

38. 加速度型強震計による 1978 年伊豆大島近海 地震の余震観測および本震の最大加速度

地震研究所 { 田 中 貞 二
坂 上 実
大 沢 胖
吉 沢 静 代

(昭和53年 8 月15日受理)

1. はじめに

関東南部および東海地域は、加速度型強震計（主として SMAC 型および DC 型）の観測点密度が比較的高い地域であり、1978年 1 月14日の伊豆大島近海地震 ($M=7.0$) では、震央からほぼ 300 km 以内の 100 個所を越える地盤および構造物で、地震動の加速度記録が得られた。1つの地震による記録の数としては日本におけるこれまでの最高である。しかしながら、震央に最も近い観測点でも 26 km (静岡県伊東市内) であり、いわゆる near-field における強震記録は得られていない。強震観測の目的の一つは、震源近傍における強震動の完全な記録をとり、その地震動特性を明らかにしていくことであるが、これまでのところ、この種の観測例は世界的にみても極めて少ない。

われわれは、比較的大きい余震による震源近傍での地震動を観測する目的で、地震の翌日から伊豆大島において加速度型強震計による余震観測を行ない、得られた記録の特徴をしらべた。また、気象庁伊豆大島測候所の 1 倍強震計記録から、本震の際の速度および加速度の大きさ、主要動の震動継続時間などを推定した。

一方、各地の強震計観測点で得られた本震の最大加速度について、距離による振幅の減衰特性および方位特性を検討し、1974年伊豆半島沖地震 ($M=6.9$) の場合と比較した。

地震動の加速度と、地震の規模および震央距離との関係は、想定地震に対する震害予測などの基礎資料として重要であり、強震記録の蓄積につれて信頼性のある実験式が得られるようになった。そこで、今回の地震および伊豆半島沖地震による地震動加速度の観測値と、実験式が表わす平均的地震に対する値とを比較し、地震被害と密接な関係をもつ地震動の短周期成分の大きさについて相対的評価を行なった。また、同様な観点から、強震計の加速度記録を用い、この地震の local magnitude, M_L の値を求めた。

2. 伊豆大島における余震観測

2.1. 観測方法

観測場所は伊豆大島野増の地震研究所伊豆大島地磁気観測所 ($34^{\circ}44'N$, $139^{\circ}22'E$) であ

る。強震計は旧地震観測室のコンクリート基礎上に設置した。機種は、カセット磁気テープ記録方式の SMAC-T2 型で、センサーとしてサーボ型加速度計を使用しており、地震計の総合周波数特性は、0.1~30 Hz の帯域で一定 (± 1 db 以内) である。加速度の記録範囲は 1/5 の自動感度切替を含めて、0.1~100 gal に設定した。磁気テープ上には、地震動 3 成分、感度切替マーク、100 Hz タイムマーク および水晶時計からの タイムコードの 6 種の信号が多重変調によって記録される。

観測期間は、1月15日から5日間で、主として日中は連続記録を、夜間はスターターによる自動記録 (トリガーレベル 1.0 gal) を行なった。

2.2. 地震記録

観測された余震のうち、有効な振幅をもつものは Table 1 に示す 23 記録である。最大加速度は 1~40 gal で、対応する地震の大島測候所における震度は、無感から III の範囲であった。これら余震の約半数は、地震研究所の南関東における定常観測および伊豆半島の臨時観測 (津村・他, 1978), および伊豆大島における余震観測 (笠原・他, 1978) によって震源要素が求められている。震央は Fig. 1 に示すように、大島の西方近海に位置

Table 1. Maximum acceleration of aftershocks observed at Nomashi, Oshima Island with the strong-motion accelerometer.

No.	Date and time	Maximum acceleration (gal)			M	Intensity (J.M.A.)
		NS	EW	UD		
1	15 ^d 11 ^h 19 ^m	1.4	1.5	1.3	2.4	I
2	15 12 49	6.2	5.2	3.4	3.2	II
3	15 13 28	4.8	4.0	3.9	2.8	I
4	15 14 32	2.4	3.8	2.2		II
5	15 14 33	2.6	3.5	2.7		
6	15 16 02	1.1	1.3	1.0		
7	15 16 04	1.7	1.1	1.2		I
8	15 16 20	1.3	1.9	1.9		
9	15 17 51	4.7	4.6	3.7		
10	15 18 35	7.8	6.6	4.2	2.8	II
11	16 00 26	1.9	2.5	1.9	2.1	II
12	16 06 02	8.1	8.5	5.7	2.8	III
13	17 21 03	5.1	5.5	4.4	3.1	II
14	18 06 03	15.1	18.3	7.2		I
15	18 06 03	35.6	33.7	30.5		
16	18 06 15	3.9	4.8	3.3		
17	18 06 42	3.8	4.8	2.8	2.4	I
18	18 07 04	6.2	8.4	8.5		
19	18 09 38	30.3	35.5	24.1	2.6	II
20	18 09 39	1.8	2.1	2.0		
24	19 14 41	4.4	4.6	4.2	2.4	I
25	19 17 14	41.8	41.4	26.1	4.1	III
26	19 17 51	11.1	11.9	11.8	2.9	III

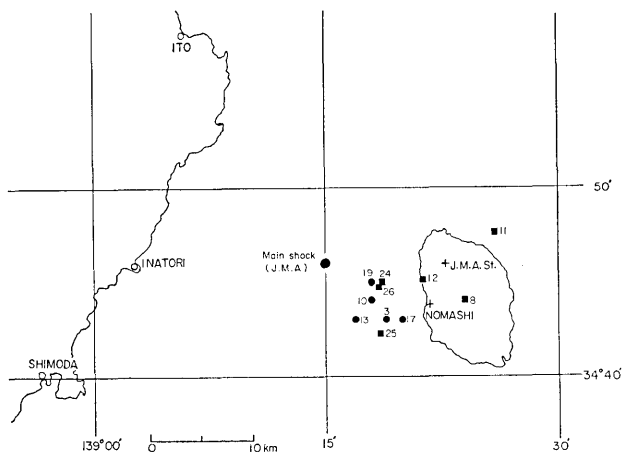


Fig. 1. Epicentral distribution of aftershocks observed at Nomashi, Oshima Island, by the strong-motion accelerograph. Number represents the earthquake number in Table 1.

●: Epicenters determined by the Kanto and Izu Peninsula networks.
 ■: Epicenters determined by the Oshima network.

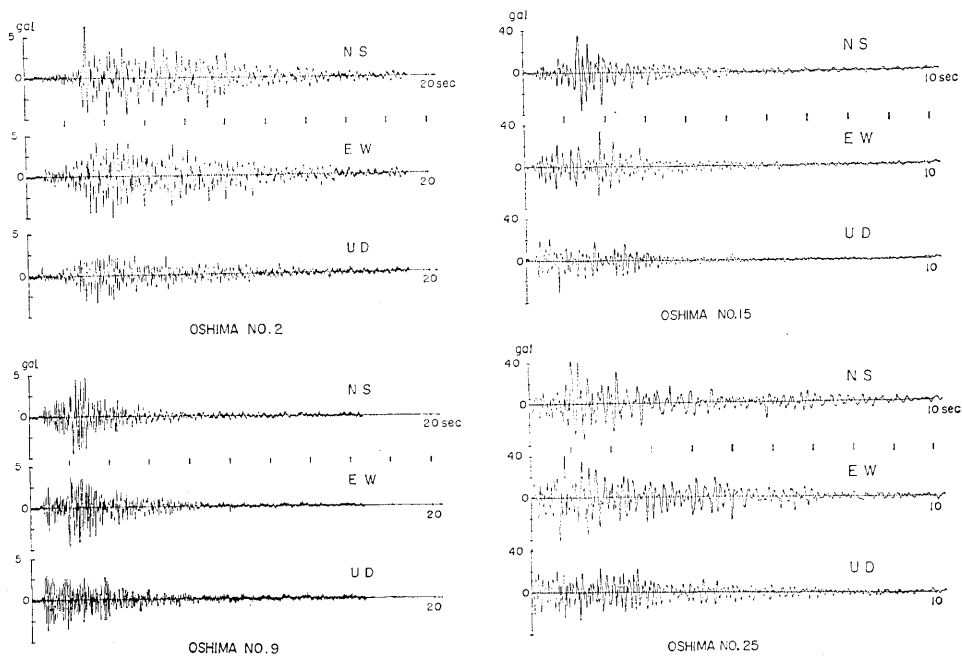


Fig. 2. Examples of accelerograms.

するものが多いが、大島直下のものも含まれている。震源の深さは 5~15 km 程度のものが多い。これら余震の震央位置および野増における S-P 時間 (大部分が 1.5 sec 以下) からみて、強震計に記録された余震の多くは観測点からほぼ 10 km 以内 ($K=6.7$ km/sec として) に発生したものと考えられる。

磁気テープからの A-D 変換は 10 ms のサンプリング間隔で行なった。カーブプロッターによる再生波形の数例を Fig. 2 に示す。No. 2, 9 および 15 は連続記録の、No. 25 は自動記録の例である。

2.3. 観測結果

Fig. 2 の加速度波形は、これまでに得られた多数の強震計記録の一般的傾向と比較して、短周期成分が優勢であり、かつ上下動の振幅が大きい。上下動と水平動の最大加速度

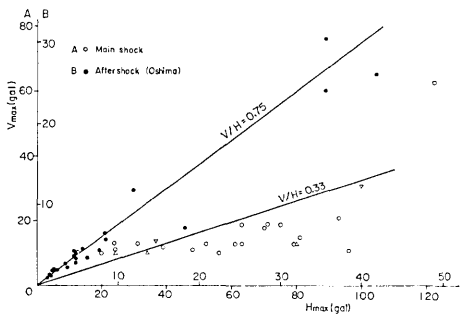


Fig. 3. Vertical maximum accelerations versus horizontal maximum accelerations.

の関係を、定常観測における本震の観測値と共に Fig. 3 に示した。上下動の水平動に対する加速度比は、余震の場合 0.4~1.0、平均 0.75 ± 0.17 であるのに、本震の強震計記録 25 例 (上下動最大加速度 10 gal 以上) では、0.12~0.80、平均 0.33 ± 0.16 と小さい。日本の強震計記録 300 例の統計結果では、地盤条件による違いは少なく、平均値として 0.32 ± 0.21 (軟弱地盤地域) ~ 0.34 ± 0.15 (岩盤地域) が得られている (土木研究所, 1977)。したがって、余震に対する平均値 0.75 は著しく大きく、震源近傍における地震動の特徴を示すものかも知れない。比較的遠方における地震動の上下動振幅が水平動に比べて小さい理由として、伝播経路における短周期成分波の減衰、地表への波の入射角の変化、あるいは地表層による水平動成分の増幅などが考えられよう。

最大加速度 2 gal 以上の 19 記録について、主要動部分の 10 sec 間を選び、フーリエスペクトル解析を行なった。スペクトルの一部を Fig. 4 に示す。なお、スペクトルは Hanning のスペクトルウインドをかけて十分に平滑化してある。各地震のスペクトルは互によく似ており、水平動では 4~5 Hz および 10 数 Hz に山をもつものが多く、上下動では 10~10 数 Hz のピークが顕著である。震源に関するデータが十分でないこともあり、個々の地震のスペクトルと、震源距離、震央方位、地震の規模などとの間に特別の関係を見出すことはできなかった。方向成分毎に 19 個のスペクトルを相乗平均して求めた平均スペクトルを Fig. 5 に示す。これは、大まかに言えば、 $M \approx 3$ の地震の $d \approx 5$ km におけるスペクトルと見なすことができよう。硬質地盤における一般的な強震計記録のスペクトルに比べて、10 Hz 以上までスペクトル振幅が延びている点が特徴的である。水平動成分のスペクトル振幅は、1~4 Hz の間ではほぼ $f^{1.5}$ (f は周波数) に比例し、4~10 Hz の間ではほぼ一定となり、10 Hz 以上では f^{-2} に比例する傾向をもつ。これを変位スペクトルでみれば、それぞれ $f^{-0.5}$ 、 f^{-2} および f^{-4} となる。

これらの平均スペクトルには観測点地盤の震動特性が含まれている筈である (田中・吉

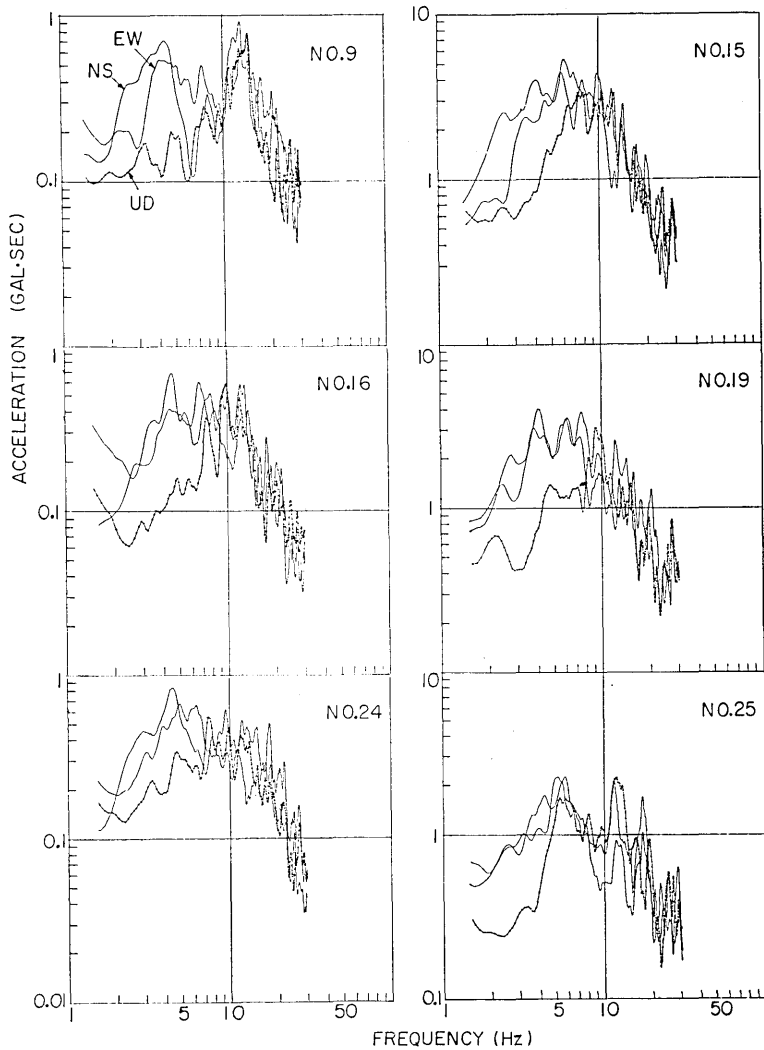


Fig. 4. Examples of the Fourier spectra for the accelerograms of aftershocks.

沢, 1975). そこで, 強震計設置位置で常時微動の観測を行なった. 常時微動計は固有周期 1.0 sec の高感度地震計で, 微動の速度記録をとった. 約45分の記録から 20 sec のサンプル 6 個を選び, 振幅の r. m. s. 値で基準化したフーリエスペクトルのアンサンブル平均を Fig. 6 に示す. ただし, 1 Hz を境に平滑化の程度を変えてある. Fig. 6 から, 地盤の卓越周波数は約 0.5 Hz および 13 Hz であることがわかる. したがって, 地震のスペクトルにみられる 10~10 数 Hz のピークは観測点付近の表層地盤によって増幅された可能性が大きい. なお, 2~2.5 sec (0.5~0.4 Hz) の卓越周期は, 大島の深い地下構造を反映した, いわゆる広域地盤特性を示すもので, 大島測候所の地震記録に現われる卓越震

動の周期約 2 sec (HATTORI, 1977) と一致する。

3. 伊豆大島における本震の速度および加速度の推定

大島測候所の 1 倍強震計記録は水平 2 成分とも大振幅部分は振り切れ、部分的に描線のカスレもみられるが、EW 成分はかろうじて波形の追跡が可能である (Fig. 7)。そこで、

気象庁から提供された記録のコピーを用い、大島における本震の速度および加速度の概略値を推定した。

まず実大の記録から 5.5 倍の引伸写真 (時間軸 2.75 mm/sec に相当) を作り、カーブリーダーで数値化したのち、円弧補正および地震計特性の補正を行なって地動の変位を求めた。この変位波形をフーリエ変換し、周波数領域で微分演算を行なったのち逆変換して速度および加速度を求めた。この場合、波形の山、谷および変曲点の座標を数値化し、cosine 補間により $\Delta t=0.05$ sec の等間隔デー

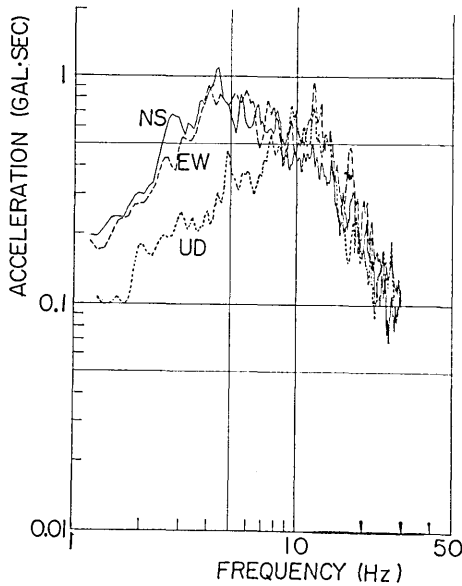


Fig. 5. Average Fourier acceleration spectra for 19 records.

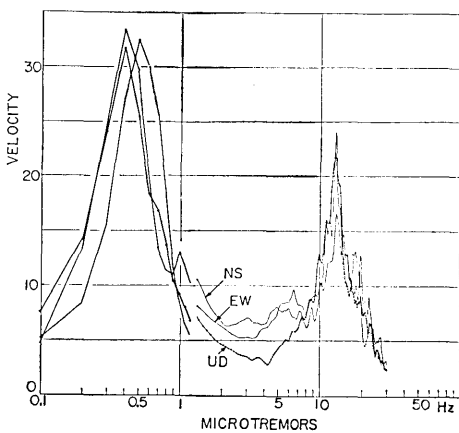


Fig. 6. Fourier velocity spectra of microtremors at the observation station at Nomashi, Oshima Island.

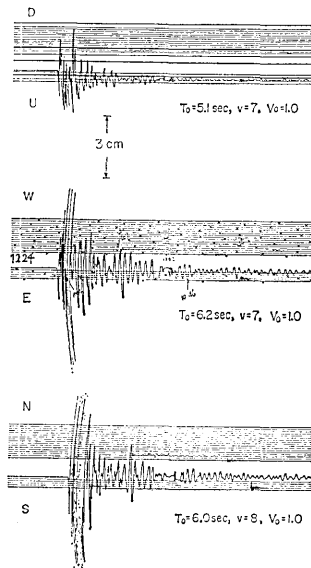


Fig. 7. Seismograms of the main shock observed at the Oshima Meteorological Observatory by the JMA strong motion seismograph.

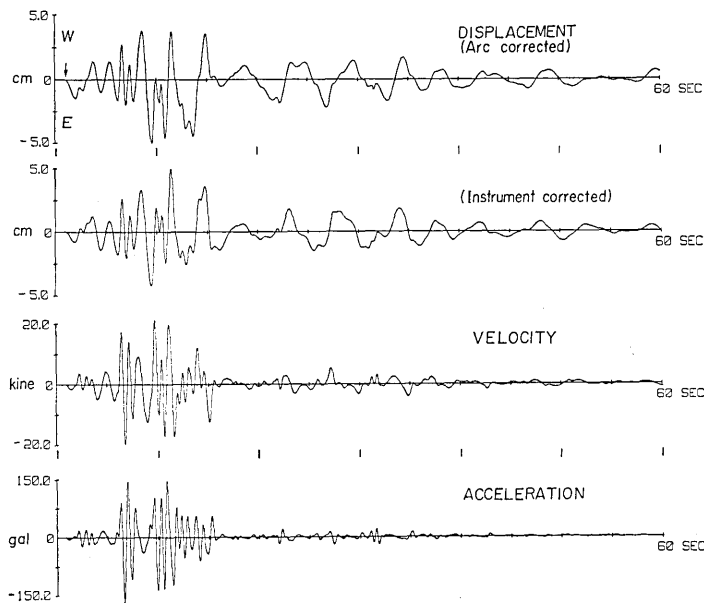


Fig. 8. Ground displacement, velocity and acceleration computed from the JMA strong motion seismogram (uppermost trace).

タを作成した。また、記録および数値化の精度が劣ると思われる 0.5 sec 以下および 6 sec 以上の周期成分は、除去した。計算結果を Fig. 8 に示す。計算波形から推定すると、速度および加速度は初動から約 6 sec 後に大振幅となり、その継続時間は 8~9 sec の比較的短時間であった。最大値はそれぞれ 21 kine および 170 gal で、大振幅を与える波の周期は約 0.7 sec である。

ここで得られた値は 0.5 sec 以下の短周期成分をカットした波形に対するもので、より短周期の波の振幅はさらに大きかった筈である。SATO, TANAKA and SUZUKI (1978) は、多数の加速度強震記録に基づいて、短周期成分をカットした波形の加速度、速度および変位の最大値と、cut-off 周期との関係を表わす実験式を求めている。Order estimation としてこの実験式を使い、0.2~0.1 sec の短周期成分を含む場合の最大速度および最大加速度の値を推定すると、それぞれ 27~28 kine および 380~590 gal となる。

一方、大島における震害調査(伯野・藤野・片田, 1978)によれば、構造物の被害は比較的軽微で、元町地区で木造家屋の屋根瓦のズレや落下、水道管の被害等が報告されているにすぎない。震度は気象庁の V に対して、通信調査からは大島の西側地区で 7.3~7.5 (改正メルカリ震度階に準ずる震度)となっている(茅野, 1978)。これらの調査結果からみると、上記の推定値は over estimate の可能性も否定できないが、0.1~0.2 sec の短周期震動は一般の構造物に対して有効な破壊力として作用しにくいと思われること、および大振幅部分の震動継続時間が短いことなどを考慮すると、上記の結果は必ずしも被害の実情と矛盾するものではなからう。

4. 各地における本震の最大加速度

今回の地震では、関東および東海地域に設置された強震計により多数の記録が得られ、各観測点における最大加速度の値が関係各機関から速報として公表されている（強震観測事業推進連絡会議，1978）。観測点の概略の位置および各地の震度を Fig. 9 に示す。震

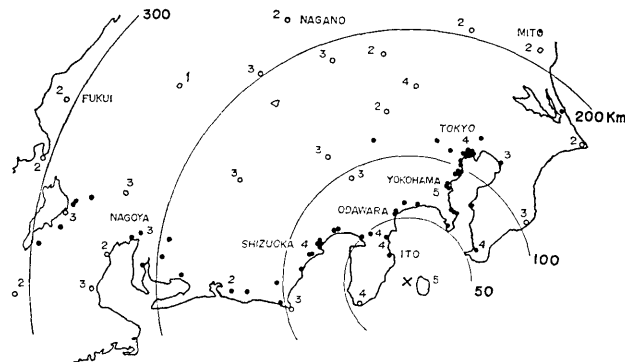


Fig. 9. Map showing distribution of strong-motion accelerograph stations (black circle). Numerals show the seismic intensity at the JMA stations (white circle).

央から 26 km の伊東市内の鉄筋コンクリート建物（伊東電報電話局，地上 5 階地下 1 階）の地階で最大加速度約 100 gal を，また地震研究所油壺地殻変動観測所（ $\Delta=54$ km，鉄筋コンクリート造，地上 2 階）の 1 階で 80 gal が記録されている。強震計は主として SMAC 型および DC 型で，固有周期 0.1 sec（または 0.14 sec），減衰定数 (h) 1.0，記録感度 25 gal/mm（または 12.5 gal/mm）である。

4.1. 最大加速度と震央距離との関係

地盤上および建物の 1 階または地下 1 階で得られた 67 記録に対する水平成分の最大加速度と震央距離の関係をプロットすると Fig. 10 のようになる。ただし，最大加速度は水平 2 成分の平均値である。ほぼ同じ距離における加速度値のバラツキは，主として地盤特性の影響によるものと思われる。地盤上の観測値に比べて系統的に小さい値を示す地下 1 階および岩盤上の記録を除く 56 の観測値について，よく用いられる関係式， $\log A = a - b \log (\Delta + r)$ を仮定し，最小二乗法により定数 a ， b ， r の値を決定した。結果は， $a = 4.03$ ， $b = 1.36$ および $r = 0$ (km) となり，Fig. 10 に実線で示されている。この場合，震央位置は気象庁発表のもの（ $34^{\circ}46'N$ ， $139^{\circ}15'E$ ）を用いたが，SHIMAZAKI and SOMERVILLE (1978) による主震の震央，および断層の西端にあたる稲取を震央と仮定した場合でも有意な差はなかった。

普通，地下 1 階での最大加速度に対して地表のそれは 2 倍程度大きいことが経験的に知

られており、またFig. 10 のバラツキをも考慮すると、伊東市内の地盤上では場所により 200 gal 程度の地震動があったものと推測される。

一方、Fig. 10 において最大加速度が平均値より著しく大きい観測点は、三島、清水、菊川、豊田など、主として西方の観測点であり、地震動加速度の方位特性の存在を暗示する。BOORE and JOYNER (1978) は、地震動の directivity の問題は工学上重要であるとして、割れ目の生成に不均一性を与えた、より現実的な断層モデルに対する地震波スペクトルを計算し、十分大きな方位特性が期待されるとの結果を示している。そこで、観測点毎に最大加速度の観測値と前記の実験式による平均値との比を求め、観測点方位との関係をしらべると Fig. 11 のようになる。この場合にも地盤特性によるとみられる点のバラツキは相当に大きい。図中の点線は、 $\pm 20^\circ$ の幅で求めた比の平均値を 10° 毎に示したものである。N 方向の 1.0 に対して、W 方向は 1.5 となる。この傾向は今回の地震の断層モデル (SHIMAZAKI and SOMERVILLE, 1978) と定性的には矛盾しないが、データが不足で結論的なことは言えない。

4.2. 1974 年伊豆半島沖地震との比較

1974年伊豆半島沖地震は、隣接地域に発生したほぼ同じ規模 ($M=6.9$) をもつ地震であった。そこで、最大加速度に関して伊豆大島近海地震との比較を行なった。強震計記録の数の不足を補うため、地中地震観測の地表における観測結果 (例え

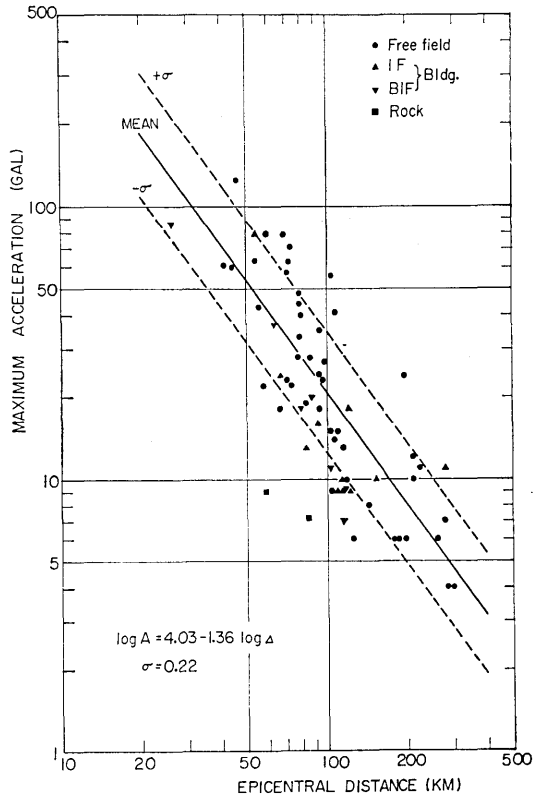


Fig. 10. Plot of the maximum horizontal accelerations against epicentral distances for the 1978 Izu-Oshima-kinkai earthquake. Full line is the least squares line.

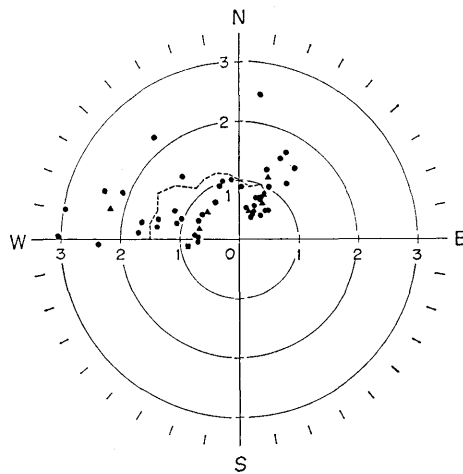


Fig. 11. Azimuthal distribution of the maximum acceleration ratios of the observed and mean values in Fig. 10.

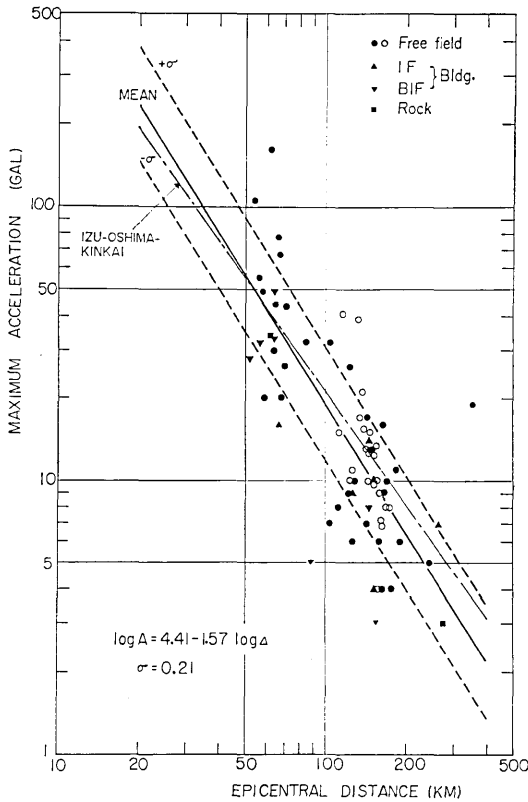


Fig. 12. Plot of the maximum horizontal accelerations against epicentral distances for the 1974 Izu-Hanto-oki earthquake. Black and white symbols represent respectively the data from strong-motion accelerographs and bore-hole type accelerographs. Full line is the least squares line.

[P. W. R. I.] (1977) は、51地震による301記録(602水平成分)を使って実験式を作成した。アメリカ合衆国においてもこの種の問題は GUTENBERG and RICHTER (1965)をはじめ、最近まで(例えば、SEED *et al.*, 1976)多くの研究者によって取り扱われてきた。DONOVAN (1973)は、アメリカおよび日本の強震計記録から選んだ678水平成分について、また1971年 San Fernando 地震の記録214成分について実験式を作っている。また、いわゆる金井の半実験式(KANAI, *et al.*, 1966)は、元来地震動スペクトルに関するものであり、加速度記録に基いたものでもないが、強震計による実測値と比較的によく合うという評価があり、地震工学分野では有用な実験式とされている。これらの実験式を同じ形の式に統一して Table 2 に示す。

今回の伊豆大島近海地震および1974年伊豆半島沖地震による地震動の加速度を、これらの実験式が示す平均的地震による値と比較することにより、地震動の短周期成分の大きさ

ば、日本建築学会(1974)を加えた。建物地下1階のデータを除く62点に対する最大加速度と距離の関係は Fig. 12 のようになる。図中の一点鎖線は伊豆大島近海地震($M=7.0$)についての平均値である。図から、この2つの地震は加速度の大きさ、および振幅の距離減衰の傾向がよく似ていることがわかる。

4.3. 最大加速度に関する既往の実験式との比較

地震動の最大加速度と、地震の規模および震央距離(または震源距離)の関係を表わす実験式は、地震動の大きさの予測などに有用であり、古くから多くの研究がある。日本およびアメリカ合衆国では、強震計による加速度記録の蓄積につれて多数の実測値を用いた実験式が作られるようになり、少なくとも種々のタイプの地震を含む平均的な地震に対する加速度の大きさを知るうえでは、推定の精度が向上したと言える。

KATAYAMA (1974)は、1970年までの46地震から得られた330の記録について水平2成分の平均最大加速度を用い、また建設省土木研究所

Table 2. Empirical formulae for estimating the maximum acceleration of earthquake motions. $\log_{10} A = a + bM - c \log_{10}(D+r)$. A : Maximum acceleration in gals. M : Earthquake magnitude. D : Epicentral distance in km.

	a	b	c	r
P. W. R. I.	1.26	0.302	0.800	0
Katayama ¹	0.982	0.466	1.29	0
Donovan	3.03	0.217	1.32	25
Kanai ²	$1.02 - 1.83/x$	0.610	$1.66 + 3.60/x$	0

1. Average maximum acceleration of the two horizontal components is used.
2. Hypocentral distance, x in km, is used. In the case of $T_G = 0.5$ sec.

について相対的評価を行なった。前述のように、われわれは KATAYAMA と同様に平均最大加速度を用いたが、この2つの地震の場合、最大加速度と平均最大加速度の比は、1.0~1.4、平均 1.14 ± 0.12 であり、この程度の違いは以下の議論において問題とはならぬであろう。 $M=7.0$ に対する各実験式の計算値を、観測値と共に示したのが Fig. 13 である。図において、実験式相互の差異も少なくないが、観測値はいずれの実験式に対しても有意に小さく、1971年 San Fernando 地震 ($M_L=6.3, M_s=6.6, m_b=6.2$) と比べても若干小さい。

そこで、振幅-距離曲線の傾度が観測値のそれに近い2つの実験式を選び、標準偏差 (σ) を指標として観測値に最もよく fit する M の値を探すと Fig. 14 のようになる。観測値との適合の度合は Fig. 15 に示されている。ただし、金井の式における地盤の卓越周期 (T_G) の値は、2つの地震の強震計記録で最大加速度を与える波の周期の平均値、0.5 sec を採用した。

以上の結果は、地震動の加速度振幅に関して、伊豆大島近海地震および伊豆半島沖地震は、多少大き目に評価しても、それぞれ $M=6.3$ 程度および $M=6.2$ 程度の平均的地震

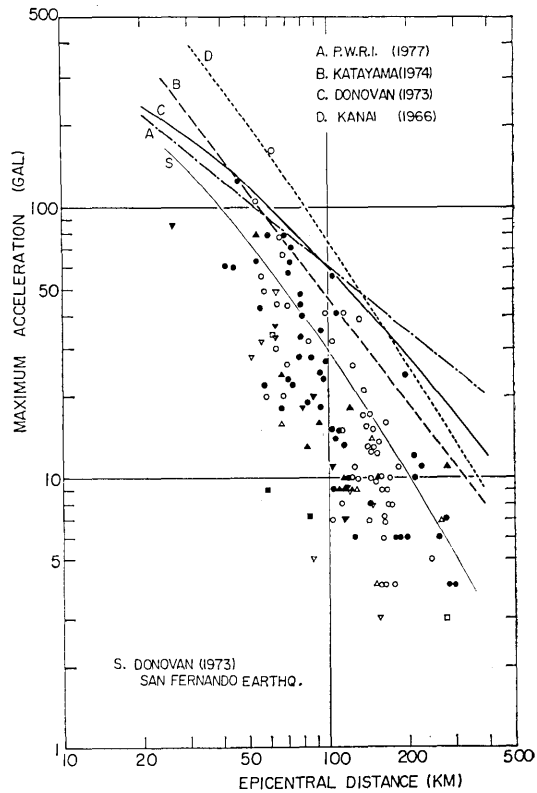


Fig. 13. Comparison of the observed maximum accelerations and those from various empirical formulae for $M=7.0$. Black and white symbols represent respectively the data from the 1978 Izu-Oshima-kinkai earthquake and the 1974 Izu-Hanto-oki earthquake.

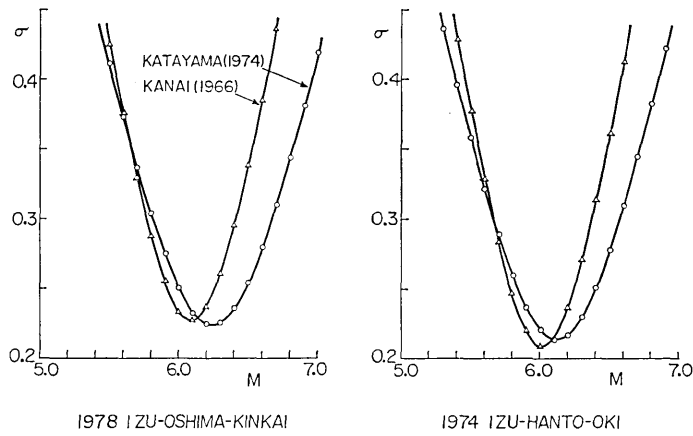


Fig. 14. Changes in the standard deviation value with magnitude of earthquake given to the empirical formulae.

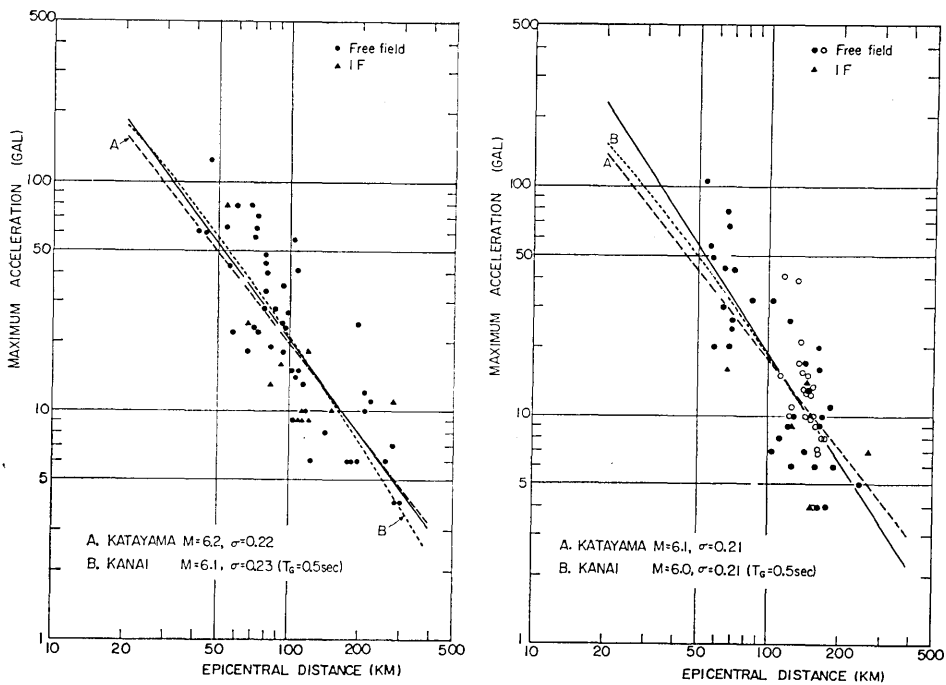


Fig. 15. Comparison of the observed maximum accelerations and the fitted attenuation curve for different empirical formulae. Full line is the least squares line for the observed data. Left: 1978 Izu-Oshima-kinkai earthquake; Right: 1974 Izu-Hanto-oki earthquake.

と同等であったことを示すものである。因みに、他の実験式によると、観測値との適合度も低い、 M の値はさらに小さくなる。

茅野・佐藤 (1974) によれば、1974年伊豆半島沖地震の場合、通信調査による震度分布から決めたマグニチュードの値は 6.0 で、震度は 20 km 以上の距離で宮城県北部地震 (1962年, $M=6.5$) より小さいと報告しており今回の結果と調和する。伊豆大島近海地震については現時点では、比較すべき資料に乏しい。因みに、嶋 (私信) によれば、震源域の広がりやを考慮した震央距離と震度との関係式 (嶋, 1977) と加速度の観測値との適合性から、今回の地震の規模は 7.0 より小さく、6.7 よりは大きい程度になるという。

5. 1978年伊豆大島近海地震の local magnitude, M_L

前節の結果は、同程度の規模の地震でも、地域的な発震機構の違いなどによって、短周期帯域 (例えば 1 sec 以下) の地震動振幅が著しく違う場合のあることを示すもので、地震工学分野では少なからず重要な問題である。これは、気象庁が M の決定に用いる地震波の周期が、 $M 6$ 以上の地震では平均 2~5 sec である (勝又, 1965) ことにも関係があるろう。

最近、KANAMORI and JENNINGS (1978) は工学分野で通常問題となる周期範囲の地震動振幅に基づいた、Richter の local magnitude, M_L の有用性を指摘し、加速度強震計記録を用いてカリフォルニアの主な地震の M_L を求めた。同様な方法を日本の地震に適用するためには、問題とする地域における地震波の減衰特性が、Richter が M_L を決めるのに用いた振幅の減衰曲線とほぼ同じであることが必要とされる。勝又および柏原 (1977) は、 $M \approx 4$ の地震について松代の Wood-Anderson 地震計の記録振幅と震央距離との関係をしらべ、300 km 程度まで、Richter の減衰曲線とよく合うことを示している。そこで、強震計による加速度記録を使って、伊豆大島近海地震の M_L の値を決めてみた。

その方法は、まず $\Delta t=0.02$ sec の数値記録 (original) をつくり、フーリエ変換の方法で強震計の周期特性の補正と帯域制限 (0.1~5.0 sec) を行なって、地動の加速度波形 (corrected) を作成する。次に構造物の応答計算用プログラムを用い、固有周期 0.8 sec, 減衰定数 (h) 0.8 の 1 質点系の相対変位を計算し、その振幅を 2800 倍して Wood-Anderson 地震計が記録すべき波形を求めた。計算波形の例を Fig. 16 に示す。振幅値としては、最大複振幅の 1/2 をとり、RICHTER (1935) と同じ方法で M_L を決めた。ただし、KANAMORI and JENNINGS と同様に各観測点の station correction は無視してある。

$\Delta=41$ km~115 km の地盤上 (油壺は例外) の 12 観測点における 24 成分について求めた M_L の値を Table 3 に示す。平均値は $M_L=6.46 \pm 0.30$ となった。なお、 M_L の両端の値 3 個を捨て、11 記録 21 成分の平均をとると、 $M_L=6.42 \pm 0.23$ となる。この値は、1971 年 San Fernando 地震の $M_L=6.3$ に近く、両地震の最大加速度と距離の関係は調和的になる。なお、Wood-Anderson 地震計の記録波形は地震動の速度波形に近いもの (KANAMORI and JENNINGS, 1978) のようであるから、この場合加速度振幅と M_L の対応関係が必ずしも十分でないのは当然のことと言えよう。

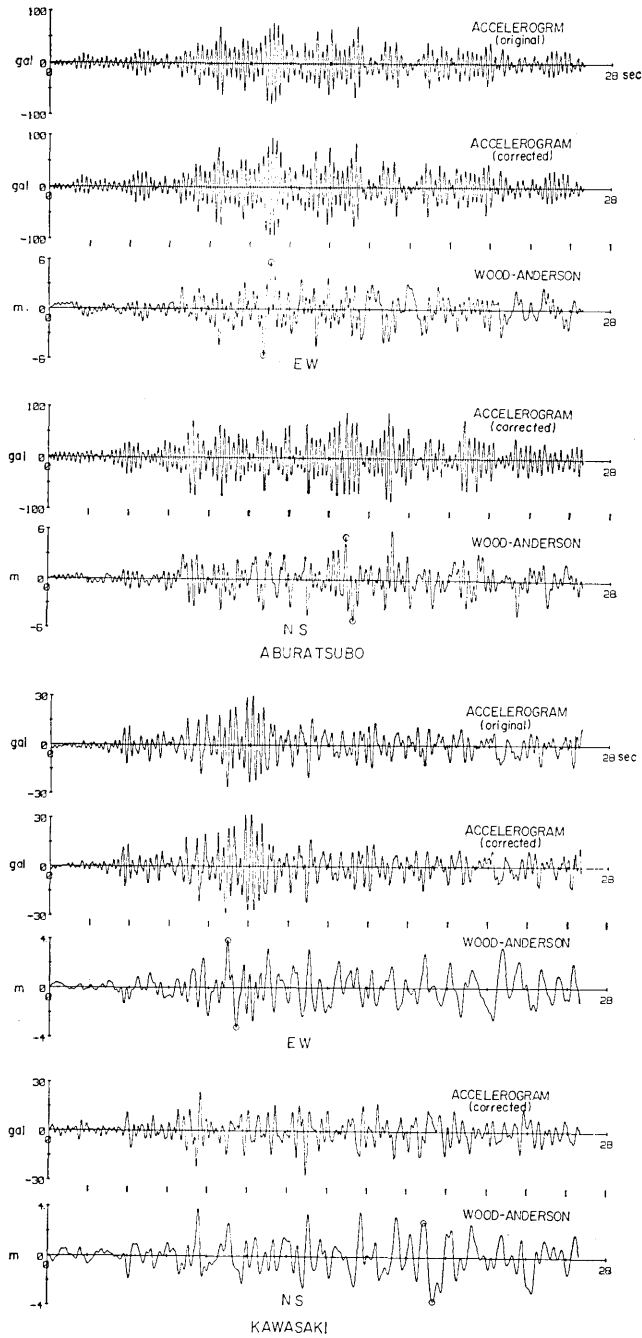


Fig. 16. Accelerograms and synthesized Wood-Anderson responses.

Table 3. Local magnitude M_L for the 1978 Izu-Oshima-kinkai earthquake determined from strong motion accelerograph records.

Station	Δ (km)	Component	Amplitude* PP/2 (m)	M_L
Atami ³	41	NS	4.23	6.10
		EW	5.69	6.20
Shirobori ³	45	NS	3.31	6.05
		EW	5.44	6.25
Aburatsubo ¹	54	NS	4.36	6.30
		EW	5.30	6.40
Nurazu ³	54	NS	6.43	6.50
		EW	5.47	6.45
Port and Harbour Res. Inst. ²	67	NS	2.05	6.10
		EW	2.15	6.15
Shimizu-Miho ²	72	NS	17.60	7.05
		EW	8.89	6.80
Okitsu ²	74	NS	3.29	6.40
		EW	6.65	6.70
Shimizu ³	78	NS	4.58	6.65
		EW	5.25	6.60
Yaizu ³	87	NS	13.40	7.10
		EW	4.79	6.60
Kawasaki Ukishima ¹	97	NS	4.90	6.70
		EW	6.17	6.80
Kawasaki-Todoroki ¹	98	NS	2.62	6.40
		EW	3.43	6.50
Earthq. Res. Inst. ¹	115	NS	1.36	6.20
		EW	1.20	6.10
Average				6.46±0.30

* PP/2 denotes 1/2 of the maximum peak-to-peak amplitude on the synthetic Wood-Anderson record.

Sources of the original records:

1. Earthquake Research Institute, University of Tokyo.
2. Port and Harbour Research Institute, Ministry of Transport.
3. Railway Technical Research Institute, Japanese National Railways.

6. ま と め

震源近傍における地震動, 特に強震動の観測を目的として, 加速度型強震計による余震観測を行ない, 観測点からほぼ 10 km 以内に発生した23の余震 ($M=2\sim4$ 程度) を観測した. 記録の最大加速度は 1~40 gal で, 形式的には震度 I~IV に相当する. これらの記録から, 地震動の上下動加速度が水平動の平均 75% に達し, また 10 Hz 以上の高い周波数帯域まで大きなスペクトル振幅をもつ, などの特徴が認められた. 震源近傍における地震動の性質を観測的にしらべることは, 耐震工学上の問題のみならず, 震源過程の解明の上でも重要なことと思われる. 今後は, 3点以上の同時観測によって, 震源に対する距離や方位の異なる複数地点での記録を得ること, M の大きい余震の震源決定精度を高めることなどが必要と考えられる.

大島測候所における1倍強震計の記録から、本震の速度および加速度の概略値を推定し、周期0.5 sec以上の地震動に対して、それぞれ21 kine および170 galを、また震動継続時間8~9 secを得た。より短周期の波の加速度はさらに大きい、大島における被害が比較的少なかった事実は、良好な地盤条件に加えて、震動継続時間が短いという地震動の特性によって解釈できるものと思われる。類似の例として松代群発地震の場合を挙げることができよう。

各地の強震計観測点で得られた本震の最大加速度と、震央距離との平均的關係をしらべ、 $\log A = 4.03 - 1.36 \log \Delta$ を得た。さらに、1974年伊豆半島沖地震について同様な検討を行なった結果、この2つの地震は平均的にみてほぼ同じ加速度-距離特性をもつことがわかった。

これまでになく多数の強震計記録が得られたので、加速度振幅の方位特性の有無を検討した。西方の観測点における振幅が多少大きい傾向は認められたが、地盤特性の影響が支配的であるうえ、観測点方位分布の偏りもあり、結論的なことは言えない。

地震の規模および震央距離と加速度の關係を表わす既往のいくつかの実験式を用い、 $M = 7.0$ の平均的な地震から期待される加速度の大きさと、伊豆大島近海地震および伊豆半島沖地震の観測値とを比較し、加速度レベルの相対的大きさを検討した。その結果、これら地震の加速度は平均的地震のそれより著しく小さく、その差は M 値にして0.7またはそれ以上であることがわかった。これは、発震機構そのものの特性、あるいは震源付近の地殻の波動減衰性の、一方または両方に原因するものと推定される。いずれにせよ、伊豆半島~大島地域に発生する地震の注目すべき特徴と思われる。言うまでもなく、実験式は多数の地震の平均的性質を示すもので、地震の個性や地域性は失われている。今回の結果を裏返せば、加速度レベルが平均値より著しく大きい地震の存在を示すもので、工学的にはより重要な問題を提起する。その点を明らかにすることが今後の課題となる。

以上の結果はまた、短周期の地震動振幅に基づく Richter の local magnitude, M_L , の工学分野に対する有用性を示唆するものであった。この観点から、強震計の加速度記録を用い、伊豆大島近海地震の M_L を試算し、12記録24成分の平均値として、 $M_L = 6.46 \pm 0.30$ を得た。強震計記録が利用できる他の地震についても M_L を決め、この面からそれぞれの地震の特徴をしらべることも有益であると思われる。この場合には、Richter の方法を日本の各地域の地震に直接適用することの妥当性を検討する必要がある。

謝 辞

余震観測にあたって地震研究所伊豆大島地磁気観測所の御世話になり、特に木本栄次氏には多大の御協力を頂いた。下鶴大輔教授および南雲昭三郎教授からは現地において観測上の問題で有益な助言と御援助を頂いた。また、大島測候所からは震度その他の資料を、気象庁からは1倍強震計記録のコピーを提供して頂いた。運輸省港湾技術研究所の倉田栄一技官には港湾関係の強震計記録について応答計算をお願いし、鉄道技術研究所の藤原俊郎博士には、強震計記録の使用に便宜を計って頂いた。これらの方々および機関に対して厚く御礼を申し上げます。また、余震の観測結果など未発表の資料を使わせて頂いた地震研

究所、津村建四朗助教授、笠原順三博士、ほかの方々、並びに本報告をまとめる段階で有益な助言を頂いた嶋悦三教授および島崎邦彦博士に感謝申し上げます。

余震観測の経費は、文部省科学研究費、自然災害特別研究(突発災害)によることを記して謝意を表します。

文 献

- BOORE, D.M. and W.B. JOYNER, 1978, The Influence of Rupture Incoherence on Seismic Directivity, *Bull. Seis. Soc. Am.*, **68**, 283-300.
- DONOVAN, N.C., 1973, A Statistical Evaluation of Strong Motion Data Including the February 9, 1971 San Fernando Earthquake, *Proc. 5th World Conf. Earthq. Engg.* (Rome, Italy), 1252-1261.
- GUTENBERG, B. and C.F. RICHTER, 1956, Earthquake Magnitude, Intensity, Energy and Acceleration, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **46**, 105-145.
- 伯野元彦・藤野陽三・片田敏行, 1978, 1978年伊豆大島近海地震被害調査報告, 地震研究所彙報, **53**, 1101-1133.
- HATTORI, S., 1977, Regional Peculiarities on the Maximum Amplitudes of Earthquake Motion in Japan, *Bull. IISEE*, **15**, 1-21.
- KANAI, K., K. HIRANO, S. YOSHIKAWA and T. ASADA, 1966, Observation of Strong Earthquake Motions in Matsushiro Area. Part 1. (Empirical Formulae of Strong Earthquake Motions), *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **44**, 1269-1296.
- KANAMORI, H. and P.C. JENNINGS, 1978, Determination of Local Magnitude, M_L , from Strong-Motion Accelerograms, *Bull. Seis. Soc. Am.*, **68**, 471-485.
- 笠原順三・是沢定之・南雲昭三郎・下鶴大輔, 1978, 1978年伊豆大島近海地震の余震活動と大島付近の異常構造, 地震研究所彙報, **53**, 721-740.
- KATAYAMA, T., 1974, Statistical Analysis of Peak Accelerations of Recorded Earthquake Ground Motions, *Seisan-Kenkyu*, **26**, 18-20.
- 勝又 護, 1965, 地震動振幅の地盤係数(その2) —最大振幅について—, 験震時報, **30**, 1-10.
- 勝又 護・柏原静雄, 1977, 気象庁マグニチュードについて 2, 3 のこと, 地震, **2**, **30**, 511-513.
- 茅野一郎・佐藤泰夫, 1974, 通信調査による1974年伊豆半島沖地震の震度分布, 地震研究所研究速報, **14**, 7-16.
- 茅野一郎, 1978, 1978年1月14日伊豆大島近海地震の通信調査による被害・震度等の分布, 地震研究所彙報, **53**, 793-813.
- 建設省土木研究所, 1977, 耐震技術に関する研究開発総合報告書, 土木研究所資料, No. 1250, 119-198.
- 強震観測事業推進連絡会議, 1978, 1978年1月14日伊豆大島近海の地震, 科学技術庁国立防災科学技術センター発行, 強震速報 No. 13.
- 日本建築学会, 地盤震動小委員会, 1974, 地盤における観測地震波とその考察—1974年伊豆半島沖地震について—, 第3回地盤震動シンポジウム資料集.
- RICHTER, C.F., 1935, An Instrumental Earthquake Magnitude Scale, *Bull. Seis. Soc. Am.*, **25**, 105-145.
- SATO, R., T. TANAKA and Y. SUZUKI, Estimations of Short-Period Accelerations, Velocities and Displacements due to a Fault Model, Submitted to *J. Phys. Earth.*
- 嶋 悦三, 1977, 地震時における地盤の振動, 計測と制御, **16**, 13-21.
- SHIMAZAKI, K. and P. SOMERVILLE, 1978, Summary of the Static and Dynamic Parameters of the Izu-Oshima-kinkai Earthquake of January 14, 1978, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **53**, 613-628.
- STRONG-MOTION EARTHQUAKE OBSERVATION COUNCIL, 1976, Strong-Motion Earthquake Records in Japan, 1974, published by NRCDDP, STA.
- 田中貞二・吉沢静代, 1975, 強震地動に含まれる地盤特性, 第4回日本地震工学シンポジウム講演集,

161-168.

津村建四朗・唐鎌郁夫・荻野 泉・高橋正義, 1978, 1978年伊豆大島近海地震前後の地震活動, 地震研究所彙報, 53, 675-706.

38. *Aftershock Observation of the Izu-Oshima-kinkai Earthquake of 1978 with a Strong-Motion Accelerograph and the Maximum Accelerations during the Main Shock.*

By Teiji TANAKA, Minoru SAKAUE, Yutaka OSAWA
and Shizuyo YOSHIZAWA,

Earthquake Research Institute.

Temporary observation of aftershocks of the Izu-Oshima-kinkai earthquake of Jan. 14, 1978 was carried out with a strong-motion accelerograph at Nomashi, Oshima Island, to investigate the characteristics of strong earthquake ground motions in the near-field. For the 5 days from 15th of January, accelerograms from 23 aftershocks, having the maximum acceleration of 1-40 gals, were obtained. According to the results from the ERI routine and temporary observation networks with sensitive seismographs, most epicenters for these aftershocks were within about 10 km from the station and the focal depths were 5-15 km. Their magnitude ranged from 2 to 4.

Accelerograms of the present study are characterized by the following two points. One is the remarkably large vertical acceleration of ground motions, amounting to 75% of the horizontal one on the average, and the other is the large spectral amplitudes extending over the frequency range above 10 Hz.

The ground velocities and accelerations during the main shock in the west of Oshima Island were estimated from the JMA strong motion seismograph record. The maximum values of 21 kine and 170 gals were obtained for the waves of about 0.7 sec period and the duration time for the significant portion was found to be 8-9 seconds.

The acceleration-distance relationship for the Izu-Oshima-kinkai earthquake ($M=7.0$) was examined using the acceleration values from 56 strong-motion stations and the attenuation equation, $\log A=4.03-1.36 \log \Delta$ was obtained. The acceleration attenuation relationship was also studied for the 1974 Izu-Hanto-oki earthquake ($M=6.9$). The results for both earthquakes were almost the same.

The acceleration data from the 1978 and 1974 events were then compared with published empirical formulae of the acceleration-distance relationships which were derived from more than 300 strong motion data in Japan and the U.S.A. It is found that the acceleration amplitude of earthquake motions for both events were much smaller than those expected from the 'mean' earthquake with the same magnitude, and the differences correspond to approximately 3/4 or more in the M value.

This suggests that the use of a magnitude scale which has more relevance to the amplitude of short-period motions, such as Richter's local magnitude, M_L , is desirable for engineering applications. Thus, the local magnitude, M_L , for the 1978 Izu-Oshima-kinkai earthquake was determined from the strong-motion accelerograph records. When 24 component accelerograms at 12 stations were applied, the average value of $M_L=6.46$, with a standard deviation of 0.30 was obtained.