

## 1979年函館沖地震時の震度調査

北海道大学理学部地震予知観測地域センター 高波鉄夫・石川春義

(昭和55年10月22日受理)

### Investigation on Seismic Intensities due to the Earthquakes Occurring off Hakodate in April, 1979

Tetsuo TAKANAMI and Haruyoshi ISHIKAWA  
The Research Center for Earthquake Prediction  
Faculty of Science, Hokkaido University

(Received October 22, 1980)

Two local earthquakes on April 11 and 21, 1979, which occurred 10 km south off Hakodate, recorded seismic intensities III in JMA scale in and around Hakodate city.

This study was designed to confirm that a difference on the patterns of seismic zoning maps exists between at a remarkable event and such a local one. So far as is known, comparatively little work has been done about questionnaires for local events with magnitudes 4.0 or less. Immediately after the earthquakes, the questionnaires were distributed to the persons living in and around Hakodate city. Answers to the questionnaires were returned from about 3000 persons a few days after, and seismic microzoning maps were constructed. The maps show that seismic intensities depend strongly on the subsurface structures at sites; for example, the intensities in unstable places of alluvial formations are, on an average, about 0.3 less than those in relatively stable places of diluvial formations. On the contrary, the former places show about 0.3 greater than the latter for the case of the remarkable event of the 1968 Tokachi oki earthquake ( $M=7.9$ ).

In addition to the difference of the seismic intensities related to the geological age, the local intensities vary with S-wave velocities in the subsurface structures. The seismic exploration data previously obtained provide with no interface of S-wave velocity discontinuity down to a depth of 40 m at least in the region, Nanaehama, while those provide with a clear S-wave velocity interface at a depth of about 15 m in the region, Kamiyunokawa. The local intensities in Nanaehama are not so large for the present events though it places in unstable alluvial formations, while the local intensities around Kamiyunokawa show nearly the maximum in the whole Hakodate. These facts strongly suggest that the subsurface structures act as band-pass or high-cut filters owing to the existances of the clear boundaries of S-wave velocity discontinuities.

Moreover, the predominant periods of incoming seismic waves should also be connected with the response of the subsurface structures. The predominant periods of particle velocities of these local earthquakes were compared with those of the 1968 Tokachi oki earthquake using the empirical relation after SATO (1979). The comparison shows that there exists a considerable difference among these periods; the longer the period, the deeper structure is reflected on it. This shows that the contribution of the inherent characteristics of the incident wave to the seismic intensity is not negligible.

昭和54年9月29日地震学会で発表。

Nevertheless, the local intensities is, on the average, related simply to epicentral distances as

$$I = -0.1r + 3.9$$

where  $r$  and  $I$  represent the epicentral distance in km and the average intensity at the distance  $r$ , respectively.

### §1. はじめに

1978年10月中頃から函館付近に群発地震が起つている。これらの一連の地震のうち、函館市において震度3を記録したものが数個ある。そのうち今回次の2つの地震について函館市とその隣接地域における地震時のゆれの調査を行つた。最初は1979年4月11日2時50分に起きた地震である。2つ目はその10日後、すなわち4月21日5時17分に起きた地震である。気象庁が求めたこれらの地震の震源要素をTable 1に示す。なお2つ目の地震はこの群発地震活動の監視を目的として臨時に地震観測網を開設した後に起きており、本谷・他(1979)によつてその震源が求められている。Table 1にはそれもあわせて載せてある。

2つの地震はともに人の移動の少ない時間帯に起きており、この種の調査には時間的に好都合のものだつた。調査票は1回目の地震の場合約1000枚、2回目の地震の場合に約2000枚を配布し、その回収率は両方あわせて86%であつた。また配布から回収までに要した日数は数日未満である。

この調査後に同程度の震度を記録する地震が時々起きており、同地域の住民に大きな不安を与えていた。しかし今まで(1980年5月)のところ、これ以上の震度となつた地震は起きていない。

今までの震度調査の例をみると、今回のように最大震度が3という比較的低い震度についてなされたものはほとんどない。しかし今回の調査の意義は、大地震時でみられる被害の地域差がこの種の小規模地震の震度分布によつてどう推定されるかを知ることにある。そのためここでは震度調査の解析と共にその結果について1968年十勝沖地震時の同地域の震度分布との比較検討を試みた。また2,3の地域において地表へのS波入射による振動のスペクトルを推定し、その結果と震度との対比から震度と地盤との関係についても考察した。

Table 1. List of earthquakes used in the questionnairings.

Orig!n time	Long. (E),	Lat. (N)	depth	$M$	Reference
1979 <sup>y</sup> 4 <sup>x</sup> 11 <sup>p</sup> 02 <sup>h</sup> 50 <sup>m</sup>	140°50'	41°41'	10 <sup>km</sup>	3.5	JMA
1979 4 21 05 17	140 41	41 37	0		JMA
1979 4 21 05 17	140 46.8	41 40.2	6.8	4.0	MOTOYA et. al. (1979)

## § 2. 調 査

### 2.1 サイスミック・マイクロゾーニングマップの作成

今回使用した調査票は太田（1974）が開発したもので、今回の調査にも適した内容となつて いる。さらにこの調査票は資料が膨大な量となつてもそれらを計算機で処理し、震度判定を自動的に行なうように工夫されている。ただしこの調査票は質問事項が多いために、回答者の積極的な協力が得られないことも懸念される。今回配布に際してはこういつた点をできるだけ 避けるよう配慮した。

今回の調査は、調査票の配布と回収を函館市役所と同市の教育委員会に依頼した。これらの 両機関の協力と援助があつたために調査は円滑に、かつ能率的に行なうことができた。

調査票の配布にあたつて留意すべき点、すなわちできるだけ回収率が高いこと、対象区域に 広くかつ迅速に調査票が行き届くこと、信頼性を高めるように配布密度をできるだけ大きくす ることなどはこのような調査法によつておおむね満たされたはずである。また調査票の配布先 や枚数はこのような留意点を考慮した上できめた。

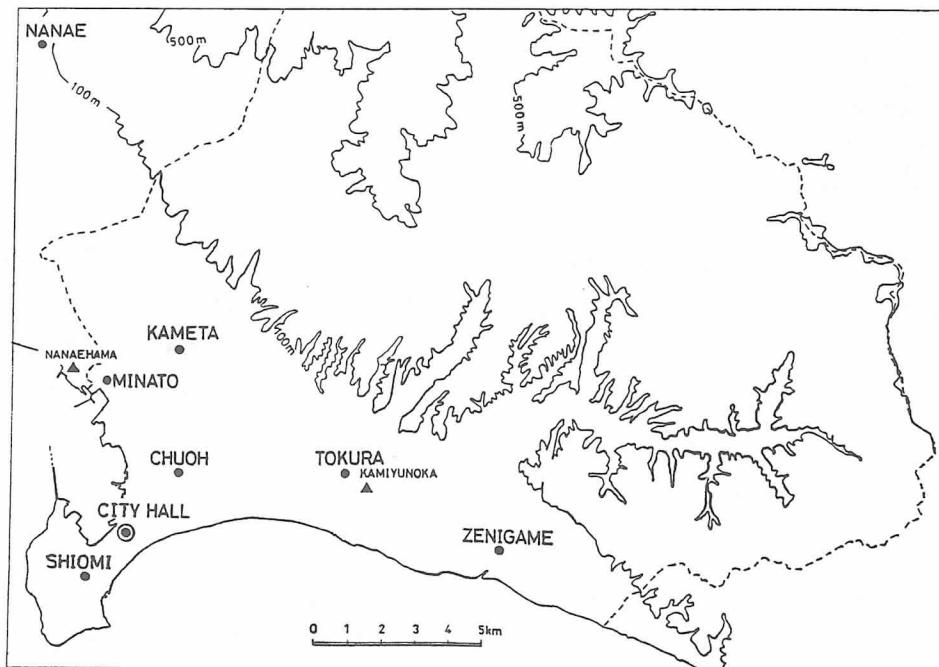


Fig. 1. Locations of junior high schools attended to the questionnairings, Hakodate city hall, and two noticed sites of seismic explorated places by TAZIME et al. (1970). Solid circles, Junior high schools; Open and solid circle, Hakodate city hall; Solid triangles, seismic explorated sites.

Table 2. Number of questionnaire sheets distributed to the attendant parties and their per cent of what they were withdrawn.

Name of attendant parties.	Number of sheets.	Per cent of withdrawn sheets.	Origin time of event.
Minato junior high school	100	81%	02:50 (April 11, 1979, JST)
Shiomi junior high school	200	88	
Kameta junior high school	250	92	
Zenigame junior high school	120	93	
Tokura junior high school	230	89	
Chuo junior high school	100	86	
Nanae junior high school	110	94	
Minato junior high school	95	81	05:18 (April 21, 1979, JST)
Shiomi junior high school	150	93	
Kameta junior high school	250	72	
Zenigame junior high school	107	91	
Tokura junior high school	140	78	
Chuo junior high school	100	94	
Hakodate city hall	1000	85	

調査に協力した中学校の位置を Fig. 1 の地図の上に示した。各配布先までの調査の枚数と回収率は Table 2 に載せてある。回答は中学校配布分については原則として生徒の父兄に依頼したが、なかには生徒本人が答えたと思われるものもある。また市役所配布分は職員に直接回答を依頼した。調査票は地震発生後 2~3 日以内に配布し、その回収はその後 2~3 日で完了した。回収した結果をみると、調査票の配布密度は当初予想した程一様にはならなかつたところもある。すなわち周辺部の地域での密度が低かつた。人口密度の極端に低い山間部や海岸地帯の周辺地域に対しては今後配布方法を工夫する必要があろう。

郵送されてきた調査票は、手作業により細かい地域別に分類した。このような手続きを経て得られた各地域の平均震度を地図上に記入し、これらの地理的分布から等震度曲線を求めて最終的なサイスマック・マイクロゾーニング・マップを作つた。この時の地域分けの規模と平均震度の地理的分布との様子を理解するために、1 例としてとくに人口密度の高い市街地での分布の様子を Fig. 2 に示す。Fig. 3 は調査票の配布の状況に応じて作成した 4 種類の震度分

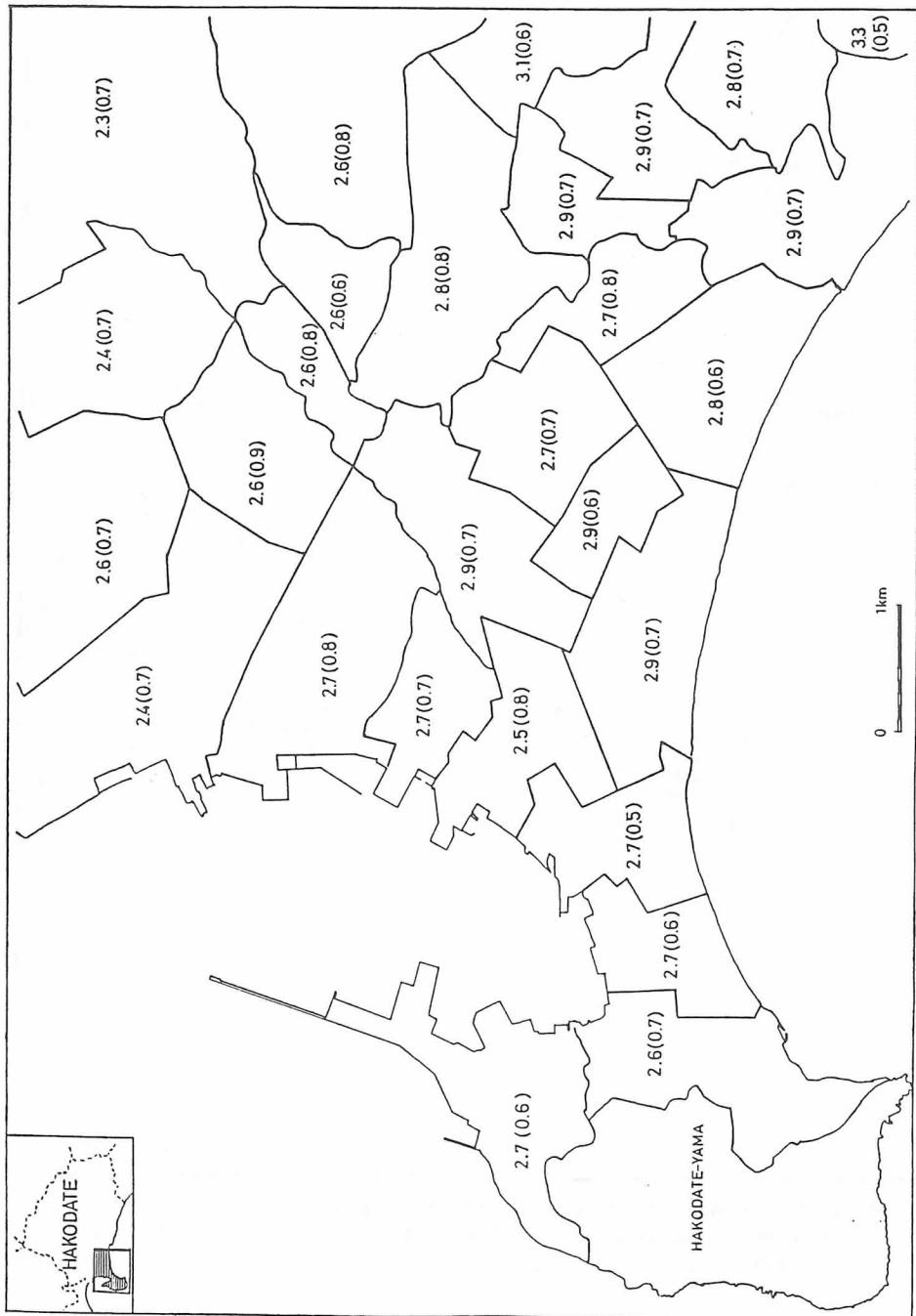


Fig. 2. An example of geographical map on average seismic intensities in part. The standard deviations of them are also shown in round brackets.

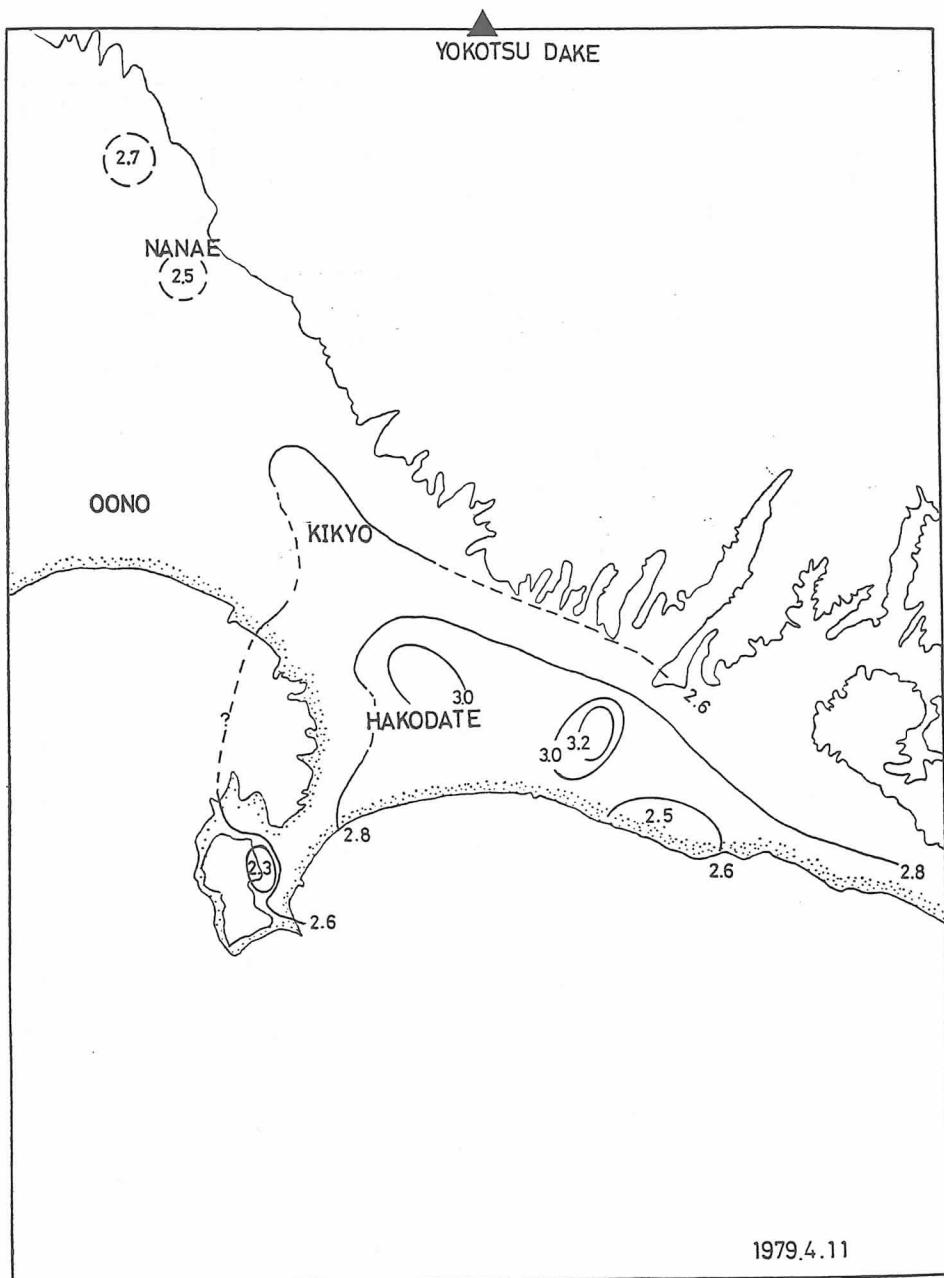


Fig. 3. Seismic microzoning maps obtained in the present study;  
 (a) Result of the first event of April 11, 1979 by the pupils and their parents  
 of the junior high schools.

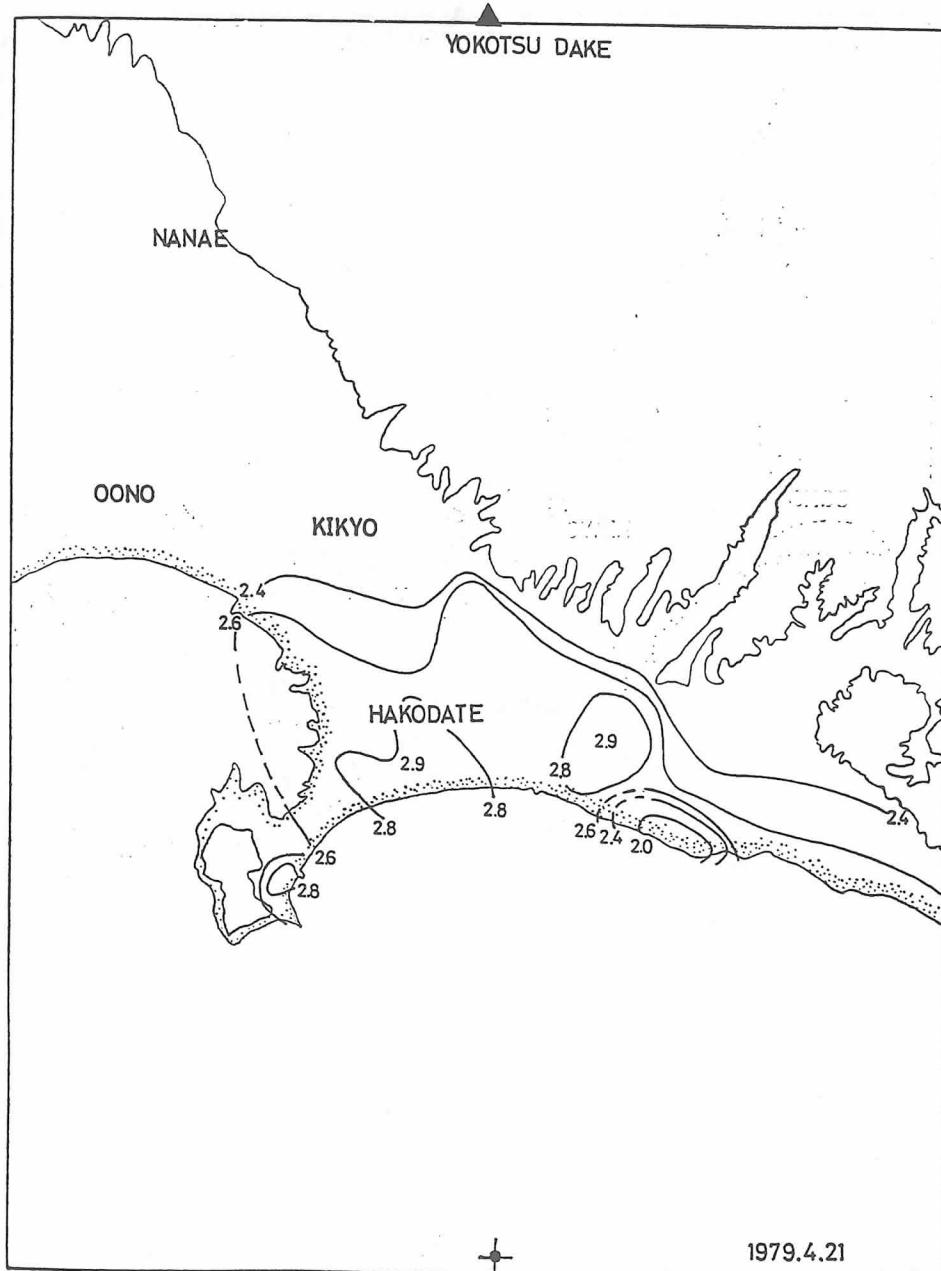


Fig. 3-b. Result of the second event of April 21, 1979 by the same persons attended to the case of (a) with the exception of those from the Nanae. A pluse mark affixed to the solid circle is the epicenter after MOTOYA *et al.* (1979).

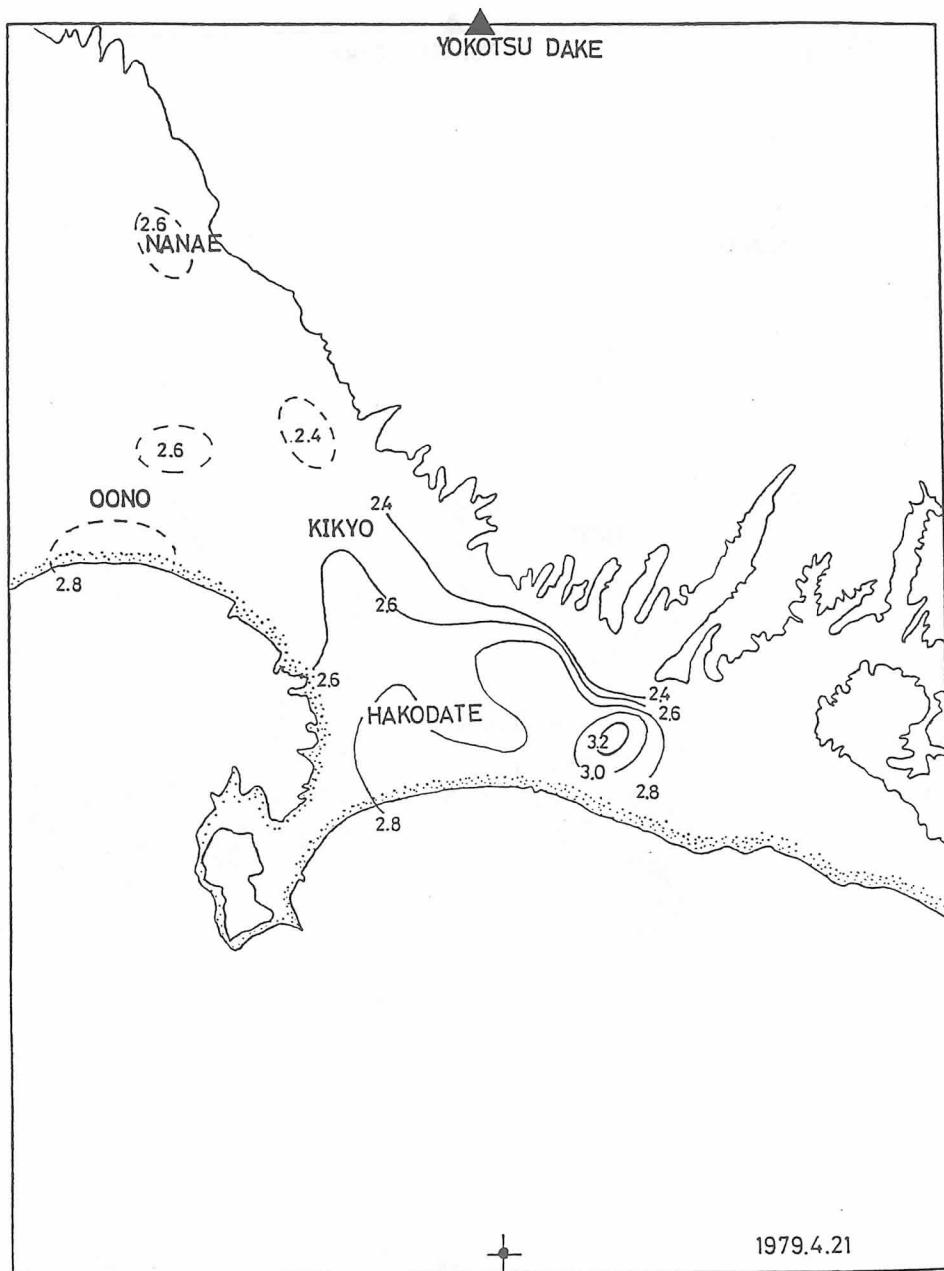


Fig. 3-c. Result of the second event by the staff of the Hakodate city hall.

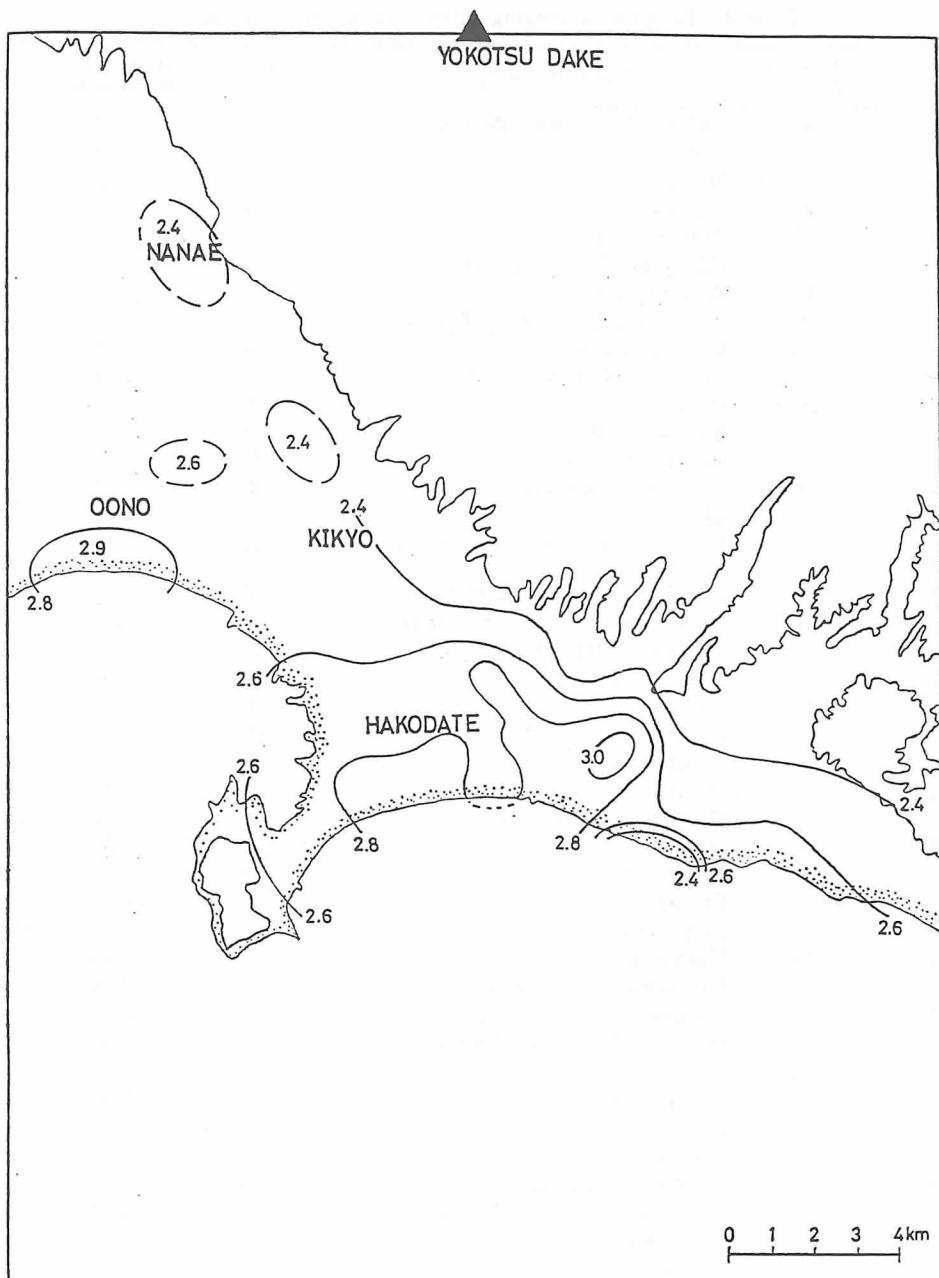


Fig. 3-d. The totalled result by the sum of data in cases (a) to (c).

Table 3. Result of averaging intensities in individual areas.

No. of area.	Number of sheets.	Name of town.	No. of group.	Averaging intensities	S. D.
1	30	Suehiro, Motomachi, Benten	1	2.52	0.95
2	32	Horai	3	2.60	0.55
3	29	Aoyagi	2	2.22	0.64
4	27	Sumiyoshi	2	2.51	0.69
5	47	Yachigashira	2	2.59	0.61
6	34	Miharashi, Takizawa, Takaoka	17	3.20	0.65
7	44	Enomoto, Ueno	17	3.08	0.71
8	47	Yunokawa, Takamatsu, Tokura	17	2.86	0.73
9	63	Kamiyunokawa	18	3.14	0.67
10	11	Asahioka, Nishi-asahioka	31	2.56	0.74
11	43	Minato	19	2.53	0.64
12	33	Kametako, Showa	19	2.39	0.72
13	31	Shinori, Zenigame	32	2.39	0.78
14	36	Furukawa, Shinminato	33	2.73	0.69
15	26	Ishizaki	33	2.74	0.58
16	14	Tsuruno, Ishikura, Akasaka, Nakano, Toyohara	34	2.68	0.53
17	29	Jingawa, Akagawa, Kametanakamachi	26	2.22	0.77
18	76	Akagawadori, Kamiyama, Miura	25	2.58	0.72
19	25	Ishikawa, Nishikikyo, Kikyo	—	2.54	0.67
20	19	Tomioka, Goryokaku	20	3.07	0.83
21	57	Showa	24	2.44	0.67
22	16	Fujishiro*, Sakura*, Kamifujishiro*	28	2.61	0.82
23	36	Honcho*	28	2.25	1.02
24	13	Narukawa*, Oonakayama*	28	2.84	0.79
25	12	Midori*, Tsuruno*, Iida*	28	1.91	0.78
26	15	Nanae*	28	2.82	0.68
27	19	Motomachi	8	2.58	0.79
28	14	Chiyodai	8	2.79	0.43
29	11	Somekawa	8	2.75	0.82
30	22	Nakajima	5	2.72	0.71
31	11	Shinkawa, Kamishinkawa	5	2.46	0.64
32	6	Oonawa	5	2.77	0.27
33	13	Suehiro, Toyokawa, Benten	1	2.54	0.68
34	22	Horai	3	2.41	0.65
35	37	Aoyagi, Motomachi	2	2.47	0.73
36	22	Sumiyoshi	2	2.70	0.68
37	39	Yachigashira	2	2.88	0.65
38	2	Chitose, Matsukaze	4	2.30	0.71
39	20	Takaoka, Miharashi, Takizawa	17	2.84	0.67
40	24	Ueno, Enomoto	17	2.62	0.77
41	11	Yunokawa	11	2.53	0.67
42	14	Tokura, Takamatsu	17	2.64	0.79
43	30	Kamiyunokawa	18	2.87	0.72
44	5	Asahioka, Nishi-asahioka	—	2.25	0.59
45	37	Minato	19	2.64	0.87
46	30	Kametako, Showa	19	2.42	0.52
47	20	Shinori, Zenigame	32	1.91	0.85

Table 3. (continued-1)

No. of area.	Number of sheets.	Name of town.	No. of group.	Averaging intensities	S. D.
48	24	Furukawa	33	2.59	0.74
49	8	Shinminato	33	2.51	0.61
50	18	Ishizaki	33	2.60	0.77
51	12	Ishikura, Tsuruno, Shiroishi, Nakano, Setogawa, Akasaka, Toyohara	34	2.38	0.68
52	10	Kamiyama, Jingawa	26	2.66	0.40
53	21	Akagawa, Ishikawa, Kametanakamachi	26	2.13	0.99
54	45	Akagawadori, Mihara	25	2.09	0.78
55	11	Kikyo	—	1.64	0.80
56	14	Komioka, Kametahoncho	20	2.37	0.82
57	47	Showa	24	2.29	0.69
58	17	Motomachi	8	2.86	0.79
59	13	Chiyodai	8	2.57	0.58
60	16	Somekawa	8	2.59	0.59
61	25	Nakajima	5	2.71	0.79
62	16	Shinkawa, Kamishinkawa	5	2.79	0.40
63	7	Oonawa	5	2.86	0.48
64	24	Omachi, Irifune, Yayoi, Funami, Benten	1	2.71	0.59
65	29	Sumiyoshi, Suehiro, Motomachi, Aoyagi, Yachigashira	2	2.64	0.73
66	19	Oote, Sakae, Higashikawa, Horai	3	2.67	0.62
67	19	Wakamatsu, Asahi, Oomori, Shinonome	4	2.62	0.52
68	28	Oonawa, Shinkawa, Kamishinkawa, Nakajima, Kaigan	5	2.46	0.81
69	24	Chitose, Kanabori, Takamori, Matoba	6	2.89	0.67
70	37	Miyamae, Matsukawa, Bandai	7	2.66	0.74
71	33	Somekawa, Chiyodai, Motomachi, Goryokaku	8	2.86	0.66
72	31	Nogi, Hitomi, Tokito	9	2.87	0.65
73	43	Suginami, Matsukage, Takamatsu, Yanagi, Kashiragi	10	2.67	0.75
74	25	Hirono, Komaba, Yunokawa (I), Yuhama	11	2.83	0.62
75	18	Nezaki, Yunokawa (II-III)	12	2.86	0.69
76	29	Ookawa, Hachiman, Kameta, Shiratori, Taya, Kikkawa	13	2.69	0.78
77	47	Hodori	14	2.84	0.78
78	35	Fukabori, Kawahara	15	2.70	0.75
79	45	Hanazono, Hiyoshi (III)	16	2.88	0.69
80	36	Enomoto, Hiyoshi (I-II)	17	2.93	0.66
81	21	Takaoka, Tokura, Ueno	17	2.84	0.68
82	28	Kamiyunokawa	18	3.31	0.50
83	25	Kametako, Minato, Kametahoncho	19	2.45	0.70
84	50	Tomioka	20	2.55	0.89
85	26	Nakamichi	21	2.62	0.75
86	23	Kaji	22	2.65	0.63
87	15	Higashiyama	23	2.55	0.82
88	15	Takizawa, Hiyoshi (IV)	17	3.07	0.56
89	16	Showa	24	2.55	0.66
90	24	Akagawadori, Mihara	25	2.45	0.70
91	24	Kamiyama, Jingawa, Akagawa	26	2.32	0.75

Table 3. (continued-2)

No. of area.	Number of sheets.	Name of town.	No. of group.	Averaging intensities	S. D.
92	6	Oono*	27	2.90	0.72
93	18	Nanae*	28	2.56	0.75
94	13	Kamiiso*	29	2.57	0.72
95	17	Kikyo	30	2.41	0.71
96	6	Nishiasahioka	31	2.32	0.51

\* In Nanae or nearby towns.

The first questionnaire by junior high schools (No. of area 1~32),

The second questionnaire by junior high schools (No. of area 33~63),

The second questionnaire by Hakodate city hall (No. of area 64~96).

Table 4. Result of averaged intensities and their standard deviations calculated using the total data.

No. of group.	Number of sheets.	Averaging intensities	Standard deviation (S. D.)
1	67	2.59	0.78
2	230	2.58	0.69
3	73	2.56	0.60
4	21	2.64	0.53
5	115	2.65	0.67
6	24	2.89	0.67
7	37	2.66	0.74
8	123	2.73	0.67
9	31	2.87	0.64
10	43	2.67	0.75
11	36	2.75	0.64
12	18	2.86	0.69
13	29	2.69	0.78
14	47	2.84	0.78
15	35	2.70	0.75
16	45	2.88	0.69
17	255	2.94	0.70
18	121	3.11	0.66
19	168	2.50	0.70
20	83	2.64	0.89
21	26	2.62	0.75
22	23	2.65	0.63
23	15	2.55	0.82
24	120	2.39	0.68
25	145	2.40	0.76
26	84	2.27	0.80
27	6	2.90	0.72
28	110	2.43	0.88
29	13	2.57	0.72
30	17	2.41	0.71
31	22	2.43	0.63
32	51	2.23	0.83
33	94	2.66	0.66
34	26	2.56	0.60

No. of group is the same one as shown in Table 3.

布図である。Fig. 3 (a), Fig. 3 (b) の震度分布図は 2 つの地震それぞれについて中学校を通じて回答された資料による。Fig. 3 (c) の震度分布図は 2 つ目の地震について市役所職員が回答した資料による。Fig. 3 (b) と Fig. 3 (c) とは同じ地震を扱っているが調査集団が異なつていて、震度分布の概略的な様子は地震や調査集団が異なつても大きな違いは見られない。そこでこれら 2 つの地震で得られた資料を全て 1 つの震度分布図にまとめた。その結果が Fig. 3 (d) である。なお調査毎に被調査者の分布の様子が異なつているので各サイスミック・マイクロゾーニング・マップの作成のたびに地域分けをやり直した。それらの資料ごとの地域分けと各地域の平均震度に関する結果を Table 3 と Table 4 に示す。Table 4 は全ての調査票から再度地域分けをして求めた平均震度である。

大地震の際従来行われてきたこの種の調査は、一般に広い地域にわたるものが多い。そしてそれらは震度の算定が数  $\text{km}^2$  ~ 数  $10 \text{ km}^2$  当りに 1 点という密度の粗い調査に留まつていて、それらに比べて今回はいずれもかなり密度の高い調査であると言える。

## 2.2 震度と震央距離との関係

Fig. 3 で明らかなように震度は全

般的に震央から遠ざかるにつれて、小さくなる傾向にある。しかし細部を見るとその減り方は複雑である。

この様子を直感的に理解し易いよう に 2 回目の地震（震源が比較的正確に求められている地震）についてのサイスミック・マイクロゾーニング・マップ (Fig. 3 (b)) 上に震央からの等距離センターを描いた (Fig. 4)。またこれらのセンターには、村松 (1962) の方法によつて求めた平均震度を付記しておいた。なお、今回の地震について村松の方法によつて求めた平均震度と震央距離との関係は Fig. 5 に示すようになる。得られた距離範囲は小さいが、一応この範囲内では震度と震央距離とはほぼ直線関係にあり、それは近

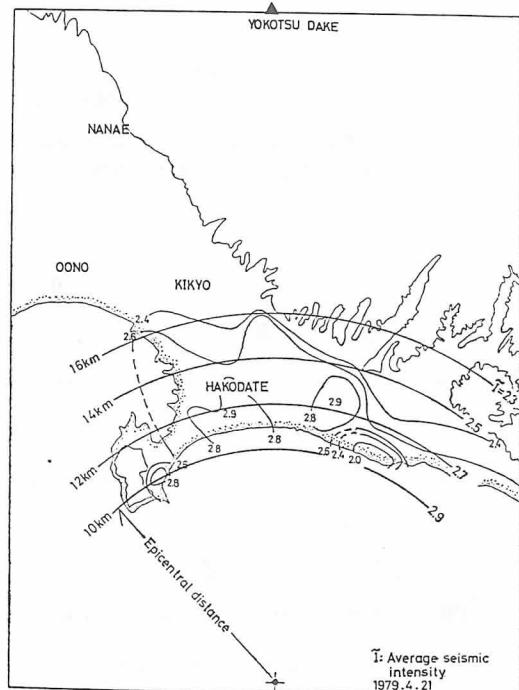


Fig. 4. Geographical map together with several equidistant curves from the epicenter of the event of April 21, 1979 affixing to the map shown in Fig. 3 (b).

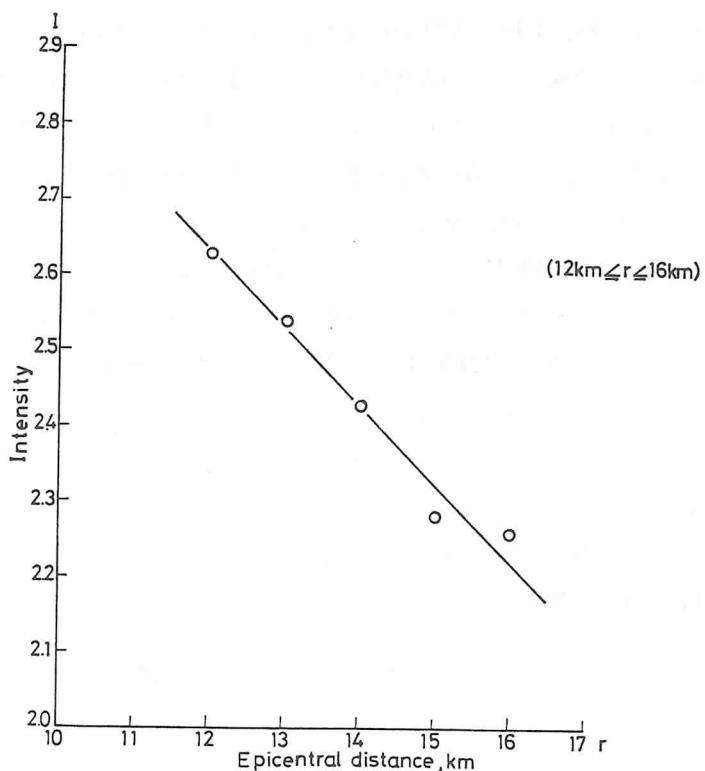


Fig. 5. Relationship between average seismic intensities and epicentral distances in the case of the seismic microzoning map shown in Fig. 3 (b).

似的に、

$$I(r) = -0.1r + 3.9$$

で表わせる。ただし  $r$  は震央距離,  $I(r)$  は  $r$  における平均震度である。

全般的に、平野部は山間部に比較して高い震度となるが、サイスマック・マイクロゾーニング・マップとの平均震度  $I(r)$  との差が大きいところは表層付近の地盤の特性が強く反映された特異な地域と見做せる。とくに松倉川下流域の上湯ノ川地域は平均より高い震度を示す特異な地域として注目される。

ついでこの種の分布の様子が被害を伴う大地震の時にも見られるか否かを検討したい。

### 2.3 1968 年十勝沖地震の震度分布との比較

1968 年十勝沖地震の際の函館市の震度分布 [北海道大学理学部地球物理学教室 (1969)] と今回得られたサイスマック・マイクロゾーニング・マップとを比較するために、まず前者の分布図を大体今回と同程度の広さに地域分けした。そしてこれより各地域内の平均震度を求めた。その結果と今回の平均震度とを比較したのが Fig. 6 である。

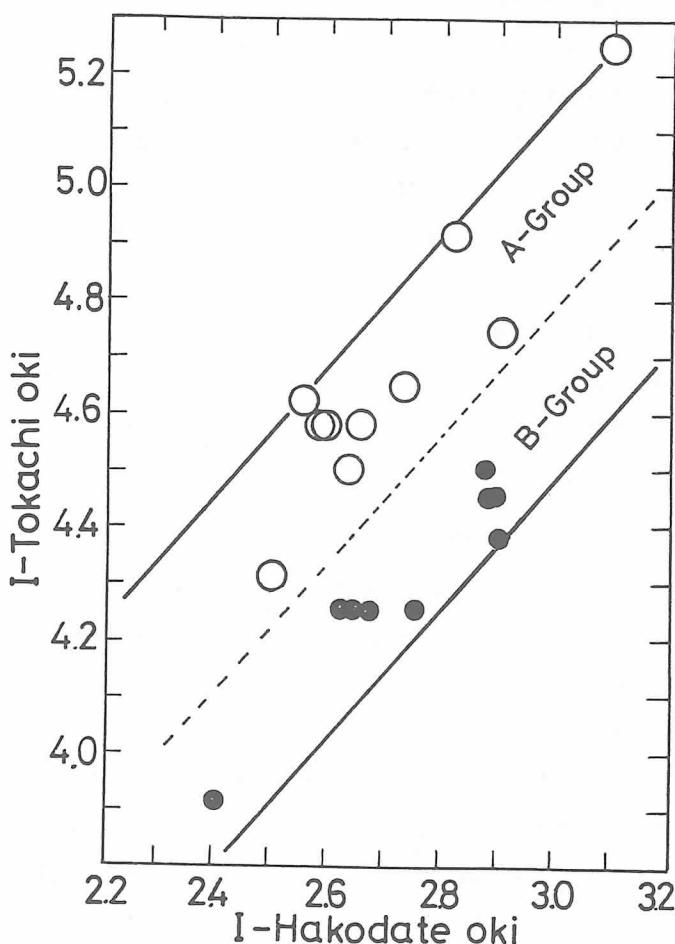


Fig. 6. Correlation between seismic intensities for the present events and the 1968 Tokachi oki earthquake; open circles (group A) and solid circles (group B) correspond to the data obtained in the very unstable places of the alluvial formations and the relatively stable places of mainly diluvial formations, respectively.

大局的には今回強くゆれたところは十勝沖地震のときにも大きくゆれている。一方局所的にゆれの大きいところ、小さいところが存在する。このようにゆれの強さの地域性は恐らく地震の大小にかかわらず表層付近の構造に強く依存していると考えられる。

この Fig. 6 に示された各点を松下・他 (1970) の函館市周辺の地質図に対応させてみると、これらの点は最も不安定な地盤を構成する地質系統 (マキシ・ウルム間氷期一現世) のグループ (ここでは A グループと呼ぶ) と比較的安定な地盤を構成する地質系統 (洪積世一現世) のグループ (ここでは B グループと呼ぶ) とに明瞭に分けられた。このように区分された各グ

ループの境を Fig. 6 に破線で示した。

この図において、十勝沖地震のある震度のところを函館地震の震度についてみると、A グループより B グループの方が相対的に震度が高い。一方今回の地震でのある震度のところを十勝沖地震の震度についてみると、B グループより A グループの方が震度が高い。

すなわち大きな地震の場合には軟弱な地盤が厚く覆う地域がよくゆれ、それに対し今日のように小さい近地地震の場合には安定な地盤がごく浅いところにある地域がよくゆれることを示している。

このように震度の大小は単に地震の大小によつてきまるのではなく、そこに地質環境も介在していることがわかる。震度の大小には、この種の地質環境に加えて、地震の大小による地震波のスペクトル構造が影響すると考えられる。ちなみに SATO (1979) による地震規模  $M$  と S 波の卓越周期  $T_0$  との関係、すなわち

$$\log T_0 = 0.5M - 2.4$$

によれば十勝沖地震と函館沖地震との S 波の卓越周期はそれぞれ 35.5 sec と 0.22 sec となる。これらの値がそのままあてはまるとは思われないが、少なくとも 1968 年十勝沖地震と今回の地震とでは卓越周期のオーダーが異なると考えても差支えあるまい。

だとすると単に震度といつても、それは函館沖地震よりも十勝沖地震の方がより深いところの構造を反映したものと考えるべきである。換言すれば函館市の場合、不安定な地質系統は数ヘルツ以上の高い周波数を high cut するフィルターとして、一方安定な地質系統は数ヘルツ領域の高い周波数の波を主に通す band pass フィルターか、またはその周波数以下の low cut フィルターとして作用しているはずである。このように地下構造の違いによるフィルター作用の違いに加えて波の途中経路や震源に關係したスペクトルの違いが両地震における震度の違いをもたらしたものと考えられる。次にこの点をやや定量的に考察してみたい。

### § 3. 地震時のゆれの強さと地盤特性

Fig. 4 によれば松倉川下流域と日乃出町およびその周辺は平均震度より 0.2 ほど高い。

また函館山の東側山麓にある谷地頭地区も周囲に比べて局所的に震度が高い。ただ後者の地区は震度と距離との関係からみるとそれほど異常ではない。これは周囲が全般的に低かつたために一見震度が高く見えているようである。山間部の他にさらに平野部で見られた顕著な低い震度域として、函館空港付近がある。

このように震度と震央距離との関係から見ると、局地的に異常な地域が存在し、そのための一見震度分布が複雑になつてゐる。

ここではこの様な特異な地域に注目し、そこにおける地震時のゆれの強さとその場所の地盤特性の関係について考察する。

地盤特性をきめる重要な要素の1つにS波速度がある。S波速度は今日注目されている土質指標の1つに数えられ、これと他の土質諸指標との相関関係についても数多く研究されている。たとえば OHTA and Goto (1978) は  $N$  値、深さ、時代区分、そして岩石区分を一括して S 波速度との関係について詳しく研究している。

一方函館市は市内各所でボーリング調査を行い数多くの土質諸指標が得られているとともに、田治米・他 (1970) が地震探査によつて市内8ヶ所で求めた速度構造がある。

まずこれらを参考することによつて今回の調査でとくに震度の大きかつた上湯ノ川地区と典型的軟弱地盤からなる七飯浜地区との S 波速度を推定した。

七飯浜についてはボーリング資料が無いために、地震探査による資料によつて S 波速度を推定した。この地区は基盤が不鮮明でかつ軟弱地盤からなり、それ故に不安定な地区に相当する。しかし今回の地震では、平野部のなかで異常に大きな震度を示したわけではない。

上湯ノ川地区はボーリング資料と地震探査の資料があり、これらを参考にしてこの地区的 S 波速度を推定した (Table 5)。

密度は、今井 (1976) あるいは NAFE and DRAKE (1963) が求めたポアソン比と密度と

Table 5. S wave velocities estimated by the empirical equation [after OHTA and Goto (1978)].

$N$ -value	H, depth, m	Geological soil type	S wave velocity, m/s
Kamiyunokawa	5	0.0-1.5 cray	73.55
	20	1.5-6.5 coarse sand	169.50
	50	6.5-12. sand & gravel	235.09*

$$V_s = 68.79 N^{0.171} H^{0.189} E^{**}$$

1.000 (cray),  
1.135 (coarse sand),  
1.153 (sand & gravel).

$$* V_s = 61.62 N^{0.254} H^{0.222} \text{ (for the basement rock).}$$

$$** E = 1.000 \text{ (for alluvium in geological age).}$$

Table 6. Parameters of S wave and P wave velocities and densities used in the calculation of transfer functions shown in Fig. 7.

NANAEHAMA				KAMIYUNOKAWA-a				KAMIYUNOKAWA-b			
Depth, m	$V_p$ , km/s	$V_s$ , km/s	Density, g/cm <sup>3</sup>	Depth, m	$V_p$ , km/s	$V_s$ , km/s	Density, g/cm <sup>3</sup>	Depth, m	$V_p$ , km/s	$V_s$ , km/s	Density, g/cm <sup>3</sup>
0.0	1.60	0.10	1.7	0.0	1.40	0.074*	1.5	0.0	1.40	0.08	1.5
5.6	1.61	0.15	1.7	1.5	1.40	0.170*	1.5	2.1	1.40	0.19	1.5
13.8	1.61	0.19	1.7	13.2	1.90	0.19	1.9	13.2	1.90	0.19	1.9
36.2	1.63	0.24	1.7	14.5	1.90	0.55	1.9	14.3	1.90	0.55	1.9

\*  $V_s$  are estimated by the empirical equation after OHTA and Goto (1978).

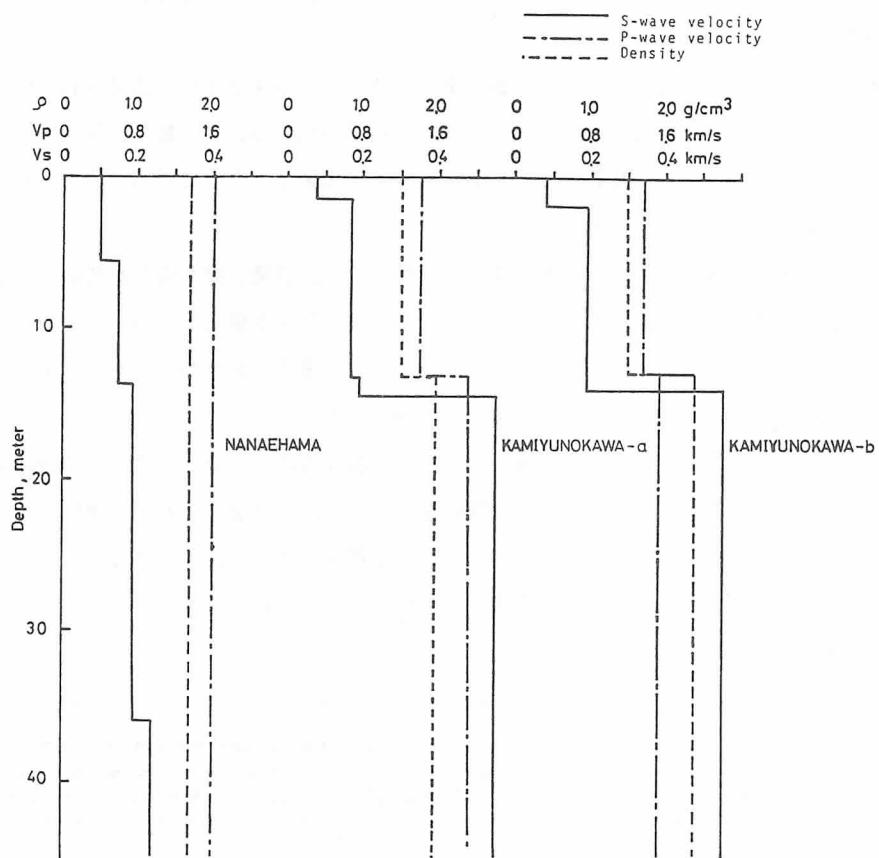


Fig. 7. Vertical profiles of S- and P-wave velocities and densities used in the calculations of spectral amplitudes shown as following Fig. 8.

の関係式を用いて推定した。以上2ヶ所の構造モデルを Table 6 および Fig. 7 に示す。

KAMIYUNOKAWA-a の S 波速度は、深さ 10 数メートルまでをボーリング調査による土質諸指標から推定し、これより深部については地震探査の結果を用いて推定した。KAMIYUNOKAWA-b は浅いところも含めて全て地震探査によつて推定したモデルである。

以上の2つの地域について、SV 波が垂直に下から入射したときの地表での振幅スペクトルを求めた。その結果は Fig. 8 に示す。今回のように地表付近の地盤特性に注目する場合には、周波数領域は 0.1 Hz~20 Hz で十分である。

土質諸指標の資料がある他の地域についても同様にスペクトルを計算したがその結果は多様であり、個々のスペクトル様式と地盤の性質とを一義的に関係づけることはできない。

また地盤の粘性を考慮するなど厳密な考察を行うには今回は資料不足である。

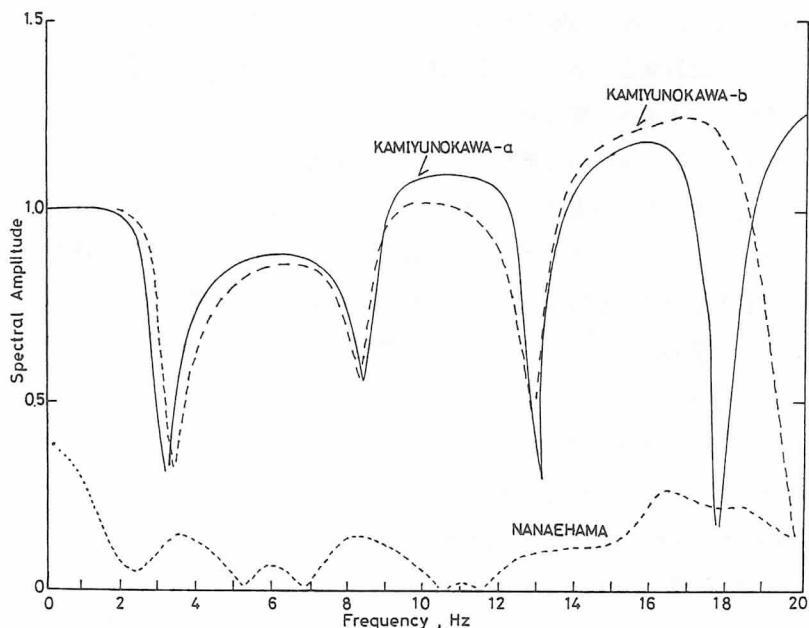


Fig. 8. Spedtral amplitudes calculated using models shown in Fig. 7. Components are vertical.

ここではスペクトルの平均的なパターンがおおよそ震度分布にどう対応しているかをみるとしたい。なおスペクトルは垂直成分のみを計算した。

軟弱地盤の七飯浜地区は、全般的に増幅度が小さく、上湯ノ川地区の約半分である。上湯ノ川地区の地盤では地震波が減衰されにくいが、七飯浜地区は逆に増幅されにくい地盤である。従つて今回の震度分布にこのスペクトル構造の違いが反映されたと考えられる。

なお資料の違いにもとづいて作つた上湯ノ川地区の2つのモデルについてはスペクトル・パターンにその差はほとんど現われない。

七飯浜地区と上湯ノ川地区とのモデル間の大きな違いは、深さ 10 数 m のやや深部に S 波の大きな速度不連続面が存在するか否かである。一見軟弱な地盤であつても、この種の境界が明瞭でない七飯浜地区は今回の地震については安定していた。

#### § 4. 考察と結語

地域的にこまかく震度調査すれば、震度は地震のマグニチュード、震源の深さ、震央距離などに加えて、その他の多くの因子に関係していることがわかる。すなわち震度分布は一般にかなり複雑な型を示すものと考えてよい。震源域の位置、震源からである地震波の方位特性、震源から観測地点に至る地震波の径路中の地殻およびマントルの性状等も当然震度に影響する。し

かしそればかりでなく、震度の局地的異常にもつとも大きな影響を与えるものとして観測地点における表層付近の地質構造があげられる。厳密に言えば、地震ごとに地震波のスペクトル構造が違うから震度への表層の影響も地震ごとに異なることになる。

ここでは 1978 年 10 月中頃から函館沖に発生した群発地震のなかで最も震度の高かつた地震 2 個（ともに高々 3 ぐらいの震度の地震）についての震度調査を実施し、これで得られたサイスミック・マイクロゾーニング・マップと地質区分図や、過去の大地震時の震度分布図との対比を行い、地質環境の違いや地震規模の違いが震度にどの程度影響するかを調べた。またその因果関係をやや定量的にみるために地震工学的調査資料を用いて S 波入射の場合の地表におけるスペクトルを推定した。

その結果、不安定な沖積層が厚く覆っている場所は、洪積層がごく浅くまで発達した比較的安定な場所に比べて、大地震のときは相対的に 0.3 ほど震度が高く、他方今回のような小地震では逆に 0.3 ほど震度が低くなることがわかつた。すなわちサイスミック・マイクロゾーニング・マップは地質環境や地震規模の違いをかなり敏感に反映している。

これを地震工学的資料でみると、よりゆれ易い場所は非常に軟弱な地盤の下部に大きな S 波速度をもつ基盤または層が存在していると考えられる。

以上から表層付近の地盤は一種のフィルターとして作用し、震度の地域性が地震の規模によつて変りうることが明らかになつた。

大地震の場合はより深い構造が震度に反映するはずである。大地震の震動災害にどう対処すべきかを考えるには地震探査やボーリング調査をさらに深的まで進める必要がある。

### 謝　　辞

今回の震度調査に多大な便宜を計つて下さつた函館市役所総務部総務課の大上博司課長、今庶務掛長、そして田原一男主事、同市教育委員会を通じて調査票の回答に協力下さつた同市立港中学校、潮見中学校、亀田中学校、戸倉中学校、中央中学校と七飯町立七飯中学校の生徒諸君と父兄各位、ならびに函館市役所職員の方々に、また調査票の配布、回収、そして郵送に御協力下さつた上記中学校の先生方に深く感謝の意を表する。

この調査を計画するにあたり、北海道大学工学部建築工学科の太田裕教授と後藤典俊博士から有益な助言と援助を受けた。また北海道大学理学部岡田広教授には内容について種々議論していただいた。

## 文 献

- HASKELL, N. A., 1962, Crustal Reflection of Plane P and SV waves, *J. Geophys. Res.*, 67, 12, 4751-4767.
- 北大地球物理学教室, 1969, 北海道内の震度分布の詳細調査, 1968 年十勝沖地震調査委員会報告, 85-102.
- 今井常雄, 1976, S 波測定値と他の物理量との関連, 地震波の生成・伝搬に関する実験, 地震探鉱実験グループ, 77-84.
- 松下勝秀・藤原嘉樹・熊野純男・湊 正雄, 1970, 函館市周辺の地盤について, 北海道における特異地盤に対する地震緊急対策に関する研究, 北海道防災会議, 5, 11-14.
- 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.
- NAFE, J. E. and C. L. DRAKE, 1963, Physical Properties of Marine Sediments, *The Sea*, John Wiley and Sons, New York, 3, 794-815.
- 村松郁栄, 1962, 濃尾地震のマグニチュード, 地震, 15, 341-342.
- OHTA, Y. and N. GOTO, 1978, Empirical Shear Wave Velocity Equations in terms of Characteristic Soil Indexes, *Earthq. Eng. Struct. Dyn.*, 6, 167-187.
- 太田 裕, 1974, 通信調査による川崎市の地震危険度図 (Seismic Zoning Map) の作成, 川崎市の震災予防に関する調査報告書, 川崎市防災会議地震専門部会, 4-52.
- SATO, R., 1979, Theoretical Basis on Relationships between Focal Parameters and Earthquake Magnitude, *J. Phys. Earth*, 27, 353-372.
- 田治米鏡二・本山満雄・前川 博, 1970, 弹性波による函館市の地盤調査, 北海道における特異地盤に対する地震緊急対策に関する研究, 北海道防災会議, 5, 17-67.