



Title	採石発破の爆破地震動観測による北海道渡島半島南部の浅部地殻構造
Author(s)	高波, 鉄夫; TAKANAMI, Tetsuo; 山内, 政也 他
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 59, 189-209
Issue Date	1996-03-25
DOI	https://doi.org/10.14943/gbhu.59.189
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/14240
Type	departmental bulletin paper
File Information	59_p189-209.pdf



採石発破の爆破地震動観測による北海道渡島半島南部の浅部地殻構造

高波鉄夫

北海道大学理学部浦河地震観測所

山内政也*

弘前大学理学部地球科学教室

(1995年12月11日)

Shallow Crustal Structure Derived from Explosion Seismic Observations by Using Quarry Blasts in the Southernmost Part of the Oshima Peninsula, Hokkaido, Japan

Tetsuo TAKANAMI

Urakawa Seismological Observatory, Faculty of Science, Hokkaido University

Masaya YAMAUCHI*

Department of Earth Science, Faculty of Science, Hirosaki University

(Received December 11, 1995)

An experiment of explosion seismic observations was conducted by using 20 unattended direct-recording cassette data-recorders which were deployed along the east-west profile in the southern part of the Oshima peninsula of Hokkaido. We used the quarry blasts in the center of the east-west profile of about 70 km distance. Based on travel time analysis of refracted waves, the apparent P-velocity of 5.6 km/sec was estimated as a basement layer in the western part. The layer seems to be overlaid with a very thin superficial sediment or outcrop in the surface. On the western margin of Hakodate Plain, the thick sediment layer with the apparent P-velocity of 3.4 km/s was found just beneath two active faults named Oshima-Oono Fault and Tomikawa Fault. We have found that the depth of sediment in the western margin of Hakodate Plain is very likely the maximum value which extends to about 1.5 km and that it seems to become shallower to east. Broadly speaking, the velocity structure obtained here supports the distribution of gravity anomaly and the geological structure in the southernmost part the of Oshima peninsula.

I. ま え が き

本州（東北地方）と北海道との地学的な関連は、両者の間にある津軽海峡、及びそれを挟んでいる青森県と北海道渡島半島との隣接地域の地下構造を明らかにして、はじめて理解される。その観点からみれば、北側の北海道渡島半島の地下構造を知ることは非常に重要である。

いままでに北海道の地下速度構造に関する研究としては、たとえば浦河沖(Asano et al., 1979), 十勝沖(Den et al., 1971), 積丹半島付近(Okada et al., 1973), 日高地方(Takanami et al., 1982; 藤井・森谷, 1983), そして北海道中央部(Shimamura, 1981; Özel, 1994)の1次元速度構造, および日高地方の3次元速度構造(Takanami, 1982; Miyamachi and Moriya, 1984)などがある。またNakanishi(1985)は、東北北部から北海道南部の3次元インバージョンを行っている。それらの調査区域には今回の対象としている渡島半島が含まれていない。これらの調査から東北地方から北海道に至る地下構造の関係を類推するのは不可能である。また佐藤・他(1989)は、東北地方から北海道渡島半島に至る3次元速度構造調査を行っている。渡島半島南部は、この調査領域の北の境界に位置している。一般にインバージョンによって求められた速度分布では境界付近では解が求まりにくい、という問題があるので当地域に関してはまだその分布の信頼性に疑問が残っている。一方, Zhao et al.(1992)やZhao and Hasegawa(1993)等は東北地方から北海道に至る沈み込み帯地域でトモグラフィック・インバージョンを実施し、地殻・上部マントルの大規模な速度構造を求め、太平洋プレートの沈み込み帯周辺の3次元速度構造を求めている。これらの研究によってかなりの地下構造の様子が明らかにされたが、しかしそれらの研究結果と渡島半島に見られる地表の地質学的、地形学的な地学的現象とを関係付けるには用いた観測網が依然として粗い、と言わざるをえない。他方、浅い地震の走時解析にTime-term法を適用し、Time-termの違いがモホ面の深さ分布を反映しているとして、高波(1980)は北海道全域のモホ面深度分布を求めている。そしてHoriuchi et al.(1982a, 1982b)は東北地方の浅い自然地震の走時のインバージョンからコンラッド、モホ面の深度分布を求めている。石田(1991)は彼等の研究成果を参照して北海道から東北地方に連続したコンラッドおよびモホ面の深度分布を提唱している。それによれば渡島半島は、速度構造的に見た場合、大まかには東北地方の北の延長部に相当している。しかし実際の地表で見られる様々な地学的現象は必ずしも単純ではなく、個々の複雑な地域性を無視できるほど一様ではない。

以上のように北海道及び東北地方の地下の速度構造に関する情報が確実に蓄積されてきたが、まだ未解決な部分も多く、東北地方と北海道とを橋渡ししている渡島半島のテクトニクスを議論するにはまだまだ十分とは言えない。地表の地学的現象と地下の地殻構造とを関係付けた詳細な議論を行うためには、今までの自然地震の走時解析の他に人工地震による走時解析も行われなければならない。地殻浅部の精密な速度構造を求めるためにこの様な人工地震を併用した稠密な地震観測網が展開されなければならない。そのためには、大規模な発破作業と、その爆発震源からの人工地震を観測する数多くの観測点やそれを維持する多数の観測者が必要であるのは勿論である。従って一般的にはこの種の人工地震観測は大変高価な実験となり、それほど一般的ではない。

ところで高波(1980)もすでに指摘したとおり、直接記録方式によるデータレコーダーを用いた地震観測を採用すれば安価な観測が実現できる。この観測方式では低消費電力による無人の地震観測が長時間可能になるなど、地震観測の維持が非常に容易となる。また観測システムを研究室で製作することにより大幅な節約が可能となる。特にこの直接記録方式による無人地震観測法は、安価な点では他の観測方式より優れている。ために消費電力が大きく影響する海底の地震観測ではこの種の観測システムがよく用いられている(島村・浅田, 1974)。しかしこの様な安価な観測法といえども、レコーダーの展開には1観測点に1レコーダーという制約がある。稠密地震観測網を広い地域や長い測線上に1度にたくさんの観測点をカバーするためには数多くのレコーダーを準備しなければならない。そこで、この問題を解決するために、我々は電子部品、カセット・レコーダのメカニクスなどほとんど基本的な部品を調達し、直接記録方式のカセットレコーダーを20台製作した。同時にこの種の地震観測に必要な高精度のデジタル時計も一緒に20台製作した。この様にして、この種の地震観測を渡島

半島でそれほど経費をかけずに実施すべく準備を進めてきた。

一方渡島半島南部にある上磯町峯郎鉱山で石灰採取のための採石用の発破がほぼ毎日数回行われている。我々はこの採石発破の人工地震を利用することで上記の調査が実現できると考え、1990年5月中旬から7月上旬にかけて、渡島半島における第1回目の採石発破の地震観測を開始した(高波・他、1991)。

本論文では、まずこの観測に用いた観測システムの説明を行い、ついで記録の再生方法を述べる。そして峯郎鉱山の採石発破の地震観測で得られた記録に屈折法を適用し、渡島半島南部の地殻浅部の速度構造を推定し、この解析で理解された諸問題とともにその結果を考察する。最後にそこで得られた速度構造と重力分布や地質学的現象との関係も議論する。また次回の観測に資するために今回の臨時観測で知れた観測システム、方法の問題点についても言及する。

II. 観測・データ処理

この章では今回の採石発破の地震観測に用いた観測システム、そこに記録された地震記録の再生処理システム、そして地震波形の真の到着時刻を求めるための補正方法など、波形記録を収集するためのデータ処理などシステム全体について述べる。

§1. 観測・再生システム

まず観測システムの概略を Fig. 1 に示す。今回使用したレコーダーは市販のカセットレコーダーの走行系を用い、ヘッド及びモーターを交換することにより、4チャンネルの記録を長時間とれるように改良したものである。テープ速度は約 0.1 mm/sec (通常は 4.76 cm/sec) であり、90 分のカセットテープを使用する場合、おおよそ 2 週間観測することができる様に製作してある。1~3 チャンネルには、上下動換振器の出力を倍率を変えて記録し、4 チャンネルにはタイムコードジェネレーターから発生するタイムコードを記録する。地震計は、勝島製作所の UMP-I-2V (2.5 Hz) のコイルを巻き直して固有周期を若干伸ばし、かつ電圧感度を上げるようにして使用した。3 チャンネルには、NHK のラジオの時報 (880 Hz) を整形し、その時報ゲートのなかで発生させた 10 Hz のサイン波を重ねて記録し、時計の較正用で使用した。ラジオの電源は電力の消費をできるだけ少なく抑えるため、タイムコードジェネレーターの時計を利用して制御し、毎時 58 分になると ON、正時から 02 分後で OFF されるようなゲートを設けて、全体で 4 分間は時報の入力待機とした。このタイムコードジェネレーターは Inatani and Furuya (1980) を若干変更しものであり、上記のように時報用ラジオの電源を制御できるようにした以外はほとんど変えていない。なお電源は自動車用 12 V バッテリーを小型の太陽電池でバックアップしながら使用した。これによって充電のためのバッテリーの交換がほとんど必要がなくなって観測の維持が大変容易になった。

Recording System

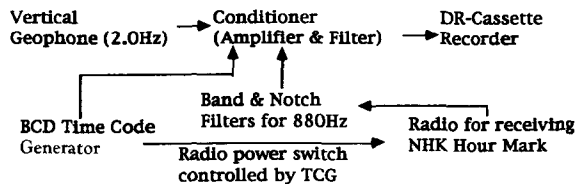


Fig. 1. Schematic block diagram of observation system for quarry blasts.

Fig. 2 に再生システムを示す。再生はオーディオ用カセットレコーダー (TEAC Model C-2 を改良) と再生速度の変更可能な計測用 FM データレコーダー (TEAC R-81) とを用いてダビングを行い、最終的には実記録の約 120 倍の時間圧縮記録を作った。この圧縮テープを再び計測用データレコー

Playback System

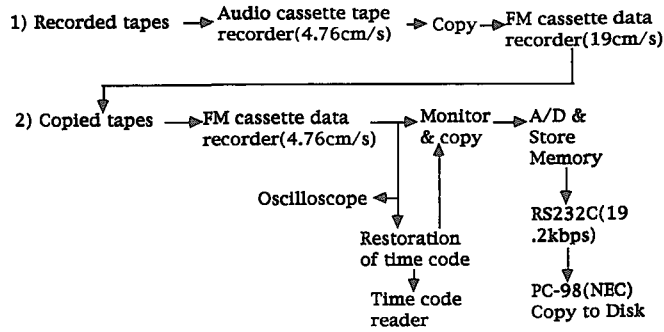


Fig. 2. Schematic block diagram of play-back system for direct-recording cassette recorder.



Photo. 1 Playback system is composed of several laboratory equipments.

ダで再生し、必要な部分のみをA/D変換しながらパソコンに取り込んだ。再生時の記録のモニターとして、オシロスコープ（波形用）、タイムコード読み取りシステム（高波，1987）を接続した。タイムコードは整形回路を通して矩形波に変換したものをA/D変換した。また、テープに記録された地震の信号は音として聞き取ることができるのでそれもモニターとして併用した。すでに筆者らは数多くの再生経験を積み、自動車や風など地震以外の雑音との識別はかなり効果よく正確に行うことができた。

今回は発生時刻の判っている発破の地震動の再生のため、あらかじめタイムコードリーダーにその発破時刻を記憶させ、再生時にそれをサーチしながら地震動波形を取り込んだ。そこではタイムコードをLEDのディスプレイでモニターできる。音だけに頼る従来の再生方法に較べて再生時の地震の照合が非常に容易である（Photo. 1）。ダビング後の最終的な再生時には、このようなタイムコード読

み取りシステム（高波，1987）を介して指定の発破時刻直前でさらに4分の1の再生スピードに変換しながらA/D変換(50 kHz/4 CH)し，1時的なウェーブ・メモリーとしてのRAM(32 KBytes)に保存した．このウェーブ・メモリーに取り込んだデジタル波形データをRS 232 Cの接続ケーブルを用いてPC 9801/RA(NEC製)に取り込み，CRTの画面上で地震の存在を確認してからフロッピーディスクに地震波形ファイルとして保存した．後にこのファイルから波形をグラフィック画面上に表示し，マウスを使用して各種の読み取りを行った．Fig. 3は観測～再生系の周波数特性を示す．横軸は周波数，縦軸は相対振幅で地震計の特性は含まれていない．約2Hzの地震計を使用していることを考えれば周波数特性に特別不都合な問題はない．

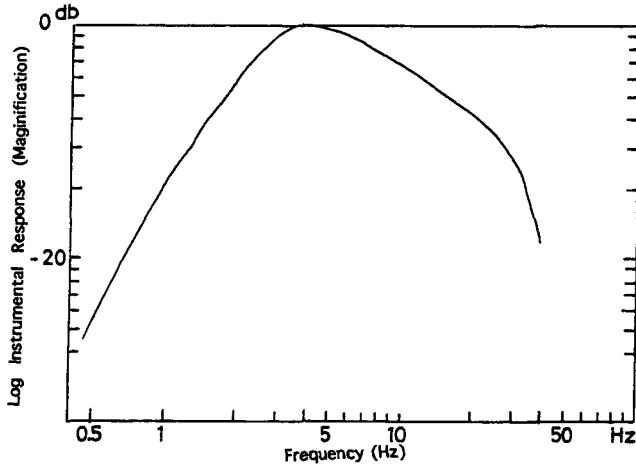


Fig. 3. Overall frequency response from the observation to the play-back systems (not included 2.5Hz geophone).

§ 2. 地震観測

採石発破による人工地震観測のために，峯朗鉱山を中心に東西方向に約70 kmの測線を設け，数多くの人工地震を観測した．我々が用いた地震観測方式は商用電源の制約が全く無い．したがって観測点は，商用電源の有無に関係なくあらかじめ地図上で計画した点に決められた．実際，林道の終端や

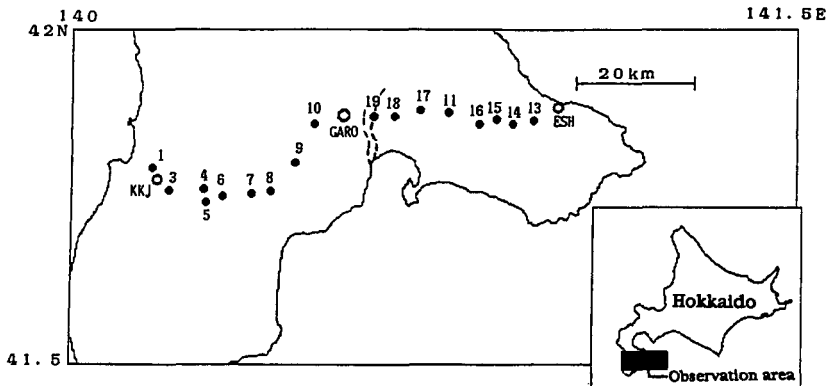


Fig. 4. Map of the southernmost Oshima peninsula showing the position of quarry blasts(open circle, GARO) and recording sites(close circles; the temporary sites, KKJ and ESH are the permanent stations of Hokkaido University). Dotted lines indicate the active faults (Ota et al., 1994).

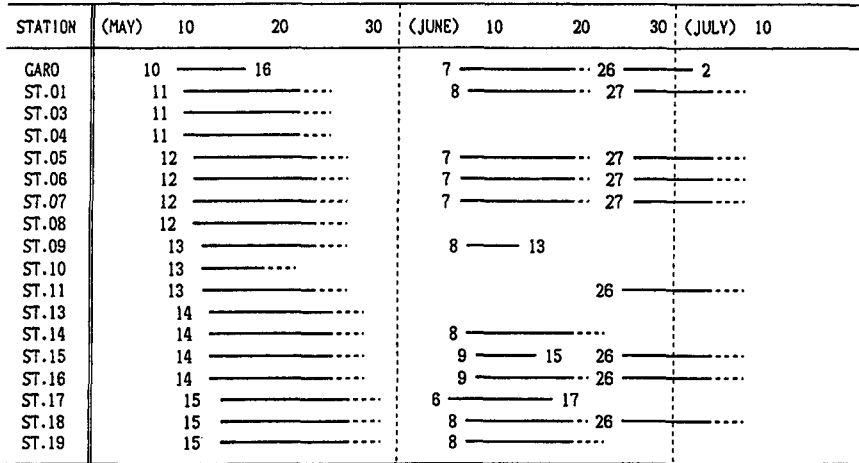


Fig. 5. Observation periods at the recording sites. The lengths of lines mean the time-intervals of observations at the recording sites. The numbers attached the lines mean the start and/or end days of observations. Since 7th of June, about half of recording sites have kept alive.

山深い場所を観測点として選ぶことができ、人工的なノイズを避けるのが容易であった。

まず Fig. 4 に観測地域及び観測地点の配置を示す。ST 1~19 は臨時観測点でKKJ とESH は北海道大学の定常観測点(上ノ国と恵山), GARO は発破点のある峯朗鉱山の敷地内に設置した観測点で、実際の発破点から西に 270 m-360 m 離れている。したがって以下に示すGARO は実際の発破点ではなくこの観測点を指す。我々は発破の薬量、発破時刻、発破位置などの発破の情報は採石会社の厚意によりすべて入手できた。因みに本谷(1993)はこの資料に基づいて採石発破の場所による地震波形の違いの有無の研究を行っている。観測当初の臨時観測点は、ST 12 を除く 19 点(GARO を含む)のみ設置した。またST 2 はレコーダのトラブルが続き、全観測期間中全て欠測となった。この理由によりST 2 をこの図には載せていない。

このような観測体制で、1990年5月10日より7月上旬までの期間、数多くの採石発破を断続的に観測した。しかしテープ交換の都合やデータレコーダのトラブルなどにより実質的な観測期間は観測点によってまちまちである。そこで各観測点の観測期間を Fig. 5 に示す。この期間中GARO で記録のとれた発破は 26 個である(Table 1)。そのうちEVENT 3 はGARO 以外の観測点で地震記録を同定することが出来なかった。これを除く 25 個の発破を再生して走時解析に使用した。

Table 1. List of the quarry blasts used in the present study (1990.5.14-1990.7.2).

Event No.	Date	Time
1	May 14	11:28
2	May 16	11:29
3	Jun. 7	14:50
4	Jun. 8	11:29
5	Jun. 8	15:38
6	Jun. 9	11:28
7	Jun.10	15:37
8	Jun.11	11:29
9	Jun.12	11:30
10	Jun.12	15:41
11	Jun.13	11:29
12	Jun.13	15:38
14	Jun.15	11:30
15	Jun.15	15:40
16	Jun.16	11:29
17	Jun.16	15:39
18	Jun.17	11:30
19	Jun.17	15:40
20	Jun.18	14:48
21	Jun.27	15:39
22	Jun.28	11:28
23	Jun.28	15:39
24	Jun.29	11:30
25	Jul. 1	11:29
26	Jul. 2	11:31

§3. 読み取り・補正

読み取りは、1～3 chの中から立ち上がりの最もはっきりしているものを選び、§1でも述べたようにパソコンのグラフィック画面にマウスを移動させながら行った。レコーダーのモーターの回転ムラにより1秒間の長さは必ずしも一定ではない。1秒の小数点以下は、初動P波の前後の2つの秒マークを用いて求めた。さらに厳密な絶対走時の読み取りを行うために次の2つの補正を行った。それらについて以下で詳しく説明する。

〈1. ヘッド傾斜補正〉

カセットレコーダの録音ヘッドはわずかであるが傾いている。従ってある波形を各チャンネルに同時刻に録音しても、それらはテープの走行方向に対して必ずしも垂直に並ばない。もちろんこれは通常のテープ速度では問題にならない量であるが、今回のように超低速で記録した場合、チャンネル間の時間差が問題になる。レコーダーによっては再生後の記録でその最大値が0.45 secになることもあった。製作時にこの調整を十分行っても必ず問題になる量である。このずれを調べるために、各記録テープには観測開始前に全チャンネルにタイムコードを同時に記録しておき、後でこの部分を再生し1～3 chと時報の4 chとのずれをそれぞれ読みとってこれらの差をそれぞれのチャンネル間の相対補正值とした。またこのずれにはタイムコード(4 ch)を矩形波に変換する時に生じる立ち上がりの遅れも含まれるが、この方法を用いればそれも同時に補正できる。Fig. 6は、この様に補正值を決める時に使用した記録の例である(各チャンネル1番左の秒マークに縦線を入れた)。レコーダー毎にこの補正值はほぼ一定であるので以後は定数として採用した。

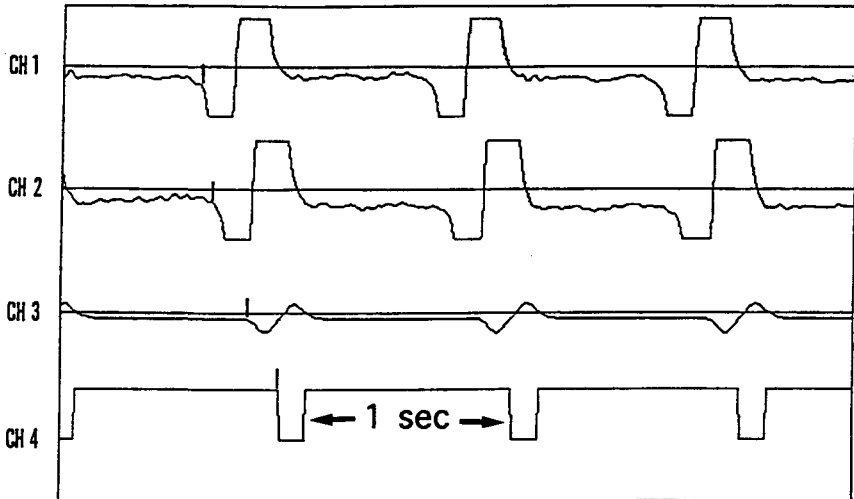


Fig. 6. Calibration of alignment with 4 channels of head by time-codes.
The interval of two rectangular pulses in CH4 means one second.
The vertical lines are the start point of same second.

〈2. 時刻補正〉

各観測点の時計の厳密な較正は発破毎に行っていない。またその較正の回数もテープ交換の際に1回、つまり2週間に1回行うだけである(これは、実は今回の観測システムの利点の1つでもある)。正確な時刻は、3 chに記録された時報とタイムコードの正時とのずれを読みとってそれを補正值と

した。従って1時間毎の時計の較正を行ったとも言える。ラジオからは58分~02分の4分間、時報(880 Hz)の他に様々な信号が出力されるが、バンドパスフィルターとノッチフィルターとを組合せた複合フィルターを利用することによって時報以外の信号との識別を容易にした。記録された時報の波形はほとんど一定の振幅と一定の時間長を維持していた。なかにはラジオの受信状況によってノイズの多い時もあったが、前後の時報波形の始りや時報の整流波形の長さなどを比較することによって時報の開始点を判断した。

GAROの記録を用いて、タイムコードと時報のずれ(ΔT)をおおよそ2日間にわたってプロットしたものがFig.7である(この時点ではまだヘッド傾斜の補正は行っていない)。立ち上がりの時刻の判別できなかった時刻、波形のよく現れていない時刻、及び、ラジオの時報が放送されない夜中の時刻はプロットできないのは勿論である。直線は最小2乗法を用いて求めたものでこの傾きから時計の遅れの割合は1時間で0.003秒以下、またプロットした値とこの直線の値の差も ± 0.03 秒以下である。このばらつきの原因としては温度の影響や読み取りの誤差が考えられる。このように、絶対時刻に対するデジタル時計の示す時刻の偏差が一定の割合でなく経過時間とともに変化している。したがって時刻補正は各イベントごと、その発破時刻に近い時報を用いて行った。その時報が判読しにく

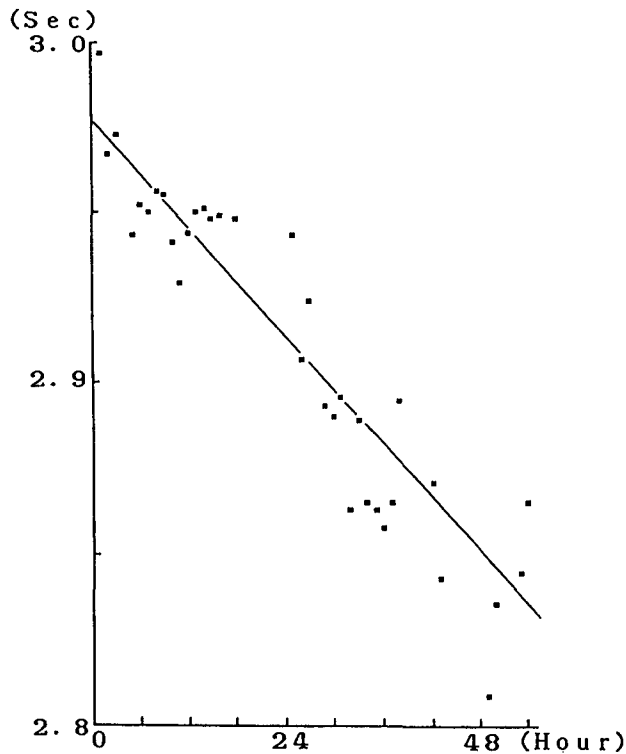


Fig. 7. The time variable quality of the binary code generated by the time code generator is shown. The serial time codes is referenced to the radio signal 880 Hz of NHK (hour mark). The time delay rate of -2.6×10^{-3} sec per one hour is obtained from one time code generator keeping the fluctuation within ± 0.03 sec.

い場合は、読み取りができた一連の時報のうち、イベントに最も近い時報から補正値を求めるようにした。このようにして、各観測点で記録された地震波の初動P波の到達時刻の絶対値をイベント毎に求めた。

§ 4. 読み取りデーター

発破に用いたダイナマイトの薬量が少なかった場合や地震波効率が低かった場合は、信号対雑音比が小さくなって初動P波の立ち上がりが不鮮明であった。実際、到着時刻の読み取りが難しく、26個の発破のうち1, 2個だけという観測点が数点あったが、最終的にはTable 2に示すように、ほぼ全点での到着時刻のデーターを揃えることができた。北海道大学の2つの定常観測点も含めた各観測点での発破の数はTable 3のようになった。観測点によって初動の検出が出来た地震数にかなりのばらつきが見られるが、次章ではこれらを用いて走時解析を行った。

Table 2. List of the quarry blasts recorded at the recording sites.
Open circles indicate "recorded at their sites".

Site	Event No.																									
Code	1	2	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	
GARO	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o
ST01	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o
ST03	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o
ST04	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o
ST05	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o
ST06	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o
ST07	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o
ST08	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o
ST09	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o
ST10	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o
ST11	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o
ST13	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o
ST14	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o
ST15	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o
ST16	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o
ST17	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o
ST18	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o
ST19	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o

Table 3. List of the number of P-times of quarry blasts read at recording sites.

Site Code	Number of P-times read at recording sites
ST01	21
ST03	6
ST04	2
ST05	22
ST06	24
ST07	22
ST08	2
ST09	10
ST10	1
ST11	2
ST13	2
ST14	15
ST15	13
ST16	1
ST17	12
ST18	14
ST19	12
KKJ	21
ESH	17

III. 走時解析

§ 1. 震央距離

渡島半島南部に位置する上磯町、峯朗鉱山では、南北におよそ 600 m、東西におよそ 300 m の範囲で石灰原岩の採取を行っており、発破点は毎回その中を移動する。しかし、GARO を震央距離 (Δ) =

0とした時の観測点の Δ と発破点からの真の Δ との差は、270 m–360 mあり、本研究ではGAR Oを $\Delta=0$ 、つまり震源（発破点）と仮定して走時解析を行った。したがって各発破毎に発破点からGAR Oまでの走時の補正を行う必要がある。ところで実際の峯朗鉱山ではほとんど石灰岩の基盤が露出している。後で見積もられた5.6 km/secの速度がこの層（石灰岩層）のP波速度とすれば、西側で約0.05–0.06秒程度早い走時を、東側で同程度遅い走時を用いたことになる。しかしこの時間差は今回の走時解析には大きく影響する値でない。走時解析の計算に用いた各観測点の震央距離をTable 4に示す。

Table 4. List of epicent distances, average P-travel times, and their standard deviation.

Recording Sites	Dist (km)	Travel time (sec)	S.D. (sec)	Side
KKJ	33.96	6.02	0.108	WEST
ST01	34.16	6.26	0.105	WEST
ST03	32.59	5.93	0.220	WEST
ST05	27.79	5.00	0.115	WEST
ST04	27.03	4.97	0.074	WEST
ST06	24.81	4.47	0.170	WEST
ST07	20.57	3.61	0.099	WEST
ST08	17.78	3.39	0.066	WEST
ST09	11.42	2.21	0.085	WEST
ST10	5.23	0.97	—	WEST
ESH	36.96	6.39	0.123	EAST
ST13	32.62	5.75	0.023	EAST
ST14	29.19	5.13	0.110	EAST
ST15	26.48	4.90	0.276	EAST
ST16	23.56	4.52	—	EAST
ST11	18.22	3.62	0.191	EAST
ST17	13.12	2.72	0.109	EAST
ST18	8.88	2.29	0.102	EAST
ST19	5.17	1.53	0.084	EAST

§ 2. 走時

ここでは解析を簡単にするために、GAR Oを震源と仮定し、各観測点のP波初動の到着時刻の読み取り値からGAR OでのP波初動の読み取り値を差し引いた値をその観測点での走時とした。このようにして各地震に対する観測点毎の走時を求めた。しかし実際は発破点の違いや到着時刻の判定の難しさが反映したと想像される、発破間の違いによる走時のばらつきが見られた。すでに§ 1で述べたようにその発破間の震源位置の違いによる影響の大きさは今回の走時解析では誤差の範囲内で、無視できる程度の小さな値である。実際はこのように複数の発破にたいする走時をプロットした場合、走時にある程度ばらつきが生じたので、それらの平均値を各観測点での最終的な観測走時とした(Table 4)。発破時刻、発破点座標をより正確に求めればこの種のばらつきが減るのは明らかである。

今回の臨時観測で得られた波形記録の1例をFig. 8に、Fig. 9にはTable 4の走時を図示した。このFig. 8の震央距離毎の観測波形のペーストアップには各観測点毎で特に鮮明に採れた地震記録を用いた。Fig. 9の走時には平均値を用い、走時の標準偏差をたて棒の長さで表示した。

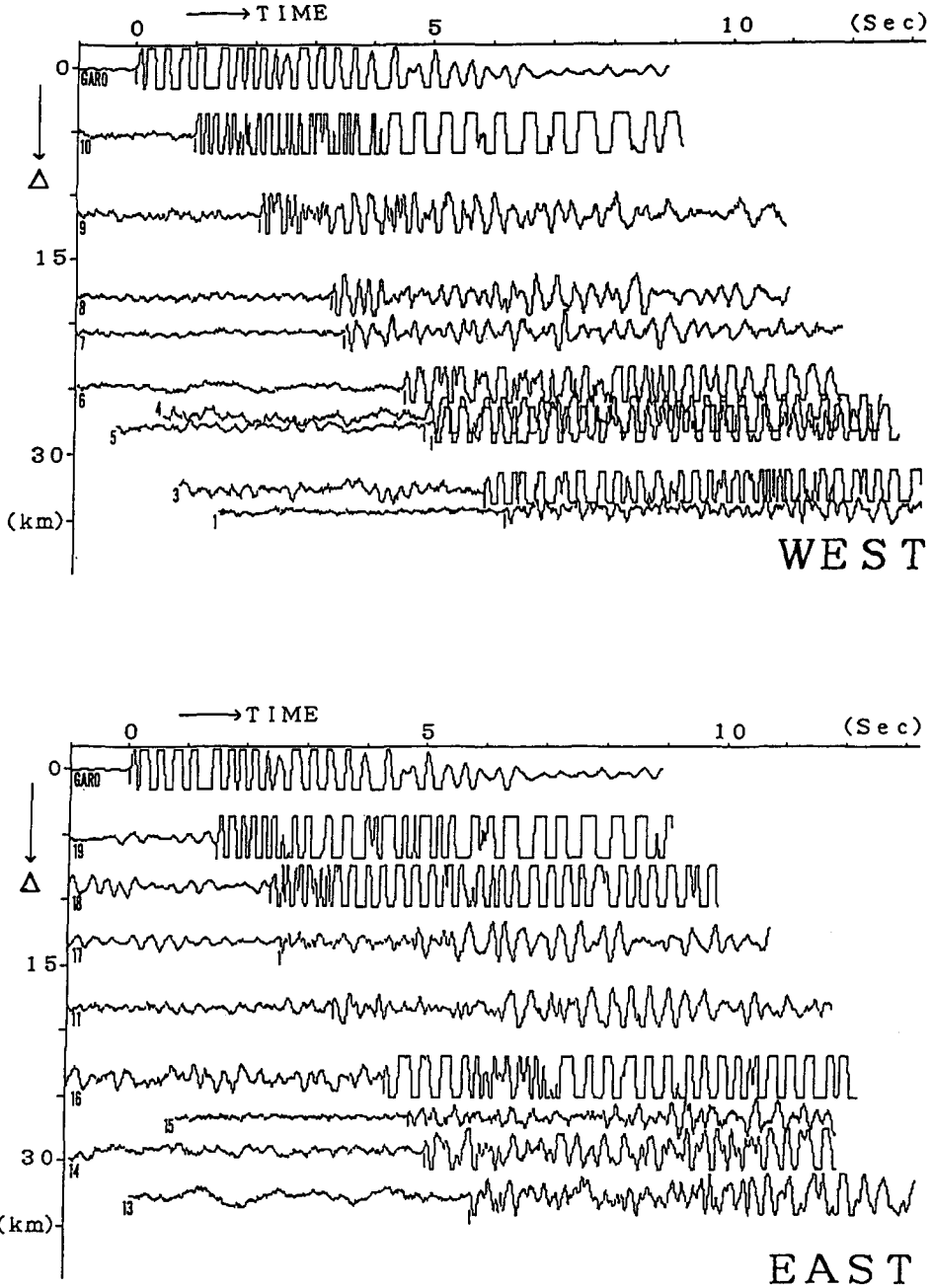


Fig. 8. Upper : Record section for western part of GARO (near quarry blasts). One typical record is selected at each recording site. The vertical lines mean the onset times of P waves. Bottom : Record section for eastern part of GARO.

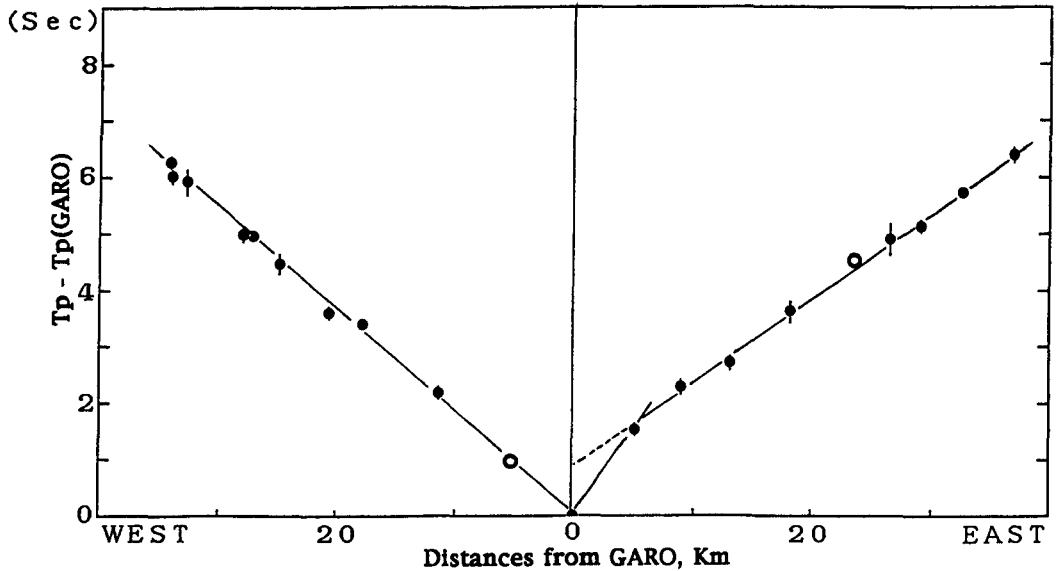


Fig. 9. Observed travel times for quarry blasts. Travel times in the western part show very small intercept time. In the eastern part, 1.0 sec is estimated as the intercept time. Open circles mean the stations, which have only one data of P-time. The vertical lines on the solid circles mean the standard deviation for travel times read at these sites.

IV. 屈折法による解析結果

まず Fig. 8 や Fig. 9 を観察すれば、震央距離が大きくなるとともに到達時刻が遅れているのが判る。ここではこの【遅れ】を利用しておこなった屈折法による走時解析の結果を述べる。

直感的には、これらの図から GARO の西側と東側とで見かけ速度が著しく異なっているのが想像される。しかし、GARO から東西にそれぞれ 1 本ずつの走時曲線しか得られていないため、簡単な水平成層構造を仮定した屈折法ではユニークに地下構造を求めることは不可能である。そこで、ここでは適当に限った範囲での走時解析を行う。

はじめに GARO の西側についてであるが、Fig. 9 から明らかなように層構造を見出すことはできない。しかし ST 10 より近いところで走時曲線が折れ曲がっている可能性はある。そこで、GARO を含む全てのデータを用いた場合と、ST 1 ~ ST 10 までの 10 点のデータを用いた場合について、震央距離 Δ と走時 T の関係を最小 2 乗法を用いて求めた。

GARO ~ ST 1 に対して：

$$T = \Delta / 5.556 + 0.050 \quad \dots (1)$$

ST 10 ~ ST 1 に対して：

$$T = \Delta / 5.598 + 0.087 \quad \dots (2)$$

このようにどちらの場合も見かけ速度は約 5.6 km/sec でインターセプトタイムは非常に小さい値である。このことから、第 1 次近似として GARO より西側は約 5.6 km/sec のみかけ速度をもった基盤が地表に露出しているか、またはその上の表層が存在しても非常に薄いのか、何れかの場合が推定される。そのため各観測点で読み取られた初動 P 波の走時はその層をほぼ水平に伝播してきた直接波に近い P 波走時と考えられる。したがって片測線からの走時解析の結果ではあるが、渡島半島の西部で見

積られたP波のみかけ速度、約5.6 km/secが真の速度に近いと考えられる。この値から石灰岩または花崗岩に相当する岩石の存在が支持される。

東側については走時曲線に2層構造がはっきりと現れている。しかし、ST 19のデータが直接波の走時なのか、下層から屈折してきた屈折波の走時なのかは容易に判断できない。また仮に表層が存在しているとしてもこの層の速度を求めることは困難である。そこで仮に表層とその下に第2層目の基盤が存在するとし、GAR Oの西側の測線に対して行ったのと同様に、ST 19~ESHのデータを用いた場合と、ST 18~ESHのデータを用いた屈折波の場合に対する Δ とTの関係をそれぞれ求めると、

ST 19~ESHに対して：

$$T = \Delta / 6.627 + 0.838 \quad \dots\dots (3)$$

ST 18~ESHに対して：

$$T = \Delta / 6.738 + 0.907 \quad \dots\dots (4)$$

となる。見かけ速度は約6.6 km/sec及び6.7 km/secと大きく、インターセプトタイムが1 secに近い。このインターセプトタイムは少なくとも2層以上の層構造の存在を暗示している。しかし実際は今回の観測で求められた走時だけでは何れの層の速度も求めることはできない。従って少なくとも最も簡単な表層と基盤からなる2層モデルを仮定し、その第1層と第2層の速度を求めてみた。そこで強引ではあるが、(4)に対してGAR OとST 19の2つのプロットを結ぶ傾きから算出された表層の速度を3.4 km/sec、第2層の基盤の速度を西側で求められた5.6 km/secと仮定した場合、その基盤の傾斜角、及びGAR O直下での深さはそれぞれ約E 7°W、約1.9 kmと見積もられた。また基盤のP波速度を6 km/secと若干大きく仮定した場合、傾斜角、深さはそれぞれ約E 4°W、約1.8 kmと見積もられ、表層の最大深度についてはあまり違いが見られない。何れの場合も傾斜層を仮定した場合、第2層の基盤はGAR Oのすぐ東側で最も深く、全体的に東に向かって浅くなっているのが示めされた。すなわち函館平野の西側に位置する大野町付近に著しい速度分布の不連続が存在している可能性が強い。地形学的には、渡島大野断層、富川断層などの活断層（活断層研究会、1991、太田・他、1994）がGAR Oの東側付近で見出されている。この活断層を境に函館平野が西傾斜しているのと大変調和的である。

すでに指摘したとうり、今回の走時解析はGAR Oを中心にそれぞれ片測線に適用された。ために求められた速度は見かけ速度であり、とくに多層構造が暗示されたGAR Oより東側では、真の速度や層境界の幾何学的形状を推定することは出来ない。そこで地表の重力分布が第1層目の推積層の深度を反映しているとし、さらに国土地理院（1988）や山本・石川（1991）の重力測定の結果を参考にして密度分布からP波速度を推定し、2次元速度分布を与えた時の波線追跡を計算した。その結果がFig. 10である。なおこの計算のための破線追跡法は岩崎（1988）によった。これからもGAR Oを中心に東西で速度分布の様子が著しく異なっているのが判る。さきの章で推積層の最大の厚さはGAR O付近で1.8 km-1.9 kmと見積もられたのと調和的である。

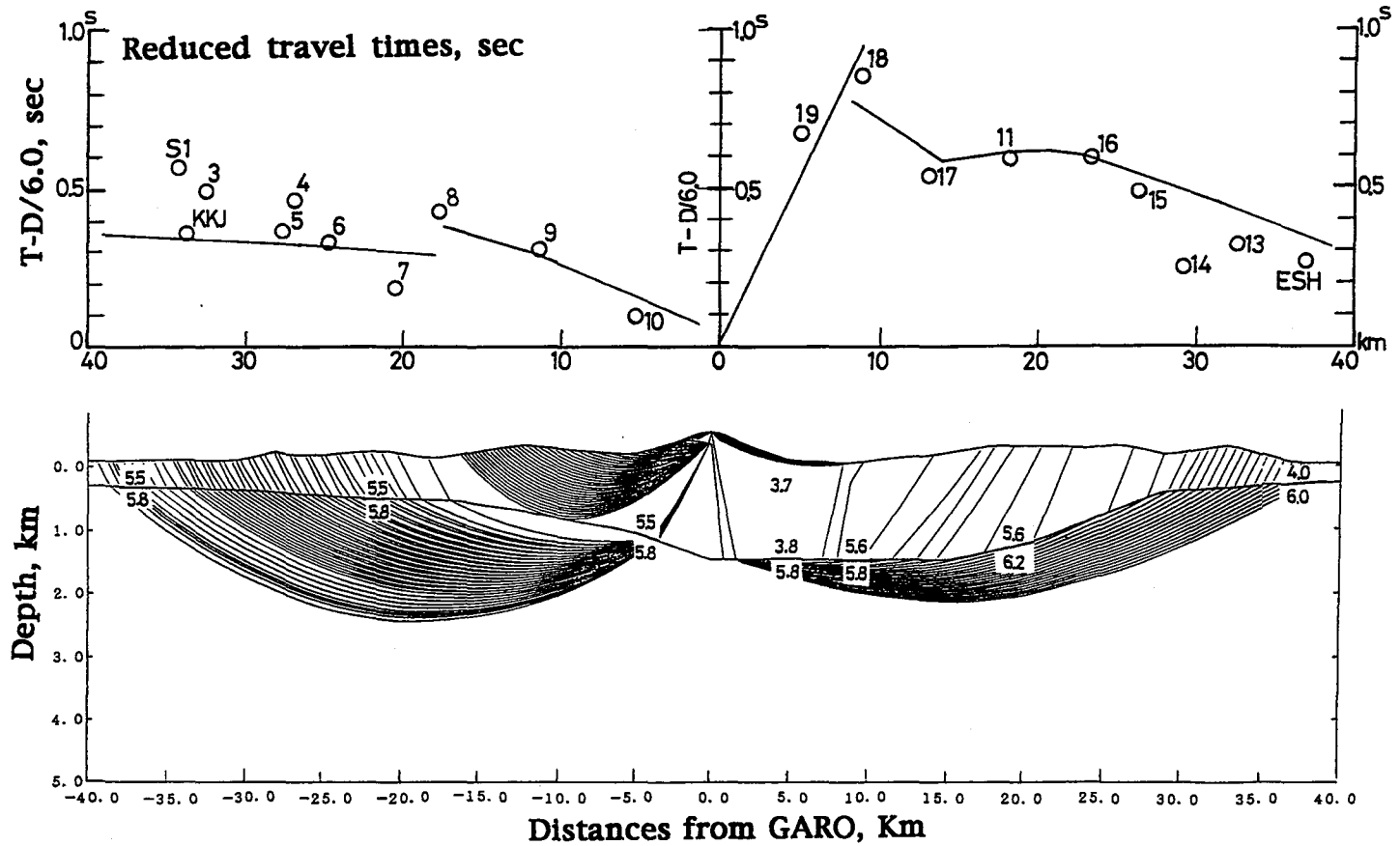


Fig. 10. Ray-path diagram and comparison of calculated and observed travel times along the profile.

V. 観測上の問題

この章では、観測期間中に経験した各種のトラブルについて述べる。

§ 1. 観測システムの特長と問題点

今回制作し、採石発破の地震観測に用いた 20 台の観測システムは、地震計と電源(バッテリー及び太陽電池)以外、すべて木製の箱に収められている。さらに増幅器、時計、10 Hz 発信器、複合フィルターやカセットレコーダーなどはそれぞれ独立した小さなケースに納められている。何かのトラブルが起きた場合、例えばレコーダーの故障が発生した場合は振り込み式コネクターを外すだけでレコーダーのみ交換できたり、設置作業に時間のかかる地震計と太陽電池はそのままでシステムをボックスごと交換できたり、大変機動性に優れている。特に今回のように採石発破による地震観測から走時解析を行うような場合、できるだけ直線に近い測線を必要とするが、用いた観測システムは、設置環境に拘束されず任意の地点に観測点を選定できる。また、カセットレコーダーの利点でもあるテープの交換も容易である。さらに 1 本のテープで 2 週間の長期間観測が可能であるため、その観測期間に発生したローカルの自然地震も観測できる。これらを用いた研究にも対応できる。実際は、観測機器のトラブルがあって、必ずしも十分な観測が行えなかったのも事実である。そのトラブルのほとんどはバッテリー液不足やモーターの耐用時間オーバーなどであった。経験した各種のトラブルとその原因を以下に紹介する。

〈電源トラブル〉

電源のトラブルは、ほとんどがバッテリー液が減少し、電圧が下がるというものだった。この原因としては、主に、バッテリーの設置方法に問題があった。今回は、バッテリーを、梱包用紙製の箱に入れたまま、他のシステムの入った木製のボックスの上に載せた。さらに雨などを防ぐためにその上から全体を透明のビニールシートで覆った。しかし、日当たりの良い観測点ではシート内の紙の箱が焦げた跡やバッテリー液を吹き出した痕跡が見ついている。電源トラブルの殆んどは、このような太陽の輻射熱でビニールシート内が異常に高温になって、バッテリー液が蒸発し、枯涸したことによると想像される。したがってその設置に関しては外気や日光などによって著しく気温の影響を受けそうな場所にはその対策を講じる必要がある。因にこのようなバッテリーのトラブルによって記録が完全に途絶える数日前は、昼間のみ記録がとれている観測点もあった。太陽電池が、限界ぎりぎりのバッテリーに代って電源供給していたのが判る。

〈駆動用 DC モーターのトラブル〉

レコーダーのトラブルはほとんどが DC モーターの耐用時間切れによるものであった。これについては、現地ですペアーのモーターと交換して対処した。また今回製作したレコーダは、テープが完全に巻き終わった時点で、自動的に DC モーターの電源を切る、という仕組みになっていない。これがモーターの寿命を短くしたことは間違いない。これを解決するために低消費のテープ監視装置が必要である。

〈その他、観測～再生作業を通じて気付いたトラブル〉

ヘッドの傾斜にたいするチャンネル間補正值は、同じレコーダの同じチャンネルどうしでもばらつきがあり、常時補正值が一定であるとは言い難い。何等かの交換作業や移動中の衝撃等でヘッドの位

置が微妙にずれたことも考えられる。また録音時のテープの走行機構が不安定になって生じたモータの回転むらや、繰り返し行ったダビングの影響も考えられる。このようなトラブルを防ぐためにテープの交換時には必ず全チャンネルにタイムコードを同時録音する必要がある。用いたレコーダーには、観測開始時にスイッチ1つでタイムコードを全チャンネルに入力できるようにしてあったが、その操作を忘れ、再生時にその前後の観測テープから補正值を内挿せざるを得ない場合もあった。今回のように観測点数が多い場合は、移動に殆ど時間が当てられる。観測点で効率良く作業するためにテープ交換時の細かなチェック・リストを用意しておくことが必要である。1つの操作ミスのために思わぬトラブルが生じて貴重なデータがファイになる危険は常にあり、それを防ぐためにもこの種のリストを用意する必要がある。

VI. 地学的背景と結果の考察

この章では、北海道渡島半島南部のほぼ真ん中に位置する上磯町峯山鉦山で行われている採石発破の地震観測で得られた走時データに基づく地殻浅部の速度構造とそれに関連した他の地学的現象とを対比させ、そこで推論される地学的諸現象を考察する。

調査地域の北海道渡島半島南部の上磯山地と亀田半島の間位置する函館平野は、南に開く三角形の沖積低地で、その東西両側には数段の段丘群が発達している(太田・他, 1994)。平野の西側の上磯山地は標高700 m以下で、東北日本内帯グリーンタフ地域の北部に当たり、先第三紀の上磯層群を不整合に覆う新第三系からなる(湊・他, 1972)山地の東縁には、前期更新世の富川層とそれを不整合に覆う更新統の文月層・市渡層(三谷・他, 1966)からなる標高300 m以下の丘陵・台地がある。

峯山鉦山はその函館平野の西縁部に接する上磯山地に露出する石灰岩を採掘している1つの鉦山であり、そこには古生代~中生代の硬い石灰岩が露出している。また、峯山鉦山より西側のST 10で石灰岩が、その西側には第三紀の堆積岩が存在する。ST 4附近より西側では再び古生代~中生代の岩石が露出している。服部, 杉本(1975)によると、古生代の堆積岩のP波速度は平均4.2 km/secで、中でも石灰岩が最も速く平均5.23 km/sec, 最大6.00 km/secであり、このことを考え合わせると屈折法によって求めた5.6 km/secの速度は測線に沿った地質と大変調和しているといえる。

一方峯山鉦山の東側に関しては、すでに述べたような丘陵・台地がこの亀田山地に接し、函館平野西縁部を形成している。そこには、渡島半島をほぼ南北に走る黒松内低地帯の最南端部を形成する沖積平野と洪積台地が存在している。観測点ST 18と19はその低地帯内、またはその近くに位置している。今回の地震観測ではその低地帯の表層部の速度を求めるためには十分な観測体制とは言えないが、この様な西側との地質学的背景の違いは、走時解析で知れた厚い推積層の存在に反映している、と考えられる。より精密な地下構造を知るためには、逆測線の観測と同時に密な地震観測点をこの低地帯内に展開する必要がある。

このように走時解析を試みることによって、少なくとも峯山鉦山の西部では比較的単純な地下構造であることや、一方その東側では函館平野の西縁部に相当厚い推積層が存在し、決して単純な水平多層構造では説明のできない大変複雑な地下構造が示されたことなど、東西非対称の地殻浅部構造が今回初めて明らかになった。次にこれらの明らかになった地殻浅部構造と重力異常分布との比較を試みる。

重力分布は一般に地形や地下の密度分布を反映している。またこの密度は速度とも密接な関係がある。この様に重力分布との対比は、求められた速度構造を重力分布から確認する点で非常に重要な作業である。Fig. 11は国土地理院(1988)による観測地域の単純ブーゲー異常図である。コンター間隔は

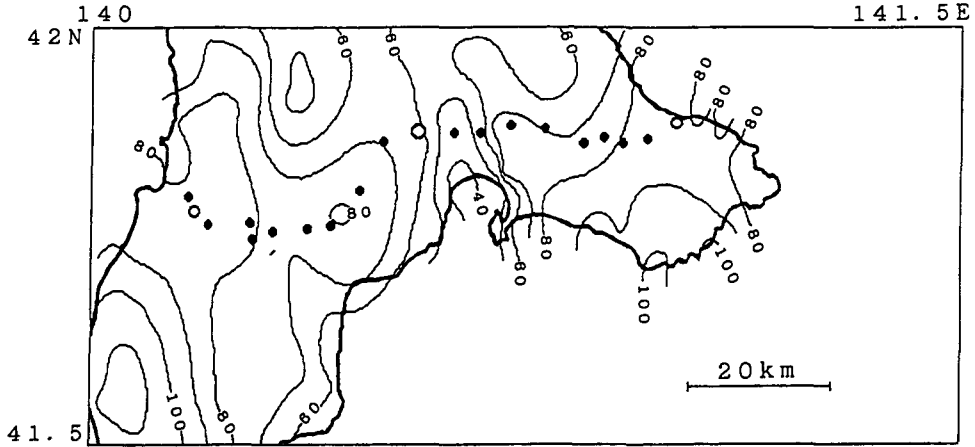


Fig. 11. The simple bouguer gravity anomalies in the southernmost part of Oshima peninsula. The circles indicate the recording sites which are explained in Fig. 4.

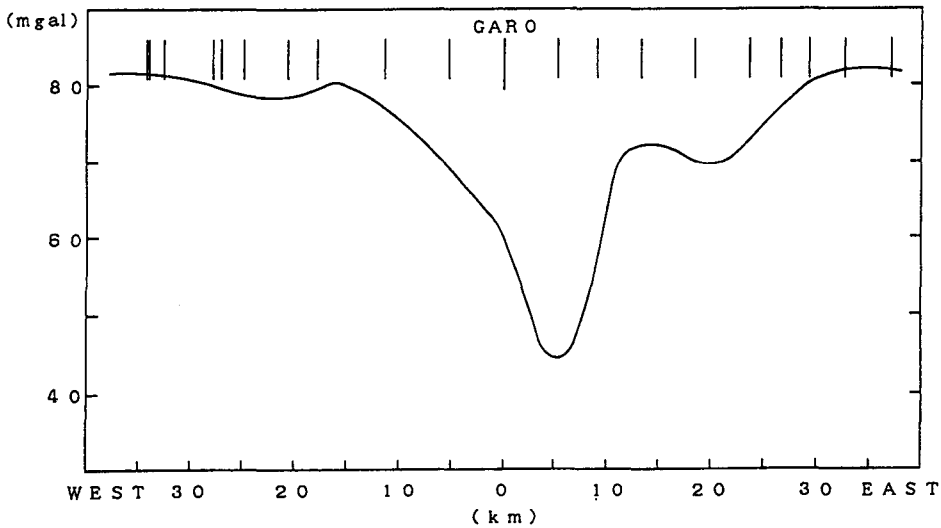


Fig. 12. The simple bouguer gravity anomalies along the recording sites. The maximum anomaly is found east nearby GARO. The overall distribution of the anomalies fits in well with the result by the present travel time analysis

10 mgal, プーゲー密度は 2.67 g/cm^3 である。地形補正は行っていないが観測地域及び周辺の地形は比較的起伏が少なく地形補正量も小さいと考えられる。Fig. 11 より求めた測線に沿ったプーゲー異常を Fig. 12 に示す。このプーゲー異常の分布からGAROの西側、特にST 9 附近より西ではプーゲー異常はほぼフラットであることや、また、GAROの東、ST 19 附近には局所的に比較的大きな負の異常があり、そのさらに東側は徐々に値が大きくなり東端で西側と同程度の 80 mgal となることが理解できる。このプーゲー異常が主に基盤の深さの変化を反映していると仮定すると走時解析から推定された推積層の厚さの変化と調和的である。しかし、プーゲー異常から単純に推定される基盤の深さは、単なる傾斜構造より複雑である。また、同じ 80 mgal の異常を示す場所でも西側と東側で地表の

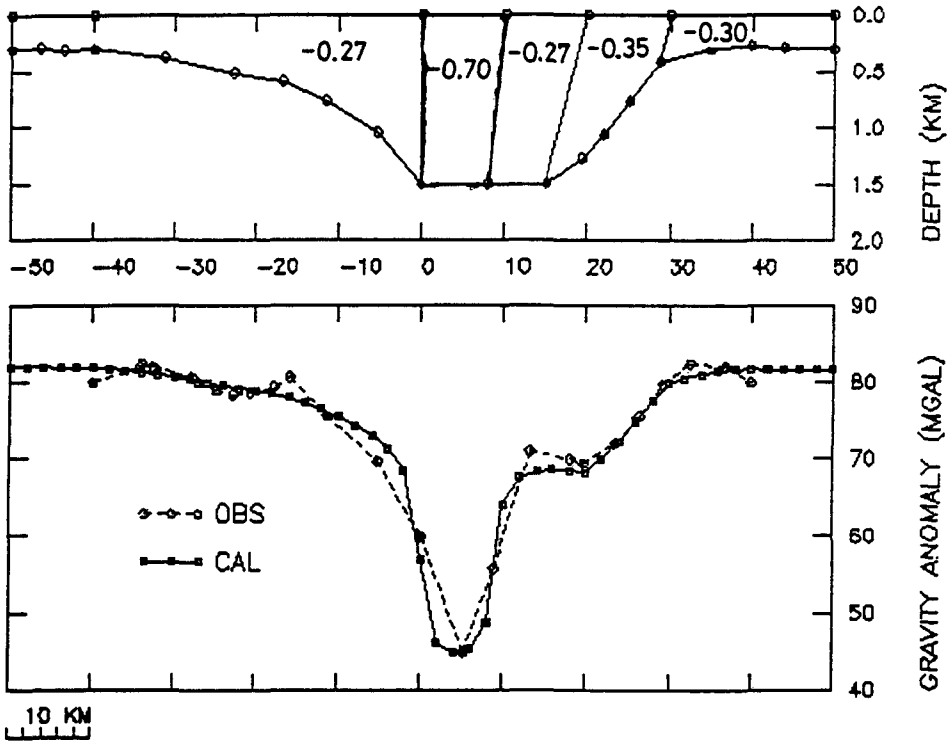


Fig.13 Sediment and basement layers structure calculated by their gravity difference from the reference value at basement layer of 2.8 g/cm^3 (Upper figure). Observed and model derived gravity anomalies : Solid line represents modelcalculated gravity anomalies and dashes line represents observed gravity anomalies along the profile (Lower figure).

地質学的現象は異なっている。また当地域の微細な重力調査は山本・石川 (1991) によって実施されている。この調査からもGAROを中心に東西で非対称な重力構造が提案されている。またST19の異常な負の重力異常は彼等の調査からも見出され、1 kmをこえる厚い推積層の存在を指摘している。この密度分布に基づいた速度構造は表層の深さが1.5 km(密度差 0.7 g/cm^3) と推定された(Fig. 13)。太田・他 (1994) は温泉ボーリングの資料から富川層の基底の標高は-665 m, その下位には凝灰岩からなる中新世の茂辺地川層がある、と説明している。このような速度の遅い推積層が、もし上下の地殻変動の結果であるとすれば、1 kmを越えるような深い推積層が函館平野西縁部に存在している可能性は十分考えられる。

また函館平野西縁には、南北方向の明瞭な活断層群 (渡島大野断層, 富川断層) がある (活断層研究会, 1991; 太田・他, 1994)。そのうち、渡島大野断層は大野町本郷付近で5段の河岸段丘をそれぞれ累積的に変位させている縦ずれ断層である。北海道大学地震予知観測地域センターの観測網によればこれら断層沿いに微小地震が散発的に起きているのが知れる。また1970年2月8日にはM4.8の有感地震が断層沿いに起っている。さらにこれらの断層の南への延長にあたる函館沖で群発地震が発生している (高波・他, 1980; 本谷・他, 1983)。現時点ではまだメカニズム解が求まった地震がなく、これらの地下10 km前後の深さで見られる散発的な地震活動と地表の地形変形から推定された活断層とが如何なる関係にあるかは依然不明のままであるが、互いに調和的關係を示した点で大変興味深い。太田・他 (1994) は渡島大野断層, 富川断層の両断層とも、主断層は東落ちの撓曲崖をなし、地

下に逆断層の存在を想定している。またこの逆断層の発達はとくに第四紀中期以降に強くなった、と説明している。

VII. ま と め

今回の採石発破の爆破地震動を観測して走時解析を行った結果、次のことが明らかになった。

- 1) 北海道渡島半島南部の中央部に位置する上磯町峯朗鉱山より西側の地域ではP波速度が約5.6 km/secの基盤が地表に露出しているか、または表層が存在しても非常に薄い。
- 2) 峯朗鉱山のすぐ東側の函館平野西縁部ではその基盤が急激に深くなり、そしてさらに東に向かって浅くなっている。今回の片側測線の走時解析では速度の絶対値は議論できないが函館平野西縁部にP波のみかけ速度3.4 km/s前後を持った推積層が約1.5 km程度の深さに達しているのが示唆された。
- 3) この厚い堆積層は、函館平野西縁で見出される負の重力異常分布や活断層の分布などと一致し、地学的にはそれぞれ大変調和的である。
- 4) 北海道大学地震予知観測地域センターの微小地震観測によれば、その活断層沿いに浅い地震が散発的に起っているのが知れる。当地は第四紀中ごろから東西圧縮による逆断層運動が強くなった点を考慮すると、このような地震を伴う逆断層運動は今日まで累積的に継続し、それを生じさせる広域的応力場が今日もお依然として存在し続けている、と考えられる。

以上をテクトニクスの観点から総括すると、この函館平野西縁で見出された厚い堆積層はほぼ東西圧縮場のなかで生じた縦ずれ変位の蓄積によったものと判断され、第四紀中ごろから現在に至ってもなお東西圧縮の応力場の下にあって、そこに形成された断層で時々逆断層タイプの地震を起している、と考えられる。この様に地学的に大変貴重な結果を示した当地域の地下構造をさらに詳しく調査するためには、

- 1) 東西の端を震源とする逆測線の地震観測を実施すること、
- 2) 同時に発破点の精密な位置、発破時刻を求めること、
- 3) 震源から交差距離まで稠密多点地震観測を実施し、より正確な表層の速度を明らかにすること、
- 4) 函館平野西縁部の厚い堆積層の基底を正確に見積もるために、反射波法を実施すること、
- 5) さらに、観測システムに関しては、現在の長所を損わない範囲でより効率の良いシステムに改良していくこと、

などが挙げられる。

以上が今回の走時解析によって得られた総括である。なお筆者の1人、山内政也はこの研究の1部を弘前大学理学部の卒業研究として行った。

謝辞 爆破地震動観測に際し、元北大理学部付属浦河地震観測所の小河富夫氏、札幌地震観測所の石川春義氏、弘前大学理学部佐藤魂夫氏らの熱心な助力に負うところが大きい。また、採石発破の現場では日本セメント株式会社峯朗鉱山事務所、国有林の入山許可では函館林務署、観測器材置き場の提供で七飯町電源開発株式会社、北本連係電力所などの数多くの皆様から多大な援助を受けた。さらに重力構造については北大理学部地震予知観測地域センターの山本明彦氏、波線追跡の計算では同センターの小平秀一氏、地質構造については北大学院理学研究科地球惑星科学専攻の新井田清信氏、地震観測システムの製作では勝島製作所の稲谷栄己氏、東京大学地震研究所のト部 卓氏、北大理学部海底地震観測所の島村英紀氏、北大学院理学研究科地球惑星科学教室の森谷武男氏等から貴重な

助言を受けた。また弘前大学理学部の佐藤 裕氏、田中和夫氏、そして小菅正裕氏からは筆者の1人、山内政也の卒業研究をまとめるに当たって有益なコメントを戴いた。さらに専修大学(前横浜国立大)の太田陽子氏には、原稿を読んで戴き、函館平野西縁部の地形変動については貴重なアドバイスを戴いた。北大理学部札幌地震観測所の本谷義信氏に初稿の誤りを指摘して戴いた。ここに記して深謝します。

文 献

- Asano, S., N. Den, H. Hotta, T. Yoshii, Y. Ichinose, N. Sakajiri, and T. Sasatani, 1982, Seismic refraction and reflection measurements around Hokkaido. Part 2. Crustal structure of the continental slope off Hidaka, *J. phys. Earth*, **27**, 497–509.
- Den, N., H. Hotta, S. Asano, T. Yoshii, N. Sakajiri, Y. Ichinose, M. Motoyama, K. Kakiichi, A.F. Beresnev, and A.A. Sagalevitch, 1971, Seismic refraction and reflection measurements around Hokkaido. Part 1. Crustal structure of the continental slope off Tokachi, *J. phys. Earth*, **19**, 329–345.
- 長谷見晶子・池浦充則・菅井潤一・斎藤健司・金沢敏彦, 1989, 山形県上山盆地東縁から蔵王山における採石発破の観測, 山形大学紀要(自然科学), **12**, 2, 191–198.
- 服部保正・杉本卓次, 1975, 岩石のP波伝播速度に関する統計的研究(Ⅰ), 物理探鉱, **28**, 1, 3–12.
- Horiuchi, S., H. Ishii, and A. Takagi, 1982a, Two-dimensional depth structure of the crust beneath the Tohoku district, The Northeastern Japan Arc, Part I, Moho and Conrad discontinuity, *J. Phys. Earth*, **30**, 47–69.
- Horiuchi, S., A. Yamamoto, S. Ueki, K. Tachibana, T. Kono and A. Takagi, 1982b, Two-dimensional depth structure of the crust beneath the Tohoku district, The Northeastern Japan Arc, Part II, Moho discontinuity and P-wave velocity, *J. Phys. Earth*, **30**, 71–86.
- 藤井智史・森谷武男, 1983, 採石発破による日高地方の浅部地殻構造, 北海道大学地球物理学研究報告, **42**, 145–154.
- Inatani, H., and I. Furuya, 1980, A microprocessor controlled time code generated for an OBS system, *J. Phys. Earth*, **28**, 281–292.
- 石田瑞穂, 1991, 現在の地震活動からみた地震地帯構造, 日本列島の地震: 地震工学と地震地帯構造, 萩原尊禮編, 鹿島出版会, 57–85.
- 岩崎貴哉, 1988, 海底地震観測に基づく地下速度構造研究のための波線追跡プログラム, 地震, **2**, **41**, 263–266.
- 活断層研究会, 1991, 新編日本の活断層, 東京大学出版会, 94–97.
- 国土地理院, 1988, 北海道の単純ブーゲー異常図の作成, 地震予知連絡会会報, **40**, 12–13.
- 湊 正雄・藤原嘉樹・熊野純男, 1972, 北海道の海岸平野における軟弱地盤の深度, 地質学論集, **7**, 1–11.
- 三谷勝利・鈴木 守・松下勝秀・国府谷盛明, 1966, 5万分の1地質図幅, 大沼公園, 及び同説明書, 北海道地下資源調査所, 45 p.
- Miyamachi, H. and T. Moriya, 1984, Velocity structure beneath the Hidaka mountains in Hokkaido, Japan, *J. phys. Earth*, **32**, 13–42.
- 本谷義信・鈴木貞臣・高波鉄夫・石川春義・岡山宗夫, 1983, 函館群発地震活動(I), 地震活動と震源分布, 地震, **2**, **36**, 337–350.
- 本谷義信, 1993, 峯鉾山の発破によるP波波形の相似性, 地震, **2**, **45**, 437–440.
- Nakanisi, I., 1985, Three-dimensional structure beneath the Hokkaido-Tohoku region as derived from a tomographic inversion of P-arrival times, *J. phys. Earth*, **33**, 241–256.
- Okada, H., S. Suzuki, T. Moriya, and S. Asano, 1973, Crustal structure in the profile across the southern part of Hokkaido, Japan, as derived from explosion seismic observations, *J. phys. Earth*, **21**, 329–354.
- 太田陽子・佐藤賢・渡島半島活断層研究グループ, 1994, 函館平野とその周辺の地形, 特に西縁の活断層に関連して, 第4紀研究, **33**, 4, 243–259.
- Özel O., 1994, Crustal structure in the central Hokkaido by seismic refraction experiment, Doctoral dissertation, Hokkaido University(unpublished), 1–57.

- 佐藤魂夫・中山耕治・田中和夫・長谷見晶子, 1989, 東北部の3次元P波速度構造, *地震*, 2, **42**, 419-437.
- 島村英紀・浅田 敏, 1974, 海底地震計のためのカセットレコーダー, *北海道大学地球物理学研究報告*, **32**, 17-24.
- Shimamura, H., 1981, A travel time study from a 'Source' of the Usu volcano earthquake swarm, *J. Phys. Earth*, **29**, 131-144.
- 高波鉄夫, 1980, 北海道の地震波速度構造, *地震学会予稿集*, 1, 112.
- 高波鉄夫・島村英紀・本谷義信, 1980, 1978年函館群発地震初期の地震観測, *地震*, 2, **33**, 269-287.
- Takanami, T., H. Ishikawa, and K. Yoshiwara, 1982, A travel-time study made in the Hidaka region, Hokkaido, Japan, on the "Source" of series of earthquakes of the "Usu volcano", *J. Phys. Earth*, **30**, 105-111.
- Takanami, T., 1982, Three-dimensional seismic structure of the crust and upper mantle beneath the orogenic belts in southern Hokkaido, Japan, *J. Phys. Earth*, **30**, 87-104.
- 高波鉄夫, 1987, 直接記録方式による無人地震観測の再生システムの自動化, *地震*, 2, **40**, 261-267.
- 高波鉄夫・小河富夫・石川春義・山内政也・佐藤魂夫, 1991, 北海道渡島半島に於ける採石発破の地震観測, *地球惑星科学関連学会1991年合同大会共通セッション予稿集*, F42-02, 156.
- 山本明彦・石川春義, 1991, 道南地域の重力構造, *日本測地学会第76回講演会要旨*, 119.
- Zhao, D., A. Hasegawa, and S. Horiuchi, 1992, Tomographic imaging of P and S wave velocity structure beneath northeastern Japan, *J. Geophys. Res. Lett.*, **97**, 19, 909-928.
- Zhao, D., and A. Hasegawa, 1993, P wave tomographic imaging of the crust and upper mantle beneath the Japan Islands, *J. Geophys. Res.*, **98**, 4333-4353.