

## 北海道地方の震度特性について\*

三浦 照夫\*\*

湯村 哲男\*\*

550.341

### Characteristic of Seismic Intensity in Hokkaido

Teruo Miura and Tetsuo Yumura

(Wakkanai L.M.O.)

In order to estimate the feature of absorption of seismic wave in Hokkaido District, the authors have employed the sensitivity of seismic intensity  $SI$  defined by  $SI = \lim_{N \rightarrow \infty} n/N$ . Where,  $N$  denotes the total number of earthquakes whose seismic intensity is observed at each station, and  $n$  positive number of  $I - I_c$  at the station ( $I$ ; observed seismic intensity,  $I_c$ ; the one obtained from eq. (1)).

The relation between  $I$  and epicentral distance  $\Delta$  has been obtained empirically from many earthquakes.

$$I = a + b \log \Delta \dots\dots\dots(1)$$

where,  $a$  and  $b$  denote constants,

Obtained results are as follows:

(1) The value of "a" increases with magnitude of earthquake  $M$  as is given by the following empirical formula,

$$a = (17.65 \pm 2.26) + 4.21(M - 8.0) \dots\dots\dots(2)$$

On the other hand, regional tendency of  $b$  is compatible quantitatively with the general conception of the absorption of seismic wave and energy. These may support the relationship between  $I$  and  $\Delta$ .

(2) In Hokkaido District, the isolines of  $SI$  run in parallel with the latitude, and the line of 50 percent of  $SI$ , which indicates the normal region of seismic intensity, passes through the central part of Hokkaido District. Furthermore,  $SI$  decreases with latitude.

(3) This tendency of the distribution of  $SI$  coincides with that of seismic active region, in other words, the region of large  $SI$  shows high seismic zone.

(4) Even in some region of southern part of Hokkaido, the value of  $SI$  is smaller than 50 percent. However, the reason is ambiguous.

#### 1. はしがき

北海道およびその周辺に発生するおもな地震は、そのほとんどが太平洋側で、概略、千島、カムチャツカ海溝、日本海溝に沿う地帯に集中している。このため、北海道内の気象官署で観測される有感地震回数も太平洋側で多く、日本海側、オホーツク海側で少ない。しかし、この

傾向は単に震央距離のみの影響ばかりとは言えないことをわれわれは日常の地震観測、震度分布等によって経験しているのである。すなわち、震度分布は決して一様ではない。この非一様性は、震度観測という一見非科学的な観測方法、地表付近の地質分布、建物の構造等によることは勿論であるが、このような原因のほか、さらに広域的な非一様性もあるように思われる。この現象は異常震域として多くの人により調査されているが、従来のものは、主として深発地震に伴う異常震域、特に常に地

\* Received April 17, 1972

\*\* 稚内地方気象台

震を感じやすい地域がその調査の対象になっていたようである。これに対し、北海道においては、浅い地震によっても異常震域現象があり、特に異常に感じ難い地域の存在が顕著であるように思われる。

元来、異常震域、異常不感震域は相対的なもので、震源から発射された地震波エネルギーの吸収がその経路上において平均的状态より少ないか多いかによるものと考えられ、このような現象の究明は地下構造の推定に重要な資料となるため、近年特に注目されるようになった。

この観点から、北海道付近の地下構造究明の一手段として、まず震度分布特性を求め、それから推定される地下構造の状況を定性的に調査することを試み、興味ある結果を得たので報告する。

## 2. $I-d$ 曲線

震度  $I$  は一般に震央距離  $d$  の増大に伴って減少する。この減少傾向を多くの地震について見ると<sup>(1)</sup>、概略、 $I$

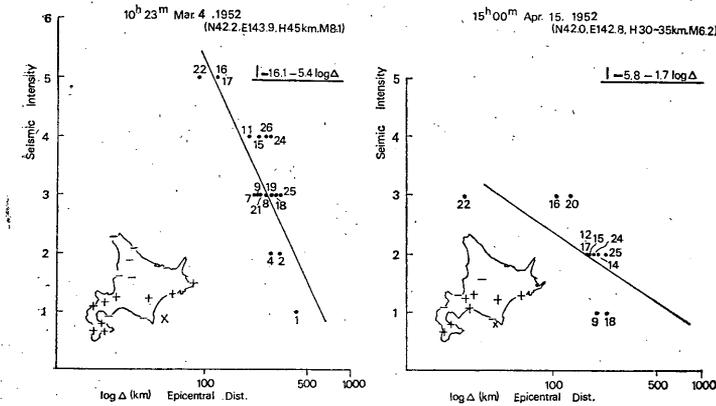
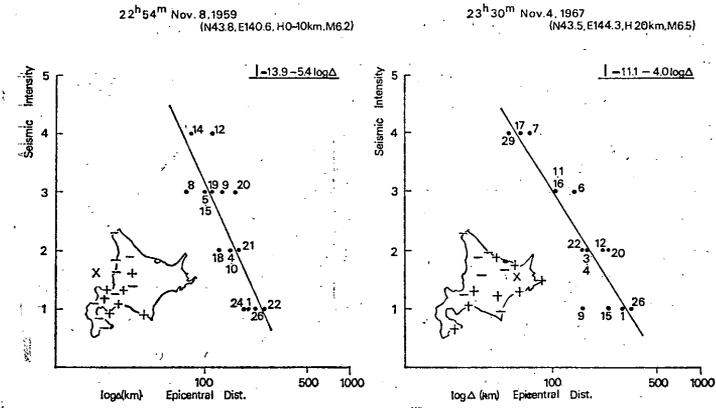
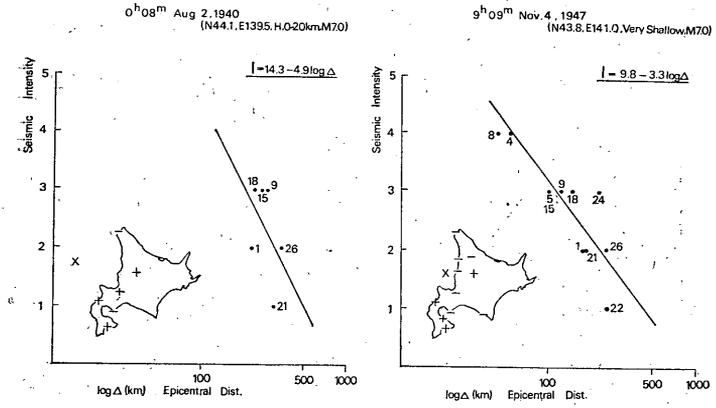
は  $\log d$  と直線関係を持つように見られるので、下式で表現できるものとする。

$$I = a + b \log d, \quad a, b \text{ は 常 数} \quad (1)$$

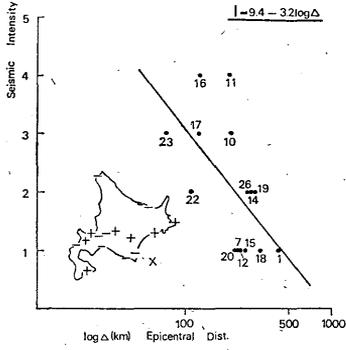
この仮定のもとに、1940年から1969年の間に、北海道並びにその周辺に起きた地震のうち、積丹沖、弟子屈、十勝沖、エトロフの4震源域に発生した主な浅発地震22ヶにつき、それぞれの震度分布、並びに  $I-d$  曲線を Fig. 1 に示した。同図に記入されている数字は Table 2 の地点番号を示す。調査に用いた地震の震源事項を各震源域ごとにまとめて Table 1 に掲げておいた。同表における震源事項は、日本付近の主要地震の表<sup>(2,3,4)</sup> 並びに List of Earthquake Origins<sup>(5)</sup> によった。また、各地の震度は地震月報<sup>(6)</sup>、北海道地震月報<sup>(7)</sup> 記載のものを用いた。(1)式の常数  $a, b$  を各地震について求め、Table 1 に表示すると共に、 $I-d$  曲線を Fig. 1 の各図に実線で示した。 $a$  は  $M$  が大きくなればなるほど大きい値になるはずである。この関係を図示すれば Fig.

Table 1. List of the earthquakes.

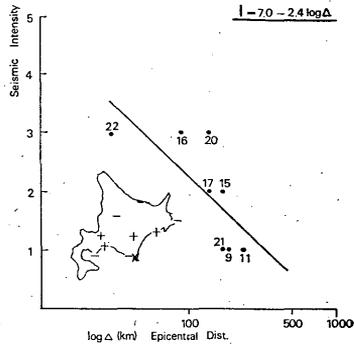
Location	Date			Origin			Magnitude	a	b	
				Long. °E	Lat. °N	Depth km				
W off Hokkaido (off Shakotan)	1940. Aug.	2	0	08	139.5	44.1	0~20	7.0	14.3	4.9
	1947. Nov.	4	9	09	141.0	43.8	Very Shallow	7.0	9.8	3.3
	1959. Nov.	8	22	54	140.6	43.8	0~10	6.2	13.9	5.4
E part of Hokkaido (Near Teshikaga)	1967. Nov.	4	23	30	144.3	43.5	20	6.5	11.1	4.0
S off Hokkaido (off Tokachi)	1952. Mar.	4	10	23	143.9	42.2	45	8.1	16.1	5.4
	1952. Apr.	15	15	00	142.8	42.0	30~35	6.2	5.8	1.7
	1952. May	20	3	32	144.1	41.8	Shallow	6.6	9.4	3.2
	1953. Apr.	30	5	21	143.2	42.2	55	5.8	7.0	2.4
	1953. Oct.	14	23	47	144.6	42.8	90		7.3	2.3
	1961. Aug.	12	0	51	145.6	42.9	80		9.4	2.7
	1962. Apr.	23	14	58	143.9	42.2	60	7.0	13.0	4.3
	1964. Jun.	23	10	26	146.5	43.0	80		11.7	3.7
	1968. May.	16	9	49	143.6	40.7	00	7.9	20.5	6.7
	1968. May.	16	19	39	142.9	41.4	40	7.5	18.0	6.3
	1968. May.	17	5	22	142.7	41.4	00	5.9	8.7	3.1
	1968. May.	17	4	17	142.6	41.3	30	5.9	8.7	3.1
	1968. May.	22	19	52	143.0	41.4	50	5.9	11.5	4.2
	1968. Jun.	12	22	42	143.1	49.4	00	7.2	16.4	5.6
	1968. Sep.	21	22	06	142.8	42.0	80		9.9	3.3
1968. Oct.	8	5	49	142.7	41.8	60	6.2	10.9	3.9	
off Iturup	1963. Oct.	13	14	18	150.0	43.8	20	8.1	16.1	5.0
	1969. Aug.	12	6	28	147.6	42.7	30	7.8	16.9	5.5



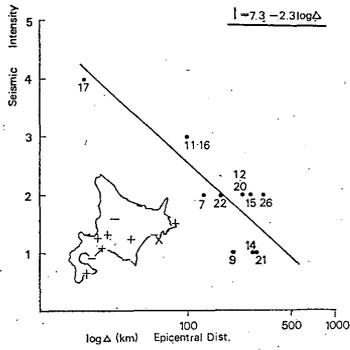
3<sup>h</sup>32<sup>m</sup> May. 20, 1952  
(N418, E144.1, Shallow, M6.6)



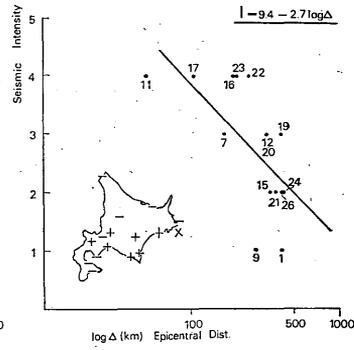
5<sup>h</sup>21<sup>m</sup> Apr. 30, 1953  
(N422, E143.2, H55km, M5.8)



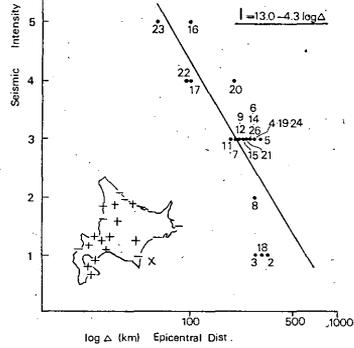
23<sup>h</sup>47<sup>m</sup> Oct. 14, 1953  
(N42.8, E144.6, H90km)



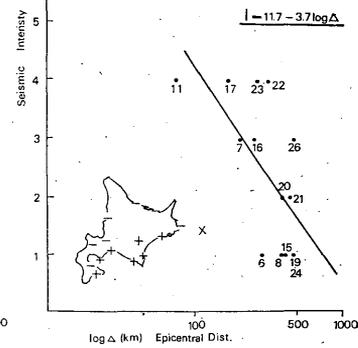
0<sup>h</sup>51<sup>m</sup> Aug. 12, 1961  
(N42.9, E145.6, H80km)

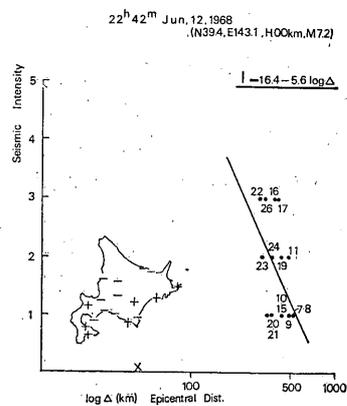
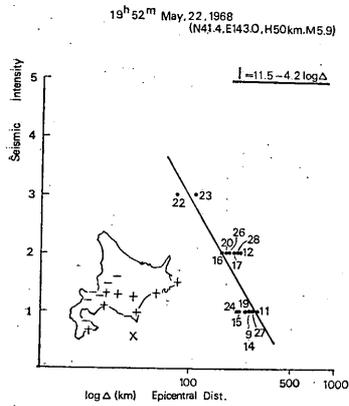
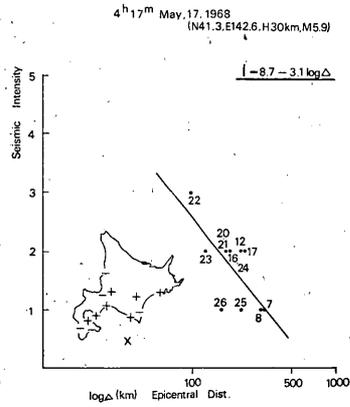
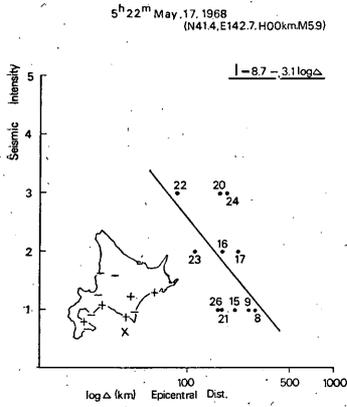
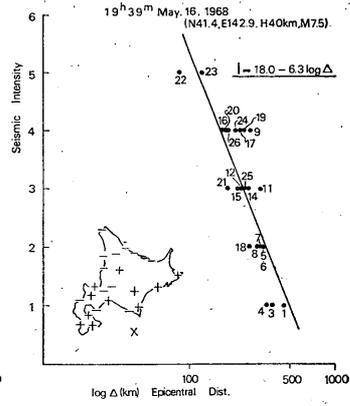
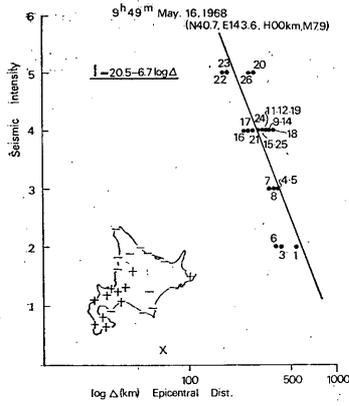


14<sup>h</sup>58<sup>m</sup> Apr. 23, 1962  
(N42.2, E143.9, H60km, M7.0)



10<sup>h</sup>26<sup>m</sup> Jun. 23, 1964  
(N43.0, E146.5, H80km)





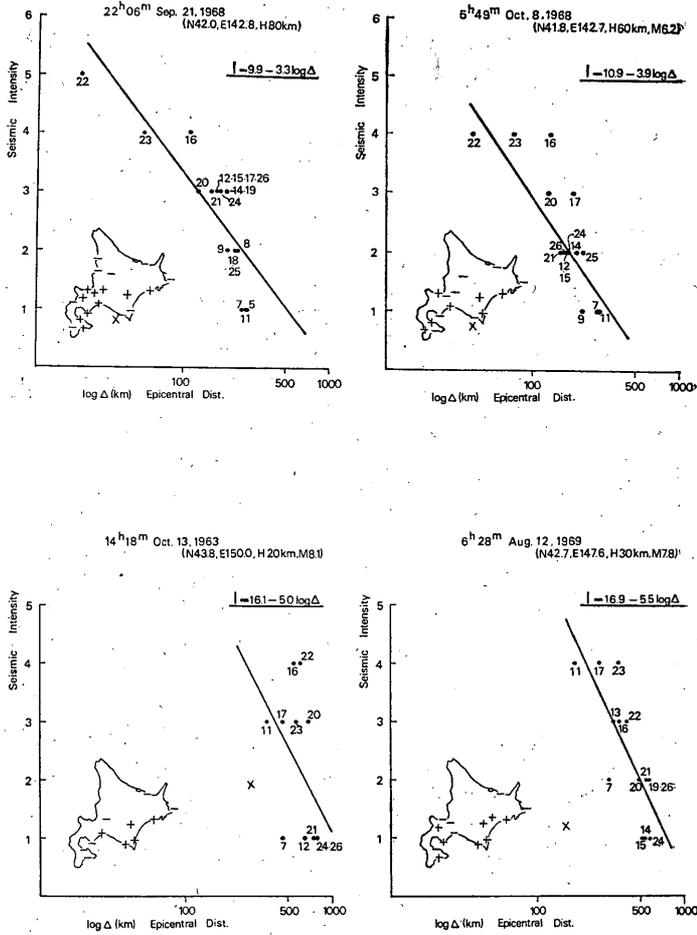


Fig. 1. Distribution of seismic intensities.

2 のようになり、下式で表現される。

$$A = (17.65 \pm 2.26) + 4.21(M - 8.0) \quad (2)$$

一方、 $b$  は震源とその地震による震度観測点を含む地域における、地下物質が地震エネルギーを吸収する割合の平均状態を表現する量であると考えられる。Table 1 に示した資料では地震数も十分ではないが、北海道南方沖の地震群による  $b$  の最大頻度が 2.5~3.0 の間にあるのに対し、他の地域では、5 程度であり、前者では地震波が地震発生地域を通して、北海道内の観測点に到達するのに反し、後者では地震発生域をほとんど通過しないという定性的に矛盾しない結果が得られたのは興味深い。これらのことから、 $I-4$  曲線が (1) 式で表現されることは第一近似的にはさしつかえないと思われる。

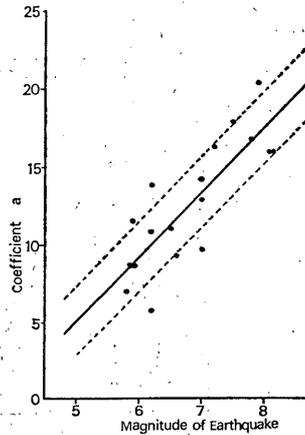


Fig. 2. Relation between  $a$  and magnitude of earthquake.

### 3. 感震度

(1)式で計算された値を  $I_0$  とすれば、 $I - I_0$  は当該地域の平均的震度からの偏差を表わす。この値が正の場合、すなわち、Fig. 1 の  $I - I_0$  曲線より上方にある地点は当該地域の平均的状态より感じやすく、負すなわち下方にある場合は感じ難いといえる。前者を十、後者を一としてそれぞれの回数を観測点ごとに表示したのが Table 2 の (3)、(2) 欄である。同表(1) 欄は前記22ヶの地震のうち、それぞれの地点において観測された震度資料の総数、(4) 欄に(2) 欄の総数に対する比率を%で示した。この値は一応その地点における地震の感じやすさを表わす量と考えられるので、これを感震度 (Sensitivity of seismic intensity) と仮称する。すなわち、50%を境にして、それより大きい地域は平均的状态より地震を感じやすく、小さい地域では感じにくい。

震度観測には偶然誤差はいりやすいことは前述のとおりであるから、感震度は  $\lim_{N \rightarrow \infty} \frac{n}{N}$  の値をとるべきである。ここで  $N$  は震度を観測した地震の数、 $n$  は  $I - I_0$  の正の地震の数である。

そこで、各観測点の感震度が実験数によって変化して行く推移を図示 (Fig. 3) することにより感震度の推定

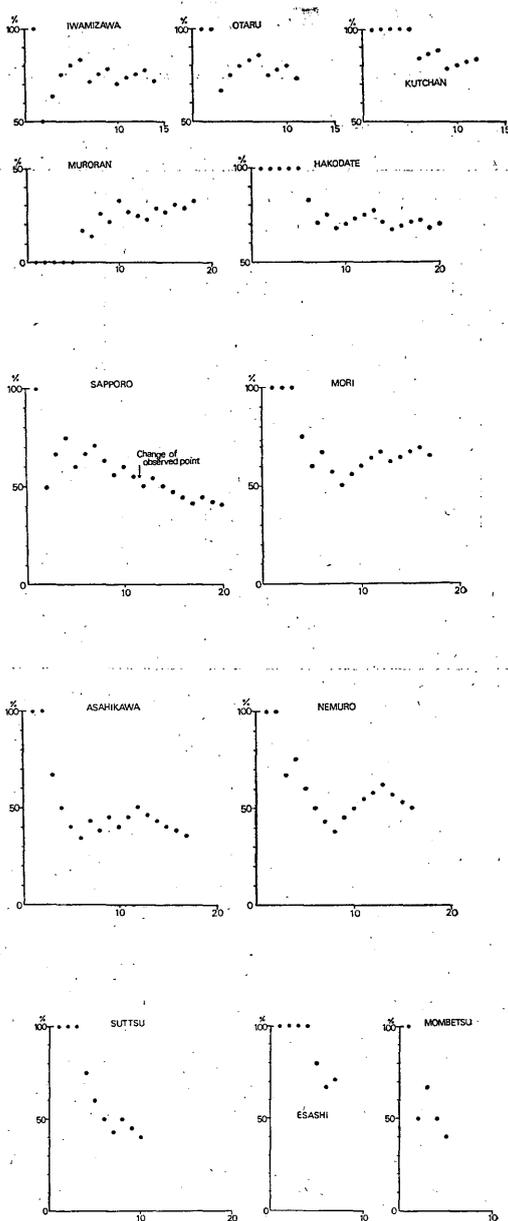
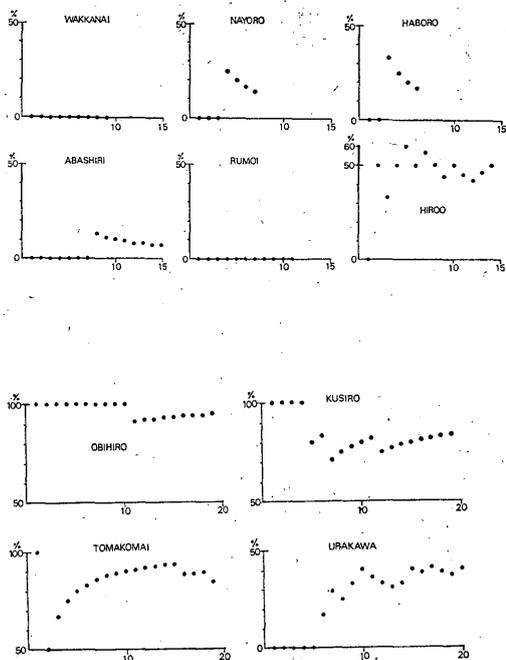


Fig. 3. Variation of the sensitivity of seismic intensity according to number of data.

が可能である。また、感震度を  $\frac{n}{N}$  で代表するためには  $N$  が概略10個程度以上あればよいように思われる。

### 4. 北海道地方の震度特性

Table 2 における十の%を地図上にプロットし、そ

Table 2. List of stations used in our paper and the sensitivities of seismic intensity for each station.

No.	Station			Number of				% of (2)	No.	Station			Number of				% of (2)
	Name	$\varphi$	$\lambda$	(1) Data	(2) +	(3) -	(4)			Name	$\varphi$	$\lambda$	(1) Date	(2) +	(3) -	(4)	
1	Wakkanai	45°25'	141°41'	9	0	9	0	16	Obihiro	42°55'	143°13'	19	18	1	95		
2	Kitamiesashi	44 56	142 35	3	0	3	0	17	Kushiro	42 59	144 24	19	16	3	84		
3	Omu	44 35	142 58	4	0	4	0	18	Sutttsu	42 47	140 14	10	4	6	40		
4	Nayoro	44 22	142 28	7	1	6	14	19	Kutchan	42 54	140 45	12	10	2	83		
5	Haboro	44 22	141 42	6	1	5	17	20	Tomakomai	42 38	141 35	19	16	3	84		
6	Monbetsu	44 21	143 22	5	2	3	40	21	Muroran	42 19	140 59	18	6	12	33		
7	Abashiri	44 01	144 17	15	1	14	7	22	Urakawa	42 10	142 47	20	8	12	40		
8	Rumoi	43 57	141 38	11	0	11	0	23	Hiroo	42 17	143 19	14	7	7	50		
9	Asahikawa	43 46	142 22	17	6	11	35	24	Mori	42 06	140 34	17	11	6	65		
10	Hurano	43 20	142 24	3	1	2	33	25	Esashi	41 52	140 08	7	5	2	71		
11	Nemuro	43 20	145 35	16	8	8	50	26	Hakodate	41 49	140 45	20	14	6	70		
12	Iwamizawa	43 13	141 47	14	10	4	71	27	Numata	43 48	141 57	1	0	1	0		
13	Honbetsu	43 08	143 37	1	1	0	100	28	Yubari	43 02	141 58	1	1	0	100		
14	Otaru	43 11	141 01	11	8	3	73	29	Kitami	43 49	143 55	1	0	1	0		
15	Sapporo	43 03	141 20	20	8	12	40										

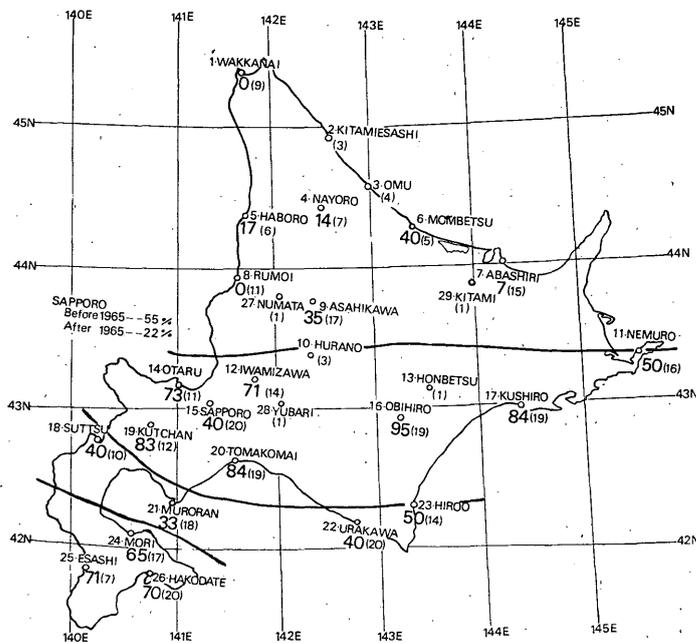


Fig. 4. Distribution of the sensitivity of seismic intensity in Hokkaido District.

の値が50%の等値線を画いたものが Fig. 4 である。すなわち、感震度が50%以下の値を持つ範囲は、震度の値がこの地域全般の平均的震度の値より比較的小さく出る地域、すなわち、異常に不感の地域に該当し、逆に大きく出る地域は異常に感じやすい地域と言えるであろう。

この図から、次のような特性のあることが言えるようである。

(1) 北海道の中央 (43°N 付近) をほぼ東西に走る線を境にして、北は不感震地域、南は感震地域である。

(2) 浦河、室蘭、寿都を含む西北西から東南東にのびる地域はやや不感震域となっている、

註) 札幌については、新庁舎と旧庁舎の時では感じ方が異なり、新庁舎になってから有感の程度が減少したようである。

前述のように北海道付近の地震は、太平洋側に多発し

ており、特に千島、カムチャッカ海溝から内陸側に遠ざかるにつれて震源の深さも深くなっている。その等深線はほぼ海溝に平行であり、上記感震度50%等値線ともほぼ平行である。感震度分布と地震発生地域との関連性を見るため、湯村ら<sup>(8)</sup>による震源の深さ別 Seismic block 図を用いて経度 142.5°E 線に沿う Seismic block の鉛直断面図を作り、これに感震度50%の位置および >50%、<50%の範囲を示したものが Fig. 5 である。

一見してわかるように浅発地震の Seismic block 上が感震地域になり、不感震地域下には浅発地震はない。この傾向は、この種の多くの研究結果、すなわち、Seismic block 内を通過する地震波のエネルギーの減衰は小さく、その上面付近に減衰係数の大きい地域があると言う結果と定性的に一致する。しかし、道南地方にあるやや不感震地域に対する説明は今のところ不明である。

参 考 文 献

- (1) 気象庁 (1968): 地震観測指針 (参考編).
- (2) 気象庁 (1958): 日本付近の主要地震の表, (1926年~1956年) 地震月報別冊 1.
- (3) 気象庁 (1966): 日本付近の主要地震の表, (1957年~1962年) 地震月報別冊 2.
- (4) 気象庁 (1968): 日本付近の主要地震の表, (1963年~1967年) 地震月報別冊 3.
- (5) Japan Meteorological Agency (1968, 1969): List of Earthquake Origins (Monthly Report)
- (6) 気象庁: 地震月報.
- (7) 札幌管区気象台: 北海道地震月報.
- (8) 湯村哲男, 広野卓蔵, 和達清夫 (1970): 日本付近における地震帯の構造について, 地震, 第2輯, 23, 99~121.

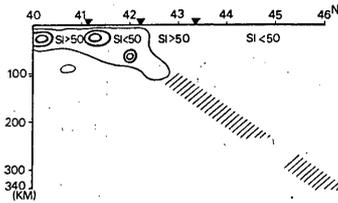


Fig. 5. Relation between the profile of seismic block at 142.5°E and the sensitivity of seismic intensity (SI) in Hokkaido District. Full lines: isoles of the relative frequency of seismic activity (after T. Yumura et al. (1970)). Oblique lines: deep, seismic active zone. ▼ : position of SI=50%.