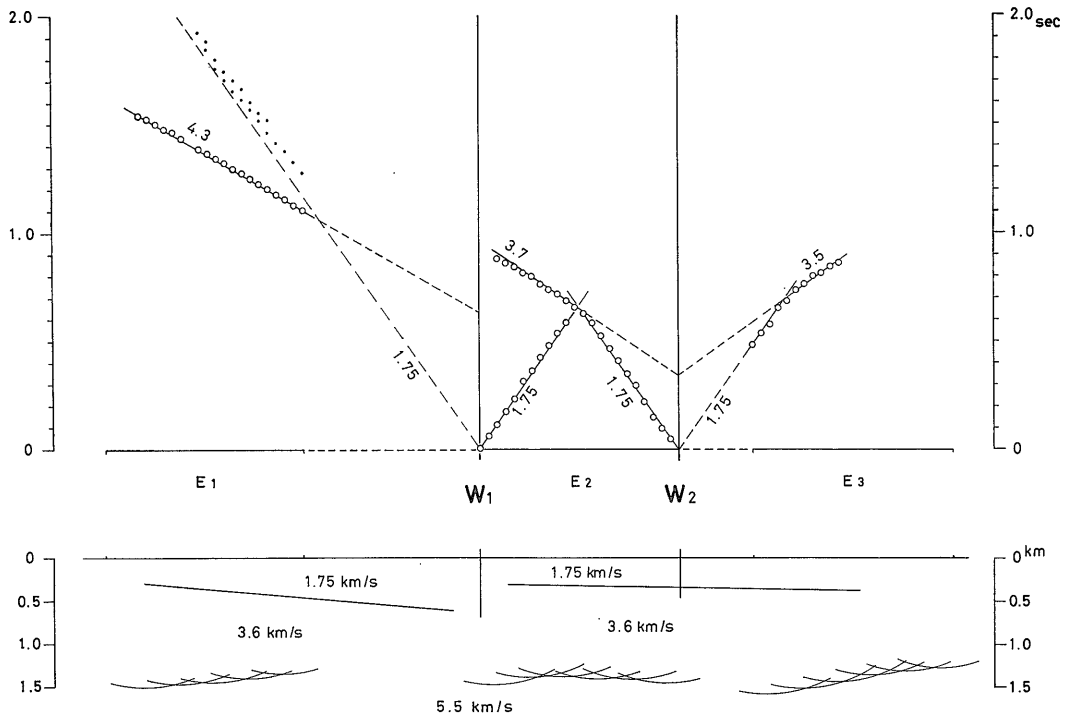
$E_8$  後半の部分で走時曲線が大きく乱れているが、これは測線が山腹部を通るため地表の薄い低速度層の不規則な分布に影響されているものであろう。

したがって、第1層は  $E_8$  側でははっきりしないが、 $E_8$  側の 2.65 km/s をそのまま適用し、第2層は傾斜一樣と仮定して原点走時が合うように引くと、速度 4.35 km/s のほぼ水平な構造となる。走時曲線上ではこの面はかなり変化に富んでいるようで、直線で近似してしまうには無理が伴うが、これだけのデータでは正確な構造は求め得ない。

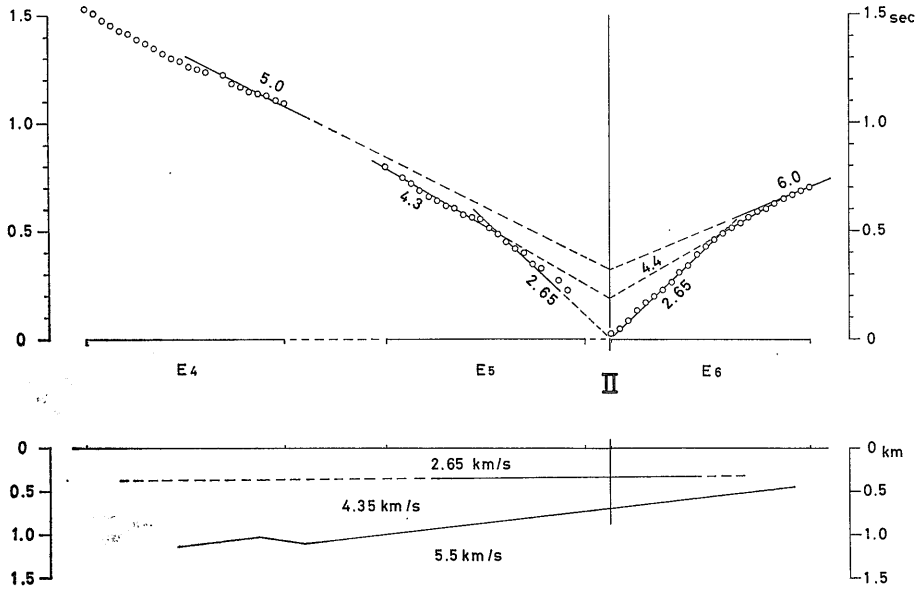
第3層は、前述の 5.5 km/s 層に相当すると考え、これも原点走時と平均の見かけ速度から断面を求めた。

#### 5.3 $E_8$ の表層発破による結果 (第5図)

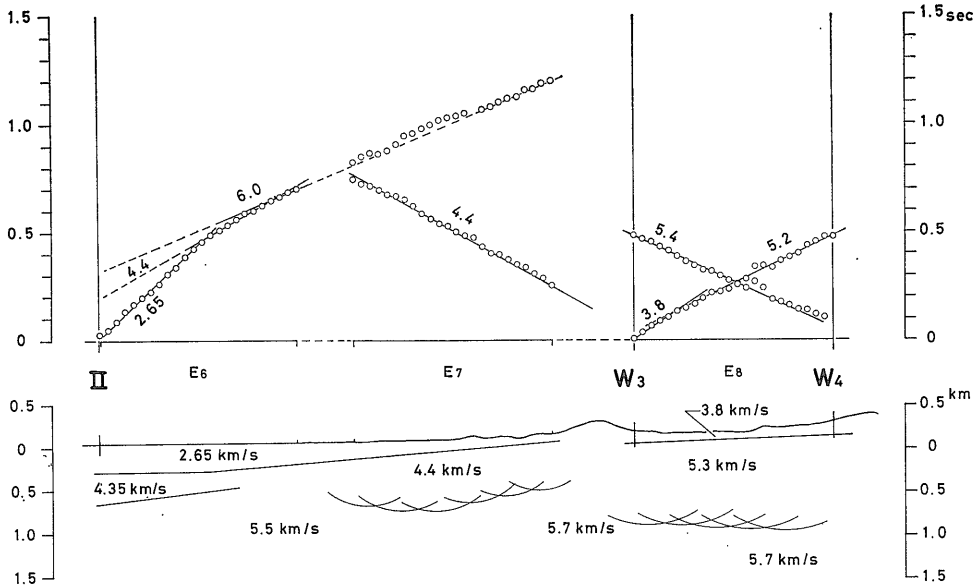
$E_8$  西端の  $W_3$  については  $E_7$  および  $E_8$  で、東端の  $W_4$



第3図  $E_1 \sim E_8$  の浅部構造



第4図 SP. II 付近の浅部構造



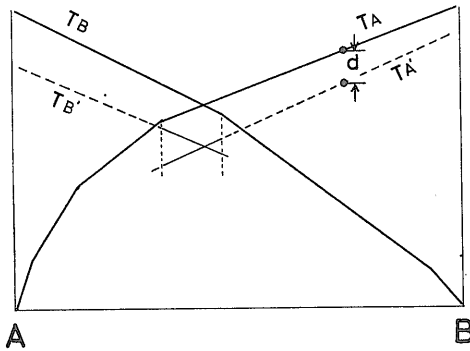
第5図 E<sub>7</sub>~E<sub>8</sub> の浅部構造

は E<sub>8</sub> でそれぞれ観測している (W<sub>3</sub>, W<sub>4</sub> は表層発破の発破点を示す)。

E<sub>7</sub> では、見かけ速度 4.4 km/s が見られ、これは第2速度層と考えられる。第1層は E<sub>7</sub>~E<sub>8</sub> 間の空白部分があつて不明であるが、E<sub>8</sub> の 2.65 km/s がそのまま続いているものと考えた。

E<sub>8</sub> では、E<sub>7</sub> 以西とはっきり異なった速度分布を示している。第1層には、かなり不明瞭であるが 3.8 km/s、第2層としては 5.3 km/s がみられる。3.8 km/s 層は非常に薄いもので重要な意味はない。

図の下方に描いた円弧は、E<sub>7</sub>~E<sub>8</sub> について多層の萩原法によって 5.5 km/s~5.7 km/s 層の上限を求めたもの



$$d = \frac{Z_1 \cos a}{V_1} + \frac{Z_2 \cos b}{V_2} + \frac{Z_3 \cos c}{V_3} \quad a = \sin^{-1} \frac{V_1}{V_4} \quad b = \sin^{-1} \frac{V_2}{V_4} \quad c = \sin^{-1} \frac{V_3}{V_4}$$

第6図 基盤深度の計算法

である。ここで、5.5 km/s から 5.7 km/s への移り変りは、便宜上 E<sub>7</sub> の区間で連続的に変っているものとして計算してある。

これによると、E<sub>7</sub> と E<sub>8</sub> の間で大きく食い違った構造となっているが、走時曲線にはこのような急激な変化はみられない。したがって、実際にこの付近で急に岩相が変わっているとしてみても速度的にはあまりはっきりした境界はないようである。

#### 5.4 D<sub>2</sub>~D<sub>4</sub> における浅部構造

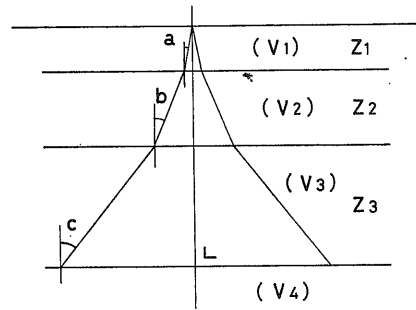
D<sub>2</sub>~D<sub>4</sub> の区間にはデータ・レコーダーによる観測点が孤立的存在するだけなので、細かい議論はもとより不可能である。表層または浅部についての情報は皆無に近いが、5.7 km/s 層の上部にこれより低速度の部分があることは確かで、この速度値を適当に仮定してやれば、SP. II ~ SP. III 間の萩原法の計算によって、いちおう境界を決めることはできる。

第7図の解析断面で、D<sub>2</sub>, D<sub>3</sub>, D<sub>4</sub> の位置に破線で記入してあるのは、上部層の速度 (V<sub>2</sub>) を 4.0 km/s と仮定した場合の見かけの境界である。ここで 4.0 km/s としたのは特に根拠のあるものではない。この速度値を変えれば層厚はそれとともに変化し、したがって基盤面も上下する。第4表に 4.0 km/s を 2.0 km/s とした場合の結果を比較のために示す。これによると V<sub>2</sub> が 4 km/s から 2 km/s

第4表 上部層速度 (V<sub>2</sub>) の違いによる深度の変化 (D<sub>2</sub>~D<sub>4</sub>)

spread	V <sub>2</sub> = 4.0 km/s		V <sub>2</sub> = 2.0 km/s	
	V <sub>2</sub> 層の厚み (km)	基盤深度 (km)	V <sub>2</sub> 層の厚み (km)	基盤深度 (km)
D <sub>2</sub>	0.55	2.81	0.21	2.55
D <sub>3</sub>	0.55	2.93	0.21	2.67
D <sub>4</sub>	0.39	1.05	0.15	0.91

V<sub>3</sub> = 5.7 km/s, V<sub>4</sub> = 6.1 km/s



に変わっても基盤深度の変化は 300m 以内である。

## 6. 基盤構造の解析

### 6.1 解析の方法

基盤からの屈折走時は、東半分では SP. III, 西半分では SP. I のそれぞれ“片走時”しかなく、また解析の精度に大きく影響する浅い部分のデータも不充分である。そのため、基盤構造の解析は、簡便な萩原の方法によって、おおざっぱな断面を描出するにとどめ、図式解析等は行なわなかった。パス計算等によってくわしい構造を求めることは、データが不充分な場合には、ややもすると主観的な、根拠の乏しい仮定を多く導入してしまい、かえって信頼度や誤差限界の判定を困難にしてしまうという危険をおかすことになりかねない。

萩原の方法を多層構造に対して適用する場合、各層の境界面が水平であるとすれば、第6図に示すように比較的簡単な計算ですむ。図中に破線で表わした TA', TB' は測線中央部の“はぎとり走時曲線”を 6.1 km/s の速度でそのまま延長した“仮想はぎとり走時”である。これと実走時との差を求め、この値と上部層の速度、層厚等から計算式により基盤深度を算出した。

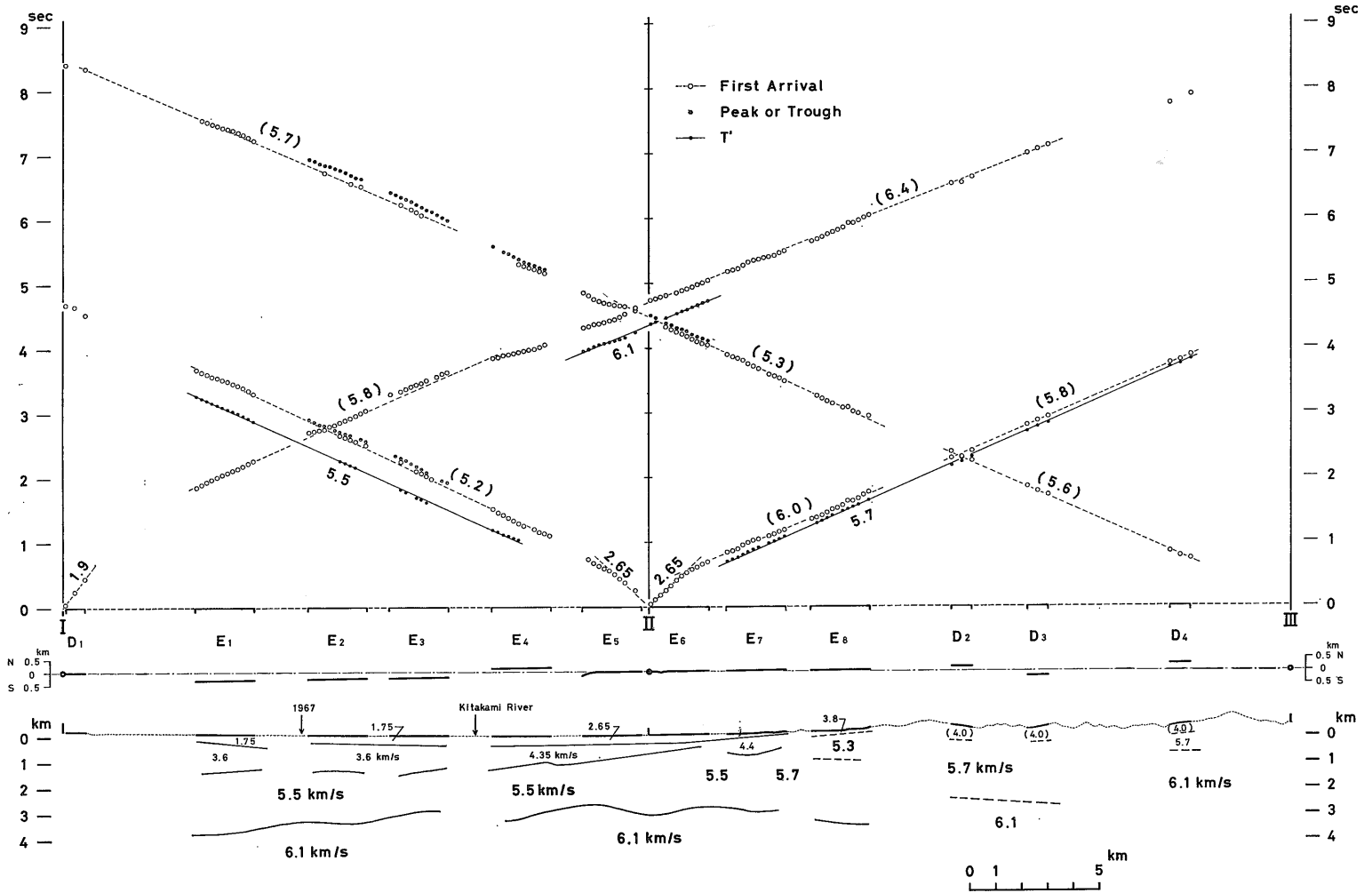
他の要因による誤差 (後述) を考慮すれば、この場合この程度の近似解析でも粗すぎることはないと考えられる。

### 6.2 解析結果

第7図下段に解析された構造断面を示す。基盤面の形は、計算された基盤深度を円弧で表わし、その包絡線を描いたものである。ただし、こまかい不規則な凹凸はある程度ならして描いている。

E<sub>1</sub> ~ E<sub>8</sub> では比較的良くそろった円弧群となるが、E<sub>4</sub> ~ E<sub>5</sub> ではかなり乱れる。走時曲線をもみてもこの範囲では非常に凹凸がはげしい。これは主として基盤より上部の

8—(352)



第7図 走時曲線および構造解析断面



構造が不規則にもめていることによると考えられる。

E<sub>3</sub> と E<sub>4</sub> の間では一見して不連続と見えるが、上部層の構造が明らかでないのだからだちに大きな断層等があると考えてしまうわけには行かない。仮りに基盤より上部が完全に均一であるとして計算してみると、この間で非常に大きな落差を持つ食い違いを示す(第12図参照)。このことから考えると、むしろこのあたり(北上川付近)を境に、上部層の様子が東西で大きく変わっており、その構造が正しくつかめていないために見かけ上基盤面に食い違いが生じていると考えることもできる。いずれにしても、この付近は北上川をはさんで、データは乏しいが構造上は問題の多いところといえる。

描かれた基盤面の形をみると、E<sub>5</sub> 付近にかなり顕著な盛り上がりが見られるほか、いくつかの凹凸があるが、これらの個々の形にはあまり意味はない。なぜなら、基盤と上部層との見かけの臨界角は 50°~60° に達するので、萩原の方法による深度は原理的に数 km の範囲の平均的な値にすぎず、これによって描かれる凹凸は、必ずしも基盤面の形を忠実に再現しているものではないからである。

E<sub>8</sub> 以東の部分ではデータがきわめて少ないので、結果の信頼度はかなり低下する。

第5表に各速度層の速度値、平均層厚、および平均基盤深度を spread ごとにまとめて表示しておく。

6.3 Hales の方法による解析例

比較のために、HALES の方法(HALES, 1958)による解析を行なってみたので、第8図に結果の比較を示す。

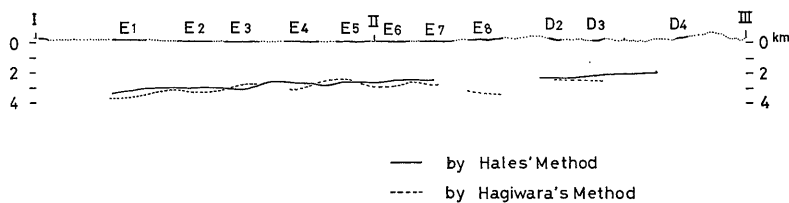
HALES の方法は、萩原の方法と較べて、一般に断面の形がより忠実に再現されるという特長をもつが、多層構造の場合にこれを適用するのは難しい。ここでは、萩原法による結果をもとに、基盤より上を単一層とみなして適当な区間毎に平均速度を求め、見かけ上の2層構造に近似して計算を行なった。今回の測線のように、水平方向に変化のはげしい場合には正確な平均速度の算出が困難なため、精度は大幅に低下するが、萩原法のように局部的な異常が極端に誇張されることがないという利点はある。

結果をみると、萩原の方法によるものとおおむね一致しており、E<sub>3</sub> から E<sub>4</sub> にかけてやや変化が見られるほかはほとんど平坦に近い。

第5表 各層の速度、層厚および基盤深度 (spread ごとの平均)

spread	第1速度層		第2速度層		第3速度層		第4速度層	
	V <sub>1</sub> (km/s)	Z <sub>1</sub> (km)	V <sub>2</sub> (km/s)	Z <sub>2</sub> (km)	V <sub>3</sub> (km/s)	Z <sub>3</sub> (km)	V <sub>4</sub> (km/s)	d <sub>4</sub> (km)
E <sub>1</sub>	1.75	0.36	3.6	1.08	5.5	2.34	6.1	3.78
E <sub>2</sub>	1.75	0.31	3.6	1.10	5.5	1.99	6.1	3.40
E <sub>3</sub>	1.75	0.36	3.6	1.02	5.5	1.53	6.1	2.91
E <sub>4</sub>	2.65	0.37	4.35	0.79	5.5	2.04	6.1	3.20
E <sub>5</sub>	2.65	0.34	4.35	0.54	5.5	1.85	6.1	2.73
E <sub>6</sub>	2.65	0.32	4.35	0.23	5.5	2.39	6.1	2.94
E <sub>7</sub>	2.65	0.14	4.4	0.61	5.5~5.7	2.21	6.1	2.96
E <sub>8</sub>	—	—	(3.8)	(0.11)	5.3/5.7	(1.11)/(2.33)	6.1	(3.55)
D <sub>2</sub>	—	—	(4.0)	(0.55)	5.7	(2.26)	6.1	(2.81)
D <sub>3</sub>	—	—	(4.0)	(0.55)	5.7	(2.38)	6.1	(2.93)
D <sub>4</sub>	—	—	(4.0)	(0.39)	5.7	(0.66)	6.1	(1.05)

注) Z<sub>1</sub>~Z<sub>3</sub> は各層の層厚、d<sub>4</sub> は基盤の深度 (d<sub>4</sub>=Z<sub>1</sub>+Z<sub>2</sub>+Z<sub>3</sub>)  
表中の ( ) をつけたものは信頼度の低い数値を示す。



第8図 Hales の方法による基盤構造

6.4 誤差の検討

解析結果に誤差をもたらす要因には種々多様なものがあり完全に把握することは不可能である。しかし結果の解釈にあたっては、推定されるおおよその誤差範囲を念頭におくことが必要である。

次にいくつか主な誤差要因をあげてそれが基盤深度の解析結果におよぼす影響の範囲を見積りしてみる。

(1) 観測および読み取りの時間誤差

初動走時の時間誤差は、最も大きいものでは 50 msec 以上にもなる可能性があるが、解析の過程である程度平均化されるので、せいぜい 20~30 msec 以内と考えて良いであろう。かりにこれを 30 msec とすると、基盤深度におよぼす誤差は 350~500m 程度になる。

(2) 基盤速度の見積り誤差

基盤の速度を一律に 6.1 km/s としたが、前回の調査では 6.1~6.25 km/s の値をとっている。また爆破地震動研究グループ (MATUZAWA, 1959) の結果では 6.1~6.2 km/s としている。

第6表 基盤速度の違いによる基盤深度の変化 (spread ごとの平均深度)

spread	基 盤 速 度	
	6.1 km/s	6.2 km/s
E <sub>1</sub>	3.78 km	4.13 km
E <sub>6</sub>	2.94	2.78
D <sub>3</sub>	2.93	3.27

第6表は、今回のデータについて、基盤速度を 6.2 km/s にすると基盤深度が何程変化するか、E<sub>1</sub>, E<sub>6</sub>, D<sub>3</sub> の各 spread の平均深度で比較したものである。これによると中央部の E<sub>6</sub> では 150m ほど浅くなり、端に近い E<sub>1</sub>, D<sub>3</sub> では約 350m 深くなることになる。これは第6図から分かるように、基盤速度を大きくすると式中の d は測線の端に行くほど大きくなるので深度は増し、一方、基盤速度が大きければ臨界角 c が小さくなるので、中央部では逆に浅く計算されることによる。

要するに、基盤速度が 0.1 km/s 程度違っても、これに

よって基盤の深度誤差が数100m以上になることはない。

(3) 中間層の速度誤差

基盤直上位層の速度を、E<sub>7</sub> を境に 5.5 km/s と 5.7 km/s とに一律に分けているが、この速度も場所により若干変わるものと思われる。計算の便宜上、E<sub>7</sub> では西端で 5.5 km/s、東端で 5.7 km/s とし、この間連続的に変移するものとしたが、仮りに E<sub>7</sub> 全域を 5.5 km/s とすれば、平均基盤深度は 2.67 km となり、5.7 km/s とすれば 3.24 km となる。連続的に変移した場合の 2.96 km に較べて、± 300m ほどの違いになるが、この層の速度誤差による基盤深度の誤差は実際上この程度であると考えて大差はないのであろう。

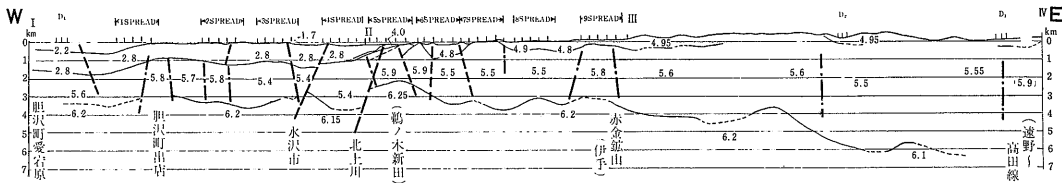
7. 結果の検討

7.1 前回の結果との比較

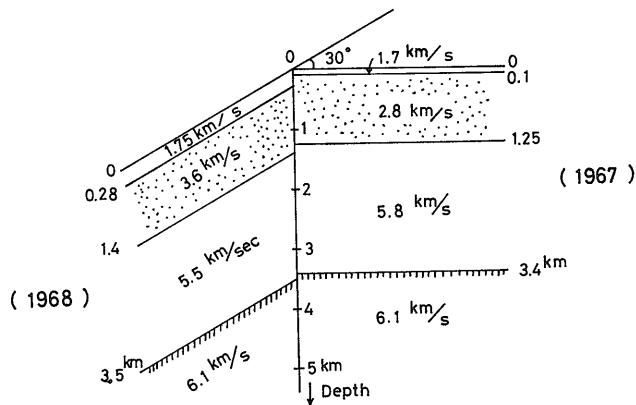
第9図は前回の調査結果である (市川, 1969)。さきに述べた通り今回の測線は E<sub>2</sub> の西側で前回の測線と斜交している (第7図中に 1967 と記入した位置が前回測線の第2 spread No. 15 と一致する) ので、まずこの交点付近の構造を比較してみると第10図の通りである。各層の速度はやや異なるが、境界面までの深さはほぼ一致しているのが特徴的である。速度が大きく異なるのは第2層で、それぞれ 3.6 km/s, 2.8 km/s である。3.6 km/s は E<sub>2</sub> で行なった表層測定から決めたもので、今回の測線ではこの付近に 2.8 km/s 前後の速度層は走時に現われていない。

第3層の速度 5.5 km/s と 5.8 km/s については、今回は SP. I ~ II 間の平均的な値として 5.5 km/s をとっているので、前回の 5.8 km/s との違いは本質的なものではない。前回についても、第9図からわかるように平均的にみるならば 5.5 km/s 前後の値になる。水平方向に速度が変化する地層の境界を屈折法で見つけることはむずかしい。したがって筆者ならばこのような観点から第3層だけでなく基盤の速度についても平均的な値を採用している。表層と基盤の速度は、両方ともよく一致している。

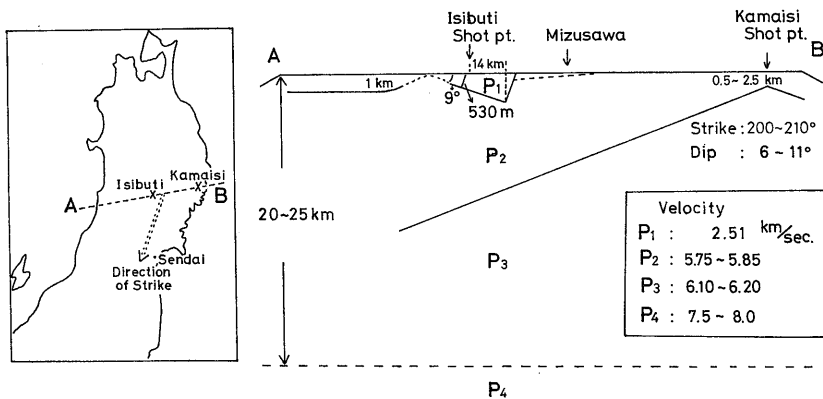
次に基盤の構造について前回と比較してみると、測線の中央付近で基盤が浅くなる傾向は同じであるが、東側で前回は深くなり、今回は逆に浅くなるという著しい相



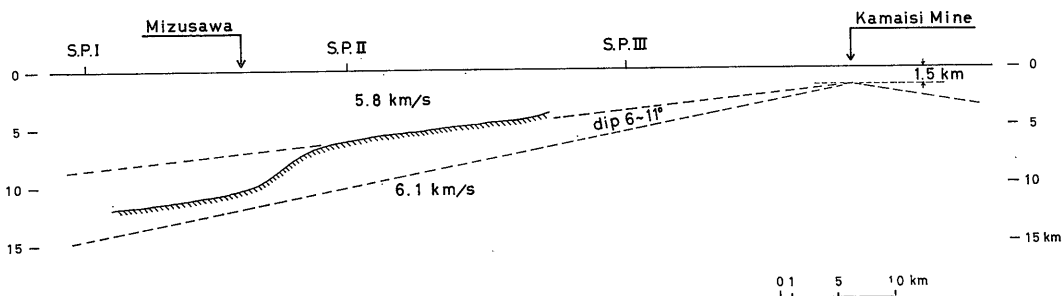
第9図 前回調査の解析断面 (市川, 1969)



第10図 前回の結果との対比 (交点付近)



第11図 爆破地震動研究グループによる釜石-石淵付近の地下構造 (MATUZAWA, 1959)



第12図 爆破地震動研究グループの結果との比較 (爆破地震動研究グループと同じ速度仮定にした場合の基盤構造)

違がある。

測線の東半分は、位置的にずれてくること、したがって地質的にもかなり違っていると考えられるので、基盤の傾向が逆になっても矛盾しているとは一概にいけない。もし実際には基盤が前回と同様深くなっているのだとすれば、走時曲線には見かけの境界が現われている

と考えなければならない。いずれにしても東半分は観測点の数も少ないのでこれ以上の議論はできない。

7.2 大爆破による石淵～釜石測線の構造との比較  
爆破地震動研究グループによる石淵爆破3回、釜石爆破2回、計5回の観測結果にもとづく地殻構造は第11図の通りである (MATUZAWA, 1959)。P<sub>2</sub> と P<sub>3</sub> の境界面は、

釜石爆破点付近で最も上昇し深さ 0.5~2.5 km となり、西側へ向って 6~11° の傾斜で深くなっている。同グループではこの部分の構造をもっとはっきりさせるために、さらにくわしい爆破観測を行ない、前記境界面の最浅部は 1.5 km であることを確かめた (RGES 1959 a)。

そこで縦横のスケールを同一にし、われわれの構造と比較できる部分についてこの構造断面を書き直してみると第12図の破線で描いたようなものになる。この図の上に今回の結果を、浅い部分の構造を無視して爆破地震動研究グループと同じ 5.8 km/sec と 6.1 km/sec の 2 層構造と考えて深度を計算し直し表示してみると、ハッチをつけた実線のように非常によく一致することがわかる。このことは地表近くの低速度層がいかに敏感に基盤深度に影響するものであるかを端的に示すものである。

7.3 重力および磁気測定結果との関連

A-zone のこの地域に関連する重力測定は、遠野花崗岩体を中心にくわしく行なわれており、その構造モデルも提出されている (加納他, 1967; 1968)。それによれば遠野花崗岩体は深さ約 5 km で急激につぼんでいく“ロート形”をしており、中心部の根に当たる部分は深さ 20 km に達している。

また鍋谷は別の解析方法によって最深部で 15 km 前後の“おわん形”モデルを提出している (鍋谷, 1969)。

われわれの測線は遠野花崗岩体の西の部分の切っているわけであるが、観測データが少ないので比較して論じることがむずかしい。

次に磁気測定は遠野花崗岩体および人首花崗岩体を中心に行なわれている (加納他, 1967; 1968)。また、A-zone 全体の航空磁気測定も行なわれた (加藤他, 1967)。

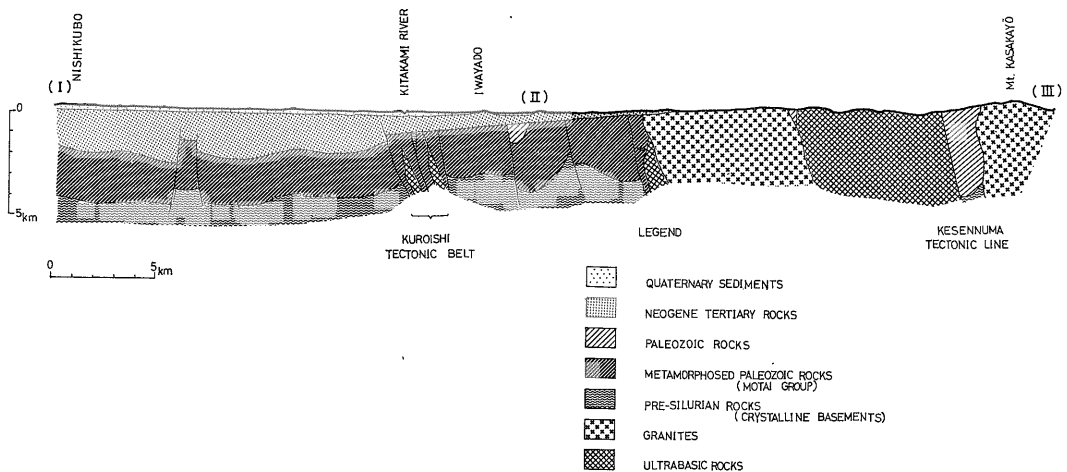
これらの結果によれば、花崗岩、超塩基性岩などの貫入岩体のある地点で正の異常を示し、地質とよく調和していることがわかっている。しかし定量的な検討は行なわれていないので、地震探査の結果と比較することはできない。

7.4 地質との比較

今回の調査で明らかになった速度構造の地質学的解釈は専門の地質学者にゆだねることにして、ここでは簡単な比較を試みる。

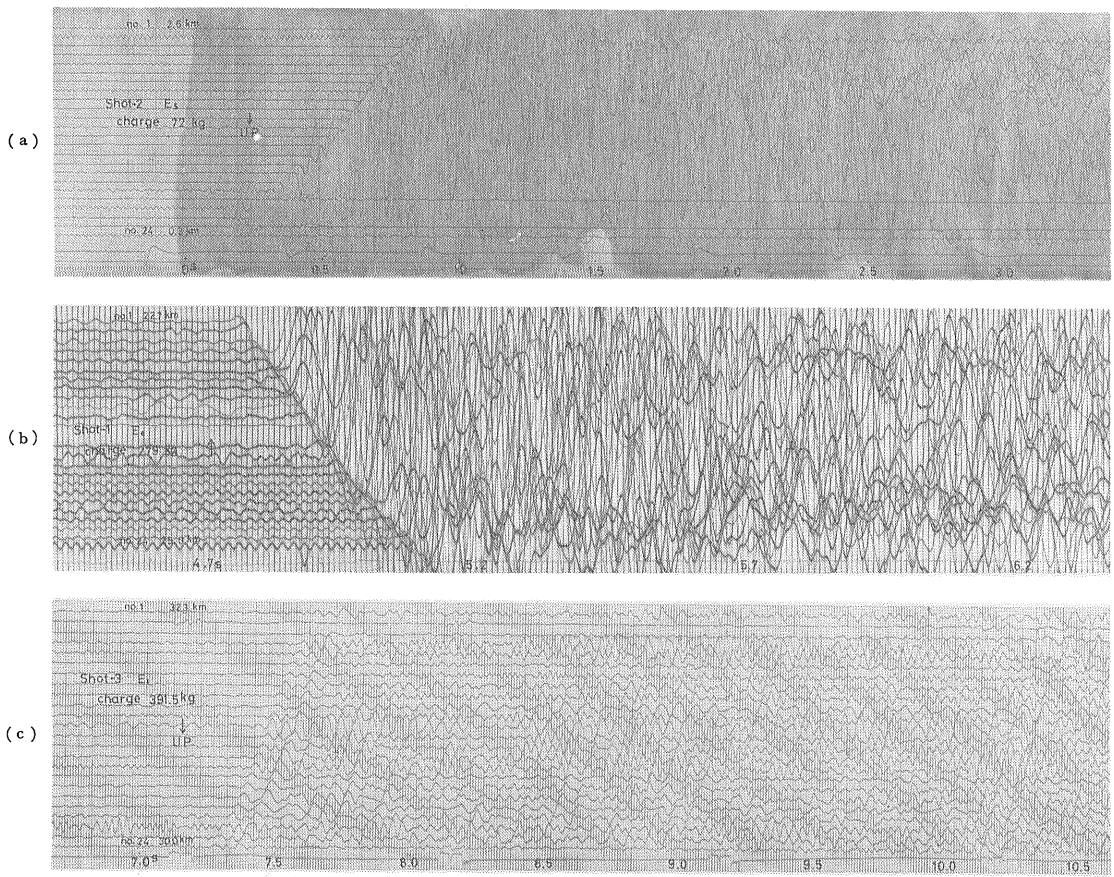
第13図は現在までに明らかにされた地質学的データを総合して吉田尚が描いた測線沿いの推定地質断面である。これによれば SP. I ~ II 間は比較的水平成層構造に近いとみなせるが、SP. II ~ III 間は花崗岩・蛇紋岩などの貫入岩体が古生層を貫いて地表に露出しており、地質学的には水平方向に変化に富んでいることがわかる。

西半分については速度的に分けた 4 層構造が、地質学的にもよく対応づけられる。しかしながら東側については一致しない。先にも述べたように、水平方向に速度が不連続的に変化する構造については屈折法の適用がむずかしい。岩石試料を用いて測定した弾性波速度では、花崗岩にくらべて蛇紋岩の方が 10% 前後大きいようであるが (市川, 1969)、地震探査の結果にはそのような差は認められない。地質学的には東へ行くほど基盤が深くなると推定されているが、今回の結果はこれと全く逆に東へ上昇の傾向がみられる。7.3 で述べたように、花崗岩体の底がロート状またはおわん型をなして地表に広く広がっているものとすれば、地震探査によって基盤が浅く出ても地質と矛盾するからといって一概に否定してしまうことはできないように思われる。



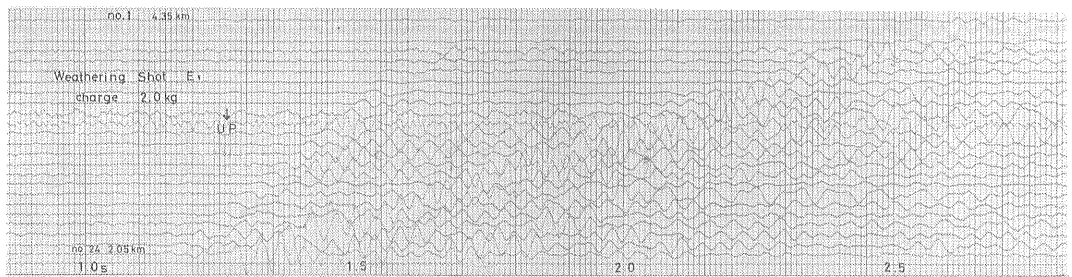
第13図 測線沿いの推定地質断面 (吉田 尚による。未発表)

地震探査による岩手県水沢付近の地下構造 (飯塚・伊藤・長谷川・広島)



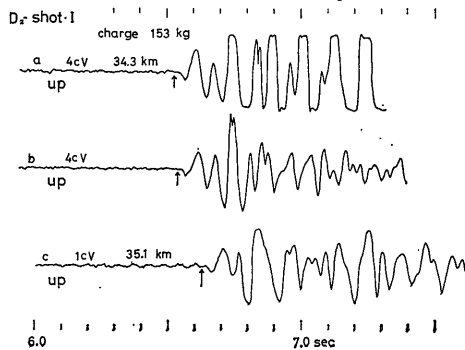
(a) 0.3~2.6 km, 72 kg (Geo Space)  
 (b) 22.7~25.0 km, 279 kg (応用)  
 (c) 30.0~32.3 km, 391.5 kg (SIE)

第14図 探 鉱 器 による 記 録 例

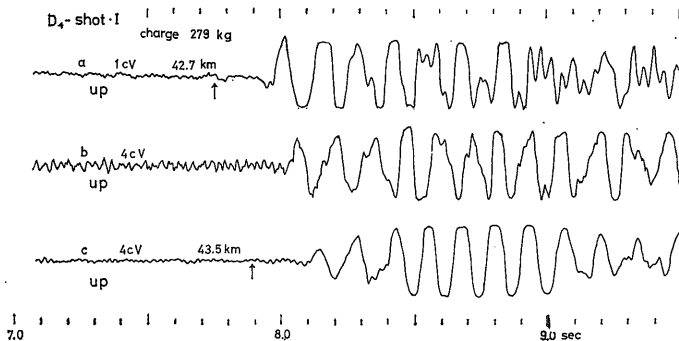


2.05~4.35 km, 2.0 kg (SIE)

第15図 表層発破の記録例

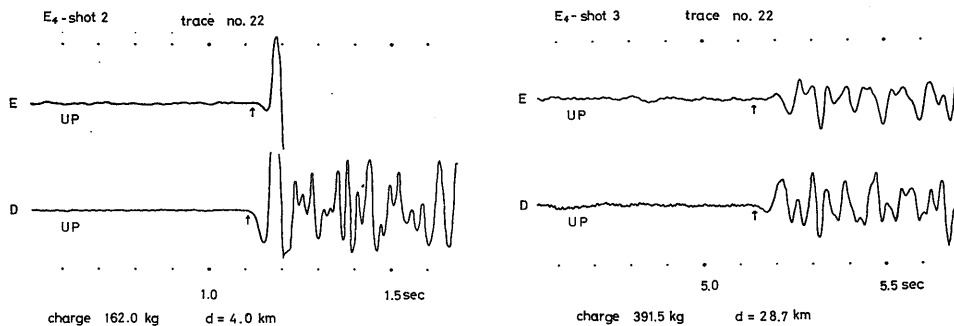


(a) 中距離



(b) 遠距離

第16図 データ・レコーダーによる記録例



(a) 近距離

(b) 中距離

第17図 探鉱器とデータ・レコーダーによる記録の比較例

E: 探鉱器 (Geo Space), D: データ・レコーダー (P.U. 3Hz×3)

8. 結 論

今回の屈折法地震探査で明らかになった速度層は次の通りである。

	SP. I ~ E <sub>3</sub> (km/s)	E <sub>4</sub> ~ E <sub>7</sub> (km/s)	E <sub>8</sub> ~ SP. III (km/s)
第 1 層	1.75	2.65	—
第 2 層	3.6	4.35 ~ 4.4	(3.8 ~ 4.0)
第 3 層	5.5	5.5 ~ 5.7	5.3 ~ 5.7
第 4 層	6.1	6.1	6.1

基盤 (第 4 層) が最も浅くなるのは、E<sub>5</sub> 付近で深度 2.5 ~ 3.0 km である。測線の西半分は前回の解析結果ともおおむね一致し、地質学的推定断面ともよく調和する。東半分は地質学的推定に反して 6.1 km/s の基盤面は東へ行くほど浅くなり、大爆破による構造と一致する傾向になっている。(昭和 43 年 11 月調査)

文 献

HALES, F. W. (1958): An accurate graphical method for interpreting seismic refraction lines, *Geophys. Prospecting*, vol. 6, no. 3, p. 285 ~ 294.

HASHIZUME, M. et al. (1968): Crustal structure in the profile across the northeastern part of Honshu, Japan, as derived from explosion seismic observations. Part 2. Crustal structure, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, vol. 46, p. 607 ~ 630.

市川金徳 (1968): 四国大歩危周辺地震探査について (深層試錐の位置選定の先行調査), 地質調査所月報, vol. 19, no. 6, p. 385 ~ 395

市川金徳 (1969): 水沢周辺地震探査について (U.M.P., 深層試錐の先行調査), 地質調査所月報, vol. 20, no. 4, p. 23 ~ 36

市川金徳・吉田尚 (1968): 国際地球内部開発調査研究 (UMP) 深層試錐計画, 地質ニュース, no. 171, p. 1 ~ 9

加納博・他 (1967): 遠野・栗橋花崗岩体の物理探査, UMP. A-zone 地質構造部門連絡紙, no. 8, p. 21 ~ 35

加納 博・他 (1968・a): 遠野花崗岩体の重力および磁気探査, UMP. A-zone 地質構造部門連絡紙, no. 9, p. 29 ~ 40

加納 博・他 (1968・b): 人首花崗岩体の磁気探査,

UMP. A-zone 地質構造部門連絡紙, no. 9, p. 40 ~ 43

加藤愛雄・他 (1967): A 地区 (北緯 39 度線) 地帯における航空磁気測定結果について, UMP. A-zone 地質構造部門連絡紙, no. 9, p. 71 ~ 75

MATSUZAWA, T. (1959): On the crustal structure in North-East Japan by explosion seismic observations, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, vol. 37, p. 123 ~ 154.

MATUZAWA, T. et al. (1959): On the crustal structure derived from observations of the second Hokoda explosion, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, vol. 37, p. 509 ~ 524.

鍋谷祐夫 (1969): 遠野花崗岩体のチェビシエフ構造, 1969 年 4 月物理探査技術協会にて講演

RGES (1951): Explosion-Seismic observations in Northeastern Japan, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, vol. 29, p. 97 ~ 106.

RGES (1952): The second explosion-seismic observations in North-eastern Japan, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, vol. 30, p. 279 ~ 292.

RGES (1953): The third explosion-seismic observations in North-eastern Japan, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, vol. 31, p. 281 ~ 288.

RGES (1954): The fourth explosion-seismic observations in North-eastern Japan, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, vol. 32, p. 79 ~ 86.

RGES (1955): The fifth explosion-seismic observations carried out in North-eastern Japan, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, vol. 33, p. 699 ~ 707.

RGES (1959 a): Observations of Seismic waves from four explosions near the Kamaishi Mine, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, vol. 37, p. 89 ~ 121.

RGES (1959 b): Observations of seismic waves from the second Hokoda explosion, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, vol. 37, p. 495 ~ 508.

RGES (1968): Crustal structure in the profile across the Northeastern part of Honshu, Japan, as Derived from explosion seismic observations. Part. 1. Observations of seismic waves generated from the off Kesenuma, the off Oga Peninsula and the Tutihata explosions, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, vol. 46, p. 529 ~ 605.