



Title	5. 弟子屈周辺の地震活動 (1926~1968)
Author(s)	広田, 知保; HIROTA, Tomoyasu
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 22, 49-72
Issue Date	1969-08-30
DOI	https://doi.org/10.14943/gbhu.22.49
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/13963
Type	departmental bulletin paper
File Information	22_p49-72.pdf



5. 弟子屈周辺の地震活動 (1926~1968)

広田 知保

(北海道大学理学部地球物理学教室)

— 昭和44年4月受理 —

I. はじめに

北海道内で、マグニチュード (以下 M と記す) が大きくて且つ震源の深さが浅いため被害を及ぼすような地震がしばしば起り、しかも震源域に非常に近いところでこれを取り囲んで臨時観測の可能な場所としては、弟子屈地方が挙げられる。この地方は新第3紀に始る火山活動が活発であったので、これによるカルデラ等の火山地形が明瞭に発達している。また、温泉の湧出も無数に見られるところである。我々は新第3紀に始る火山活動の長い歴史過程のほんの一瞬間をのぞいているにすぎないのであるが、地震現象も当然このような歴史過程を反映しているであろう。従って、地震現象と様々の他の地質学的・地球物理学的現象を結びつけた議論がなされなければ、この地方の地震現象を解明することは不可能である。本稿ではそのような考察はなし得なかったが、過去にこの地方に起っている地震のデータで利用できるものはすべて利用し、又1968年9月から10月にかけて行なわれた極微小地震観測の結果を利用して、この地方に起る浅い地震の一般的起り方を研究したのでその解析結果を報告する。

今後、この地方に関連して種々の地球物理学的調査を行ないたいと思っているが、今回の報告は、その基礎的調査にすぎない。

II. 地質学的・地球物理学的背景

北海道東部には、知床半島から屈斜路・阿寒に至るまで、一連の第4紀の火山群が分布しており、弟子屈周辺はこの火山群に関係する地質学的および地球物理学的に興味深い現象が数多く見られるところである。この地帯は、中新世から第4紀まで著しい火山活動の舞台となった地域であり、この火山活動の活発な時期に行なわれた大規模な火山砕屑流の噴出に伴って陥没が起り巨大な屈斜路カルデラが形成され、その際の噴出物が非常に厚く堆積しているところである。現在この附近には活発に活動している火山としては雌阿寒岳および弟子屈北方川湯附近のアトサヌプリ火山群がある。この附近に関連する地質学・地形学・岩石学的研究は数多く行なわれている。

地球物理学的研究もいくつか行なわれているが、その中で横山¹⁾は屈斜路カルデラの重力異常の解析を行ない、屈斜路湖の周辺から中心に向かって同心円的にブーゲー異常が46 mgalも

1) I. YOKOYAMA; Gravity Survey on Kuttyaro Caldera Lake, Jour. Phys. Earth, 6 (1958), 75-79.

小さくなっていることを見だし、密度の小さい堆積物が厚くこの地方をおおっていることを示した。

地震学的には次のようなことが明らかにされている。過去に起ったいくつかの大きい地震の P 波初動分布から、最大圧縮力の方向が千島火山帯に垂直の方向よりやや反時計回りにずれていることが分っている²⁾。また、いわゆる深発地震面はこの附近では約 150 km の深さに存在しており、この深さに深発地震面が存在するところには、第 4 紀の火山が分布するという一般的パターンをも持っている。日本では、深さ 150 km を中心に上下 50 km の深さで放出される地震エネルギーが全世界の一般的傾向に比して著しく少なくなっており、この少ない部分のエネルギーが火山活動に消費されているのであるという考えもある。

また、屈斜路湖・阿寒湖地域の航空磁気測量が行なわれ、地下構造と関連していると思われる北東一南西の方向の異常が見いだされた³⁾。西田・横山⁴⁾は屈斜路カルデラ内の 1000 m までのボーリング・コアについて様々の物理的性質を調べている。

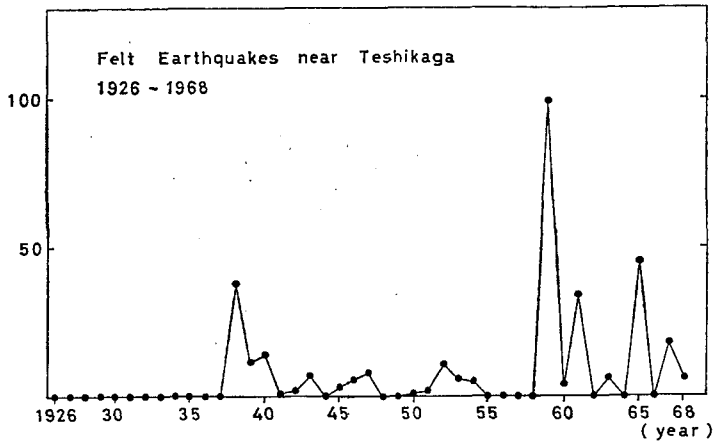
以上がこの弟子屈周辺の地質学および地球物理学的背景の概要である。

III. Seismicity

過去 43 年間における弟子屈周辺の地震活動の消長を見るために、第 1 図には弟子屈周辺に発生したと思われる浅い地震で弟子屈で有感であったものの 1 年毎の数を示した。資料は 1926 年から 1950 年までは気象要覧、1951 年以降は北海道地震火山月報によった。1926 年以前の資料は乏しいが、 $M6$ を越えるような大きな地震の記録はないようである。1926 年から 1937 年まではともかく有感地震の報告はなく、1938 年 5 月に $M6.0$ の地震が突然生じたように思われる。この地震については、津屋⁵⁾・加藤⁶⁾・田中館⁷⁾・石川⁸⁾らによる詳細なる調査報告がある。

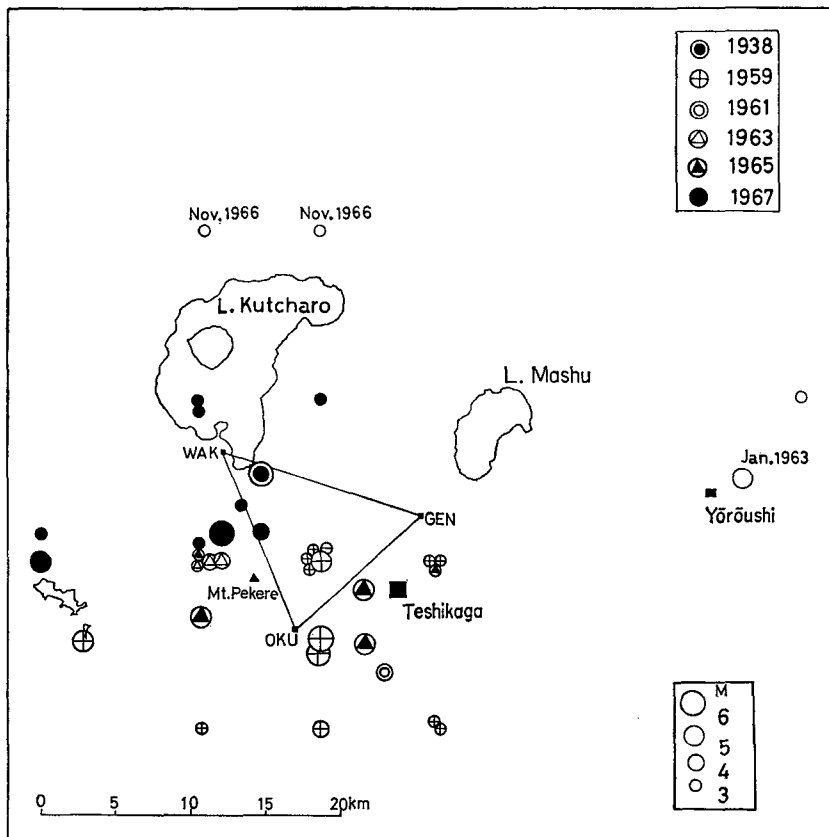
その後、この地震の余震と見られる地震が続き全体としてこの附近の地震活動は活発になったと思われるが、一たん非常に静かになって、1959 年 1 月 22 日 $M5.7$ 、同年 1 月 31 日 $M6.2$ の地震につながっている。この地震には非常に多数の余震が観測され、現地での観測の結

-
- 2) H. HONDA; Earthquake Mechanism and Seismic Waves, Jour. Phys. Earth, **10** (1962), 1-97.
市川政治; 日本附近の地震のメカニズムに関する統計的研究と二、三の問題, 研究時報, **18** (1966), 83-154.
- H. HONDA, A. MASATSUKA and M. ICHIKAWA; On the Mechanism of Earthquakes and Stresses Producing Them in Japan and Its Vicinity (Third Paper), Geophys. Mag., **33** (1967), 271-279.
- 3) 森 俊雄・横山 泉; 北海道東部の地磁気異常, 北海道大学地球物理学研究報告, **17** (1967), 15-21.
- 4) 西田泰典・横山 泉; 屈斜路カルデラ内のボーリング・コアの物理的諸性質について, 北海道大学地球物理学研究報告, **14** (1965), 53-58.
- 5) 津屋弘達; 昭和 13 年 5 月 29 日屈斜路地震調査報告, 地震 (i), **10** (1938), 285-313.
- 6) 加藤愛雄; 昭和 13 年 5 月 29 日の北海道屈斜路湖岸に発せる強震について, 地震 (i), **10** (1938), 321-333.
- 7) 田中館秀三; 昭和 13 年屈斜路地震 1, 地震 (i), **10** (1938), 529-542.
田中館秀三; 昭和 13 年屈斜路地震 2, 地震 (i), **11** (1939), 16-26.
- 8) 石川俊夫; 5 月 29 日地震後の屈斜路地方見聞, 科学, **8** (1938), 409-414.



第 1 図 弟子屈附近に震源を持つ浅い地震の内弟子屈で有感であったものの 1 年毎の数 (1926~1968).

Fig. 1. Yearly numbers of local shallow earthquakes felt at Teshikaga from 1926 to 1968.



第 2 図 弟子屈附近で発生し、震源の決定された浅い地震の震央分布。

Fig. 2. Epicenters of large local earthquakes near Teshikaga.

果も報告されている^{9),10)}。その後、 $M4\sim5$ 程度の地震が1961, 1963, 1965年と1年おきに発生し、次いで1967年11月4日にこの附近の浅い地震としては最大の $M6.5$ の地震とその余震が発生した。そして近年は、昭和初年頃の活動と比較して地震活動は非常に活発になった。

以上述べたいいくつかの地震の震央および M を示すのが第2図である。震源の深さはいずれも20 kmより浅く、多分大部分は10 km前後から5 km程度の非常に浅いものであると思われる。

これらの内、釧路気象台で $S-P$ 時間が観測されたものについては各々の地震群毎に、 $S-P$ 時間の頻度分布を第3図に示した。釧路気象台で観測した限りでは震源域との地理的分布の関係からあまり明瞭な相違は現われないが、ともかく地震群毎に震源域が異なっていることは明らかである。

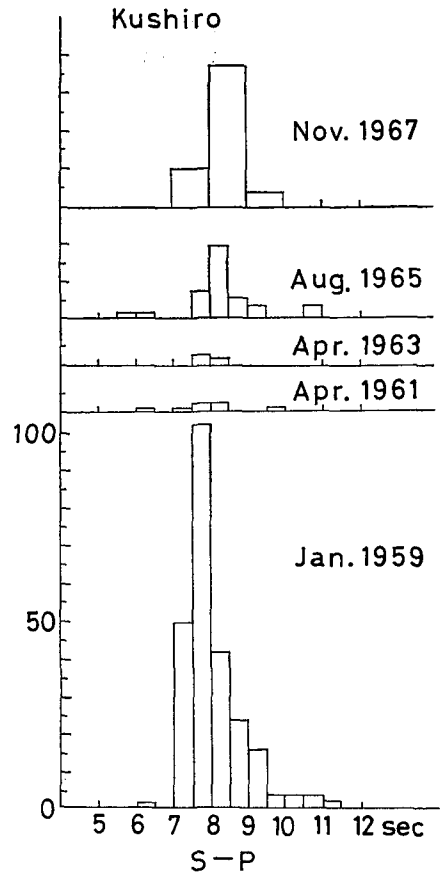
第1表には余震を伴ったいくつかの地震が示されている。

次に、主な地震群についての調査結果を述べる。

IV. 1938年5月29日の地震 ($M6.0$)

この地震の震央は気象庁¹¹⁾によれば、和琴半島の北北西約2 km 屈斜路湖底深さ20 kmのところになるが、前記の踏査・調査記録¹²⁾を読んで判断

するところでは、実際の震央は気象庁の決めたものよりも約6 km 南南東よりの丸山とヌブリオンド山の間附近であると考えるのが妥当なようである(第2図)。この附近は地割れ・砂の噴出・地盤の沈降隆起などの地変が最も激しかったところである。この地殻変動ないし地変は、和琴半島の南西から札友内を通過して弟子屈に至る狭い帯状の領域に集中的に起り、断層あるいは



第3図 弟子屈附近で発生し釧路気象台で観測された各地震群の $S-P$ 時間の頻度分布。

Fig. 3. Frequency distributions of $S-P$ of large local earthquakes near Teshikaga and their aftershocks observed at the Kushiro Weather Station (JMA.)

9) 松本利松; 1959年1月31日北海道弟子屈地震の余震観測報告, 地震研究所彙報, 37 (1959), 531-544.

10) 清野政明・岡田 広; 石本式地震計による弟子屈強震の余震観測, 北海道大学地球物理学研究報告, 7 (1960), 71-75.

11) 気象庁; Catalogue of Major Earthquakes which Occurred in and near Japan (1926-1956), Suppl. Vol. Seism. Bull. JMA, No. 1 (1958).

12) 前出 5), 6), 7).

第 1 表 1926 年から 1968 年までに弟子屈附近で発生した浅い大きな地震の表.

Table 1. List of large local earthquakes near Teshikaga from 1926 to 1968.

年 月 日	時 分	最 震 高 度	M_0	M_1	M_0-M_1	M_0 から M_1 までの時間	余 震*	前 震
May 29, 1938	01h42m	V	6.0	?	?	07h51m	13	May 23, 20h30m
Mar. 4, 1953	05 42	IV	4	?	?	24m	1	—
Jan. 31, 1959	05 39	V	6.2	6.1	0.1	01h38m	305	Jan. 22, 16h33m($M5.7$), 17h57m
Apr. 9, 1961	03 40	IV	4.1	?	?	01h10m	6	—
Jan. 28, 1963**	13 05	IV	5.3	3.6	1.7	41m	10	—
Apr. 23, 1963	15 43	III	4.1	3.5	0.6	55m	3	—
Oct. 5, 1963	13 22	III	4.4	—	—	—	0	—
Aug. 31, 1965	16 49	IV	5.1	5.1	0.0	8d20h50m	37	Aug. 31, 13h37m(上#白)
Nov. 4, 1967	23 30	IV	6.5	5.7	0.8	15m	46	Nov. 4, 18h19m(上#白)

M_0 ; 本震の M , M_1 ; 最大余震の M ,

* 本震から 10 日間に釧路気象台で観測された余震の数, ** 養老牛附近.

は地質構造線と推定された。このことは加藤¹³⁾によって行なわれたところの Magnetic survey の解析結果とも関連していると思われる。また、この地震の最大有感半径は 130 km 程度であり、 $M6$ 程度の地震の最大有感半径が 200~500 km, 平均 350 km であるのと比較して、著しく小さい。このことと地変が非常に激しかったことも考え合わせると、気象庁の発表よりももっと浅かった(おそらく 5 km 前後)と思われる。また、その後しばしばこの附近に起った地震と違って、その最大の余震が本震に匹敵する程の大きさの M をもたなかったということもあげられる。この地震の余震は震央附近で有感であったものについては、かなりの数が観測されているが、観測が不完全なため統計的処理に耐える資料は得られなかった。振幅、 $S-P$ 時間の資料もほとんど得られていないので、この地震についてこれ以上論ずることは不可能である。

なお、この地震の前震と思われるものが 1938 年 5 月 23 日 20 時 30 分に起っているが、 M は不明である。直前の前震は観測されなかったが、本震の直前に異常に大きく地表が隆起したことは屈斜路湖が大きな自然のレベルの役目を果し、これを目撃した人もいたので確かである。詳細は前記報告に発表されている。

V. 1959 年 1 月 31 日の地震 ($M6.2$)

この地震および余震については、松本¹⁴⁾および清野・岡田¹⁵⁾の報告の他に札幌管区気象台の報告¹⁶⁾もある。この地震について著しいことは、本震の約 8 日前の 1 月 22 日 16 時 33 分に、 $M5.7$ の前震がその後の本震の余震域の西端に生じ、それ自身の余震が 1 個観測されたことで

13) 前出 6).

14) 前出 9).

15) 前出 10).

16) 札幌管区気象台; 弟子屈強震調査報告, 験震時報, 25 (1960), 9-17.

ある。また、本震(1月31日5時38分)が $M6.2$ で、その1時間38分後に発生した最大余震が $M6.1$ で、本震の M とほとんど等しく、 M の決め方によればむしろ後者の方が大きかったということである¹⁴⁾。そして、有感程度の地震には必ずといってよい程地鳴を伴ったことであり、奥春別部落附近には爆発音かあるいは雷鳴に似た地鳴があった。地鳴は東方約35 km、北西方約90 km、南西約140 km にまで及んでいる。

奥春別小学校における $S-P$ 時間の頻度分布は、1.0~1.5 秒の間にピークをもつ¹⁷⁾。また、石本・飯田の指数は、 $m=1.76$ である¹⁷⁾。

一方、奥春別小学校より東北東約5 kmにある弟子屈高等学校における松本の観測による値は $m=1.91$ である。

余震の減衰の仕方を示したのが第4図である。資料は釧路気象台のものを用いた。改良大森公式 $n(t)=A(t+c)^{-p}$ の指数は $p=1.3$ である。

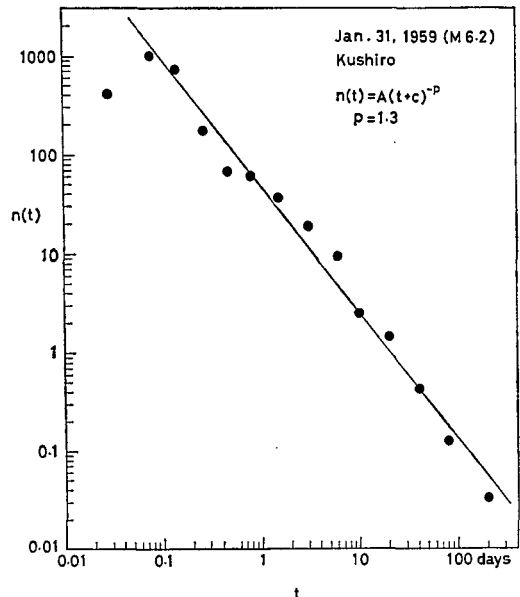
なお、本震および最大余震の震央の位置は震度分布および余震域などから奥春別部落附近であると思われるが、これは気象庁の発表した位置よりも多少北よりである。震度分布図などについては松本の報告を参照されたい。

VI. 1961年4月9日の地震 ($M4.1$)

この地震は、弟子屈・川湯で震度IVであり、釧路においても震度IIであった。この地震にはいくつかの余震が伴った。釧路気象台では9日に2個、10日に1個、11日に1個、16日に2個、17日に1個の余震が記録された。なお、弟子屈では本震(3時40分)後約5時間で約20個の余震が感ぜられた。続いて、6月17日にも弟子屈で震度IIIの地震が発生した。

VII. 1963年1月28日の地震 ($M5.3$) —養老牛附近—

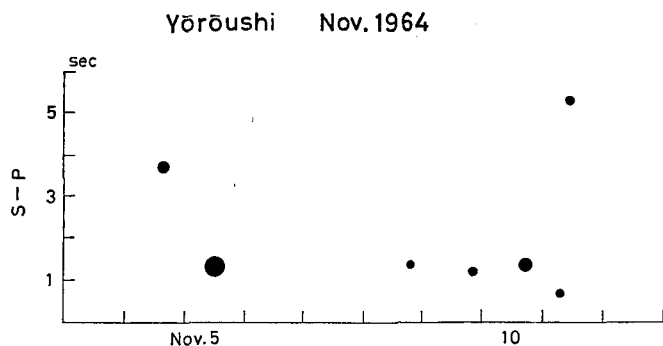
中標津・計根別附近には昭和初年から散発的に小さな有感地震が起っているが、今回の地震は規模も大きく、1月中に10個の余震が釧路気象台で記録されている(28日8個、30日1



第4図 釧路気象台で観測された余震の頻度の減衰曲線(1959年1月31日の地震)。

Fig. 4. Time distribution of aftershock frequencies observed at the Kushiro Weather Station (JMA).

17) 前出 10)。



第5図 1963年1月28日養老牛附近で発生した $M5.3$ の地震の約2年後1964年11月3日から13日まで養老牛で行なわれた極微小地震観測における $S-P$ 時間と振幅の時間分布を示す (得られた地震の M は $-1 \sim +0.5$ 程度).

Fig. 5. Time distribution of $S-P$ and maximum trace amplitudes of ultra-microearthquakes observed at Yōrōushi, during Nov. 3-13, 1964, about two years after the earthquake of magnitude 5.3 which occurred on Jan. 28, 1963.

個, 31日1個)。これら釧路で記録された余震は $M3.5$ 程度であると思われる。

本震後約2年経過した1964年11月3日から養老牛温泉で極微小地震観測が行なわれた¹⁸⁾が, その結果を第5図に示す。約10日間の観測で $S-P$ 時間が1.5秒以下のものが5個得られた。 M は $-1 \sim +0.5$ 程度である。これらの地震が1963年1月の地震の余震であるのか, またはバックグラウンドのものであるかの判断は今後の観測を待たねばならないであろう。

VIII. 1963年4月23日の地震 ($M4.1$) および 10月5日の地震 ($M4.4$)

釧路気象台によれば4月23日の地震には余震が3個(23日に2個, 25日に1個)記録されたが, 10月5日の地震は M が若干大きかったにもかかわらず余震は記録されなかった。気象庁によれば震央はどちらも $N43^{\circ}30'$, $E144^{\circ}19'$, 深さ0 km で全く同じところに決まっている。この2つの地震についてはむしろ前者が前震ともみなせるのであるが, 詳細は不明である。

IX. 1965年8月31日の地震 ($M5.1$)

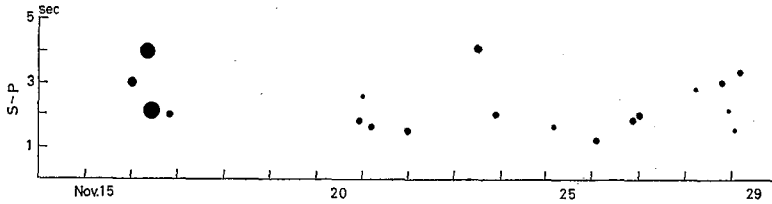
この地震に先き立ち, 1964年11月14日から弟子屈町鑑別の美羅尾山南側ふもと(弟子屈高等学校より $N10^{\circ}W$ 約3 km のところ)において極微小地震観測が行なわれた¹⁹⁾。その結果は第6図に示す通りである。約16日間の観測で $S-P$ 時間が3秒以内のものが16個得られたが, それらの M は $0 \sim +1$ 程度のものである。

その後1964年11月30日から1965年1月30日まで2カ月間弟子屈高等学校で, 石本式

18) 佐々木嘉三; (未発表).

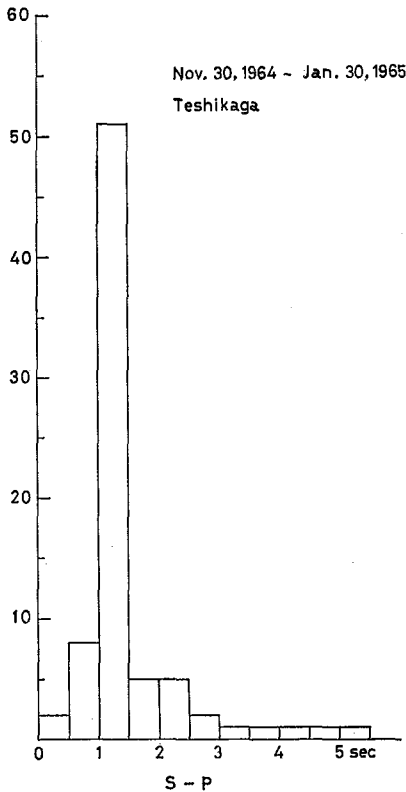
19) 佐々木嘉三; (未発表).

Teshikaga (Tōbetsu) Nov.1964



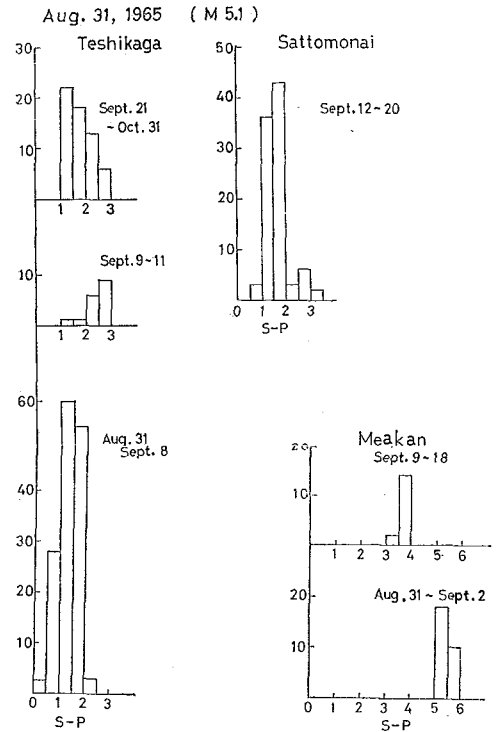
第 6 図 1964 年 11 月 14 日から 29 日まで弟子屈町鑑別で行なわれた極微小地震観測における $S-P$ 時間と振幅の時間分布を示す (得られた地震の M は 0~1 程度).

Fig. 6. Time distribution of $S-P$ and maximum trace amplitudes of ultra-microearthquakes observed at Teshikaga (Tōbetsu) during Nov. 14-29, 1964.



第 7 図 1964 年 11 月 30 日から 1965 年 1 月 30 日まで弟子屈高等学校で観測された地震の $S-P$ 時間の頻度分布.

Fig. 7. Frequency distribution of $S-P$ observed at Teshikaga High School from Nov. 30, 1964 to Jan. 30, 1965.



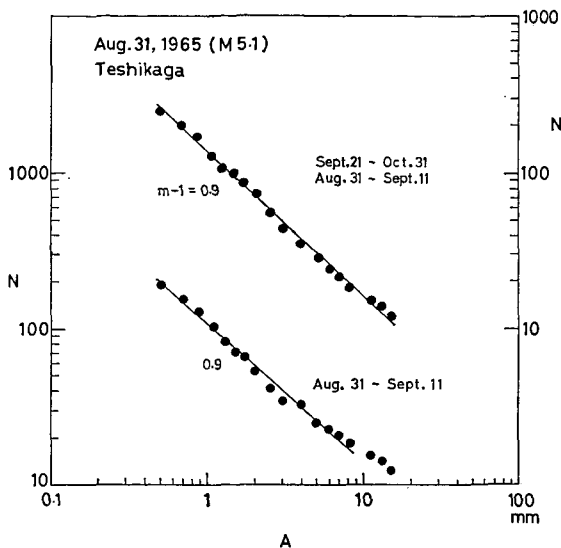
第 8 図 弟子屈高等学校、札友内小学校および雌阿寒岳火山観測所 (気象庁) で観測された余震の $S-P$ 時間の頻度分布 (1965 年 8 月 31 日の地震).

Fig. 8. Frequency distributions of $S-P$ of aftershocks observed at Teshikaga High School, Sattomonai Primary School and the Meakan Volcanic Station (JMA).

水平動地震計 (固有周期 1.0 秒, 倍率約 100 倍) による観測が行なわれた²⁰⁾。この観測による $S-P$ 時間の頻度分布は第 7 図に示されているが, 1.0~1.5 秒に大きなピークがみられる。その後弟子屈高等学校における観測は欠測になったが, 1965 年 8 月 31 日 19 時 49 分に $M5.1$ の地震が発生するに及んで, その直後から観測が再開され本震直後の貴重なデータを得た²⁰⁾。

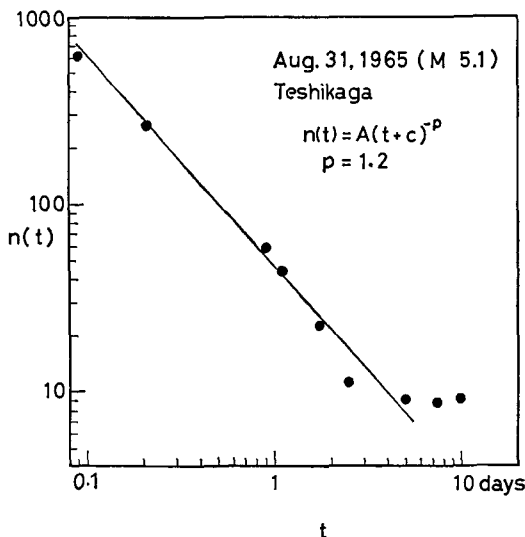
弟子屈高等学校における $S-P$ 時間の頻度分布は第 8 図の左側に期間を 3 つに分けて示してある。8 月 31 日から 9 月 8 日までは, 1~2 秒にピークがある。ところが 9 月 9 日 13 時 39 分に本震と同じ M の地震が発生し $S-P$ 時間のピークが 2~3 秒に移った。このピークは 8 月 31 日から 9 月 8 日まではほとんど目立たなかったものであり, 震源が移動したことを示している。このことは, 釧路気象台に属する雌阿寒岳火山観測所 (野中温泉, 現在雌阿寒温泉) の観測による $S-P$ 時間の頻度分布²¹⁾ から明らかである (第 8 図右下)。8 月 31 日から 9 月 3 日までは, 5.0~5.5 秒にピークがあり, その後はここでは余震が観測されず, 9 月 9 日の $M5.1$ の地震を境にして, ピークが 3.5~4.0 秒に移っており, 震央が西方に移動したことを示している。第 8 図にはまた弟子屈市街北西方約 10km にある札友内小学校における観測結果も示している。

第 9 図には, 最大振幅の頻度分布が



第 9 図 弟子屈高等学校で観測された余震の最大振幅の累積頻度分布 (1965 年 8 月 31 日の地震)。

Fig. 9. Cumulative frequency distribution of maximum amplitudes of aftershocks observed at Teshikaga High School.

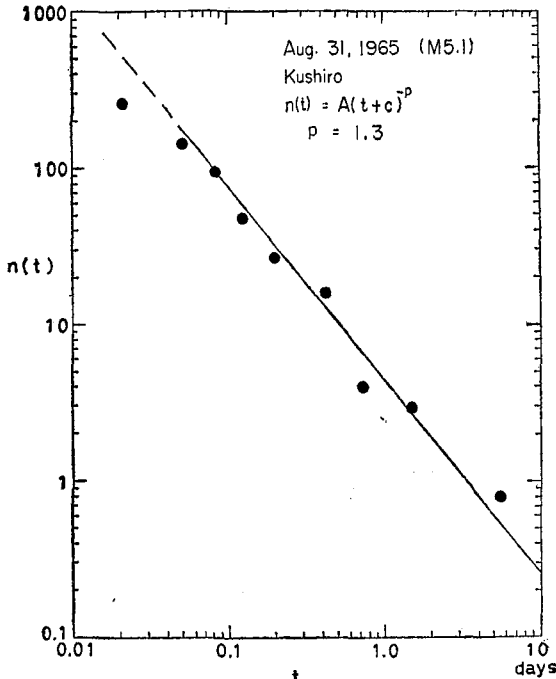


第 10 図 弟子屈高等学校で観測された余震の頻度の減衰曲線 (1965 年 8 月 31 日の地震)。

Fig. 10. Time distribution of aftershock frequencies observed at Teshikaga High School.

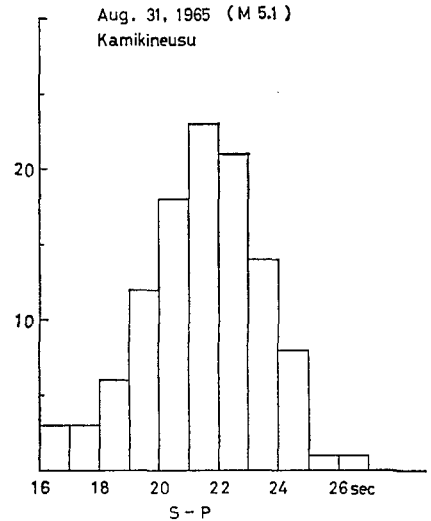
20) 阿部 誉・佐々木嘉三; (未発表)。

21) 札幌管区気象台; 北海道地震火山月報, Sept. 1965.



第 11 図 釧路気象台で観測された余震の頻度の減衰曲線 (1965 年 8 月 31 日の地震).

Fig. 11. Time distribution of aftershock frequencies observed at the Kushiro Weather Station (JMA).



第 12 図 上杵臼で観測された余震の S-P 時間の頻度分布 (1965 年 8 月 31 日の地震).

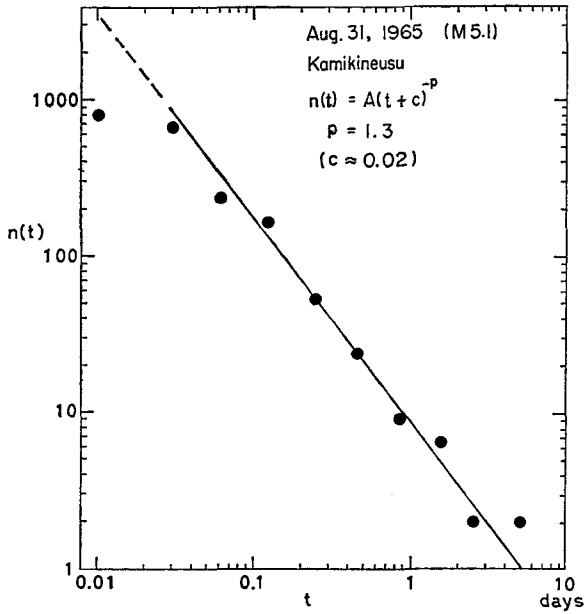
Fig. 12. Frequency distribution of S-P of aftershocks observed at Kamikineusu.

各時期毎に分けて示されているが、石本・飯田の指数は $m=1.9$ 程度の値である。余震の減衰の仕方は、多少欠測の期間はあるが第 10 図のようになり、傾きは $p=1.2$ である。以上が弟子屈における結果である。

余震の頻度の減少の様相を釧路気象台の資料をつかってみると、第 11 図のようになり傾きは $p=1.3$ である。

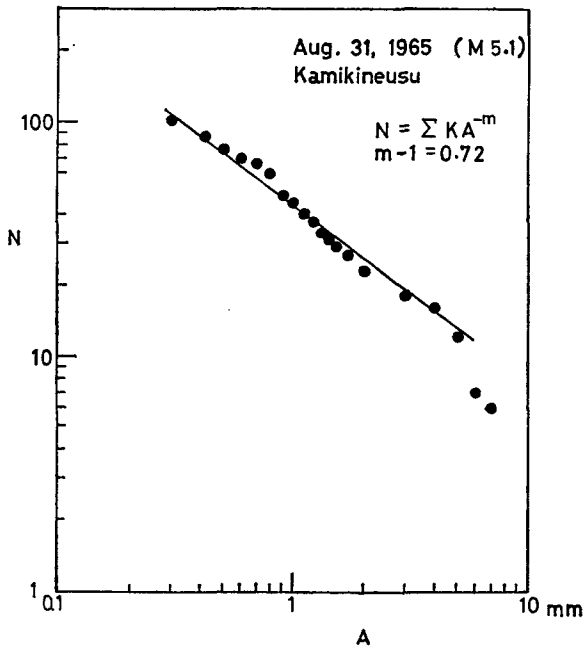
この地震の前後の期間を通して、現在の北海道大学浦河地震観測所にあたる場所 (上杵臼) で、日高地方の微小地震観測を目的として連続観測が行なわれていた²²⁾ので、この地震と余震を検知することができた。上杵臼での S-P 時間の頻度分布を示すのが第 12 図である。余震の頻度の減少を示す図が第 13 図であり、 $p=1.3$ が得られた。この値は釧路気象台のデータから得られたものと同じである。石本・飯田の指数は第 14 図から、 $m=1.72$ である。この値は、1959 年 1 月の地震について奥春別小学校における観測で得た値とほとんど同じである。なお、上杵臼では本震の直前 8 月 31 日 13 時 37 分に前震と思われる地震が記録されたが詳細は不明である。

22) 本谷義信; (未発表).



第 13 図 上杵臼で観測された余震の頻度の減衰曲線 (1965年8月31日の地震).

Fig. 13. Time distribution of aftershock frequencies observed at Kamikineusu.



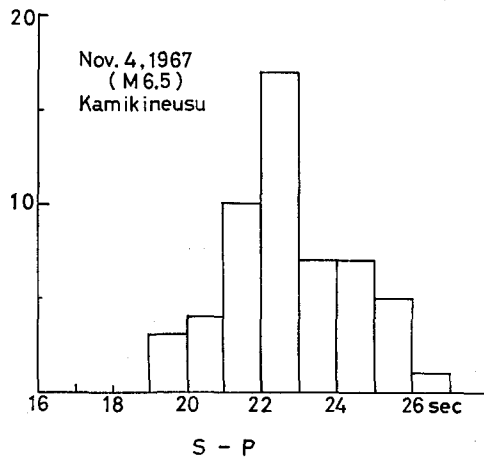
第 14 図 上杵臼で観測された余震の最大振幅の累積頻度分布 (1965年8月31日の地震).

Fig. 14. Cumulative frequency distribution of maximum amplitudes of aftershocks observed at Kamikineusu.

この地震の後、釧路気象台によって震度・被害の調査と並行して、地鳴に関する調査が行なわれた。その結果は、北海道地震火山月報 1965 年 8 月号に掲載されているが、地鳴の聞えて来る方向が或る点に集中しており、震源の位置の推定が可能であると思われる。気象庁による本震の震央は弟子屈市街西方約 2 km のところであるが、弟子屈高等学校における余震観測および地鳴の伝播方向などを考慮すると、震央は気象庁の決めた位置よりも多少北より、即ち札友内附近であると解釈するのが妥当であると思われる。このことは 1959 年 1 月 31 日の地震の際にも認められた。

X. 1967 年 11 月 4 日の地震 ($M6.5$)

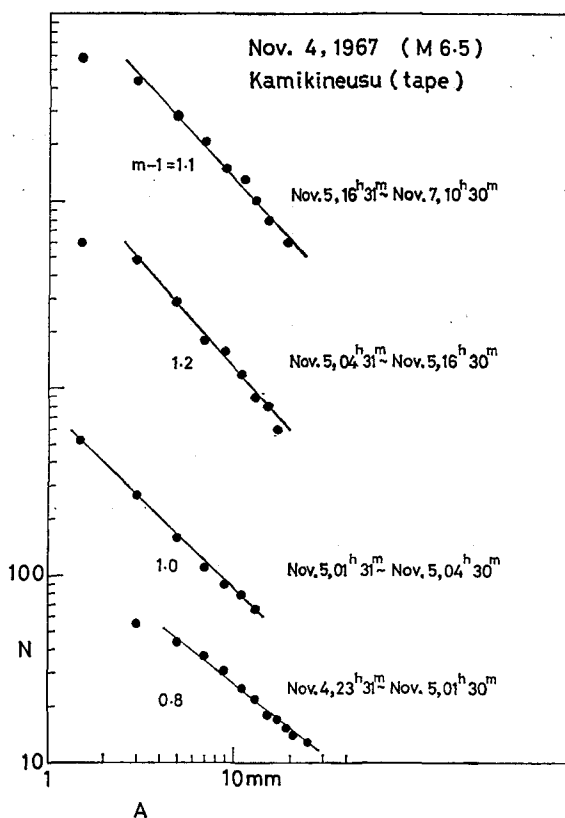
この地震は、今まで弟子屈周辺に発生した浅い地震の中で最も M の大きい地震である。北大浦河地震観測所 (上杵臼) における $S-P$ 時間の頻度分布は第 15 図に示されているが、22~23 秒に頻度のピークをもっている。これは 1965 年の地震を上杵臼で観測した際のピークが 21



第 15 図 上杵臼で観測された余震の $S-P$ 時間の頻度分布 (1967 年 11 月 4 日の地震).

Fig. 15. Frequency distribution of $S-P$ of aftershocks observed at Kamikineusu.

~23 秒にあったのと比較して、今回の地震の震央が多少北よりになったことを示している (第 2 図参照)。第 16 図には、最大振幅の頻度分布が示されている。今回は上杵臼において本震とその直後の余震が磁気テープに記録されたので、期間をいくつかに分けてその頻度分布を調べた。今まで起ったいくつかの地震について、弟子屈・釧路および上杵臼で得られた値は、 $m=1.7\sim 1.8$ 程度の値であるが、この値が弟子屈附近の地震についての一般的な値と考えられる。今回の地震について上杵臼の資料から得られた値は図に示されているように $m=1.8\sim 2.2$ である。各期間毎に頻度の総計は同じになるようにとってあるが、本震後 2 時間の値は $m=1.8$ で一般的な値とほとんど同じであるが、その後の値は $m=2.1$ 程度の値となっている。本震後 2 時

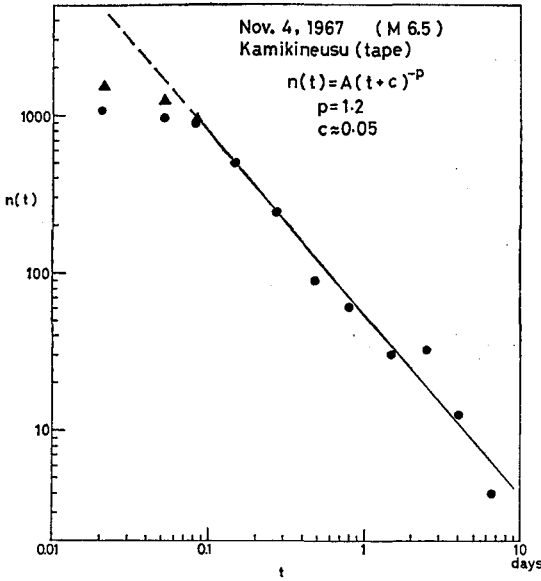


第 16 図 上杵臼で観測された余震の最大振幅の累積頻度分布 (1967 年 11 月 4 日の地震, 磁気テープの記録を低周波除去フィルターを通してビジグラフで再生したものによる)。

Fig. 16. Cumulative frequency distribution of maximum amplitudes of aftershocks observed at Kamikineusu.

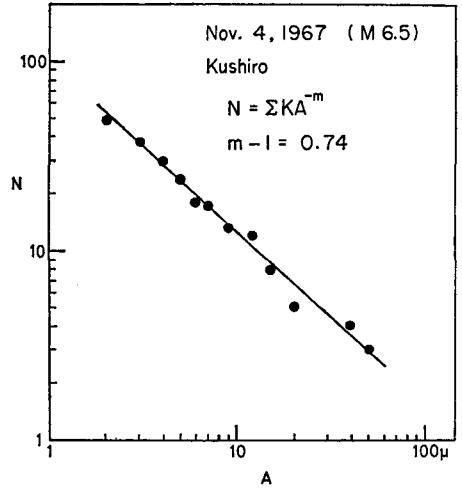
間以後の値がこのように大きくなった原因はあまり良く分らないが、後述するように磁気テープの記録をビジグラフで再生する際に低周波成分を除去するフィルターを通したので周波数成分の含み方の違いが現われたこと、あるいは本震直後 2 時間の余震の頻度が少ないことおよび振幅で 3 mm 前後かそれより小さい地震がわずかしか観測されていないことと関連していると思われる。第 17 図には上杵臼における余震の頻度の減衰を調べた図を示してある。磁気テープの記録をカットオフ周波数 10 c/s の低周波除去フィルターを通して 500 c/s のビジグラフで再生した記録から調べたものである。図から明らかのように、 $t > 0.1$ day では傾き $p = 1.2$ の直線に沿っているが、 $t < 0.1$ day ではこの直線から予想される数よりも少ないことは明らかである。黒くぬりつぶした三角形の点は、筆者が色丹島沖地震について行なった²³⁾のと同様にして補正した値であるが、補正を施しても $t < 0.1$ day では、 $p = 1.2$ の直線から推定される数よりも

23) 広田知保; 1968 年 1 月 29 日色丹島沖地震の余震活動, 北海道大学地球物理学研究報告, 21 (1969), 33-43.



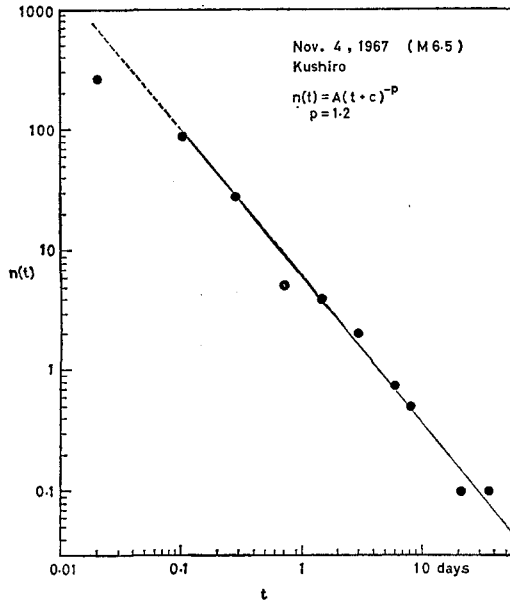
第 17 図 上杵臼で観測された余震の頻度の減衰曲線 (1967 年 11 月 4 日の地震, 磁気テープの記録を低周波除去フィルターを通してビジグラフで再生したものによる).

Fig. 17. Time distribution of aftershock frequencies observed at Kamikineusu.



第 18 図 釧路気象台で観測された余震の最大振幅の累積頻度分布 (1967 年 11 月 4 日の地震).

Fig. 18. Cumulative frequency distribution of maximum amplitudes (micron) of aftershocks observed at the Kushiro Weather Station (JMA).



第 19 図 釧路気象台で観測された余震の頻度の減衰曲線 (1967 年 11 月 4 日の地震).

Fig. 19. Time distribution of aftershock frequencies observed at the Kushiro Weather Station (JMA).

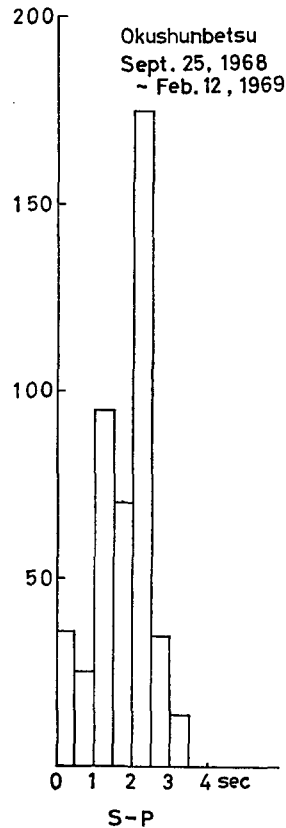
はるかに少ない数の余震しか起っていない。

釧路気象台のデータから、石本・飯田の指数を求めると $m=1.74$ 、余震の減衰を示す指数は $p=1.2$ である (第 18 図, 第 19 図)。 m の値は弟子屈周辺についての一般的な値である。

これまで、余震の減衰の仕方をいくつかの地震について、しかも同一の地震について異なる観測点で得られた資料をもとにして調べ、図示して来た。その結果、同一の地震についてはどの観測点で観測しても p の値として同じものが得られ、しかも弟子屈周辺に震源を持つ地震はどの地震についても、同じ p の値が得られる。即ち、 $p=1.2\sim 1.3$ である。さらに、どの地震についても本震から 0.1 day の間は、余震の減衰の式として、 $n(t)=At^{-p}$ を採用した場合に予想されるよりもはるかに少ない数の余震しか発生していないことが分る。従って、余震の数の減衰を示す式として、 $n(t)=A(t+c)^{-p}$ を採用するほうが妥当であり、 c の値は 0 より大きい或る値をとることは明らかである。このことは、色丹島沖地震を扱った際に筆者が詳細に述べていることと同じである。

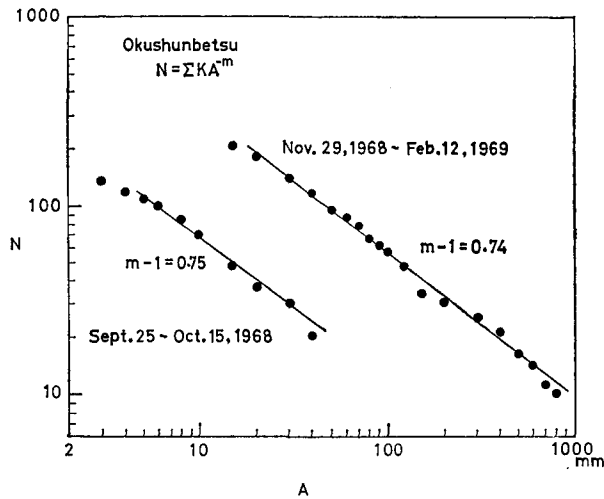
XI. 1968 年 9 月~10 月の現地観測

1968 年 9 月 24 日から 10 月 15 日まで、弟子屈町和琴 (WAK) でデータレコーダーによる辺長約 500 m の小 3 点観測を行なった。また同町の奥春別 (OKU) および摩周原野 (GEN) に各々 1 点ずつスクラッチレコーダーによる観測を行ない、これらと和琴の 1 点を合わせて辺長約 10 km の大 3 点観測を行なった。これは 1967 年 11 月 4 日の地震 ($M 6.5$) の余震活動の状況と、この附近の一般的な微小ないしは極微小地震の起り方を調べる目的のために設置されたものである。和琴では固有周期 0.8 秒、出力 5 volt/kine の上下動換振器 3 台の出力をプリアンプおよびメインアンプを通してデータレコーダーに記録し、またメインアンプの出力を分割してペンレコーダーに入れてモニターとした。奥春別・原野では、同じく固有周期 0.8 秒、出力 3 volt/kine の上下動換振器をプリアンプのみを通してスクラッチレコーダーに入れ、ノイズの少ない夜間 6 時間のみタイムスイッチを使用して観測した。絶対時間が必要なため、すべての点で水晶時計を用い、この水晶時計の出力を 1 つのチャンネルに入れ、これに 1 日 1 回 J.J.Y. の出力信号をフィルターを通して重ね合わせて水晶時計の較正を行なってクロノグラフを作成し、後程時間の補正を行なった。これによって大 3 点網における時間精度



第 20 図 奥春別臨時観測点で観測された極微小地震の S-P 時間の頻度分布

Fig. 20. Frequency distribution of S-P of ultra-microearthquakes observed at Okushunbetsu temporary station.



第 21 図 奥春別臨時観測点で観測された極微小地震の最大振幅の累積頻度分布.

Fig. 21. Cumulative frequency distribution of maximum trace amplitudes of ultra-microearthquakes observed at Okushunbetsu temporary station.

を 0.1 秒に保つことができた。最高速度感度は各点ともおおよそ 3×10^3 cm/kine であった。なお奥春別では 10 月 15 日以降現在もスクラッチレコーダーによる 1 点観測が継続されている。

奥春別における $S-P$ 時間の頻度分布を第 20 図に示す。この図には 10 月 15 日以降のデータも含まれている。石本・飯田の指数は第 21 図から分るように今まで得られた一般的な値とほとんど同じ値が得られている。データは 2 つの期間に分けて示されているが、11 月 29 日以後は、換振器を 1 台増設したので振幅の範囲を拡げることができた。

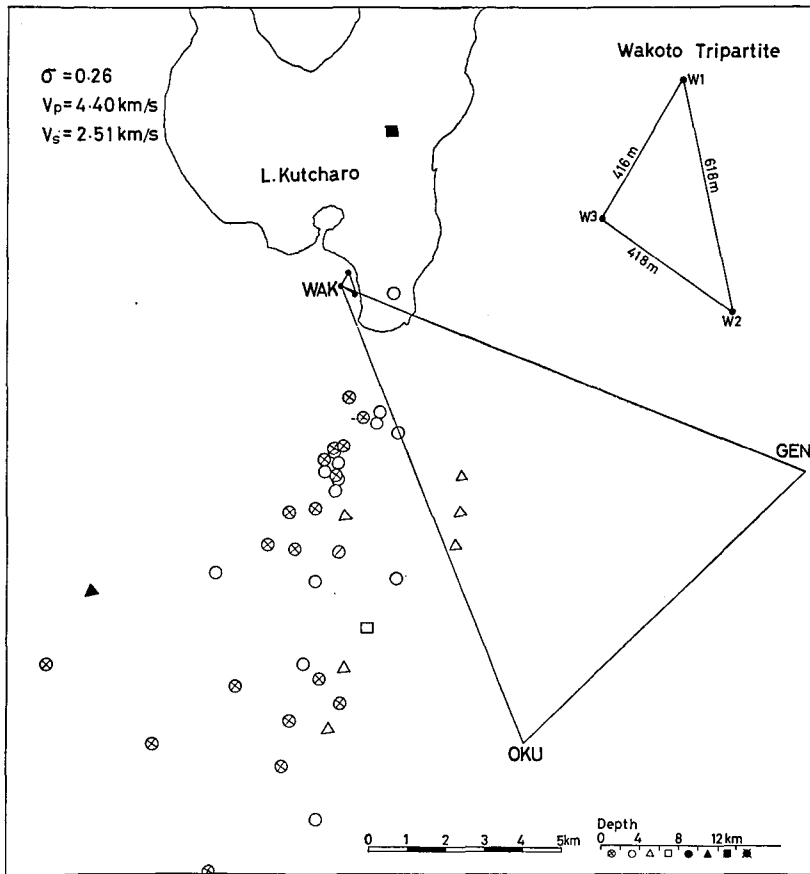
和琴では 9 月 24 日から 10 月 15 日までの約 20 日間で弟子屈附近に震源をもつと思われる地震が約 300 個観測された。これらの地震について、振幅と $S-P$ 時間から村松の式²⁴⁾により M を求めた。この際後述するように大森係数は $k=5.85$ km/sec と仮定された。最小のものは $M-2$ 程度、最大のものは $M+0.5$ 程度であった。従って今回の観測で検知された地震は M ; $-2 \sim +0.5$ 程度の極微小地震とも言うべきものである。そして、約 300 個の内 M が 0 以上の地震は合計 54 個観測されたが、和琴における実観測時間は 292 時間であったのでおおよそ 4 個/day の割合で $M 0$ 以上の地震が発生していることになる。この 4 個/day の内、1959 年 1 月 31 日、1965 年 8 月 31 日および 1967 年 11 月 4 日の地震の余震として説明されるのは 1.5 個/day である。この際各々の地震の余震の頻度は $n(t) = At^{-p}$ なる式に従って減衰すると仮定した。

震源の決定

小 3 点および大 3 点観測網に検知された地震の内、初動が明瞭に記録された地震は各々 45

24) 村松郁栄; Magnitude の式の訂正および注釈, 地震 (ii), 19 (1966), 282-285.

個および56個であり、これらについて震源の決定を行なった。その内33個が両観測網で共通に観測され震源決定を行なった。震源決定は、3点のP波の arrival time と1点のS-P時間を用い、そしてポアソン比 σ とP波の速度 V_P を仮定し、さらに半無限一様の媒質を仮定することによって行なわれた。道東地方の地下構造についてはいくつかの研究がなされている²⁵⁾が、今回の観測による地震の震央域と思われる非常に局地的で且つ浅いところに適用できる構造はない。和琴における小3点観測網にかかった地震についてみかけの速度を求めたところそ



第 22 図 小3点観測 (辺長約 500 m) の資料を使って決定された極微小地震の震央分布。

Fig. 22. Epicenters of ultra-microearthquakes which were determined by the small tripartite method.

25) 前出 9), 16).

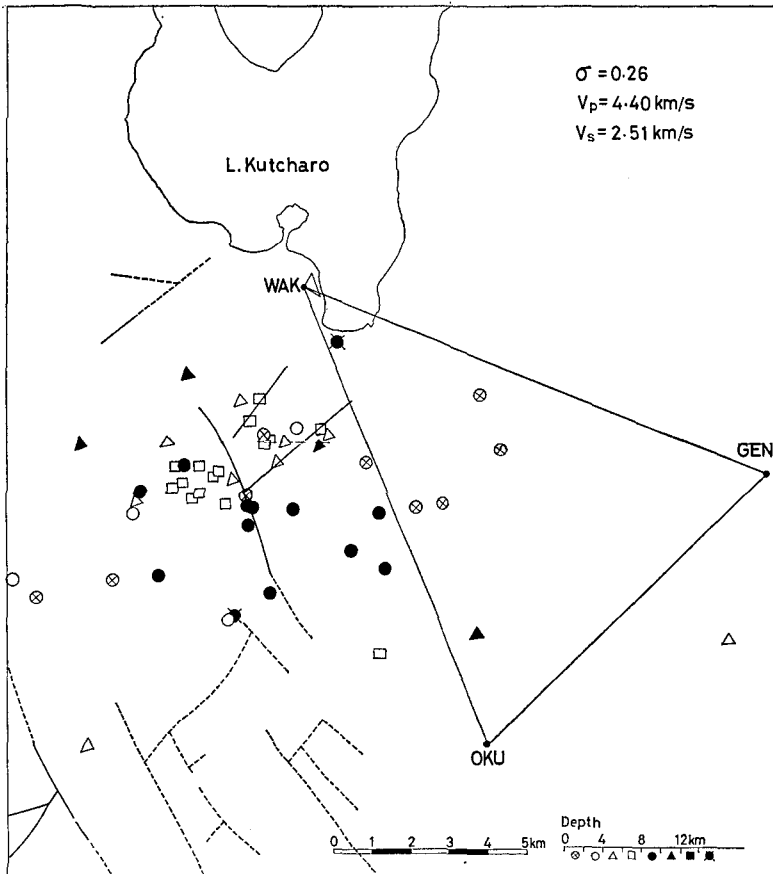
H. KANAMORI; Study on the Crust-Mantle Structure in Japan, Part 2., Bull. Earthq. Res. Inst., 41 (1963), 761-779.

亀谷卓也・吉村雄三郎; 根釧地方の物理探鉱, 物理探鉱, 17 (1964), 34-43.

森 俊雄; 根釧原野における重力異常, 北海道大学地球物理学研究報告, 14 (1965), 59-71.

長宗留男; 1967年11月4日の屈斜路湖附近の地震について (走時解析), 地震(ii), 21 (1968), 237-240.

吉井敏尅; 短周期表面波について—北海道東部の3つの地震, 地震学会講演会で発表 (1968年11月).



第 23 図 大 3 点観測 (辺長約 10 km) の資料を使って決定された極微小地震の震央分布. 図中には実線と点線によって地質断層も示されている.

Fig. 23. Epicenters of ultra-microearthquakes which were determined by the large tripartite method.
Some geological faults are showed by solid and dotted lines.

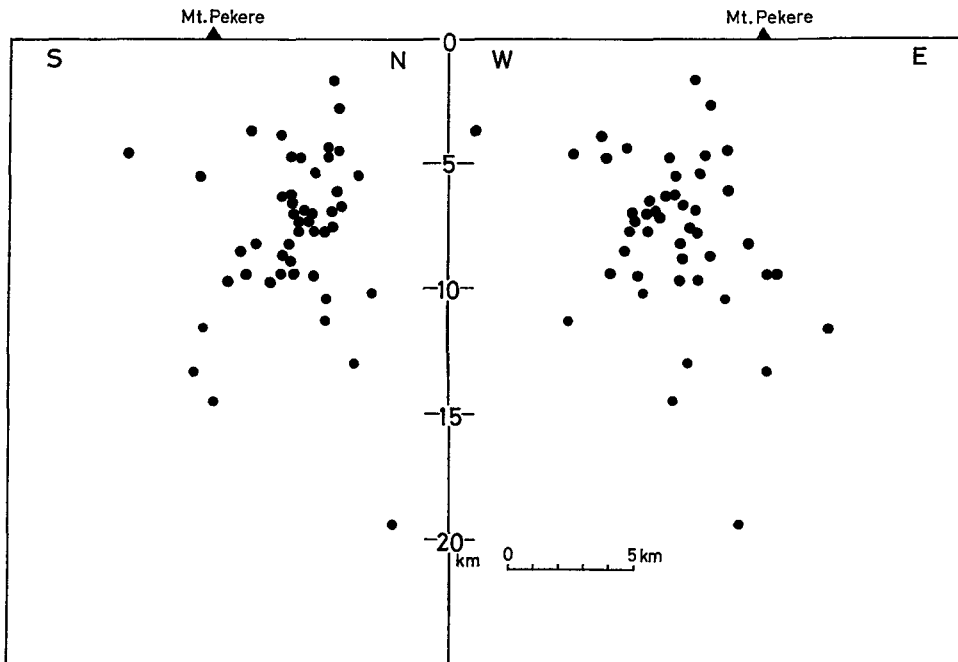
の下限は 4.4 km/s であった。またポアソン比については、密度の小さい火山噴出物の厚い堆積を考慮して、0.25 よりも多少大きい値を考えた。P 波の arrival time 対 $S-P$ 時間のダイアグラムの直線の勾配 ($V_p/V_s - 1$) から σ を求めることは水平動地震計を使用しなかった今回の観測では不可能であった。結局仮定された地下構造は、 $\sigma = 0.26$, $V_p = 4.40 \text{ km/s}$ の半無限一様の媒質である (大森係数 $k = 5.85 \text{ km/s}$)。

得られた結果を震源の深さ別に分けて、第 22 図には小 3 点網から決めたもの、第 23 図には大 3 点網から決めたものを示す。震源決定の際、 $S-P$ 時間については、小 3 点の場合には和琴の 3 点の内 W3 の記録から、大 3 点の場合には奥春別 (OKU) の記録から読んでいたので、震源の位置はこれによる誤差の他に様々の誤差を含んでいると考えられる。原因として考えられることは、例えば、実際には複雑な構造をもっているのに最も単純な半無限一様の構造とし

たこと、時間精度の問題、初動の読みとりの問題の他に、震源と観測点の位置関係による精度の問題²⁶⁾などである。

特に小3点網の場合は、震源から見て観測点は1方向に小さくかたまっているので相対的な時間の精度は1/1000秒程度であるにもかかわらず、*S-P*時間の読みとりの誤差が非常に大きく効いて来て、図から分るように観測点から見て南北方向に長く伸びた震央分布をもっており、大部分が深さ6km程度の非常に浅い震源となっている。

また、大3点網の場合は、時間精度は1/10秒程度で多少悪いけれども*S-P*時間の誤差が震源の位置に及ぼす影響は小3点網の場合よりも小さい²⁷⁾。しかしこの大3点網の場合も震央の位置と観測点の配置の関係により、摩周原野(GEN)のarrival timeの読みとり誤差が震央を東西方向に移動させる作用を及ぼすので、この点の注意も必要であろう。震源の深さは小3点の場合よりも深くなっており且つ系統的になって来ている。震央の精度については、±2km程度でありあまり良くないが、相対的位置関係は或る程度信頼できよう。深さについての精度は、もっと悪いであろうが、全体としての深さは4~10km程度のものがほとんどを占めることは確かである。深さの決らなかったものが大3点網で10個あったが、これらは非常に浅いと考えて、0~2kmのものと一緒に示した。



第 24 図 大3点観測で決定された震源の深さを南北断面と東西断面に分けて示す。

Fig. 24. Projection of foci onto two vertical planes (*N-S* and *E-W*).
The foci were determined by the large tripartite method.

26) 佐藤泰夫；地震観測点の最良分布，地震(ii)，18(1965)，9-14.

27) 大竹政和；3点*S-P*から決めた震源位置の精度について，地震(ii)，19(1966)，152-153.

ともかく様々の点から見て、大きな3点観測網によって決定した震源位置の方がより妥当であると思われるので、以下の議論には大3点網によるものを用いることにする。第24図には大3点網による震源の鉛直分布を南北面と東西面とで示す。

震央の分布は、1967年の余震域と思われるところに集中しているが、それ以前の大きな地震の余震もある程度発生しているであろう。震源の深さは北から南に向って深くなっているように見えるが、今回決めた震央域の北西の端に近いところに深さ5~8 km程度のものが集中して起り、これらは北東から南西にかけて帯状に分布している。その南東側には深さが8~10 km程度のものが発生しており、5~8 km程度のものはない。大3点観測網の内部には非常に浅いものしか起っていない。1938年5月の地震の震央附近には、深さ20 km程度の弟子屈周辺としては割合深く、しかも今回決めた内では最も深いものが起っている。また、この地震の際地変が集中した和琴半島の南西から弟子屈にかけての狭い帯状の領域には、上記の深いものも含めて3個の地震が震源をもっている。ともかく全体的に見ると、震央は非常に狭い領域、即ち南北7 km、東西10 km、深さ4~10 kmの体積の中に集中して発生している。屈斜路カルデラの南側の壁はあまり明瞭でないが、地震はこの南側の壁に沿って発生しているように思われる。しかし、屈斜路湖底やその東側などのカルデラ内部と思われるところには1つも震央が決っていないこと、およびこの震央域の南側のカルデラ外部で観測網の検知能力の範囲内にあたるところにも震央が決っていないことは注目すべきことである。

XII. 発震機構について

発震機構として double couple による4象限のモデルを考え、2本の節線は震央で直交すると仮定する。1938年から1959年までに発生したいくつかの地震についてP波初動分布から主圧力の方向が決められている²⁸⁾。その結果は主圧力はいずれも西北西から東南東の走向をもっている。筆者も、1965年の地震を2個、1967年の地震を2個同様にして扱って見たが、第25図に示されているように、いずれも今まで得られた結果と類似のものである。

これらはいずれも M が5.0以上のかかなり大きな地震についての結果であった。これら大きな地震のメカニズムによって今回観測された M が0程度の極微小地震のメカニズムが説明し得るかどうか興味深い問題である²⁹⁾。

今回の観測では、全部で5個の観測点があるけれども和琴の3点は実質的には1点の価値しかない。3点のみのデータで節線を引くことは無理であるが、ともかく大きな地震について

28) 前出 2).

29) 例えば、

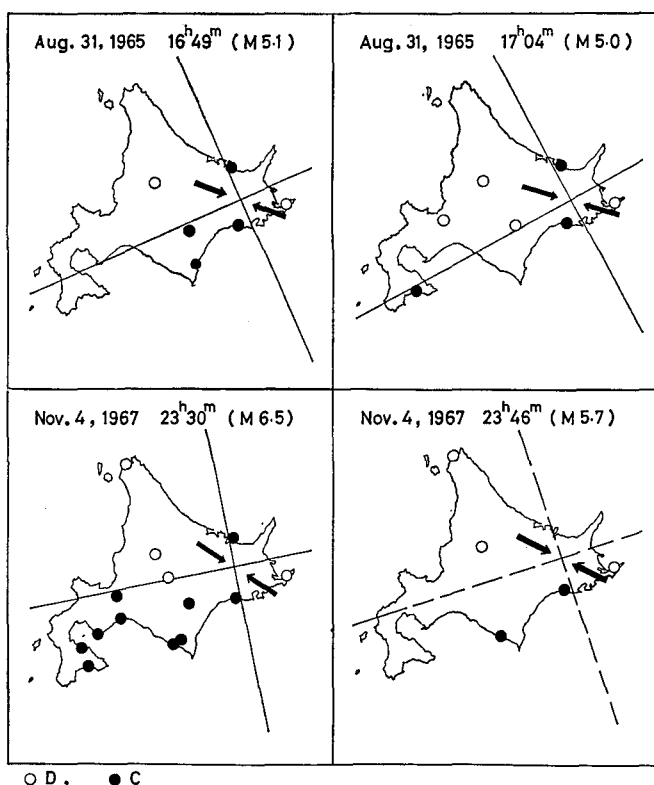
三木晴男・渡辺 晃・島田充彦；根尾谷周辺に発生する極微小地震の観測，地震(ii)，18 (1965)，103-112.

渡辺 晃・中村正夫；根尾谷近傍に発生する微小地震の2, 3の性質，地震(ii)，20 (1967)，106-115.

渡辺 晃・黒磯章夫；紀伊半島西部の局地地震の二, 三の性質について，地震(ii)，20 (1967)，180-191.

牧 正；1963年エトロフ沖地震群の発震機構，北海道大学地球物理学研究報告，19 (1968)，21-55.

牧 正；1964年アラスカ地震群の発震機構，北海道大学地球物理学研究報告，21 (1969)，63-105.

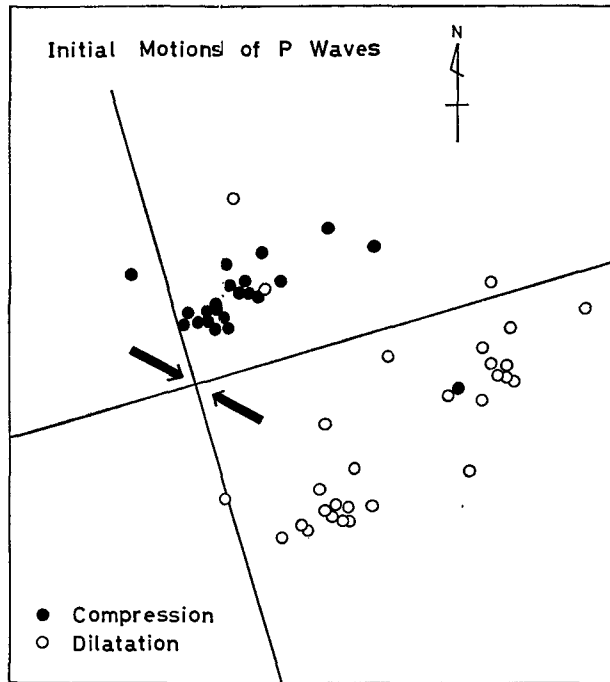


第 25 図 1965 年と 1967 年に起った 4 つの大きな地震 (M 5.0~6.5) の P 波初動の押し引き分布.

Fig. 25. Distribution of the direction of first motions for four large earthquakes which occurred near Te-shikaga in 1965 and 1967.

得られている主圧力の走向と矛盾しないかどうか調べてみた。震源が決っていて初動の方向が明瞭に観測されている地震は 23 個あったが、これらの地震の震央を 1 点に移す重ね合わせの方法を用いた。結果は第 26 図に示されている。節線の引き方には多少任意性があるが、その中間的なところをねらって引いた。その結果は今まで大きな地震について得られているものと矛盾せず、主圧力の走向は西北西—東南東であることが分る。即ち、P 波の初動分布から見る限り、 M が 0 程度の極微小地震も大きな地震とほぼ同じメカニズムを持って起っていると考えてよい。

一般に、火山帯はいわゆる深発地震面のコンターとほとんど同じ走向をもっており、これらの間には密接な関連があると思われるが、火山の近傍に起りしかもその火山およびその周辺の地質的歴史過程となんらかの関係をもつと思われる浅い地震の発生するところが日本にはいくつかある。弟子屈周辺もこの例の 1 つであり、この附近に発生する地震も千島火山帯あるいはカルデラの構造と関係しているであろう。特にメカニズムについては、あまり明瞭なことは言えないが、強いて言えば主圧力の走向が火山帯の走向に垂直であるというよりも、むしろ節線



第 26 図 1968 年に行なわれた臨時観測で得られた極微小地震の P 波初動の押し引き分布. 震央の決定された 23 個の極微小地震の初動が重ね合わされた.

Fig. 26. Distribution of the direction of first motions for ultra-microearthquakes which were observed at the temporary stations in 1968.

P-wave initial motions for 23 ultra-microearthquakes were superposed.

の 1 本が火山帯に垂直, 他方が平行である傾向をもっているように思われる。このことについては他の地域の地震も含めて稿を改めて論じてみたい。

XIII. 結 論

1926 年以降の弟子屈附近に浅い震源を持つ有感地震の回数から判断すると, 弟子屈附近の地震活動は, 1938 年 5 月の $M 6.0$ 以降多少静穏な時期を経てこの 10 年間非常に活動になり, 2 年に 1 回の割合で $M 4.0 \sim 6.5$ 程度の地震とその余震が発生している。これらの地震について, 気象庁, 上杵臼 (北大浦河地震観測所) および現地観測の資料を用いて種々の調査を行なった。最大振幅の頻度分布における石本・飯田の指数の弟子屈附近の地震に関する一般的な値は, $m = 1.7 \sim 1.9$ である。余震の減衰の様様については, $t < 0.1$ day では $n(t) = At^{-p}$ なる式から予想されるよりも頻度ははるかに少ない。 $t > 0.1$ day では $n(t) = At^{-p}$ なる式によくあてはまる。従って余震系列全体の頻度の減少を表わす式としては $n(t) = A(t+c)^{-p}$ を用いるのが妥当であり, $p = 1.2 \sim 1.3$ 程度の値, c は 0 より大きい或る値 (0.02~0.05 day) をとる。

また、P波初動分布による発震機構を調べて見ると、大きな地震については主圧力は西北西一東南東の走向をもっているが、1968年の現地観測によって極微小地震についても同じであることが確かめられた。そしてこの極微小地震のほとんどが南北7 km, 東西10 km, 深さ4~10 kmの非常に狭い、屈斜路カルデラの南側の壁に沿うと思われ領域に発生していることが明らかになった。このことは発震機構の問題とともに、カルデラ構造、火山帯あるいは深発地震面の存在とも関連していると思われるが、このことは将来の問題として考えたいと思う。

謝 辞

本稿は、本谷義信・佐々木嘉三・阿部誉の各氏による未発表の資料の提供による所が多い。極微小地震観測の一部は本谷義信氏に対する文部省科学研究費により行なわれたもので、同氏および小泊重能・北構宗夫両氏が筆者と共に観測に従事した。上記の方々および議論していただいた坂尻直巳氏に感謝します。また、現地観測の際御世話になった弟子屈町の方々、並びに御指導戴いた宇津徳治先生に感謝します。

5. Seismic Activity in the Teshikaga Region, Hokkaido (1926-1968)

By Tomoyasu HIROTA

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

The region around the Town of Teshikaga is situated near the southwestern end of the Kurile Volcanic Belt and has been subject to considerable volcanic activities in new geologic ages. In recent years this region was affected by sequences of local earthquakes, some of which were large enough to cause minor damage in the town and its neighbourhood. The author summarized the data on the earthquakes in this region during the period from 1926-1968 which were supplied mainly from the Kushiro Weather Station, a temporary seismic station at Kamikineusu and the Urakawa Seismological Observatory, and several temporary stations set up in the Teshikaga region.

Since 1959 earthquakes having magnitude between 4 and 6.5 and accompanied by aftershock sequences have been occurring once every two years. These aftershock sequences have been studied statistically. The value of m in Ishimoto-Iida's formula falls in the range between 1.7 and 1.9 for most sequences. The time distribution of aftershock frequencies for all sequences fits closely to an equation $n(t) = A(t+c)^{-p}$ with $p = 1.2 \sim 1.3$ and $c = 0.02 \sim 0.05$ day.

A temporary ultra-microearthquake observation was carried out from September 24 to October 15, 1968 using large and small tripartite arrays. Station separations were about 500 m and about 10 km for respective arrays. About 300 ultra-microearthquakes with magnitude -2 to $+0.5$ were detected by the small array. Earthquakes with magnitude

0 and over occurred at a rate of 4/day. The locations of 54 ultra-microearthquake hypocenters were determined using the large array data under the assumption of uniform crustal structure with P wave velocity of 4.40 km/sec and Poisson's ratio of 0.26. Most hypocenters cluster in a limited region about 7 km in N-S direction and about 10 km in E-W direction. The depths range from 4 km to 10 km. This region coincides approximately with the hypocentral region of the preceding large local earthquakes, and lies on the southern edge of the Kutcharo Caldera. The earthquakes may be connected with the structure and the geological processes involving the caldera.

All large local earthquakes ($M=5\sim 6.5$) during 1938-1968 have such a focal mechanism pattern that the maximum pressure has a direction of WNW-ESE. The push-pull patterns for the earthquakes recorded during the temporary observation in 1968 do not contradict this systematic mechanism pattern.