



Title	1981年恵庭岳地震群の調査報告
Author(s)	本谷, 義信; MOTOYA, Yoshinobu; 岡田, 弘 他
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 47, 17-31
Issue Date	1986-03-25
DOI	https://doi.org/10.14943/gbhu.47.17
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/14145
Type	departmental bulletin paper
File Information	47_p17-31.pdf



1981年恵庭岳地震群の調査報告

本谷 義信

北海道大学理学部地震予知観測地域センター

岡田 弘

北海道大学理学部有珠火山観測所

(昭和61年1月10日受理)

Report on the 1981 Eniwa Earthquake Sequence, in the southwestern part of Hokkaido

Yoshinobu MOTOYA

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

Hiromu OKADA

Usu Volcanological Observatory,
Faculty of Science, Hokkaido University
(Received January 10, 1986)

A small shock was perceptible at Sapporo city on October 18, 1981. Notwithstanding its small magnitude of M 4.0, this earthquake is noteworthy because it is a rare event which occurred near the heavily populated city in a low seismicity region. Seismic networks operated by Hokkaido University observed five foreshocks within one and a half hours prior to the main shock and many aftershocks. Some features of this earthquake sequence were investigated.

Human perceptibility is typically described with a sudden startling vibration of short duration and with various kind of sounds, as having been frequently reported for small, near, and shallow earthquakes. Although the focal region of this seismic activity is located near the active volcano, Mt. Eniwa-dake, north of the caldera lake Shikotsu, there is no evidence that it is related to the volcanic activity. From the focal mechanism analysis, the activity is rather interpreted as a manifestation of a regional tectonic stress operating widely in the southwestern part of Hokkaido. The earthquake magnitude-frequency distribution $n(M)$ in

this sequence indicates that the foreshocks have a lower limit of magnitude at about $M 0$ and that the aftershocks have a truncated distribution around $M -0.6$. Waveform similarity of the foreshocks is quite good, while the aftershock waveforms are variable from one event to another. This unique $n(M)$ and waveform similarity imply that these foreshocks are originating from a certain simple faulting.

I. はじめに

1981年10月18日夕刻、札幌の一部で急激な地震動を感じた。この地震の気象庁による震源要素は、発震時17時57分46.5秒、震央 $141^{\circ}15'E$ 、 $42^{\circ}49'N$ 、深さ00 km、マグニチュード $M 4.0$ である。札幌付近の浅発地震で今回の地震と同程度の規模の地震は1974年11月17日の石狩河口付近の地震($M 4.0$) [本谷(1975)]以来のことである。地震規模としては大きなものではないが、地震経験に乏しい大都市近傍に発生した稀な地震として注目されるものであった。震央近くにある北海道大学理学部の地震予知観測地域センター(RCEP)と有珠火山観測所(UVO)の常時地震観測によりこの地震の前震と余震が観測されたこともこの地震について調べるきっかけとなった。札幌周辺の浅発地震で十分な観測資料が得られたのは今回がはじめてである。この地震について調べておくことは、札幌周辺の地震活動の研究のうえでも、また札幌市の地震防災対策を考える上でも、今後役に立つ資料を提供することになると思われる。

II. 資料

RCEP, UVO, 気象庁(JMA)が高感度地震計を設置していて、地震発生ときに震源域の周辺で稼動していた観測点をFig. 1に示す。このほかに、有珠山周辺に11点、樽前山周辺に3点の観測点がUVOによって維持されている。これらの中で羊蹄(YOT)のみがUVOによって実施されていた臨時観測点で、そのほかはすべて常設観測点である。これらの観測点で今回の一連の地震活動の始まりから終りまでの資料が得られた。

RCEP, UVO, JMAでは各々所管の観測点の資料を独立に処理しているが、この調査ではこれらの資料を総合して使用した。RCEPのルーチン・データ処理はイベント・トリガー方式の記録によっているが、データは高密度磁気テープに連続収録されているので[前田ほか(1978)]、このテープを再生して微小地震の資料を得た。

また、今後役に立つであろう資料を得るために現地調査を実施した。

III. 地震活動の経過

RCEPのルーチン観測のデータによる10分間毎の地震発生回数をFig. 2に示す。1981年10月18日16時32分に $M 2.6$ の地震 F_0 が発生し、その余震とみられる小さな地震が散発的に続いた。結果的には、これらの地震は17時58分に発生した $M 4.0$ の地震 M_0 の前震であった。この地震 M_0 には顕著な余震活動が続いた。この一連の活動は典型的な「前震-本震-余震」型で、主要な

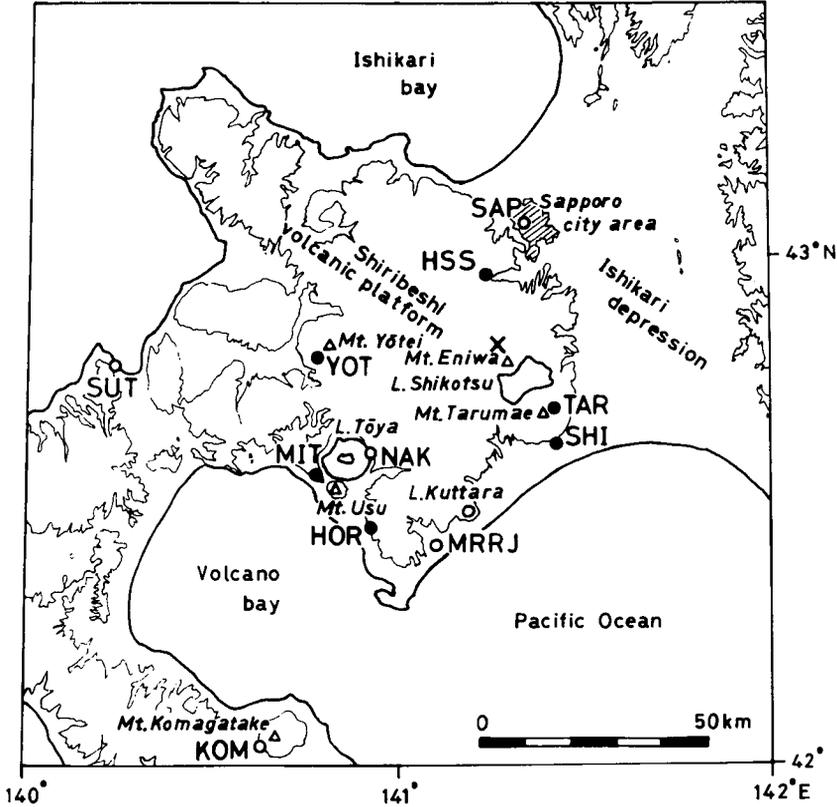


Fig. 1. Map of southwestern Hokkaido showing the Eniwa earthquake epicenter (cross) and seismic stations (circles). Topography is represented by 100m contour lines.

活動は約3時間で終わったといえる。

しかし、明らかにこの活動に属すると認められる地震がその後も観測されている。これらの地震の1時間当りに換算した発生頻度の時間変化を Fig. 3 に示す。一般に、余震活動の経過は改良大森公式 $n(t) = K/(t+c)^p$ に従うことが知られている。ここで、 $n(t)$ は単位時間当りの余震数、 t は本震発生時からの経過時間、 K 、 c 、 p は定数である。 $t \gg c$ ではこの式は $n(t) = Kt^{-p}$ の形になるから、両対

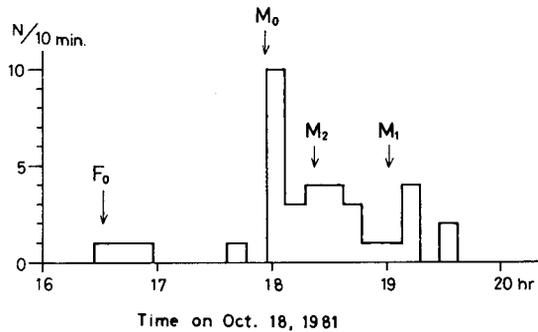


Fig. 2. Ten minutely number of earthquakes observed at HSS station by the routine observation of Research Center for Earthquake Prediction, Hokkaido University (RCEP). For F_0 , M_0 , M_1 , and M_2 , see Table 1.

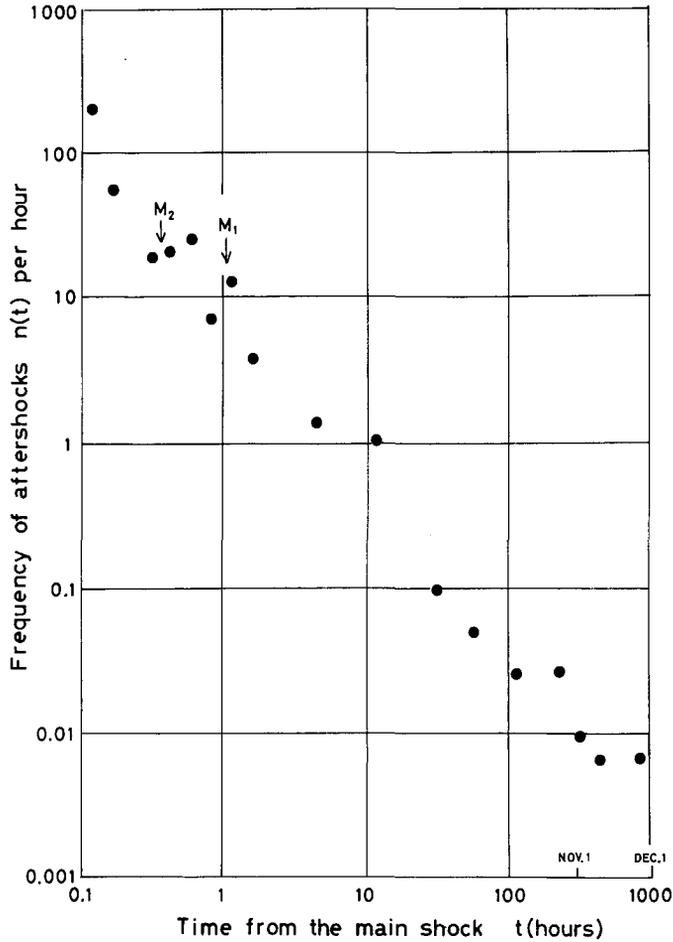


Fig. 3. Hourly frequency of aftershocks plotted against time from the main shock.

数グラフ上でデータを表わすと傾斜が $-p$ の直線になる。Fig. 3をみると、観測された地震の発生頻度は本震 M_0 の発生時からの経過時間とともに減少し、 $p=1.0$ の直線でかなりよく表わされていることがわかる。したがって、少なくとも12月の初めまでは余震活動が続いていたといえる。

これらの地震群の観測点HSSにおけるS-P時間は2.26-2.61秒の範囲にある。HSS周辺の浅発地震活動は低いので〔北海道大学理学部(1981)〕、震源位置の決定は出来なくても特定の地震活動を識別することは容易である。1981年8月19日にS-P時間2.38秒、 $M-0.1$ の地震が観測されて以来、10月18日の最初の地震が発生するまでの期間に上にのべた範囲のS-P時間をもつ地震は全く観測されていない。

IV. 規模の大きい地震

震源位置

今回の一連の地震の中で規模の大きいいくつかの地震については複数の観測点で記録が得られた。ここでは同じ地震を観測している6つの観測点(HSS, TAR, SHI, HOR, MIT, YOT)のデータのみを用いて4個の地震の震源を求めた。震源決定に用いた地下構造を Fig. 4 に示す。爆破地震動観測により震源域付近の地下構造が調べられている〔OKADA *et al.* (1973)〕ので、ここでは2 kmより深部は提出されている構造とし、より浅部は手稲爆破の結果から我々が推定した構造を用いた。観測点は媒質が不均質と考えられる火山地域にあり、とくに標高の高いTARとYOTは樽前山、羊蹄山の火山山体に位置しているので、観測点補正が必要と考えられるが、妥当な補正量がわかっていないので、ここでは観測点補正は行っていない。

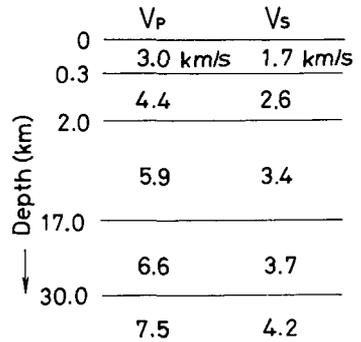


Fig. 4. Crustal structure model used in the calculation of hypocenters.

まず、本震 M_0 について各観測点のP波走時残差を小さくするように逐次近似法で震源位置を求めた。求められた位置は、Fig. 1に示すように恵庭岳の北西約5 kmの地点で、JMAの震源位置と大変良く一致している。計算結果の走時残差は0.18秒で、位置の不確かさは水平方向で0.5 km以内、深さで2 km以内と推定される。地下浅部の構造の複雑さを考えれば震源の絶対的位置は計算上の誤差以上に動くかもしれない。しかし震央の東側を除くと観測点は震央をとり囲んで分布しており、ここで求めた震源位置が真の位置と著しくはなれていないことであろう。

つぎに、本震 M_0 をマスター・イベントとして他の地震の相対的な位置関係を求めた。結果をTable 1およびFig. 5に示す。これらの地震は東北東—西南西の走向をもつ線状に約1 kmにわたって分布している。

Table 1. List of major events.

Code	Time*	Lat.	Long.	H	M	Remark
F ₀	16 ^h 32 ^m	42.825° N	141.235° E	3.9km	2.6	the largest foreshock
M ₀	17 58	42.828	141.246	7.8	4.0	main shock
M ₂	18 22	42.824	141.240	4.5	2.8	the second largest aftershock
M ₃	18 34				2.1	the third largest aftershock
M ₁	19 02	42.830	141.248	12.5	3.6	the first largest aftershock

*on October 18, 1981.

Events except M₀ are located by a master event technique in relation to the master event M₀.

発震機構

各観測点のP波初動の押し引き分布から発震機構を推定した。用いた資料をTable 2に示す。Fig. 6Aに示すように、本震 M_0 の初動分布は四象限型の発震機構でよく説明される。最大余震

M_1 については観測資料が少なくなるが、大部分の観測点で本震と同じ向きの初動が観測されている。しかし、有珠系の観測点では本震 M_0 の初動はすべて引き波で観測されているのに対して、最大余震 M_1 ではすべて押し波になっている (Table 2)。したがって、本震を起した力系から時計まわりに 10° ほど回転した力系が最大余震を起したと考えられる (Fig. 6B)。これらの発震機構の節線が示す方位のうち、おむね北東-南西の方位は Fig. 5 でみられる規模の大きい地震の線状配列の方位に近い。以上のことから、今回の地震活動は東西圧縮の力場で発生し、北東-南西方向に走行をもつ水平右横ずれの断層運動に関連していると考えられる。

ところで、今回の地震活動は地形学的にいう後志火山性台地と樽前火山群〔瀬川秀良(1979)〕の境界に発生した。しかし、震源域の近くにある恵庭岳および樽前山の火山活動には何の変化も認められておらず、火山性地震活動と考える必然性は全くない。渡島半島を含む北海道南西部の地殻内浅部には、 $N 90 \sim 120^\circ E$, $S 90 \sim 120^\circ W$ の圧縮力が卓越して作用していることが知られており〔森谷(1976)〕、今回の地震活動もこの広域的な応力場を反映する造構性地震活動の一つと考えられる。

震度調査

調査は10月21日と22日にわたり、現地に出かけて直接話を聞くことで行なった。地震発生後3~4日経過していたが、稀な出来事のせいはまだ記憶に新しく、かなり正確な話が聞けたと考えている。調査地点と結果を Fig. 7 に示す。各地点毎の記述は別に報告してある〔本谷・岡田(1981)〕ので省略し、ここでは特徴的なことと結果のみを述べる。以下で、報告された内容を「」, Fig. 7 の地点番号を丸囲みで示す。

調査してすぐ気がついたことは、震動を感じた人はほとんどすべて“地震らしくない”ゆれ方をしたとっていることで、いわゆる直下型地震なしいは近くて浅い地震の特徴をよくとらえていることであった。音を聞いている人も多い(「車がぶつかったのかと思った②, ⑳」, 「プロパン爆発か?④」, 「ジェット機が音速を超えたときのような音㉔」など)。大きな地震の後には震度調査が実施されることが多く、震度を有効に推定出来るように調査すべき項目をまとめた調査票も何種類か出されている〔例えば、太田ほか(1979)〕。しかし今回の地震のように振動継続時間の短かい場合(「上下にドドーンとゆれた。降ろしていた店のシャッターを上げ終らないうちに終る㉑」など)には多くの項目に注意を払う時間的余裕はなかったと思われる。また、対象物の振動様

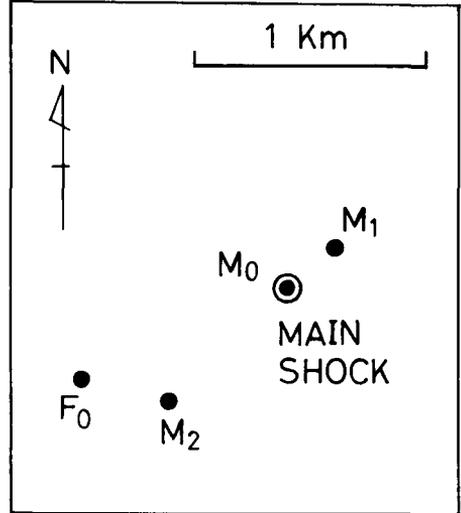


Fig. 5. Epicenters of major events (see Table 1).

Table 2. Polarization of initial P waves for major events.

Region	stations		Events					
	Code	No.	F ₀	M ₀	M ₂	M ₃	M ₁	
Usu group	ESH	1R		+				
	{	NRM	2U		-	-		
		KOM	2U		-	-		+
		KIT	2U		-	-		+
		GEN	2U		-			+
		OND	2U		-	+		
		SMR	2U	-	-		+	+
		SHO	2U		-			+
		UVO	2U		-			+
		HOR	3U	+	+	+	+	+
		MRRJ	4J		+			+
west shiribeshi	{	SUT	5J		-			
		YOT	6U	-	-	-	-	
Tarumae group	{	TAR	7U	+	+		+	
		FPS	7U	+	-	+	-	
		WCR	7U	+	+	-	+	
		KAR	7U	+	+	+	-	
Ishikari region	{	SHI	8U	-	-	+	-	
		HSS	9R	+	+	+	+	
		SAP	10J		+		+	
		MSN	11R		-	+	-	
Hidaka coast	{	URA	12J		-			
		KMU	13R		-		+	
		ERM	14R		+		-	
		HIC	15R	-	-	-	-	
Hidaka inland	{	IWN	16R		-		-	
		MYR	17R		-		-	
		HOO2	18J		-		-	
		ASA	19J		+			

+ compression, - dilatation. For events, see Table 1. For stations, No. is the same as in Fig. 6 and abbreviations are R (Research Center for Earthquake Prediction), U (Usu Volcanological Observatory), and J (Japan Meteorological Agency), respectively.

式も“地震らしい”地震とはかなり異なっていることがわかった。このような状況下では、気象庁の「震度階表」の規準に合わせて「震度」を決めることはむづかしい。また、本震 M₀のほかにも何回かの地震を感じている地点もあり、これらの地震は最大余震 M₁、次に大きい地震 M₂ および最大前震 F₀ であった。震源がごく浅い場合には M=2.6 程度の地震でも震央付近では有感になることがわかった。

ここでは、ある地点で地震を何回感じているかに注目した。Fig. 7 のコンターは等震度線ではなくこの等地震回数線を示している。地震活動域に近いほど小さな地震まで感じていることはあきらからず、この図から活動域は恵庭岳の北方 7~8 km の所と推定された。この位置は地震計測による位置とは数 km ずれている。しかし、この程度の現地調査でもかなりよく震央を推定出来るというべきであろう。ここで得られた結果は、札幌管区気象台の区内観測点の震度観測の資料から推定された北海道内陸部の極浅発地震の震央位置〔札幌管区気象台 (1985)〕を評価するときの

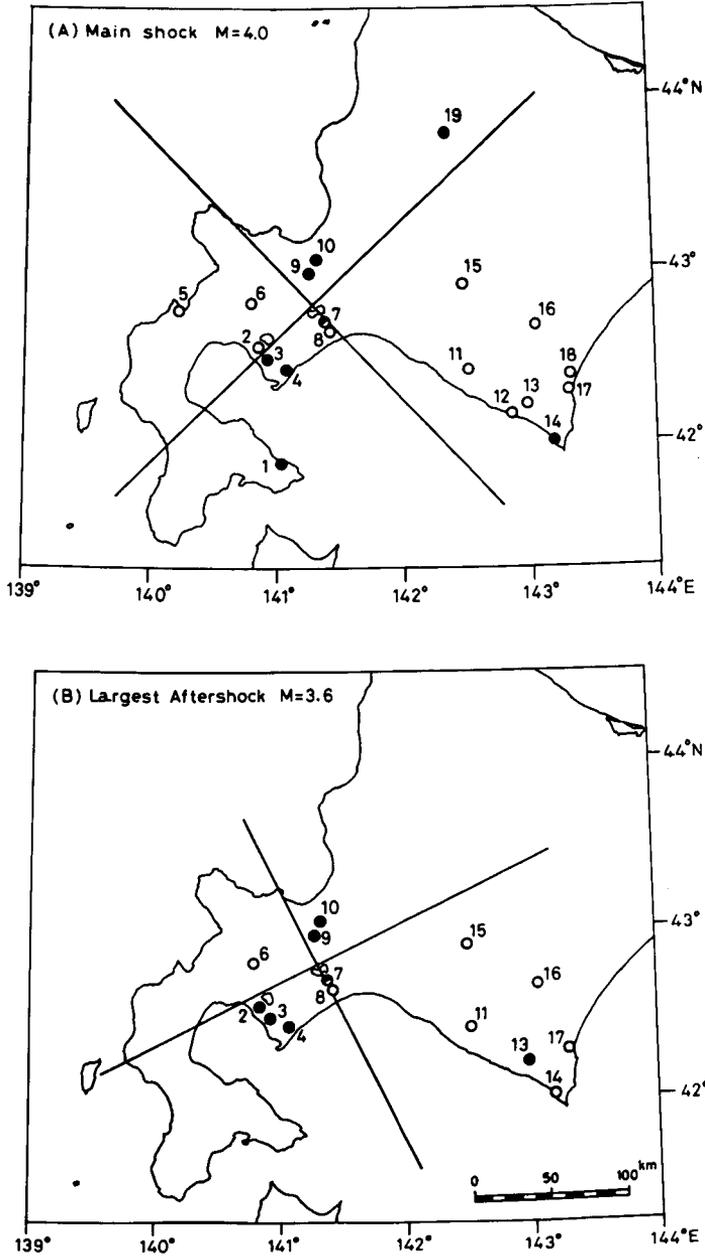


Fig. 6. Focal mechanisms. Solid and open circles represent compression and dilatation, respectively (see Table 2).

一つの目安になるであろう。

震央付近の震度をあえて震度階にあてはめると、「震度II強」程度であったろうと思われる。ゆれ方の差の境界が明瞭に決められたのは、滝野⑳-三滝ノ沢㉔-有明㉑の部分、久保内⑮-蟠溪⑯の間、羊蹄山西側の有感-無感の境界、である。2回以上地震を感じた領域が山岳地帯である南西側にのびているのに対して、北東側は石狩平野に入るので地震波の減衰が大きく非対象に

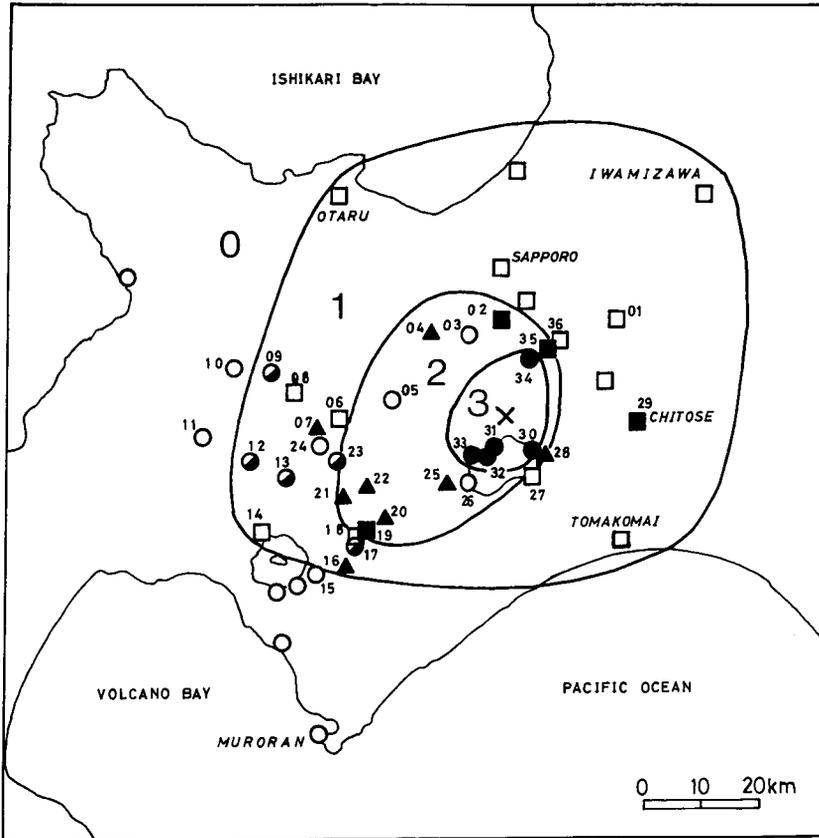


Fig. 7. Results of macroseismic survey. Bold-faced numerals denote not seismic intensity but number of earthquakes perceived (F_0 , M_0 , M_1 , and/or M_2). Solid circles three times or more, triangles twice, squares once (solid stronger, open slighter), circles with slant felt or unfelt, and open circles unfelt. Cross is the location of the Niigata earthquake estimated from macroseismic data.

なっていると考えられる。札幌市は沖積層および洪積層からなるいわゆる軟弱地盤の平野部と、新第三系からなる山岳地域にまたがっている。1968年十勝沖地震のような遠方の大地震に際しては軟弱地盤地域では周辺の地域よりも震度が大きくなることが知られている〔鈴木(1969)〕。しかし、今回の場合には逆の傾向が認められたことになる。このことは地震の規模、発生場所に関連していると思われる。札幌市とその周辺地域の地震防災対策を考える上で、留意すべきことの一つであるといえよう。

今回の地震の震源域に近い所では、かなりの人々が急激な震動と地震に伴う音に異様な感じをいただいたようで、直感的に樽前山または恵庭岳の火山活動との関連を気にしていた(「恵庭岳が心配でホテルの支配人等がジープで見に出かけたが、すでに真暗で何も見えず、舗装道路に石が一つ落ちていただけであった。これが地震による落石か否かは全く不明③」など)。この地域の地学

的環境を反映して、地震および火山現象への住民の高い関心度を示すものとして注目される。

V. 前震群と余震群

微小地震の資料・マグニチュードの決定

RCEP の磁気テープを本震直後から主要な余震活動が終る 19 時 40 分まで再生して、観測点 HSS の連続可視記録を作成した。験測した余震の総数は 127 個である。RCEP でルーチン・データ処理された地震については、JMA のマグニチュードに準拠した RCEP マグニチュード M_{RCEP} [笠原・岡山 (1978), 笠原 (1980)] が与えられている。ここで扱う余震群については M_{RCEP} が与えられているものは 30 個であった。残りの地震については M を求める必要があるが、そのための方式は確立されていない。従ってここでは、 M_{RCEP} がわかっている地震の験測値に基いて以下のような経験式を作ってすべての地震の M を計算した。今の場合震央距離は約 14 km ですべての地震についてほとんど等しいので、距離に依存する項は考えていない。

$$M_{F-P} = 1.02 \log (F-P) - 1.20$$

ここで、 $F-P$ は振動継続時間 (秒)。

$$M_{P,S} = 1.59 \log \sqrt{A_{PV}^2 + A_{SE}^2} - 3.21$$

ここで、 A_{PV} は P 波上下動成分の最大振幅、 A_{SE} は S 波水平動 EW 成分の最大振幅 (μ kine)。

$$M_P = 0.81 \log \sqrt{A_{PV}^2 + A_{PH}^2} - 1.40$$

ここで、 A_{PH} は P 波水平動 (NS, EW 成分のどちらか大きい方) の最大振幅 (μ kine)。これらのうち 2 つ以上が求められた場合には平均値をもって M の値とした。利用出来るデータは HSS のものしかないので、発震機構による M の偏倚があるかも知れないが、いくつかの観測要素を併用することによりその偏倚を小さく出来ると考えられる。

マグニチュード分布

恵庭地震群の発生時系列を Fig. 8 に示す。 M が $-1 \sim 0$ の範囲の余震は多数観測されているにもかかわらず、 $M \sim 0$ 以下の前震は発生しなかったことがわかる。 $M \geq 0$ の前震が 5 個発生した事実からは、 M 別度数分布の型にもよるが、 M が $-1 \sim 0$ の範囲の前震が 2 ~ 5 個は観測されることが期待される。したがって、恵庭地震の前震では規模に下限 ($M \sim 0$) があったものと考えられる。

つぎに、余震の P 波および S 波最大記録振幅の頻度分布を Fig. 9 に示す。P 波では 1 ~ 10 mm, S 波では 3 ~ 20 mm の最大振幅をもつ余震が多い。ノイズレベルは大変低かったし、たとえ振幅に関する S/N が 1 以下の場合でもノイズは地震波よりあきらかに長周期だったので、1 mm 以下の最大振幅をもつ地震でも容易に読みとることが出来た。記録の例を付録 A1 に示してある。また、大きな地震の直後に発生する小さな地震は記録が重なって験測出来ないことがあるが、再生記録は 2 cm/sec の紙送りの連続記録なので大きな地震のコア部分の長周期の波に小さい地震の短周期の波が重なっていてもこれを見分けることは容易であった。S-P 時間が短い地震群

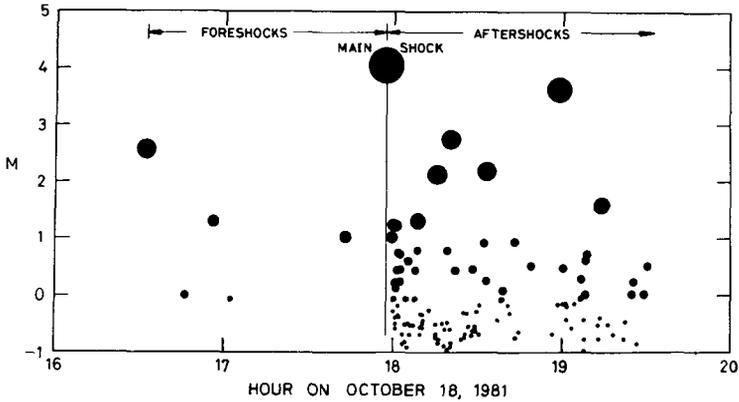


Fig. 8. Variation of activity with time of earthquake occurrence.

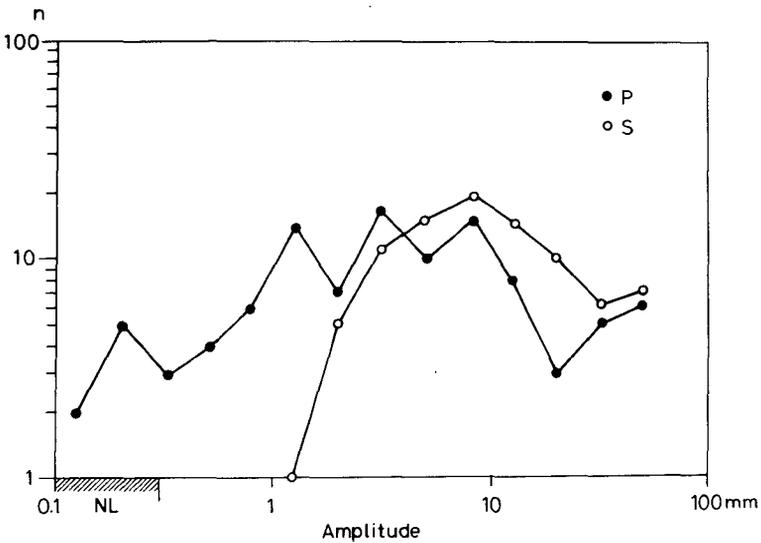


Fig. 9. Frequency distributions of maximum trace amplitudes. NL denotes the range of the ground noise level.

であることも記録上で地震が重なり合う頻度を低くしている。以上のことを考慮に入れると、小振幅の余震数が少ないのは観測上の問題ではなく、実際にその発生数が少なかったものといえる。記録上でS波の最大振幅が10mm(55 μ kine)の地震のMは-0.6に相当する。したがって、恵庭地震では余震についても規模に下限がありM \sim -0.6以下の余震の発生は少なくなっていることがわかった。

一般に地震の規模別度数分布はGUTENBERG-RICHTERの関係式 $n(M) = a - bM$ に従うことが知られている。ここで、 $n(M)$ は $M \sim M + \Delta M$ の範囲のMをもつ地震数、 a 、 b は定数である。しかし、Mが充分小さい範囲までこの関係式が成立しているかどうかはまだ完全には確かめられていない。渡辺(1971)は松代群発地震の場合には $M = -1.3$ が地震規模の下限で

あったことを見出している。また、1977年8月から始まった有珠山の火山活動に伴う群発地震群では M 3.5付近で発生頻度がピークを示す M 別度数分布が得られている〔SEINO(1983)〕。これらの観測結果は M の小さい領域では度数が直線的に増加しない場合も確実に存在することを示している。そして、これらの場合はいずれも地震が時間的・空間的に狭い範囲に集中して発生する地震群の資料による点が共通している。地震群を構成しない地震についても同じような現象が見られるのであろうか。地震の発生過程に関連して規模別度数分布のピークを示す M が破壊単位の大きさに対応している〔西上(1983)〕ことも考えられる。

波形相似性

前震および余震についてどの程度地震波形が似ているかが系統的に調べられ、前震相互の波形はすべてよく似ているのに対して、余震群には相互に似ているものもそうでないものも含まれていることを見出される〔MOTOYA and ABE(1985)〕。典型的な記象例を付録A2に示してある。

一般的に前震の波形が相似であることが確かめられ、ばいくつかの地震が発生したときにそれが前震かどうかを判断するのに役立つと考えられる。1982年浦河沖地震($M=7.1$)の前震についても波形が相似であることが確かめられた〔本谷・阿部(1983)〕。恵庭地震と浦河沖地震の前震群の性質は大変よく似ていて、最大前震が前震活動のはじめに発生する $1-B_2$ 型〔UTSU(1970)〕の活動様式である。一方、TSUJIURA(1983)は1978年伊豆大島近海地震($M=7.0$)の前震の波形は似ていないと報告している。この前震群の活動様式は $1-B_2$ 型ではなく群発型であった。前震の活動形式が波形相似性の問題と関係しているかも知れない。

VI. お わ り に

1981年10月18日に恵庭岳付近で発生した地震活動について調べた。得られた主な結果は次のとおりである。

地震活動は $M=4.0$ の地震を本震とする「前震-本震-余震」型であった。本震のほかに、前震($M=2.6$)と大きな2個の余震($M=3.6$ と $M=2.8$)も震源域の近傍では有感であった。震源域は恵庭岳付近であるが、火山性の活動ではなく、この地域を支配しているほぼ東西圧縮の広域的な応力場で発生した造構造的な地震活動と考えられる。前震および余震には各々地震規模に下限のあることがわかった。この特徴は特に前震群で著しい。また、前震群は相似地震から構成されているのに対して、余震群には似ている地震もそうでない地震も含まれていた。

謝辞 資料を提供して頂いた札幌管区气象台、現地調査で情報を提供して下さった各位に感謝致します。

文 献

- 北海道大学理学部, 1981. 札幌周辺の地震活動 (1973, 7-1980), 地震予知連絡会報, 26, 13-15.
- 前田 壘・本谷義信・鈴木貞臣, 1978. 北海道大学の地震・地殻変動テレメータデータ集録および処理システムについて, 地震, 31, 401-413.
- 笠原 稔・岡山宗夫, 1978. テレメータ後の振動継続時間によるマグニチュード決定式, 北海道大学地震予知センター速報, 1, 20-21.
- 笠原 稔, 1980. RCEP マグニチュードの追試, 北海道大学地震予知センター速報, 6, 32-35.
- 森谷武男, 1976. 北海道内陸部における浅発地震活動, 北海道およびその周辺の地下構造とその地学的意味, 70-83.
- 本谷義信, 1975. 札幌地震観測所における地震観測一札幌周辺の地震活動 (1973, 7-1974) 一, 北海道大学地球物理学研究報告, 34, 55-66.
- 本谷義信・岡田 弘, 1981. 1981年10月18日恵庭岳北方の地震一震度調査速報一, 北海道大学地震予知センター速報, 8, (投稿中).
- 本谷義信・阿部勝征, 1983. 前震波形の相似性, 地震学会講演予稿集, 2, 156-157.
- MOTOYA Y. and K. ABE, 1985. Waveform Similarity among Foreshocks and Aftershocks of the October 18, 1981, Eniwa, Hokkaido, Earthquake, *Earthq. Predict. Res.*, 3, 627-636.
- 西上欽也, 1983. 微小地震の発生過程における破壊単位の階層構造, 地震, 36, 672-675.
- 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 裕・後藤典俊・大橋ひとみ, 1979. アンケートによる地震時の震度の推定, 北海道大学工学部研究報告, 92, 241-252.
- 札幌管区气象台, 1985. 地震津波防災資料(1) 北海道の地震活動, 27-85.
- 瀬川秀良, 1974. 日本地形誌 北海道地方, 朝倉書店, 236-245.
- SEINO M., 1983. Seismic Activity Accompanying the 1977-1978 Eruption of Usu Volcano, Japan, *Pap. Meteor. Geophys.*, 34, 105-141.
- 鈴木貞臣, 1969. 札幌市およびその周辺の1968年十勝沖地震の震度と地盤との関係, 北海道大学地球物理学研究報告, 21, 107-116.
- TSUJIURA M., 1983. Waveform and Spectral Features of Earthquake Swarms and Foreshocks—in Special Reference to Earthquake Prediction—, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 58, 65-134.
- UTSU T., 1970. Aftershocks and Earthquake Statistics (II)—Further Investigation of Aftershocks and Other Earthquake Sequences Based on a New Classification of Earthquake Sequences—, *J. Fac. Sci., Hokkaido Univ., Ser. VII*, 3, 197-266.
- 渡辺 晃, 1973. 極微小地震の規模別頻度分布について, 地震, 26, 107-117.

付 録

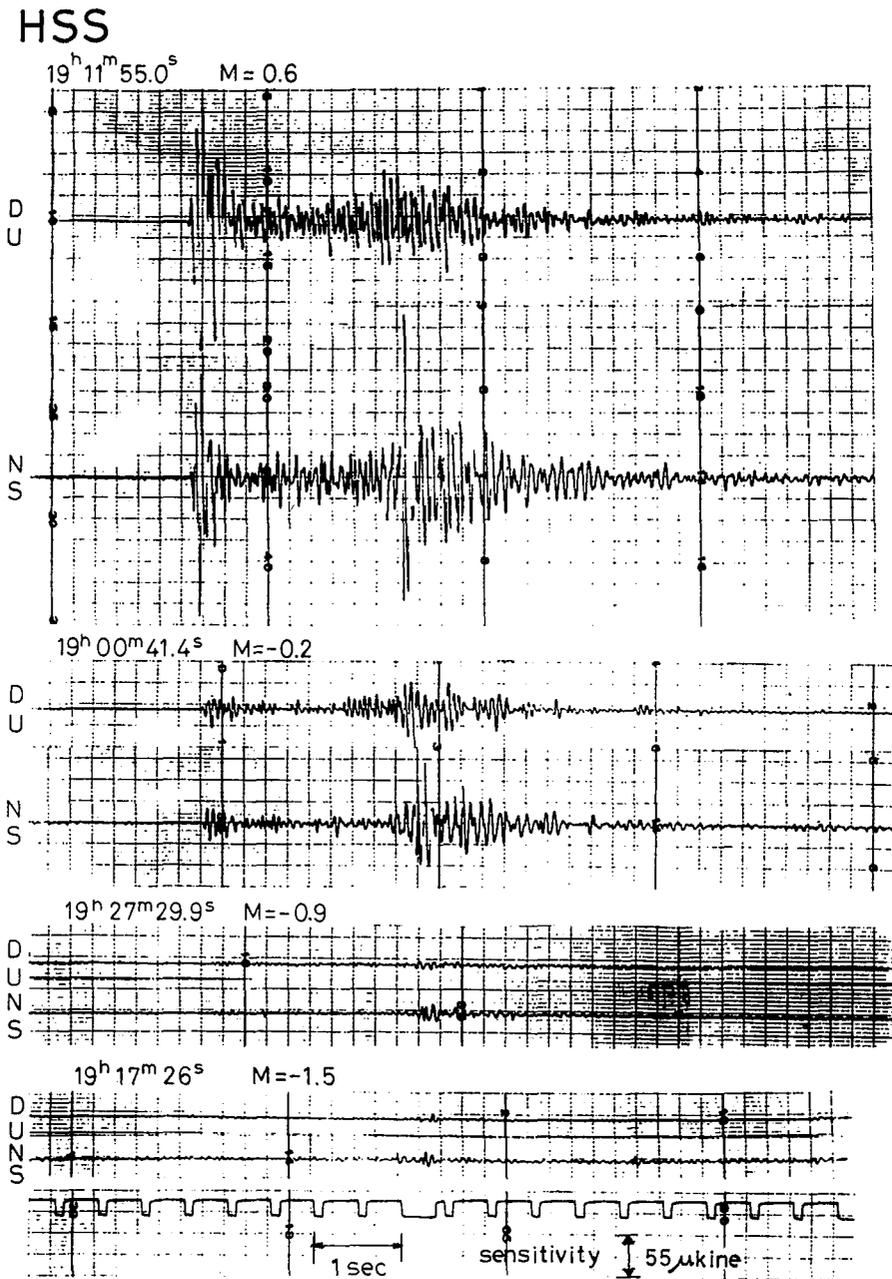
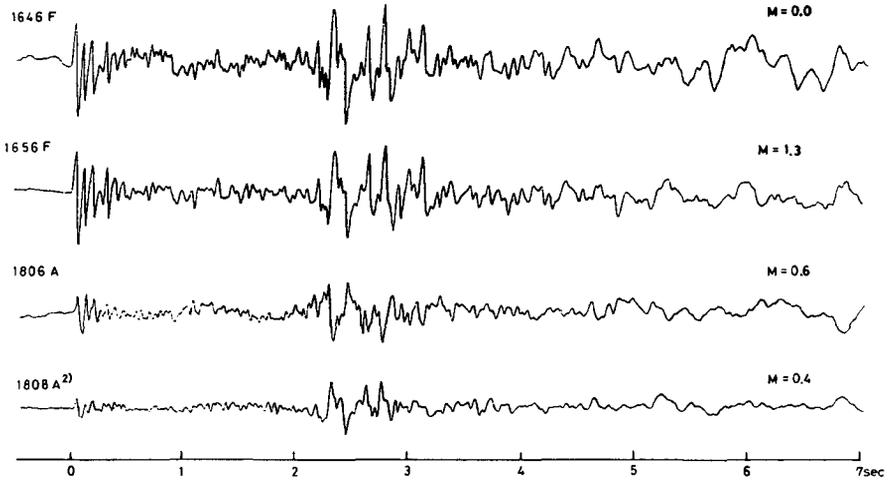


Fig. A1. Examples of pen recording seismograms for the Eniwa earthquakes on October 18, 1981.

HSS UD-comp.



HSS UD-comp (low cut filtered)

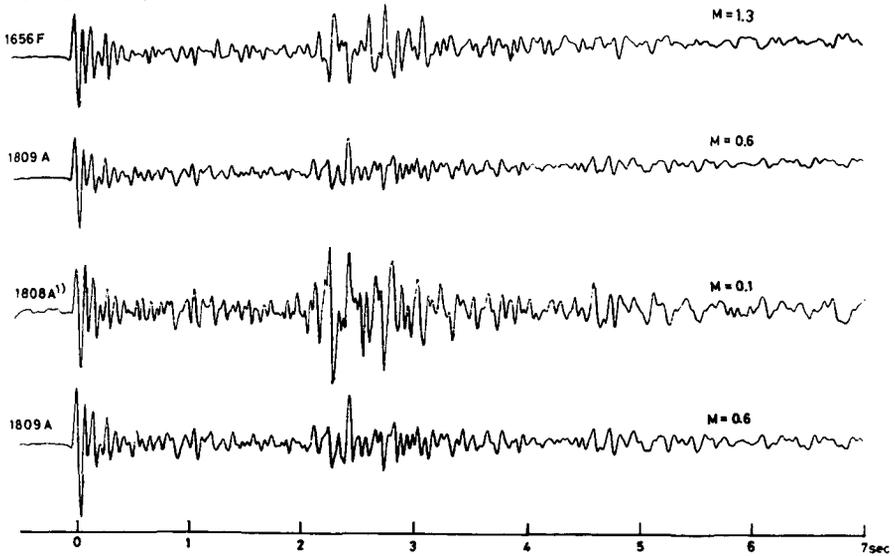


Fig. A2. Examples of CRT display seismograms for the Eniwa earthquakes on October 18, 1981. F and A denote foreshocks and aftershocks, respectively.