1978 年函館群発地震初期の地震観測

北海道大学理学部 高 波 鉄 夫
地震予知観測地域センター

北海道大学理学部 島 村 英 紀
海底地震観測施設

北海道大学理学部 本 谷 義 信
地震予知観測地域センター

(昭和 55 年 3 月 24 日受理)

Seismological Survey in the Beginning of the 1978 Hakodate Swarm

Tetsuo TAKANAMI

Research Center for Earthquake Prediction, Faculty of Science,
Hokkaido University

Hideki SHIMAMURA

Laboratory for Ocean Bottom Seismology, Faculty of Science,
Hokkaido University

Yoshinobu MOTOYA

Research Center for Earthquake Prediction, Faculty of Science,
Hokkaido University

(Received March 24, 1980)

An earthquake swarm began south off Hakodate city on October 23, 1978. At the beginning, a seismological survey was temporarily set up in order to investigate a micro-earthquake activity in the neighbourhood of Minami-Kayabe which is about 30 km northeast of the source area of the swarm.

Seismicity around there were monitored by a seismological network of tripartite composed of a routine station ESH (Esan) of the Hokkaido University and two temporary unattended stations in which the portable long-period cassette tape recorders were equipped. These temporary observation systems were the OBS (Ocean bottom seismographs) which were modified for the land use.

It is not a common experience that a temporary network caught the detail of the initiation of a swarm.

In the first stage, the source area of the swarm is concentrated in a region of about $4 \times 8 \text{ km}^2$ of area with a north-south trend. Several weeks later another concentrated area is added at several kilometers southeast of the former region. Therefore, we can refer to the former in early about 40 days at the beginning stage of the whole activity off Hakodate which has been active for more than a year.

Item of the present paper is concentrated to the result of our seismological observation

at the early stage of a relatively short period from October 23 through the end of November 1978.

In the first stage of about 40 days, the activity can be further divided into three periods. In the first period, which is five days since the appearance, very small shocks gradually increased in number.

When the number of earthquakes increased abruptly the second period began. It is midday of October 27, 1978. This was the most active period in the first 40 days.

The third period began on October 29, when the activity began decreasing.

The m -values of Ishimoto-Iida's equation were, $m=2.8$ for the first period, $m=1.6$ for the smaller events and $m=2.0$ for the larger events in the second period, respectively, by the monitored records of ESH. The value for the third period could not be obtained easily for the difficulty in applying the Ishimoto-Iida's relationship.

For the large earthquakes (250μ kines- 2500μ kines in the maximum velocity amplitude), the m -value was obtained by the records at the nearest station OBS-1 for the period from Oct. 25 through Nov. 8, 1978. Its value was $m=2.8$.

No earthquake with magnitude more than 3.5 occurred during the first 40 days though the total number of the recorded earthquakes is about 3700 or more.

§1. はじめに

北海道大学理学部地震予知観測地域センター (略称, RCEP) の恵山観測点 (コード名, ESH) の地震記録から, 北海道南部, 南茅部町付近に浅い微小な地震が散発的に発生しているのがみつけられ, 本谷・島村 (1979) は 1978 年 10 月 25 日よりこの ESH の近くに陸上観測用に一部改良した海底地震計 (OBS) を 2 台設置し, この種の地震を監視する目的でトリパタイトによる地震観測を行っていた.

この観測期間中, たまたま函館沖の群発地震が発生し, 多数の地震が観測された. この群発地震のごく初期からの空間分布や活動の推移が克明に知られ, 興味ある事実がいくつか示されたのでここに報告する.

一般にこの様に群発地震のはじまりから高感度地震観測が行われ震源が決められたのは珍しい. 密に展開されているルーチン観測網の中での地震活動の監視は容易であるが, 「特定」の地震の発生系列をこうして監視できた例はごく少ない. 特別の地震に対する臨時観測は, 一般にはその発生後に現地に赴きそれ以後の活動の推移を監視するために行われ, 初期活動の観察は概して不可能な場合が多い.

Fig. 1 で示したように, 今回の調査期間後もこの群発地震活動が永く継続していたのがわかるが, そのなかで1日当りの地震数の最高日は 10 月 29 日であつた. したがってここではこの活発な時期に到るまでの初期活動を漏れなく調査できたと言えよう.

§2. 観測と資料

北海道南部, 南茅部町付近の微小地震活動を監視するためのトリパタイトの高感度地震観測

Fig. 1. Daily frequency of earthquakes which exceeded the trigger level at ESH station (MOTOYA *et al.*, 1979).

Fig. 2. Location of the seismological stations and the source region of the early stage. OBS-1 and OBS-2 are the temporary stations. ESH is a routine station of Hokkaido University.

網を Fig. 2 に示す. RCEP の ESH の常設観測点の他に 2 つの臨時の地震観測点 (OBS 1, OBS 2) を 10 月 25 日 16 時頃より設置し, 1 辺が 20 km ぐらいの正三角形に近いトリパタイトを作った.

臨時の観測点では, 2 週間無人観測のできる直接記録方式のカセット・データレコーダで記録をとった. この種のデータ・レコーダは海底地震観測用に開発されたために, 非常に小型で, かつ安定に動作をつづけられるように作られており (Fig. 3), 今回のような陸上の無人観測にも向いている [島村・浅田 (1974)].

センサーとしては, 固有周期 3.0 Hz の地震計を用い, 全体の周波数帯域は 0.2~30 Hz の範囲が確保できるようにした. 感度を 90 dB, 70 dB, そして 50 dB の 3 種類に分けて録音し, ダイナミック・レンジを広くとるように心掛けた. 一方 ESH の記録は RCEP で常時モニターしているので直接このモニター記録を利用した. カセット・データレコーダの記録は電磁オンログラフで高速再生を行った.

再生時には地震の信号が可聴帯域にあるので, スピーカでモニターしながら地震波の検索を行ったが, 函館地震以外のそれとの区別は音の性質の違いで容易にできた.

電磁オンログラフの再生速度は読取り精度と読取り作業の容易さことから, 記録紙上で 1 秒/

Fig. 3. Block diagram of the OBS (Ocean bottom seismograph) used at the field stations.

Fig. 4. Fumbers of earthquakes at intervals of an hour recorded at OBS-2 and ESH.

1 cm になるようにした。時計の精度については、少なくとも観測期間中は 0.01 秒の精度が確保できたので電磁オシログラフの記録紙の読取り精度はほぼ 0.02 秒まではある。

各点とも P 波と S 波との立ち上がりが明瞭であつたので判読は容易であつた。

再生した地震数の時間変化の 1 例として最も震源から離れていた OBS 2 での結果を Fig. 4 に示した。両点での地震数はよく対応がついている。

この種の地震数の時間分布に関する詳細な調査は後章で述べるが、この調査の主な対象となつた ESH でトリガーレベルを超えて RCEP でルーチンデータ処理された地震の時間分布も並べて示した。大まかな数の変化は互いによく類似していたと言える。

臨時地震観測のテープ再生には、耳で聴き分けて地震と判断するために多少の経験が再生率

に影響するので非常に小さい地震については再生漏れが起りうる。しかし小さい地震は震源決定に際し、ルーチン観測点の ESH の記録無しでは意味がないので、必要以上に再生感度を上げなかった。

比較的大きな地震は函館海洋気象台の 1000 倍の地震計と青森県岩崎群発地震の監視用に本谷 (1979) が松前町に設置した、臨時地震観測用長時間データ・レコードにも観測されたので一部にはこれらの資料も加えて震源計算を行つた。なお松前町の臨時地震観測点 (MTM) は函館市からはほぼ南西に 70 km 離れた場所にある。

§ 3. 震源の計算方法

いままでに述べてきた地震観測の資料を用いて函館群発地震初期の震源を求めた。

震源計算に用いた速度構造モデルは Table 1 に示した。このモデルの P 波速度は、後日函館市およびその周辺に設けた移動無線テレメータによる地震観測の観測資料にもとづいて震源計算を行つた時に用いたもの〔本谷・他 (1979)〕と同じである。そして S 波速度については今回の観測から得られた P 波の走時と S-P 時間との比から推定した。この時に求められた平均的な V_P/V_S の値は 1.63 である。

震源計算にはオーバー・デタミンド・システム ($n \times m$ マトリックスで $n > m$) の連立方程式を正規方程式に変形して解を求める手続きが要る。この時、あらかじめ設定した収れん条件を解が満足するまでくり返しを行うが、正規方程式を解く際、段階的多重回帰〔DRAPER and SMITH (1966)〕の方法を適用した。すなわち理論走時と観測走時との差のテーラー級数展開から導かれる次式の e_i を互に無相関で、 $V(e_i) = \sigma^2$, $e \sim N(0, \sigma^2)$ と仮定する。

$$e_i = Y_i - B_0 - \sum_{j=1}^3 B_j X_{j,i} \quad (i=1, \dots, n). \quad (1)$$

ここに Y_i は走時残差, $B_0 = dt$, $B_1 = dx$, $B_2 = dy$, $B_3 = dz$, $X_{1,i} = \partial t_i / \partial x$, $X_{2,i} = \partial t_i / \partial y$, $X_{3,i} = \partial t_i / \partial z$ である。

Table 1. P-velocity model used in calculating hypocenters
S-velocities are assumed using a
value of V_P/V_S of 1.63.

No. of layer	P-vel. km/sec	Depth of top of layer, km
1	3.00	0.0
2	4.40	0.3
3	5.90	2.0
4	6.60	17.0
5	7.50	30.0

そして e_i の誤差 2 乗和 (error sum of squares) $\sum_{i=1}^n e_i^2$ を $S(B_i)$ で定義し、この B_i の最小 2 乗推定量 ($S(B_i)$ を最小にする B_i の値) を求める。この時全ての変数に対する回帰方程式を作り、各変数に対して F 検定を行い、最終的に満足された回帰方程式の回帰係数 B_i と標準誤差 E_i の検討を行ってこれらの値が収れん条件を満足するかどうかを確認する。以上の手続きを計算打ち切り基準に達するまでくり返す。最後に震源パラメータと一緒にこの標準誤差 E_i を出力させて解の良し悪しの判断に用いる。

便宜上、X 方向と Y 方向のそれぞれの標準誤差の平方和の平方根を震央誤差 ERH とし、Z 方向の標準誤差を深さの誤差 ERZ とする。

以上が震源とそのパラメータの誤差を求めるための大まかな手続きであり、これによる計算結果を次節で詳しく述べる。

§4. 地震活動の空間分布と時間分布

さきに述べたように、北海道南部にある南茅部町周辺の地震活動を監視する目的で設けたトリパタイトの観測網に、偶然にも数多くの函館沖の群発地震が観測でき、しかもその震源域もある程度正確に把握できたのでこの活動の空間分布と時間分布とについて述べる。

震源は前節で述べた計算方法で求めたが、震源パラメータの標準誤差 ERH と ERZ とがともに 10.0 km 以下になつたものだけの震央を Fig. 5 に示した。この図から明らかに今回の地震活動は函館市南部にある函館山沖合であつたのが理解できる。標準誤差の制限をとり除いた場合はこの分布より広い震央分布が認められたが、ほとんどの震央は函館山沖合に決まり、今回の地震はほぼ間違いなくそこに限られていたと言える。後日の 1979 年 4 月 14 日以降の再観測からはこの震源域より南東方向に約数 km 離れた場所にも新しくもう 1 つの震源域が確認できた (Fig. 6)。この 2 つ目の地震活動が何時から始まつたのかについては今後の詳しい調査を待たねばならぬが、高波・佐藤 (1979) による青森県下北半島、畑地震観測点 (弘前大学・理学部) での P-S 時間分布の時間変化の調査から、少なくとも 1978 年 11 月末頃までは函館山沖の震源域に限られていたのが暗示された。11 月末頃より散発的に今までの P-S 時間よりも約 1 秒ぐらい短い地震も認められ始め、もしこれらの地震が 2 つ目の震源域のものであるとすれば、初期の函館山沖の地震活動が最も低くなつた 11 月末頃が活動の節に当たり、これを境に次の違う場所での活動が始つたとも言える。この様に活動場所の違いにもとづいて今回の地震活動を函館群発地震活動の第 I 期の活動と見做せ、この臨時の観測はそのさらに初期のものと言える。なお本谷・他 (1978) はこの調査に続いて 11 月 1 日より、さらに震源に近い函館市内に、長時間カセット・データレコーダ [高波 (1979)] 3 台を函館

Fig. 5. Located epicenters in the beginning stage of the swarm which occurred off or near the Hakodate-yama from October 28 to October 29, 1978.

山、庄司山そして石崎町鶴野に置いて無人の地震観測を開始すると同時に、市内亀屋小中学校にインク書きペンレコーダを設置し、トリガー方式による地震観測を実施した。

亀尾小中学校では1辺が数百メートルのほぼ正三角形となるトリパタイトの地震観測網を設けた。さらに11月2日からは長時間記録計を函館工業高等専門学校に置いてそこでも地震観測を開始した。

これらの観測資料の結果の1部をすでに本谷・他(1979)が発表している。それによると10月中旬頃から始つた地震活動が11月に入つても継続し、この第I期の活動が函館山沖だけに限られていたのが知れる。

函館山沖の震源域からみると今回のトリパタイトの位置は遠く離れていたが、南茅部町周辺の地震活動を調査する目的で展開した観測網であつたのでやむを得ない事情である。

Fig. 6. Epicentral map of the swarm from April 14 to July 31, 1979.

しかし精度よく震源を求める目的で展開した後日（1979 年 4 月 14 日）のより密な観測網から得られた結果とこのトリパタイトの結果とを対比したところ、震源域はともに函館沖に求まっており、したがってこのトリパタイトの観測網から得られた震央の相対的位置関係については比較的正確に求められたと言える。

なお、Fig. 5 に見られるように函館山沖の地震活動域はほぼ南北に長く、さらに震源域の東側の縁は西側のそれに比較して明瞭である。さらに細かく観察するとこの震源域は 2 つの領域からなり立っているのが知れる。

とくに南側では細長く集中して分布している。一方北側は散在的でそれ程明瞭でない。

震源の決定精度をさらに絶対的に正しく議論するには震源近傍の観測点が必要となろう。この種の目的のためには海底地震計を使つた海底での臨時地震観測が強力な武器となりうるはずである。

ところでこの群発地震活動が厳密にいつから始つていたのかは ESH での地震観測では知り

Fig. 7(a). A record at ESH in the beginning of the swarm. Oct. 22 10:37~Oct. 24 10:03.
The Hakodate earthquakes are indicated by parentheses.

Fig. 7(b). A seismographic record at ESH in the beginning of the swarm. Oct. 24 10:07 ~ Oct. 26 10:35.

Fig. 7(c). A seismographic record at ESH in the beginning of the swarm. Oct. 26 10:37~
Oct. 28 10:25.

Fig. 7(d). A record at ESH in the beginning of the swarm. Oct. 28 10:28~Oct. 29 11:00. The swarm earthquakes are not parenthesized.

Fig. 8. Distributions of hourly frequency of earthquakes in the early days of various maximum velocity amplitudes at ESH.

Fig. 9. Cumulative frequency of earthquakes recorded at ESH.

えなかった。

非常に小さな地震が徐々に数を増し、地震規模も後になつて大きくなつたために極く初期の地震活動の見極めは大変難しいが、少なくとも ESH のモニター記録 [Figs. 7(a)~(d)] を詳しく見るとすでに 10 月 23 日からこの地震活動が開始していたのを確認できた。今回の地震の P-S 時間と酷似していたことからこれらの地震も一連のものであつたと推察できた。ただし Fig. 7(a) からその初期の地震の数がいかに少ないかが他の Figs. 7(b)~(d) と比較すれば容易に理解できる。モニター記録紙を縮小したために小さな地震 (ノイズ・レベル程度) はこれらの図からは直接解読しにくいので、とくに初期のころ (10 月 23 日 11 時から 10 月 28 日 10 時) の地震については図上に括弧でかこつて解り易くした。

このモニター記録から最大振幅 (速度振幅) を読みとり、時間 (1 時間単位) とともにこの小さな地震 ($123.5 \mu \text{ kine}$ 以下) の増える様子を振幅の大きさ別に表わしてみた。 (Fig. 8)。

Fig. 8 から判るように、10 月 23 日のごく初期の地震は主に振幅が 0.5 mm ($12.4 \mu \text{ kine}$) 以下の非常に小さな地震がほとんどであり、10 月 24 日から 10 月 25 日の期間においては 1 mm ($24.7 \mu \text{ kine}$)~ 2 mm ($49.4 \mu \text{ kine}$) の振幅をもつた地震が若干増えてきた。

そして 5 mm ($124 \mu \text{ kine}$) ほどの振幅をもつた比較的大きめの地震は 10 月 28 日頃から観測され始めそれまでは皆無に等しかつた。この頃になると全ての規模の地震が急増し、1 日当りの地震数としては最高となつた。すでに述べた第 I 期 (1978 年 10 月 23 日~1978 年 11 月末日) の最盛期がこの頃に相当する。

この最盛期での最大規模の地震は 11 月 5 日に起きた $M=3.5$ の地震であり、 $M=3.0$ 以上の地震は唯一これだけであつた。そして興味あることに、この地震はすでに地震が減り始めてから数日後に起き、かつこれを契機に大きく地震の減り方が急変したような特別の現象が認められなかつた。これによつて大きく増加することもしなかつた。

ところで地震の増加の様子の著しかつた頃の地震数の時間変化をみるために、これを 1 時間ごとに積算した積算頻度分布を Fig. 9 に示した。ESH のモニター記録紙から検出可能なすべての地震の数を積算した結果である。

この図から地震の増え方が 10 月 23 日より徐々ではあるが増え続け、とくに細かくみると 10 月 26 日頃からその様子に若干の変化があり、頻度分布が多少上側に凸になつて、地震の増え方でわずかに減速傾向が認められながら徐々に地震が増えていつた。少なくとも 10 月 27 日正午頃まではこの種の緩慢な増加の傾向にあつたと言える。この 10 月 27 日の正午ごろからは今までとは明瞭に識別できるほどの地震の急激な増加が認められ、そして時間とともにこの傾向が加速度的になつた。この時期が、さきに述べたような大小様々の規模の地震が急増し

Fig. 10. Cumulative frequencies of earthquakes vs. maximum velocity amplitudes. Abscissas of the left three graphs are common.

た頃に当る。

以上の地震の増え方に注目してみると、この 10 月 27 日が地震活動のひとつの大きな節に相当すると考えられる。この節までの活動期間を第 I 期地震活動の活動前期とみなし、そしてこれより加速度的に地震が増えて最高潮に達した 10 月 29 日初め頃までを主活動期とし、これ以後の地震の減少期間を活動後期と区別する。活動後期とは第 I 期活動の最後の 11 月末頃までを言う。それ以後第 II 期活動期に入るが、ここではこの函館群発地震活動の初期（第 I 期活動）にのみ注目したので、以後の地震活動については触れない。

ついで地震の大きさ（最大速度振幅）とその頻度との関係について調べた（Fig. 10）。ESH のモニター記録は最大振幅が 10 mm (247 μ kine) を越えるとペン先きの円弧的運動が無視できなくなったり、あるいは飽和のために正確な振幅測定が不可能になつたりするので、この種の大きめの地震についてはダイナミック・レンジが大きくとれるように観測を行つた臨時観測点 OBS 1 の記録を用いた。

247 μ kine 以下のものについては ESH のモニター記録で調査した。

活動期間別にこの種の調査を試みたが、ここではすべて累積頻度分布を作つた。

これらの最大振幅に対する累積頻度の関係がリニヤーであるとすれば、この関係式の傾きは石本-飯田の係数 m から 1 を引いた値に相当する。活動時期によつて地震数が大きく変わるが、なかで対象地震数の最も少なかつた活動前期での m 値を宇津 (1967) の方法で求めてみると、 $m_1=2.8$ となつた。主活動期では、1 つの直線で表現するよりは最大振幅が 124 μ kine 付近で交差する 2 つの直線で表現した方がデータによりよく合うと考えて 2 つの m 値を求めた。その結果小さな地震については $m_2=1.6$ 、そして大きい地震については $m_3=2.0$ にそれぞれなつた。ついで活動後期の積算頻度分布についてみると、直線では表現しにくい、上側に凸に湾曲した分布となつたので m 値は求めなかつた。

一方大きめの地震 (250 μ kine~2500 μ kine) については対象期間を 10 月 25 日 16 時から 11 月 8 日 07 時（この期間は OBS 1 の観測期間に当る）までとし、この期間での m 値を求めてみると、 $m_4=2.8$ となつた。大きめの地震を対象とした場合は対象期間が長くても 1 つの直線関係が認められたのでこの様に m 値を求めた。

ESH のモニター記録から調査したような小さめの地震を対象とした場合、地震規模の対象範囲で積算頻度分布の変わりうる可能性がここに暗示された。

宇津 (1967) は累積度数の対数分布が上に凸となる原因として、データの不完全性（たとえば比較的小さい地震の脱落、地震計の直線性の不良等）によるか、地震の発生が本質的に石本-飯田の関係式の分布法則からはずれているためであろうと指摘しているが、ここではデータの

Table 2. F -test for difference of m -values. $m_1=2.8$ for the first period, $m_2=1.6$ for the smaller events in the second period, and $m_3=2.0$ for the larger events in the second period. Indices of i/j are identical with those shown in Fig. 10.

$(m_i-1)/(m_j-1)$	Degree of freedom	$F_{0.025}$
3.00	56 ($i=1$), 552 ($j=2$)	1.43
1.80	56 ($i=1$), 180 ($j=3$)	1.52
1.67	180 ($i=3$), 552 ($j=2$)	1.22

不完全性より、むしろ分布法則にその原因があつたと考えるべきであろう。

小さい地震と大きい地震との分布法則に違いがあるとこれは可能であろう。ちなみに対象の地震数が増えると上に凸になる傾向が強くなる。

このように活動時期や地震規模範囲で異つた m 値が図示されたので、これらの有意性についての統計的検定〔宇津 (1967)〕を試みた。その結果、 m_1 の資料数が少ない点に問題はあるが、活動最盛期の 124μ kine 以下の地震についての $m_2=1.6$ は明らかに小さい値であるといえる。なお m_4 については観測条件が違つていたのでこの種の検定には用いなかつた。

Table 2 にはこの検定に用いたパラメータを載せた。

さらに ESH でトリガーのかかつた地震について同様の試みを行つた本谷・他 (1979) の報告によると、 $b \approx 1.0$ であつた。これはイベント・トリガー方式により記録された地震のみの調査であつたので、今回の結果と直接比較できないが、少なくとも大きめの地震に対して b ($=m-1$) 値が約 1.0 であつたと推察できる。

以上を総括すると m 値、または b 値は決して小さい値ではなく、むしろ他の多くの場合よりも大きく見積られたものさえあつたのが判る。

さらにここで調べた期間の活動を、1979 年 4 月中旬より地震放出エネルギーの急増が見られた〔本谷・他 (1979)〕時期に対する前駆的活動に相当したとするならば、MOGI (1963) や SUYEHIRO *et al.* (1964) らが見い出したような、前震の b 値が小さいという前震の注目すべき特徴にとつて調和しない結果が導き出された。

ちなみにこの調査の対象となつた最小の地震は、渡辺 (1971) の経験式によると $M=0.3$ となり、最大の地震は 11 月 5 日に起きた $M=3.5$ (RCEP) であつた。

5. おわりに

1978 年 10 月 23 日から函館沖で発生しはじめた微小地震は顕著な群発地震活動に発展し、2 年を経過した現在でもまだその活動は終息していない。活動の全貌はあらためて明らかにさ

れるであろうが、ここではこの群発地震のごく初期の活動の経過といくつかの特徴について述べた。

謝 辞

函館海洋気象台には地震記録を使わせていただいた。

長時間カセット・データレコーダの地震記録の再生で、北海道大学理学部地球物理学教室の森谷講師の再生器械を使用させて戴いた。ここに記して謝意を申し上げます。

文 献

- DRAPER, N. R. and H. SMITH, 1966, Applied Regression Analysis, John Wiley and Sons, Inc., New York.
- MOGI, K., 1963, The Fracture of a Semi-Infinite Body by an Inner Stress Origin and its Relation to the Earthquake Phenomena (2nd Paper), Bull. Earthq. Res. Inst., **41**, 595-614.
- 本谷義信・高波鉄夫・岡山宗夫, 1978, 1978 年函館付近の群発地震, 北海道大学理学部地震観測センター報告, **4**, 34-38.
- 本谷義信・鈴木貞臣・高波鉄夫, 1979, 1978 年 10 月から始まった函館群発地震活動, 昭和 54 年度秋季大会地震学会講演予稿集, 42.
- 本谷義信, 1979, 松前町における地震観測報告, 北海道大学理学部地震観測センター報告, **5**, 36-39.
- 本谷義信・島村英紀, 1979, 北海道南西部, 南茅部町付近での微小地震観測 (投稿準備中).
- SUYEHIRO, S., T. ASADA, and M. OHTAKE, 1964, Foreshocks and Aftershocks Accompanying a Perceptible Earthquake, Papers Meteor. Geophys., **15**, 71-88.
- 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, 北海道大学理学部地球物理学研究報告, **32**, 17-24.
- 高波鉄夫・佐藤魂夫, 1979, 弘前大学地震観測点, 畑からみた函館群発地震の震源域の移動 (投稿準備中).
- 高波鉄夫, 1979, 長時間カセット・データレコーダの製作 (投稿準備中).
- 宇津徳治, 1967, 地震の規模別度数分布に関連する諸問題 (II), 北海道大学地球物理学研究報告, **18**, 53-69.
- 渡辺 晃, 1971, 近地地震のマグニチュード, 地震 II, **24**, 189-200.