

28. やや長周期帯域における強震動の特性

——長周期低倍率地震計記録の解析——

地震研究所 { 田 中 貞 二
吉 沢 静 代
大 沢 胖

(昭和 54 年 12 月 5 日受理)

1. はじめに

近年、建築物、土木構造物、貯油施設など各種構造物の高層化、長大化あるいは大型化に伴って、固有周期の長い構造物が建設されるようになった。現在、高層建築物では固有周期 6 sec 程度のものが、また大型石油タンクでは油の動揺振動の周期が 10 sec を越えるものが実在する。これら長周期構造物はその歴史が短いこともあって、大地震に遭遇した経験が乏しい。したがって、建築物についてはこれまで内、外ともに被害例がなく、石油タンクの被害が新潟地震をはじめ 2, 3 の地震で報告されているに過ぎない。この種の構造物は今後さらに大型化する傾向もあり、その耐震設計に関連して、周期 2~3 から 10 数 sec の、いわゆるやや長周期帯域における強震動の性質を詳しく知ることが急務となっている。

この目的に沿った研究は種々の方向から行われているが、(例えば、小林 (代表者), 1978), 特に東京の基盤構造探査 (嶋・他, 1976-1978) をはじめとする都市域、その他における深部地下構造の調査は、やや長周期地震動の諸性質を解明する上で不可欠である。また、断層震源モデルに基づくやや長周期地震動のシミュレーションや予測の問題 (KUDO, 1978; 工藤・嶋, 1979; SATO, 1978) においても深部地下構造の情報は欠くことができない。

一方、地震記録は震源と観測点の間に介在する種々の要因によって強く変調された地震動をさらに地震計の窓を通して見た結果であり、極めて複雑ではあるが、過去の地震に関する直接的情報を与えるという点で貴重である。このため、Ewing 地震計などによる古い記録の解析が精力的に行われてきた (森岡, 1976)。

われわれは、主として観測精度が向上した関東地震以後、関東地方および周辺地域に発生した $M 6$ 以上の地震を対象として、東京における長周期およびやや長周期地震計の記録を解析し、上記周期帯域における地震動の特性をしらべた。また、これらの記録に基づいて大規模地震による強震動のスペクトル特性を推定し、さらに長周期構造物の振動挙動について検討した。

古い地震記録の質の問題もあり、解析結果の精度は必ずしも高いとは言えないが、さきに公表した主な記録の数値表 (大沢・田中・吉沢, 1979) とともに、耐震設計上の基礎資料として利用されることを期待するものである。

Table 1. Earthquake data for the seismograms used in the analysis.

Earthq. No.	Date	Epicentral region or name of earthquake	Epicenter	Depth (km)	M	Δ (km)	Intensity (Tokyo)
1	1916. 9.15	Off Boso pen.	141.1° E 34.3 N	Shallow	6.9	200	IV
2	1921.12. 8	RYUGASAKI	140°08' E 36 02 N	44	6.7	50	IV
3	1928. 5.21	Central part of Chiba Pref.	140 02 E 35 41 N	70	6.3	25	V
4	1929. 7.27	W part of Kanagawa Pref.	139 07 E 35 29 N	10	6.2	64	V
5	1930. 6. 1	E off Ibaraki Pref.	140 31 E 36 31 N	10	6.5	110	IV
6	1930.11.26	KITA-IZU	138 55 E 35 08 N	0	7.2	98	IV
7	1931. 6.17	S part of Saitama Pref.	139 23 E 35 48 N	0	6.3	36	IV
8	1931. 9.21	NISHI-SAITAMA	139 15 E 36 09 N	0	6.9	68	IV
9	1933. 3. 3	SANRIKU-OKI	144 42 E 39 06 N	0-20	8.3	575	III
10	1938. 6. 6	N part of Chiba Pref.	140 21 E 35 43 N	0	6.0	53	III
11	1949.12.26 (08:17)	IMAICHI, 1	139 42 E 36 42 N	0-30	6.4	110	III
12	1949.12.26 (08:25)	IMAICHI, 2	139 42 E 36 42 N	0-30	6.7	110	III
13	1952. 5. 8	Central part of Chiba Pref.	140 15 E 35 23 N	70	6.0	58	III
14	1953.11.26	BOSO-OKI	141 20 E 34 00 N	60	7.4	240	IV
15	1956. 2.14	W part of Chiba Pref.	139 55 E 35 43 N	50	6.0	14	IV
16	1956. 9.30	Central part of Chiba Pref.	140 11 E 35 42 N	70	6.2	38	IV
17	1961. 1.16 (16:20)	E off Ibaraki Pref., 1	142 16 E 36 02 N	40	6.8	230	III
18	1961. 1.16 (21:12)	E off Ibaraki Pref., 2	141 59 E 36 13 N	20	6.5	210	III
19	1961. 1.17	E off Ibaraki Pref.	142 08 E 36 09 N	40	6.6	220	III
20	1964. 6.16	NIIGATA	139 11 E 38 21 N	40	7.5	300	III
21	1968. 5.16 (09:49)	1968 TOKACHI-OKI	143 35 E 40 44 N	0	7.9	650	III
22	1968. 5.16 (19:39)	E off Aomori Pref.	142 51 E 41 25 N	40	7.5	690	II
23	1969. 9. 9	Middle of Gifu Pref.	137 04 E 35 47 N	0	6.6	240	III
24	1972. 2.29	E off Hachijojima	141 16 E 33 11 N	70	7.1	310	IV
25	1972.12. 4	E off Hachijojima	141 05 E 33 12 N	50	7.2	300	IV

Table 1. (continued)

Earthq. No.	Date	Epicentral region or name of earthquake	Epicenter	Depth (km)	M	d (km)	Intensity (Tokyo)
26	1974. 5. 9	1974 IZU-HANTO-OKI	138°48' E 34 34 N	10	6.9	155	III
27	1974. 6.27	Near Hachijojima	139 12 E 33 45 N	10	6.1	255	III
28	1978. 1.14	1978 IZU-OSHIMA-KINKAI	139 15 E 34 46 N	0	7.0	115	IV
29	1978. 6.12	1978 MIYAGI-KEN-OKI	142 13 E 38 09 N	40	7.4	350	IV

2. 地震記録

解析した地震記録は、1916年から1978年までの29地震によるもの(水平57成分, 上下8成分)で、東京の本郷(東京大学)および大手町*(気象庁)で観測されたものである。地震の規模(M)は6.0~7.9, 震源の深さ(H)は0~70 km, 観測点までの震央距離(d)は14~690 kmで、東京における震度はII~Vであった。地震の諸元をTable 1に、震央距離約300 km以内の地震の震央位置をFig. 1に示す。震央距離が50 km以内の地震は震源がやや深い、いわゆる直下型地震に属するものが多い。震源要素および M の値は、気象庁地震月報および同別冊によったが、再調査された地震(地震No. 2~8, 10, 13~16)については、その結果(座間, 1977; 神林・勝又, 1976)を採用した。

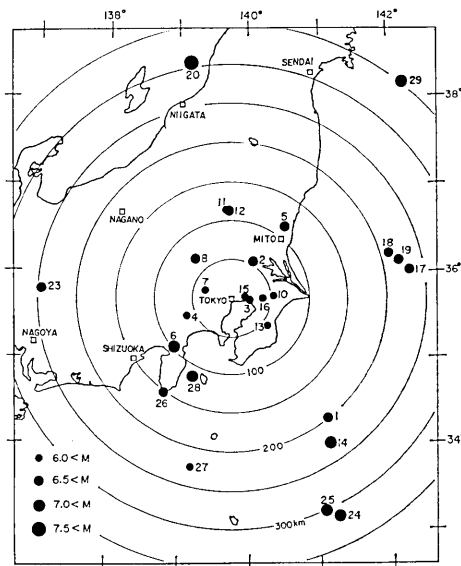


Fig. 1. Epicenters of earthquakes within about 300 km of Tokyo.

地震計は、大森式長周期地震計、今村式2倍強震計(以上本郷)および気象庁1倍強震計(大手町)の3種で、記録と地震計の対応はTable 2に示されている。大森式地震計および今村式地震計の記録は、地震研究所に保管されている原記録、またはその複写マイクロフィルムを用い、1倍強震計の記録は気象庁から提供されたマイクロフィルムを使用した。ただし、1921年竜ヶ崎地震の記録は、地震観測報告(OMORI, 1922)の中の図版を用いた。Fig. 2に記録波形(白黒反転)の数例を示す。

3. 記録の数値化と補正

実大または2~3倍の引伸し写真コピーを作り、記録波形の振幅および周期に応じて、

* ただし、昭和38年以前は皇居内旧本丸。

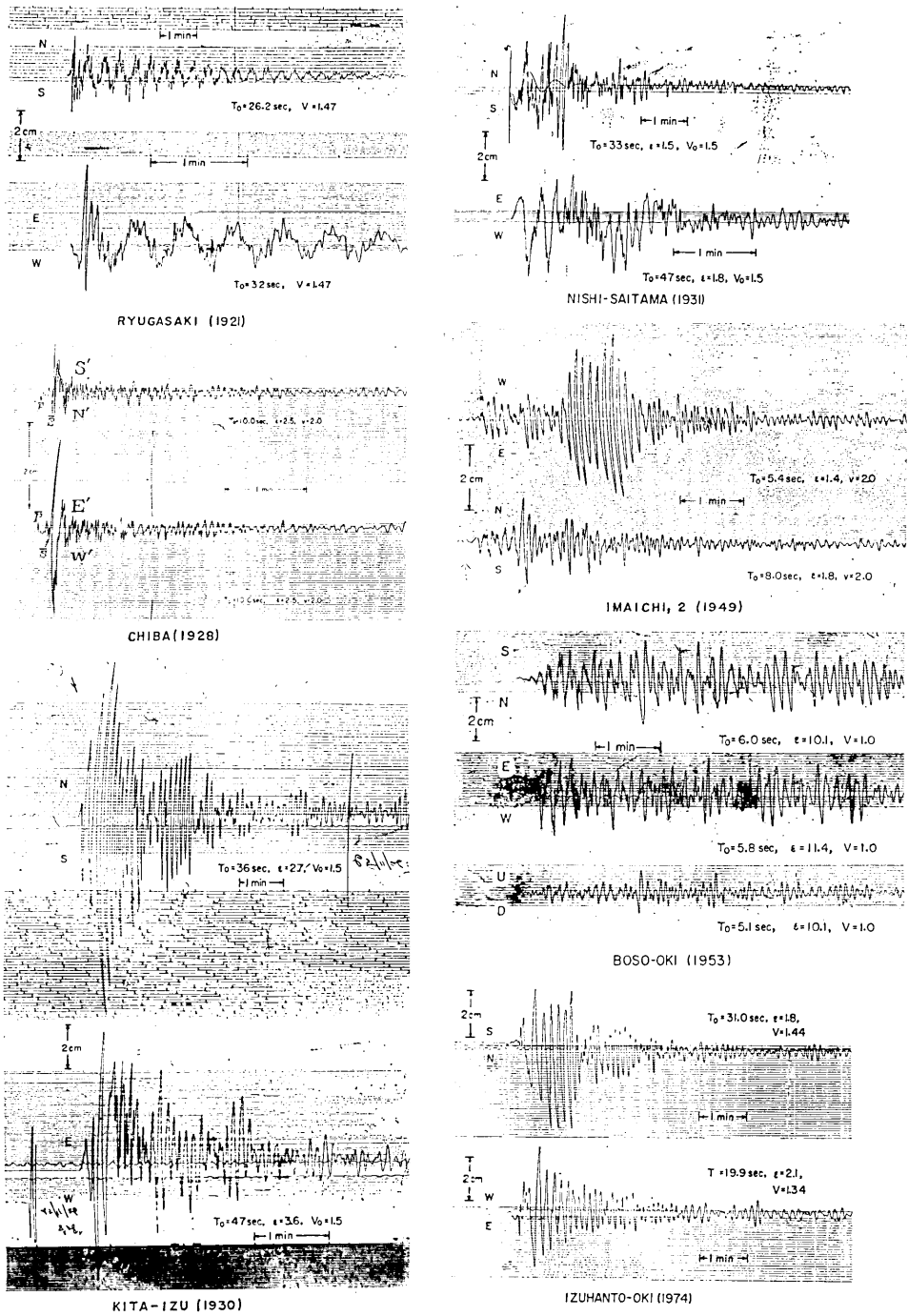


Fig. 1. Examples of reproduced original seismograms.

Table 2. Seismograph constants used in the correction of seismograms for instrument response.

Earthq. No.	Seismograph	Natural Period (sec)			Damping (h)			References
		NS	EW	UD	NS	EW	UD	
1	B	9.0	8.6		0.30	0.29		8
2	A	26.2	32.0		0.013	0.018		8
3	B	10.0	10.0		0.29	0.29		1
4	B	8.3	6.8		0.22	0.20		8
5	A	50.0	50.0		0.13	0.13		1
6	A	36.0	47.0		0.30	0.38		4
7	B	10.0	10.0		0.29	0.29		1
8	A	33.0	47.0		0.13	0.18		8
9	A	50.0	33.0		0.13	0.13		2
10	C'	5.6	6.9		0.37	0.37		6
11	B	8.0	5.4		0.20	0.10		8
12	B	8.0	5.4		0.20	0.10		8
13	B	7.3	6.4		0.20	0.20		7
14	C	6.0	5.8	5.1	0.59	0.61	0.59	6
15	B	7.3	6.4		0.20	0.20		7
16	C	6.0	6.0	5.0	0.55	0.55	0.55	6
17	C	6.1	6.0	4.7	0.57	0.55	0.53	6
18	A	64.0	110.0		0.58	0.56		3
19	A	64.0	110.0		0.58	0.56		3
20	C	6.0	6.0		0.55	0.55		6
21	C	6.0	6.0	5.0	0.55	0.57	0.57	6
22	C	6.0	6.0	5.0	0.55	0.57	0.57	6
23	C	6.0	6.0	5.0	0.55	0.55	0.50	6
24	C	5.9	6.1	5.0	0.54	0.53	0.53	6
25	C	5.9	6.1	5.0	0.54	0.53	0.53	6
26	A	31.0	19.9		0.18	0.23		5
27	A	31.0	19.9		0.18	0.23		5
28	A	31.0	19.9		0.18	0.23		5
29	A	31.0	19.9		0.18	0.23		5

A; Omori's long-period seismograph.

B; Imamura's strong-motion seismograph.

C; JMA strong-motion seismograph.

1) *Seismometrical Report, E. R. I.*, (1931), 375.

2) *Seismometrical Report, E. R. I.*, (1933), 7.

3) *Seismological Report, E. R. I.*, (1960-1961).

4) *Bull. E. R. I.*, 9 (1931), 39.

5) *Special Bull. E. R. I.*, No. 14 (1974), 17.

6) Data from the J. M. A.

7) Data from observational note.

8) Data from the free oscillation record of seismograph.

SMAC リーダー (SM-2 型, 公称分解能 0.01 mm) および X-Y リーダー (ソリッドステート・デジタルタイザー, 公称分解能 0.1 mm) を使い分け, できるだけ慎重に数値化を行った. サンプル間隔は, 前者の場合等間隔 (0.1 mm), 後者の場合不等間隔 (平均約 0.3 mm) となるが, 2 次曲線による補間を行って最終的に $\Delta t=0.1\sim 0.2$ sec の数値記録を作成した. 機械式地震計の記録は種々の原因による波形歪があり, 一般にその補正が必要である (例えば, 田中・他, 1972). 特に今回の場合は記録紙速度が遅く (30~60 mm/min), かつ記録振幅が大きいので円弧歪が著しい. また初期の大森式地震計は無制振であり, ダンパーを備えた地震計も制振度が弱いので, 地震計の周期特性の影響が無視できない. そこで, 先づ零線ズレの補正を含む円弧補正を行い, 必要に応じて記録ドラムの回転不整による紙送りムラの補正を行った. 1933 年北伊豆地震の記録は送りムラが特に著しく補正波形の精度は低いが, 工学的に重要な記録なのであえて使用することにした. なお, 1953 年房総沖地震の記録は, SKOKO and SATO (1973) が作成した数値記録を使用した.

さらに, 論文, 観測報告あるいは記録紙上に描かれた地震計の自由振動波形の読取りから, 観測当時の地震計定数をしらべ, 計器特性の補正を行った. 補正計算に用いた各地震計の定数をその出典とともに Table 2 に示す. 計器特性の補正には, フーリエ変換 (FFT) を用いるデジタルフィルタの方法を用いた. すなわち, 円弧補正および時間軸補正を施した波形のフーリエ変換から, 振幅および位相スペクトルを求め, 地震計の補正

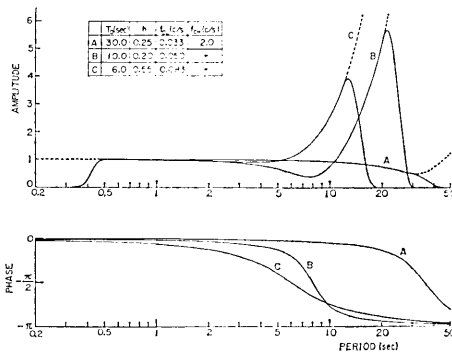


Fig. 3. Examples of amplitude and phase characteristics of the digital filters for instrument correction of seismograms.

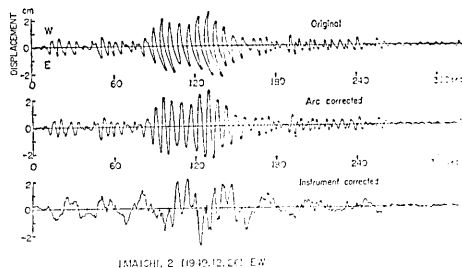


Fig. 4. An example of seismogram corrections.

特性とそれぞれ乗算・加算を行った後フーリエ逆変換して補正波形を求めた. この場合, 記録および数値化の精度が低いと考えられる 0.5 sec 以下の短周期成分, および数値化誤差などによって現われる見掛けの長周期成分を除くため, 地震計固有周期のほぼ 2 倍以上の周期成分をカットする band-pass 特性を付与した. 補正特性の例を Fig. 3 に示す. 以上一連の波形補正には, SMAC 型強震記録の補正用に開発した計算プログラムを用いた (田中・吉沢・大沢, 1975). 波形補正の 1 例を Fig. 4 に示す.

上記の方法で求めた水平 2 成分の地動変位波形を座標回転して, 震源方向 (R ; radial) および直角方向 (T ; transverse) 成分に変換し, 地震動特性の検討を行った. 変換波形を Fig. 5 に示す. 1968

年伊豆大島近海地震の原記録 (EW 成分のみ) は大振幅部分が一部欠落しているが、有効部分から Cosine 波として補修したものを参考のため示した. Fig. 6 は上下動成分の補正波形でいづれも気象庁 1 倍強震計によるものである.

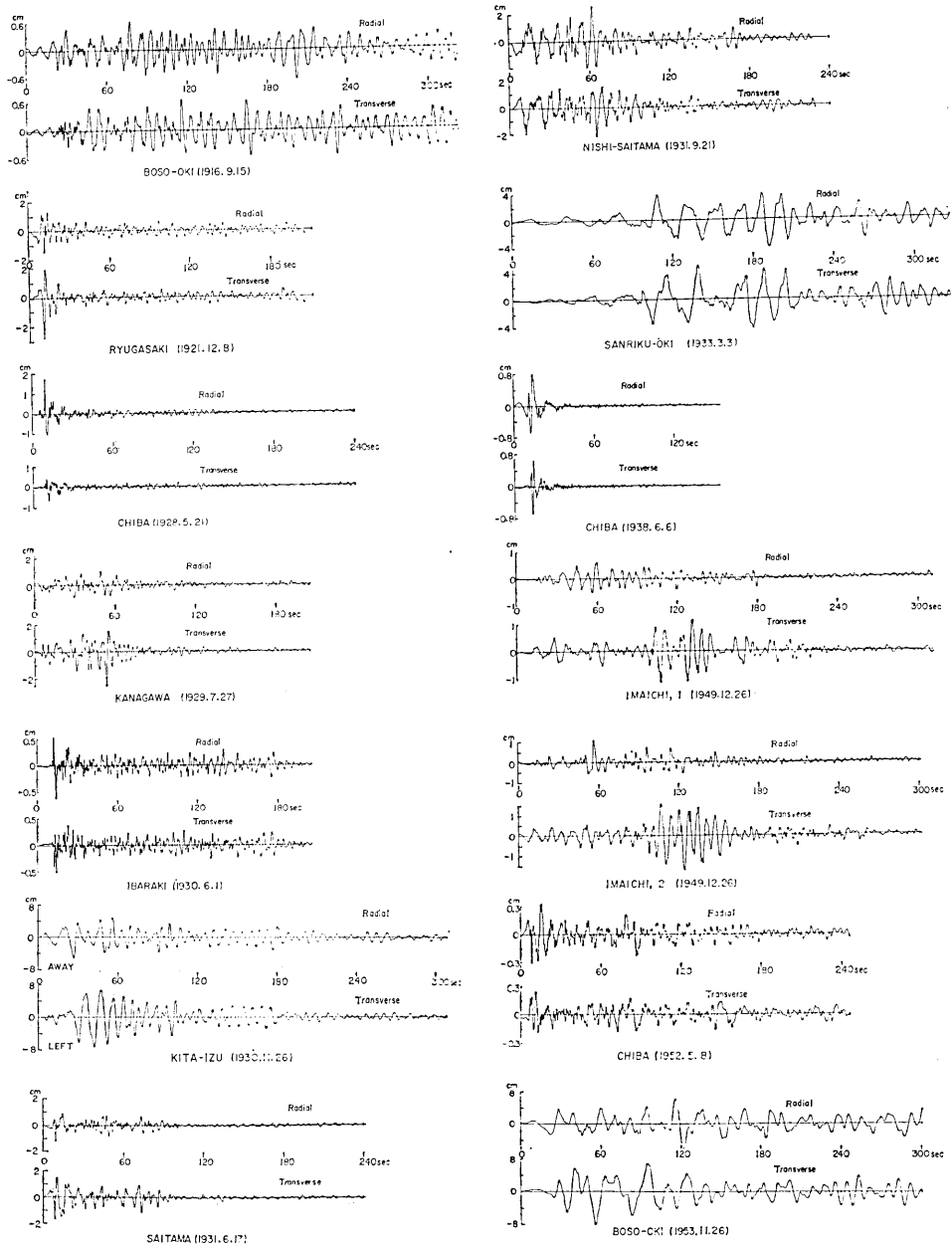


Fig. 5 a. Seismograms rotated into radial and transverse components.

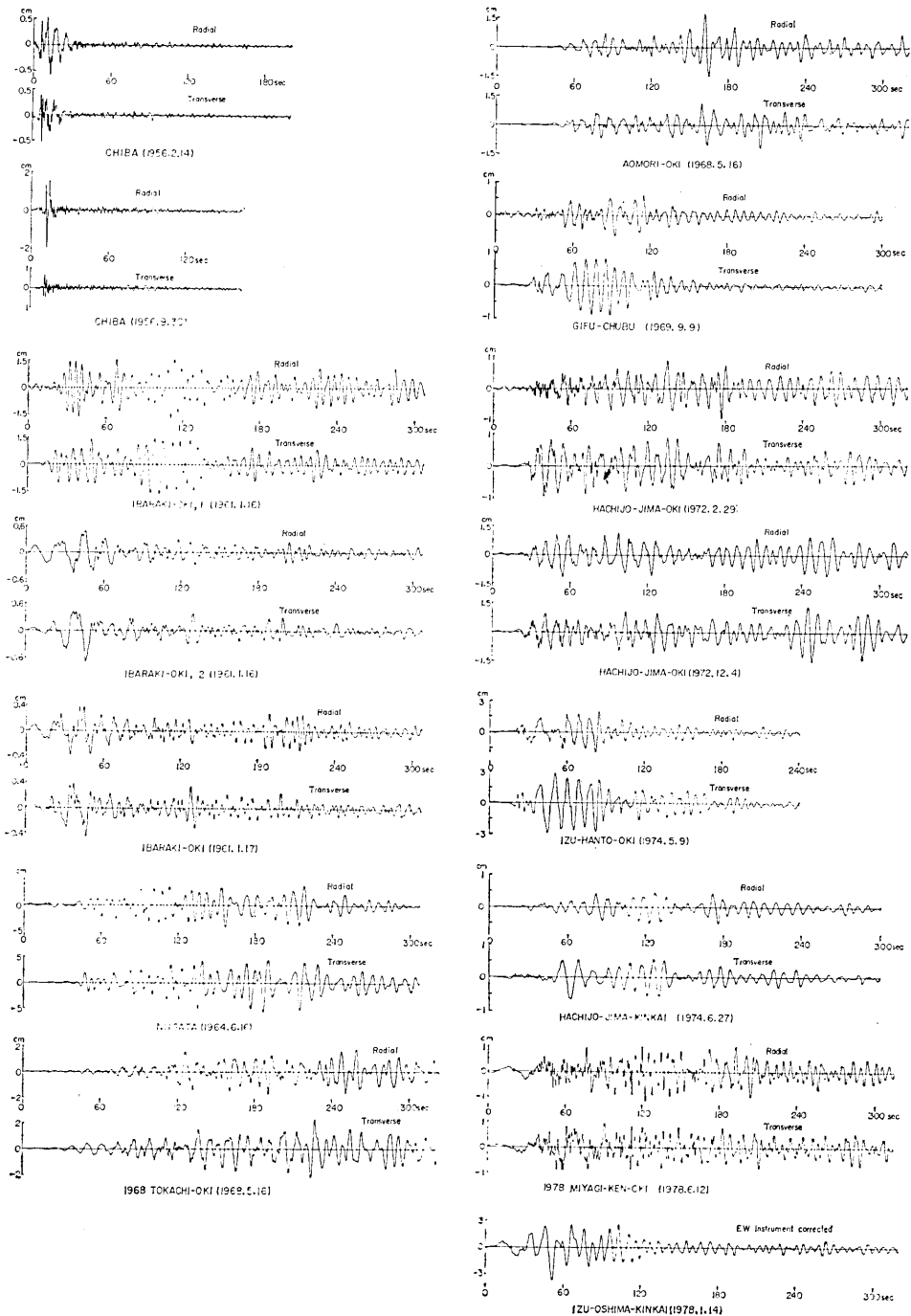


Fig. 5 b. Seismograms rotated into radial and transverse components.

4. 地震波形の特徴

Fig. 5 の地震記録はその波形の特徴から大きく3つのタイプに分類することができよう。先づ、北伊豆、今市、岐阜県中部、伊豆半島沖など、震源が極く浅い、中距離の地震 ($H \leq 10 \text{ km}$, $\Delta = 100 \sim 250 \text{ km}$) では、 R 成分に比べて T 成分の振幅が大きく、大振幅部分では波の分散性が明瞭に見られる。一方、竜ヶ崎地震、千葉県中部 (1928, 1956)、千葉県西部 (1956) の地震など、近距離で震源がやや深い ($H \geq 40 \text{ km}$, $\Delta \leq 50 \text{ km}$)、いわゆる直下型地震の地震動はパルス状の波形で始まり、主要動部分が2~3波で終る点が特徴的である。これに対して、西埼玉地震をはじめ、埼玉県や千葉県の比較的近距离に起こる浅い地震 ($H \leq 10 \text{ km}$, $\Delta \leq 70 \text{ km}$) の波形は両者の中間の特徴を示す。

地震動の波動的性質をしらべるにはランニングスペクトルが有効であるが、ここでは response envelope spectrum (RES) (Trifunac, 1971) を利用する。RES は減衰の小さい1質点系を狭帯域フィルターとして用い、一連の固有周期をもつ系の応答波形の包絡線によって地震動に含まれる各成分波の時間的変化を表現したものである。Fig. 17 に示されている主な記録の T 成分に対する RES から次のことがわかる。すなわち、前述の北伊豆、岐阜県中部、伊豆半島沖の各地震のほか、今市地震、八丈島近海の地震 (1974) など、震源が浅い地震に対する RES では、波の分散性が一層明瞭にみられ、主要部分の波がラブ型の波であることが知られる。一方、直下型に属する竜ヶ崎地震、千葉県西部の地震 (1956) では全く分散性がみられず、波形の特徴と合せてこの場合の波が主として実体波であることを示す。西埼玉地震および埼玉県南部の地震 (1931) によるものは、分散性の波と非分散性の波の混在がみられる。上下動成分については一部に分散性が認められるが、水平動成分ほど明瞭ではない。

5. 地震動のスペクトル特性

地震動の水平 (R および T) 成分に対するフーリエ変位スペクトルを Fig. 7 に、上下 (V) 成分に対する変位および加速度スペクトルを Fig. 8 に示す。地震動の総合的スペクトルを評価するという工学的立場から、解析区間は水平動については S 相の初めから

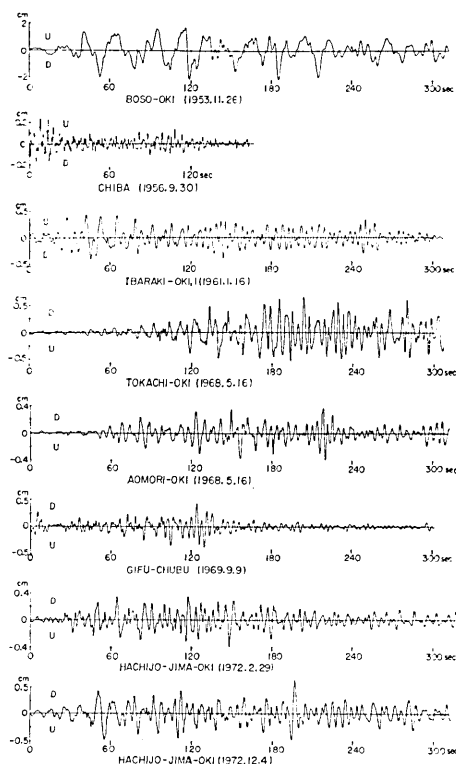


Fig. 6. Seismograms of vertical component.

180 sec 間を，上下動成分については P 波初動から 360 sec 間とした。

地震の規模，震央距離，震源深さなどが相当に異なるため，個々の記録のスペクトル特性は多様であるが，大まかにみればいくつかの類似点が認められる．すなわち，水平動成分では殆んど総てのスペクトルに 8 sec 前後のピークが存在する．特に震央距離 100～

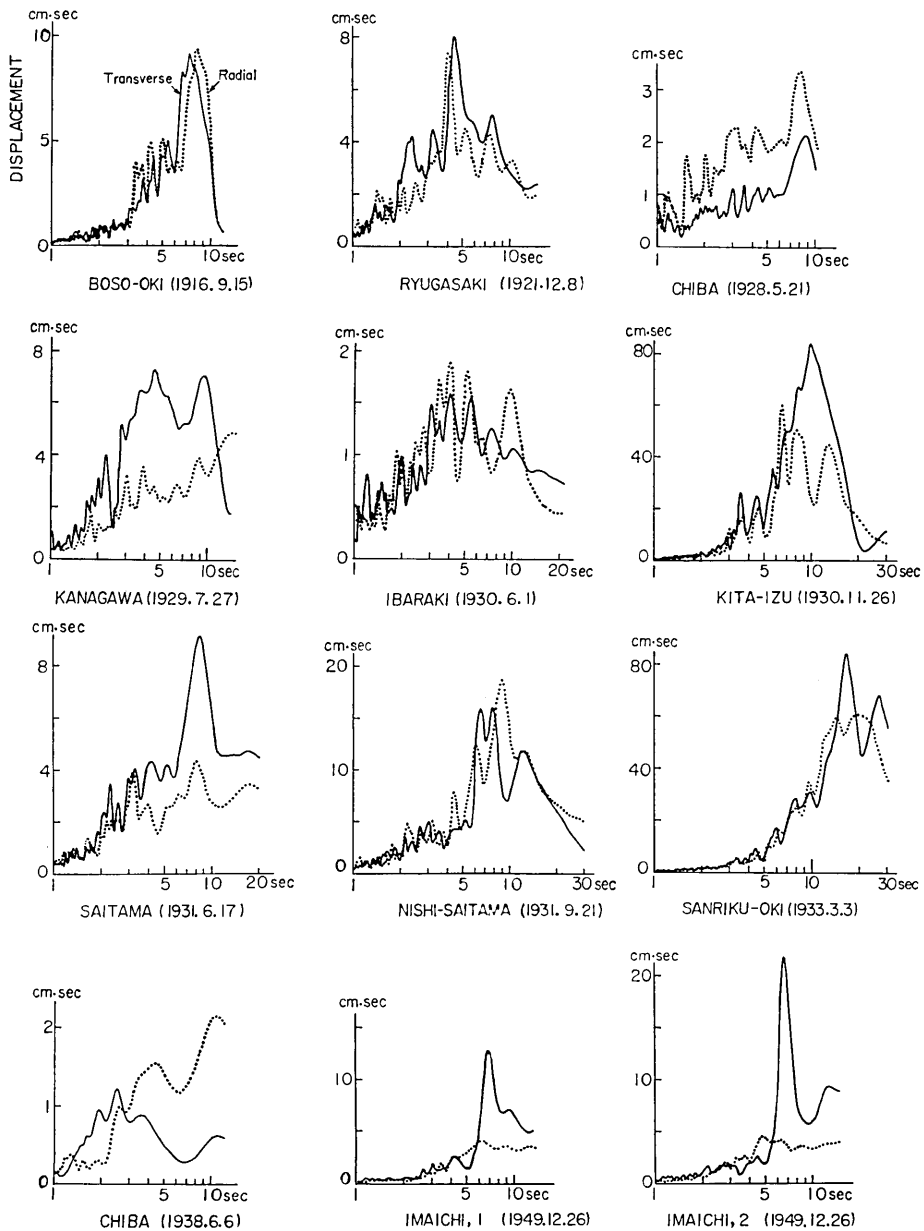


Fig. 7a. Fourier displacement amplitude spectra for radial and transverse seismograms.

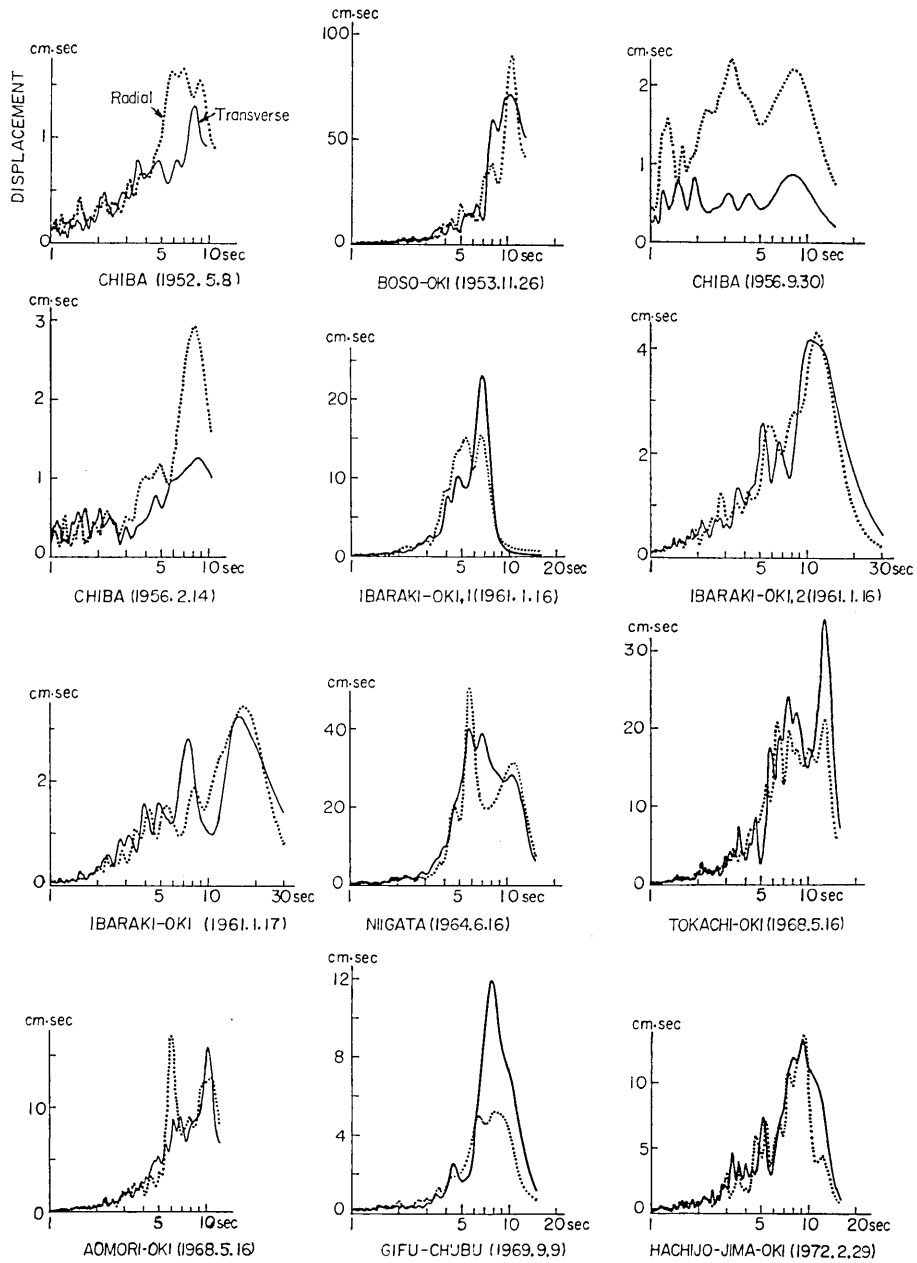


Fig. 7b. Fourier displacement amplitude spectra for radial and transverse seismograms.

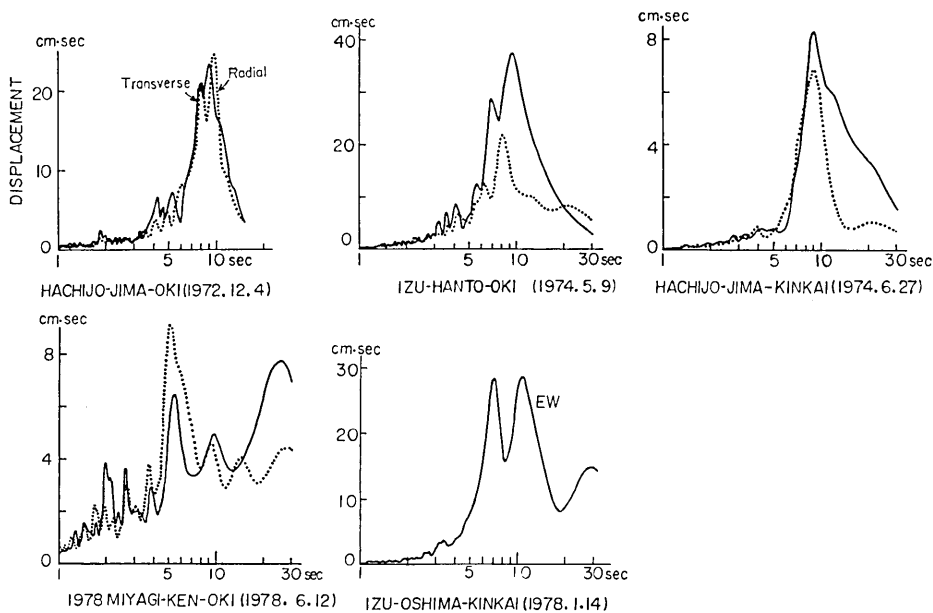


Fig. 7c. Fourier displacement amplitude spectra for radial and transverse seismograms.

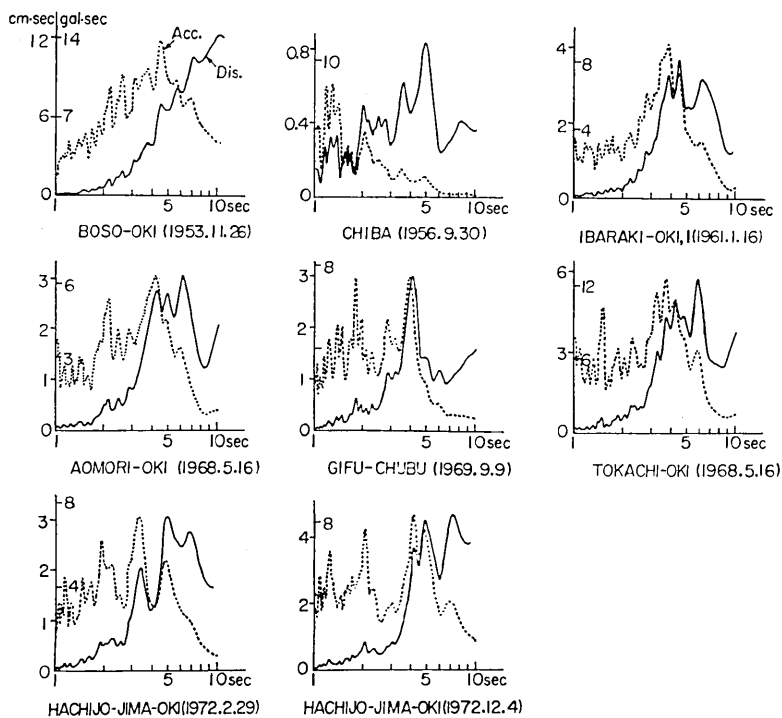


Fig. 8. Fourier displacement and acceleration amplitude spectra for vertical seismograms.

300 km で震源が極く浅い ($H=0\sim 10$ km) 地震 (例えば, 北伊豆, 今市, 岐阜県中部, 伊豆半島沖) では, T 成分のスペクトルが尖鋭な単峰形を示し, 多くの場合 R 成分より T 成分の振幅が大きい. 他方, 震央距離 50~60 km 以下のやや深い ($H\geq 40$ km) 地震では短周期成分の振幅が相対的に大きく, 4 sec 前後の周期にもピークがみられる. また, T 成分より R 成分の振幅が大きい場合が多い.

上下動成分のスペクトルは解析例が少なく, 1 例を除いて震央距離 200 km 以上の地震によるものであるが, 変位スペクトルでは 4~5 sec の山がほぼ共通に現われる. 加速度スペクトルによって相対的に短周期成分を強調してみると, 4 sec 付近のピークは一層明瞭になるとともに, 半数以上のスペクトルに 2 sec 前後のピークが認められる.

このように, スペクトルは一般に 1 つまたは 2 つの顕著なピークをもち, 卓越周期の決定は比較的容易である. Fig. 9 に水平および上下成分の卓越周期の分布を地震の震央距離との関係で示した. ただし, 同程度の大きさをもつピークが 2 つある場合は併記した. R 成分, T 成分とも卓越周期の値は 6~9 sec に集中しているが, 10~15 sec の卓越周期をもつものも少なくない. また, R 成分および V 成分では 4~5 sec の卓越周期をもつものが多い. 8 sec 前後の卓越周期が地震の遠, 近にかかわらず現われることは注目に値する.

地震動のスペクトルは, 震源特性, 伝播経路および観測点近傍の地下構造の波動伝達特性などが相乗された結果として理解されるものであるから, 規模, 震央距離, 方位などが異なる多数の地震のスペクトルの平均をとれば, それぞれの地震動に含まれる共通部分, すなわち観測点近傍の地下構造による波の伝達特性が強調される (田中・吉沢, 1975). Fig. 10 に各方向成分に対する平均スペクトル (幾何平均) を最大値で基準化して示した. 水平成分では 8 sec 付近の卓越周期が明瞭で, 特に T 成分は単純な形を示すのに対して, 上下成分のそれは約 4.5 sec である.

東京の深部地下構造に関しては, 基盤構造研究グループにより 1976 年以來一連の調査, 研究が行われ (嶋・他, 1976-1978), 基盤と考えられる地殻表層までの構

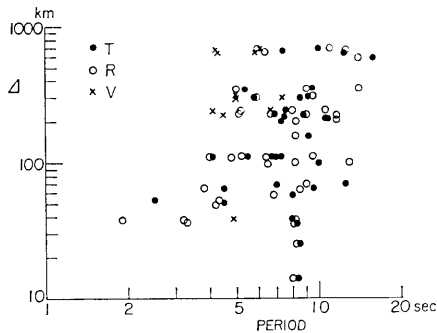


Fig. 9. Distribution of the predominant periods of earthquake motions represented in relation to the epicentral distance of the earthquakes.

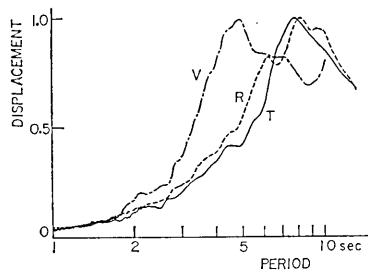


Fig. 10. Normalized average displacement amplitude spectrum for each of the three components.

Table 3. Constants of underground structure for the model A (after SHIMA *et al.*).

V_p (km/sec)	V_s (km/sec)	ρ (gr/cm ³)	H (km)
1.80	0.68	2.0	1.3
2.70	1.50	2.0	1.0
5.60	3.00	2.5	∞

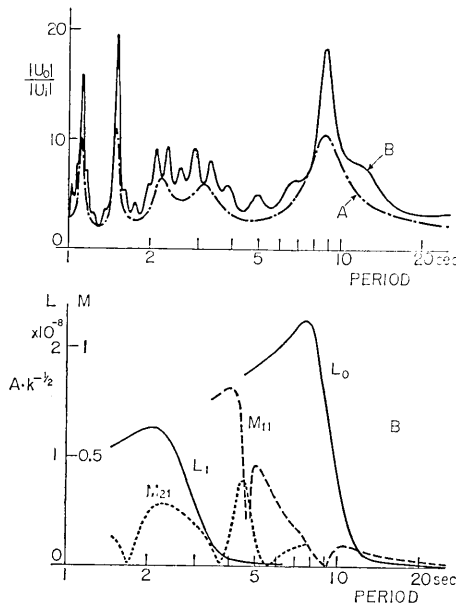


Fig. 11. Amplification characteristics for SH waves for the underground structure models A and B (upper), and amplitude characteristics for Love and Rayleigh waves for model B (lower).

地震の Ewing 地震計の記録にも卓越している (森岡, 1976). この周期は東京の地下構造からは期待され難く, 地震の震源スペクトルに関係するものと推測される.

6. 強震動スペクトルの推定

前述のように, 水平動成分のスペクトルは全体的な形状の相異から, 震央距離がほぼ 100 km 以上の地震によるもの (A グループ) と, 数 10 km 以下のもの (B グループ) の 2 つに分けられる. この両グループ (A; 19 記録, B; 9 記録) について変位および加速度の平均スペクトルを作ると Fig. 12 のようになり, 両グループのスペクトル特性は明らかに相違する. 特徴的なことは, A グループの地震動が 1~8 sec の周期範囲で, ほぼ加速度スペクトル一定の性質を示すことであろう. そこで, A グループの個々のスペクトルについて 2~8 sec の間の平均スペクトル振幅, A (gal·sec) を求め, 地震の M , Δ との関係をしらべると Fig. 13 のようになり, 3 者の関係はかなり規則的である. デー

造と速度分布が明らかにされてきた. そこで, Table 3 に示す 1 つの地下構造モデル (嶋・他, 1976) を選び, 波動伝達特性を計算して地震動の卓越周期との関連をしらべた.

上記の構造モデル (A) およびその下部に関東地方の地殻構造モデル, E3A3 (MIKUMO, 1967) を付け足したモデル (B) の 2 通りを考え, モデル A, B に対して SH 波の重複反射による増幅特性を, モデル B についてラブ波およびレーリー波の振幅特性を計算した結果が Fig. 11 である. Fig. 11 は, SH 波および基本モードのラブ波によって 8 sec 前後の, また基本モードのレーリー波によって 4 sec 前後の波が地表の地震動に卓越する可能性を示すもので, 前述の解析結果とよく調和する. 規模の大きい地震の際, 水平動のスペクトルには 10~15 sec のピークが現われる傾向があり, 1933 年三陸沖, 1968 年十勝沖などの地震では最大のピークとなる. 特に 13 sec 前後の周期は 1923 年関東

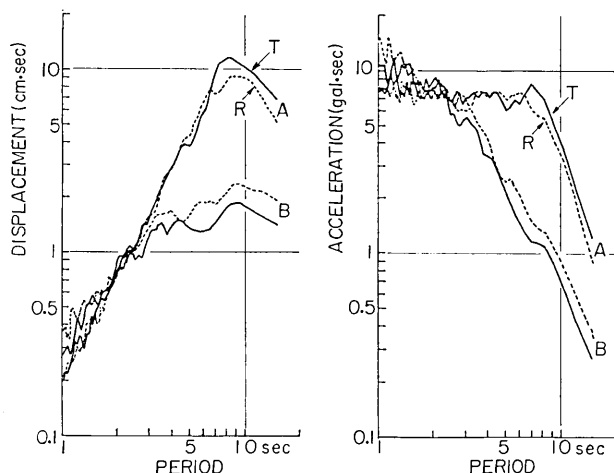


Fig. 12. Average Fourier amplitude spectra for the seismograms of group A ($D \geq 100$ km, 19 records) and group B ($D \leq 60$ km, 9 records).

タの数は少ないが最小二乗法によって暫定的な関係式を求めると、

$$\log_{10} A = (0.738 \pm 0.050) M - (0.892 \pm 0.099) \log_{10} D - (2.186 \pm 0.276) \quad (1)$$

が得られ、図中に直線で示されている。ただし、 T, R 両成分の平均振幅の差は小さいので一括して扱った。

フーリエ成分の周期毎に同様な計算を行えばスペクトルに関する実験式が得られる。Aグループの T 成分について各周期毎に、 $\log D = a + bM + c \log d$ の関係式をあてはめ、

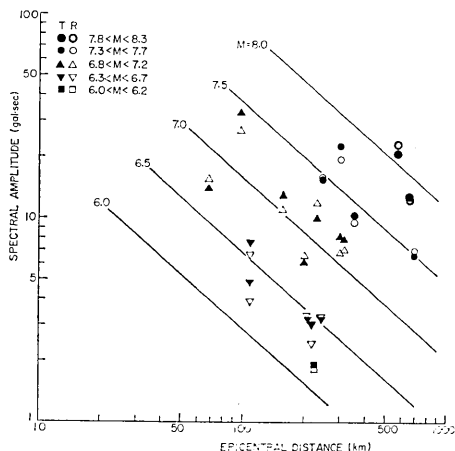


Fig. 13. Relations between the acceleration spectral amplitude (average for the range 2-8 sec.), epicentral distance and magnitude M of the earthquake. The straight lines are the relations expressed by equation (1).

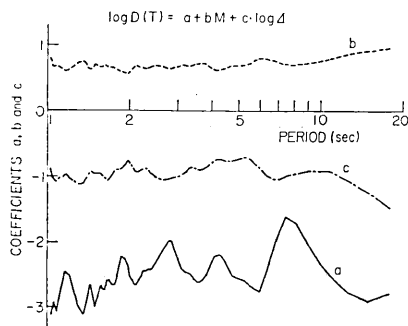


Fig. 14. Period dependence of the coefficients a, b and c in the formula for estimating the Fourier spectral amplitudes of earthquake motions.

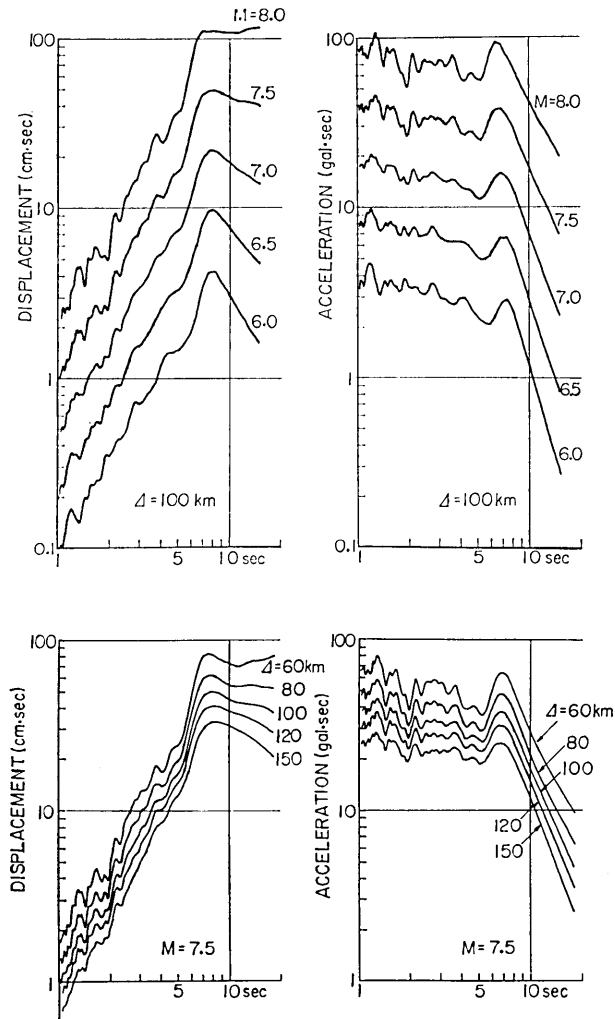


Fig. 15. Fourier displacement and acceleration amplitude spectra of earthquake motions estimated from the empirical formula obtained in this study.

係数 a , b , c の値を求めたのが Fig. 14 である。ここに、 D は変位スペクトル振幅 (cm-sec) を表わす。係数 a の周期による変化は、元のスペクトルの形と相関があり、 b , c の値はほぼ一定値をとる。東京に強震動をもたらすと予想される M や Δ の範囲について地震動のスペクトルを推定したものが Fig. 15 である。スペクトルの特徴として、8 sec 前後に明瞭なピークが存在すること、加速度スペクトルは 1~8 sec の間でほぼ一定となり、より長周期側で T^{-3} ~ T^{-2} で減少するなどの点が指摘されよう。加速度スペクトル振幅の大きさとしては、100 km の距離に起こる M 8.0 の大地震に対して、100 gal-sec (= kine) に近い値が期待される。卓越周期約 8 sec におけるスペクトル振幅について推定値と観測値を比較すると、北伊豆、伊豆半島沖、岐阜県中部、八丈島近海、房総沖などの表

面波成分が卓越する地震では、観測値が推定値より 2~3 倍大きく、これらの地域に発生する地震は特に注意を要する。

KANAMORI (1979) は、垂直横ズレ断層によって生ずる $M8$ 級の大地震は multiple shocks になるとの観点から、 $M7$ 級の地震の加速度強震記録を用い、断層震源理論に基づいた確率論的手法により大地震の震源近傍 ($d=50$ km) における強震動の波形および 1 質点応答スペクトルを推定している。それによれば、周期 1~10 sec の範囲で速度応答スペクトル ($h=0.05$) がほぼ平坦となり、その大きさは通常の場合約 50 kine、特別の条件下で 150 kine が期待されるとしている。減衰が小さい系の速度応答スペクトルはフーリエ加速度スペクトルとほぼ等しい (HUDSON, 1962) ことから比較すると、われわれの推定値 ($d=50$ km) は KANAMORI の言う特別の場合に相当する。この場合の推定値が比較的大きいのは東京付近の厚い堆積層の影響によるものかも知れない。

7. 長周期構造物の地震応答

やや長周期地震動による構造物の振動挙動を推定するため、1 質点系の地震応答をしらべた。応答計算には変位記録からフーリエ変換の方法で求めた加速度波形を用いたが、加速度の小さい長周期成分の桁落ちによる誤差が生ぜぬよう注意した。

長周期構造物は一般に振動の減衰性が極めて小さい。実測例によれば、小振幅時の超高層建物の一次減衰定数 (h) は 0.02~0.01 程度、また石油タンクでは液面動揺振動に対して 0.001 程度と言われている。したがって、地震時におけるこれら構造物の振動継続時

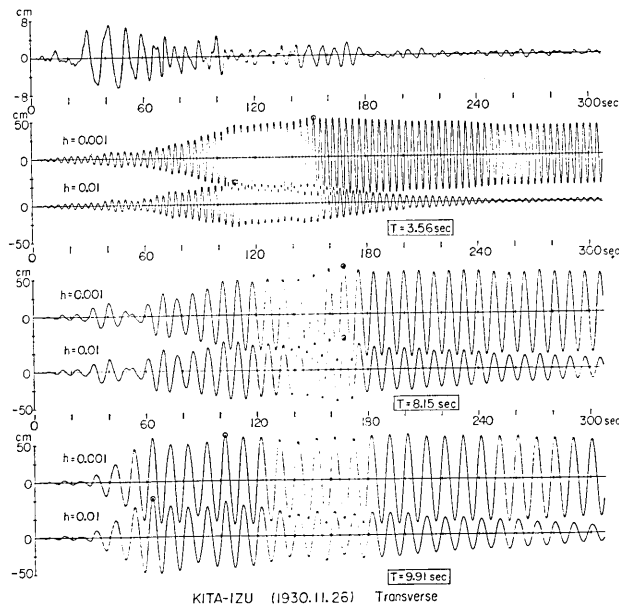


Fig. 16. Displacement response waveforms of one-mass systems with different natural period T and damping constant h computed from the transverse seismogram of the 1930 Kita-Izu earthquake (uppermost trace).

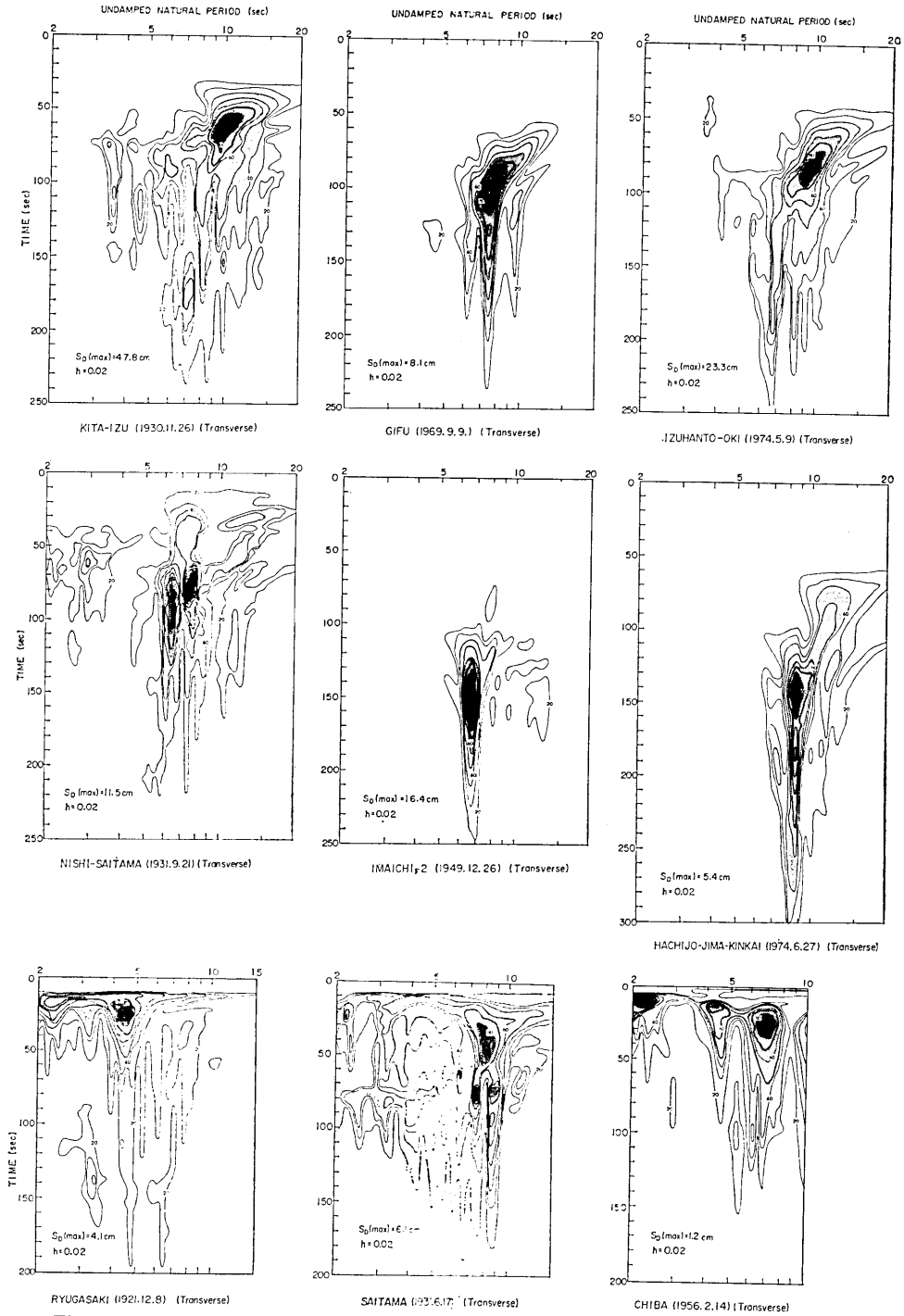


Fig. 17. Displacement response envelope spectra for 2% damping for transverse seismograms. Numbers on the contours represent the relative amplitudes to the peak value in percentages.

間は長いという特徴をもつが、やや長周期成分が卓越した地震動に対してはその傾向が助長されるものと考えられる。

1 例として、北伊豆地震の **transverse** 成分に対する変位応答波形を Fig. 16 に示す。Fig. 16 では、地震動スペクトルのピークに対応して3つの固有周期をもつ系を選び、2組の減衰定数 ($h=0.001, 0.01$) を与えた場合の応答波形を示した。この例では、周期の長い系ほど振動の成長が早く、応答最大値の出現も早い。注目すべきことは、いずれの場合でも初期の大振動が減衰し始めてから1~2分後に再び振幅の増大が見られ、減衰が小さい系では最大応答値に匹敵する大振幅が数分以上も続くことである。このような応答挙動は明らかに入力地震動の震動継続時間(波数)に依存するもので、長周期構造物の応答解析にあたって用いる地震記録の選定が重要であることを意味する。

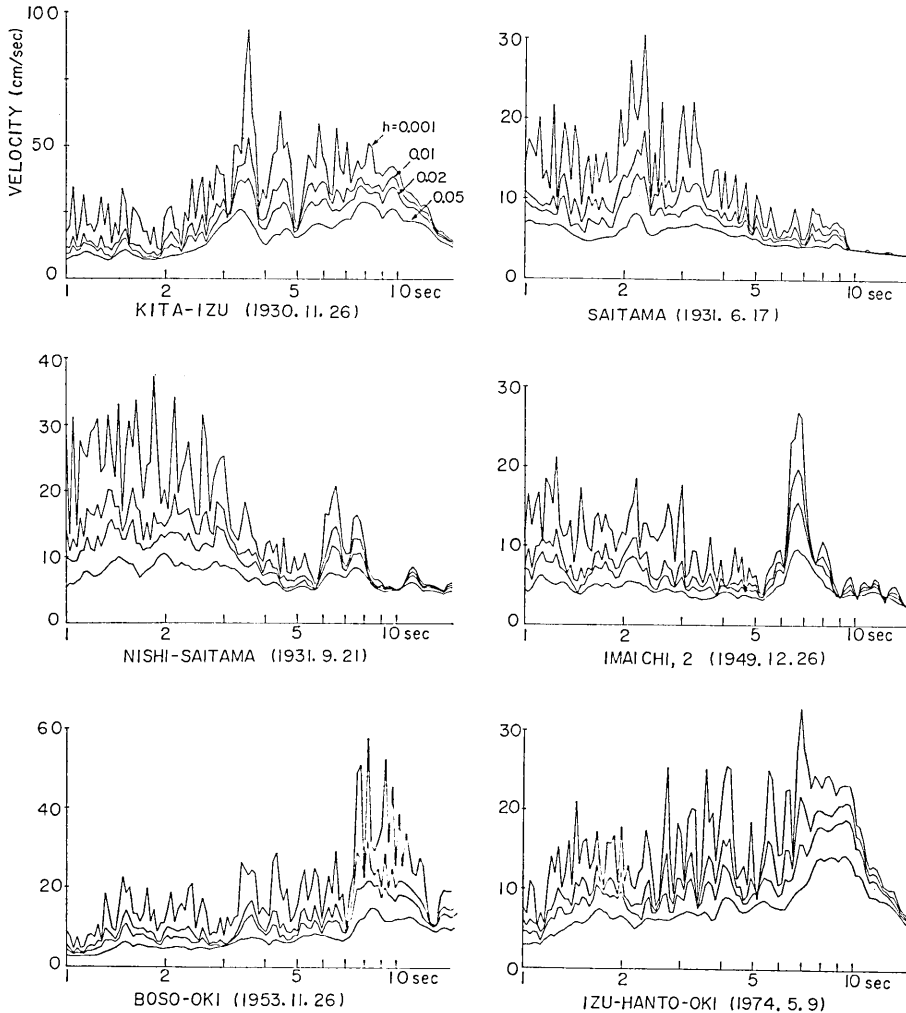


Fig. 18. Velocity response spectra computed from the transverse seismograms of major earthquakes.

地震動特性の違いが構造物の過渡応答に与える影響を知るため、response envelope spectrum について検討を行った。RES は応答波形の包絡線の振幅を、系の固有周期および経過時間との関係で表現したものである。Fig. 17 は主な記録の T 成分に対する解析結果で、減衰 2% ($h=0.02$) の系の相対変位をとり、最大値を 100 に基準化して示した。図の上段は分散性が顕著な地震動に対する例で、時間の経過とともに、長周期から短周期の構造物へ最大応答が移る有様が明瞭である。また、表面波の優勢な地震動により構造物は共振状態になり易く、振動の継続時間も延びる。解析例では、8 sec 前後の構造物で、最大応答値の 40% を越える振幅レベルが 2~3 分の間継続している。

一方、直下型地震による地震動は、その波形から予想されるように、同時に広い周期範囲の構造物に影響を与えるが振動の継続時間が短く、共振状態になり難い。西埼玉地震など近距離の浅い地震では両者の中間的パターンを示す。

種々の減衰定数をもつ構造物の応答特性を知るため主要な地震記録の T 成分について 1 質点応答スペクトルを計算した。Fig. 18 に 4 種の減衰定数 ($h=0.001, 0.01, 0.02, 0.05$) に対する速度応答スペクトルを示す。系の減衰が小さい場合には、地震動の有効波数が多いほど減衰の差による応答振幅の差が大きくなる (例えば、山本, 1974)。この点に着目すると、今市、房総沖、伊豆半島沖の各地震は、その卓越周期近傍の成分波が少なくとも 10 波以上含まれていると推定される。このことは、周期数 sec 以上の構造物に対する応答計算には長さ数 10 sec 以上の地震記録を用いる必要があることを示すものである。

長周期構造物に対する地震動の“強さ”を評価するため、主な記録を選び水平 2 成分が

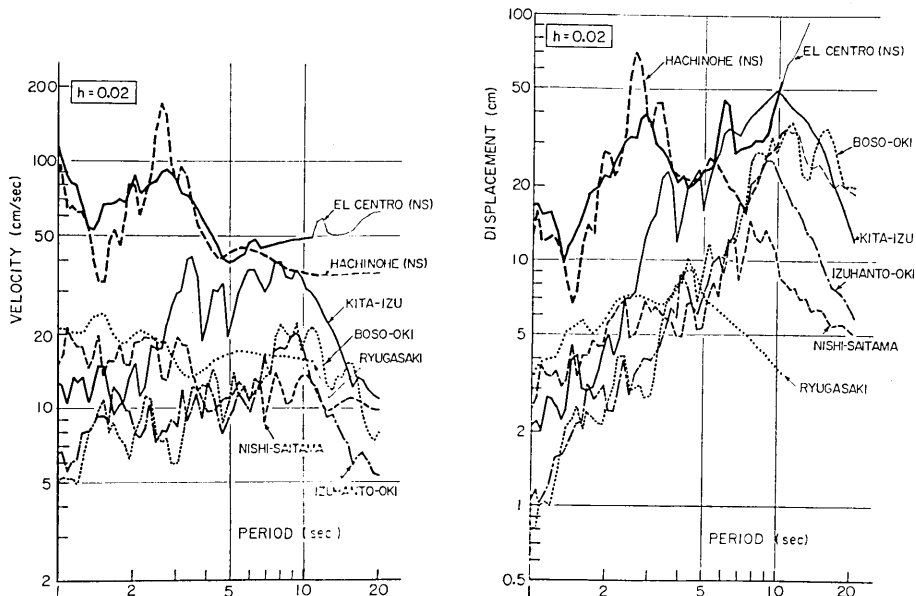


Fig. 19. Comparison of the response spectra computed from horizontal seismograms of major earthquakes with those from the representative strong-motion accelerograms.

同時に作用した場合の応答スペクトル (二次元応答スペクトル, $h=0.02$) を計算し, Fig. 19 に示した. 比較のため, 構造物設計時の応答解析用地震波として慣用され, やや長周期成分にも豊かな代表的加速度強震記録 (El Centro; 1940 年 Imperial Valley 地震, 八戸; 1968 年十勝沖地震) に対する応答スペクトルを併せて示した. 用いた記録の長さは, El Centro が 40 sec, 八戸が 82 sec である. Fig. 19 から, 今回解析した記録のうち, 北伊豆地震記録の応答値が最も大きく, 4~5 sec 以上の周期範囲で代表的強震記録のそれに匹敵することがわかった.

8. 関連した 1, 2 の問題

(1) 地震記録から得られたラブ波の群速度

明瞭な分散性を示す 5 つの地震記録を選び, その transverse 成分について moving window フーリエ解析を行い, 得られた群速度の値をプロットすると Fig. 20 のようになる. 群速度の値は地震による違いが大きく, 震源一観測点間の平均的地下構造の相違を表わしているが, 遠い地震ほど群速度が大きいという系統的傾向がみられる. 工藤・嶋 (1979) は, 1974 年伊豆半島沖地震の東京における変位記録のシミュレーションを行う際, 東京および伊豆半島の地下構造を代表する 2 つの半無限煤質が或る距離で接着した地下構造モデルを用い, 観測と理論からの群速度分散曲線が調和するような構造の境界位置を求めた (江の島付近).

主都圏における基盤構造の探査が進み, 方向別の地下構造も与えられるようになった (嶋・柳沢・座間, 1978) ので, 上記の観測結果に同様な方法を適用することも或る程度可能ではあるが, 古い地震記録の精度の問題もあり, ここではごく荒い方法で厚い堆積層をもつ地域の広がりやを推定してみた. すなわち, 震源一観測点間を基盤層 (地殻上層) が露頭している地域 I (群速度 U_I) と東京の地下構造をもつ地域 II (群速度 U_{II}) の 2 つに分け, それぞれの地域での伝播時間の和が, 観測された群速度で全距離を伝わった時間と等しくなるような構造の境界位置を求める (佐藤, 1959). この場合は, 比較的誤差が小さいと思われる 4~7 sec の周期範囲の平均群速度の値のみを使い, \bar{U}_{II} を 0.6 km/

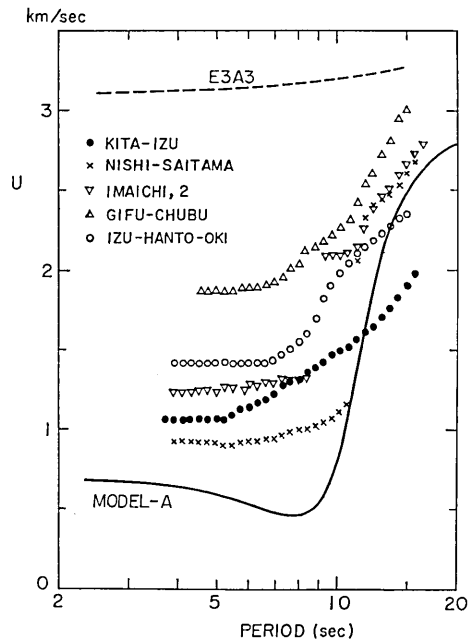


Fig. 20. Group velocities resulting from transverse seismograms and the theoretical dispersion curves of the fundamental mode Love waves for two underground structure models.

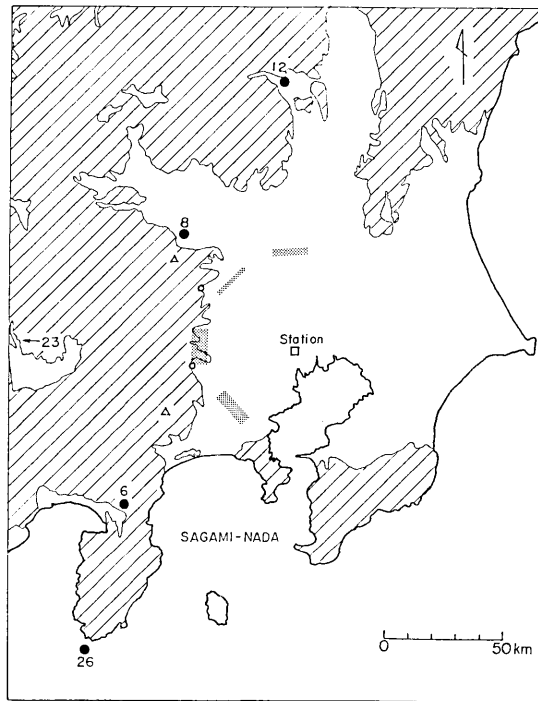
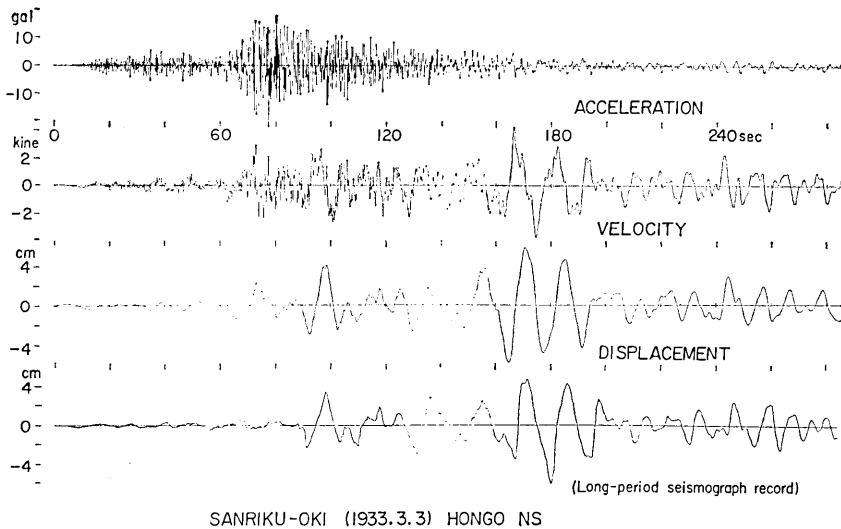


Fig. 21. Location of the apparent boundary of two regions with different underground structure obtained from the group velocity data for Love waves. Black circles and numbers attached represent respectively the epicenter of earthquake and the earthquake number in Table 1.



SANRIKU-OKI (1933.3.3) HONGO NS

Fig. 22. Ground acceleration, velocity and displacement computed from the accelerogram. The lowest trace is the ground displacement by the Omori's long-period seismograph.

sec とし、 \bar{U}_1 を 3.0~3.5 km/sec に仮定した場合の境界位置を網目で Fig. 21 に示した。図中の白ヌキ部分は第四紀堆積地層に属する地域のおよその範囲を描いたものである。観測点から境界までの平均距離は、北から今市地震 42 km, 西埼玉地震 39 km, 岐阜県中部地震 41 km, 北伊豆地震 36 km でいづれもほぼ 40 km 前後に求まる。以上は乱暴な仮定の下に得られた見かけの境界位置であり、現実の地下構造との直接の対比は難かしいが、地震記録から得られた1つの情報として今後検討したい。

(2) 加速度記録による地震動の広帯域スペクトル

昭和6年に加速度地震計が開発され、翌年から東京および横浜市内の10個所で地震動の同時観測が行われた(石本, 1934)。三陸沖地震(1933)の際には9個所で観測に成功したが、良好な原記録が残されている4個所(本郷, 丸の内, 向島および青山)の記録(NS成分)を解析し、短周期からやや長周期に及ぶ広帯域スペクトルを求めるとともにその地域差をしらべた。

地震計の定数は、固有周期 0.115 sec, 減衰定数(h) 約 0.6, 感度 0.5~1.0 mm/gal で記録紙速度は 2 mm/sec である。解析には5倍の引伸し写真を用い、波形の山, 谷の時刻と振幅の読取値から cosine 補間により $\Delta t=0.07$ sec の数値記録を作成した。1例として本郷(地震研究所, 旧館)における加速度波形およびフーリエ変換法で求めた速度および変位波形を Fig. 22 に示す。ただし、地震計特性の補正の際、0.2 sec 以下および 20

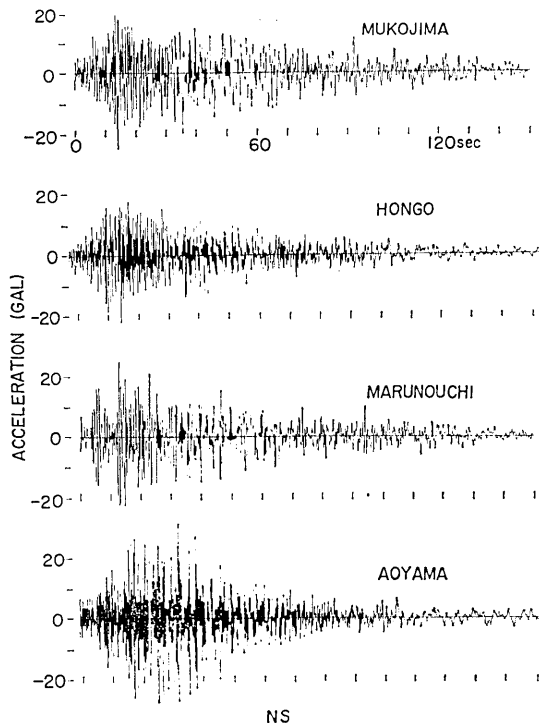


Fig. 23. Accelerograms of the 1933 Sanriku-oki earthquake recorded at four sites in Tokyo. NS component.

sec 以上の周期成分は除去した。加速度、速度および変位の最大値はそれぞれ、22 gal, 4.3 kine および 5.9 cm である。比較のため、大森式長周期地震計による変位波形（最大振幅 5.9 cm）を並べて示したが、それぞれの記録の精度および数値化誤差を考慮すれば両者は振幅、波形ともによく似ているとみるべきであろう。

前記4箇所における加速度記録のS相以後、150 sec 間の加速度波形を Fig. 23 に、そのフーリエスペクトルを Fig. 24 に示す。短周期側のスペクトル特性は表層地盤の震動特性を反映して場所による違いが大きいが、その卓越周期は各場所について従来から知られている値と一致する。これに対して長周期部分のスペクトルは互により対応を示し、約 13 sec および 8 sec のピークは各場所で共通に認められる。このことは、やや長周期地震動に関する前節までの検討結果が東京中心部全域に適用し得ることを示すものであろう。

また、本解析例は 0.05 gal 程度の分解能をもつ加速度記録を用いるならば、工学分野で従来対象としてきた 1~2 sec 以下の短周期から 10 数 sec に及ぶやや長周期までの地震動を一括して取扱うことができ、地震動特性を検討する上で一層有効であることを例証したものと云えよう。

9. まとめ

M6 以上の地震の東京における低倍率地震計記録を解析し、1~10 数 sec の周期帯域における地震動の特性をしらべた。得られた主な結果は次のとおりである。

1) 東京中心部における地震動は、震央距離がほぼ 100 km 以上の極く浅い地震では表面波、特にラブ波が卓越する。これに対して、震央距離はほぼ 50 km 以下のやや深い地震（直下型地震）では、大振幅部分が 2~3 波で終る衝撃型となる。近距離の浅い地震では両者の中間的特性をもつ。

2) 震央距離や震源深さによらず、地震動には 8 sec 前後の周期が卓越し易い。これは深さ約 2.3 km に達する東京の厚い堆積層に原因するものと考えられる。

3) 地震動のフーリエスペクトルと地震の規模、震央距離との関係をしらべ強震動のスペクトルを推定した。その結果、平均的な値として、M8.0 の大地震の震央距離 100 km における地震動の加速度スペクトル強度は 100 gal·sec (kine) に近い値をもつことがわか

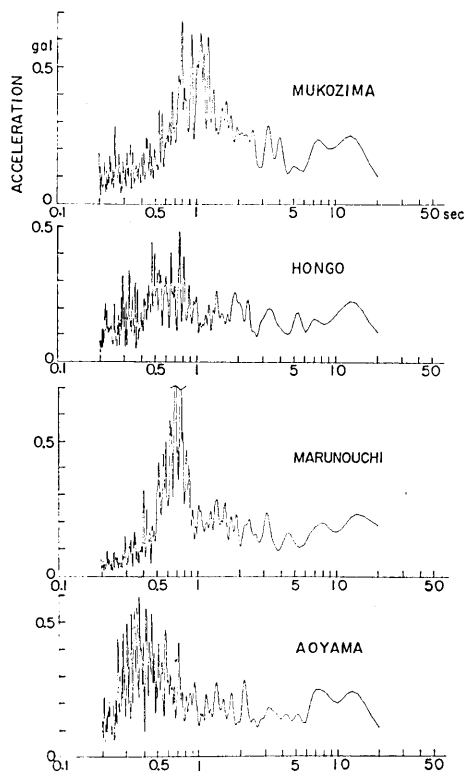


Fig. 24. Fourier acceleration amplitude spectra for the accelerograms.

った。また、加速度スペクトルが 1~8 sec の間でほぼ平坦となることから、平均加速度振幅を推定する実験式が得られた。

4) 1 質点応答スペクトルおよび response envelope spectrum によって長周期構造物の地震応答をしらべ、表面波成分が優勢な地震動は構造物の共振状態を作り易く、また振動継続時間を延ばすという点で不利となることがわかった。

5) 長周期構造物に対する地震動の“強さ”を評価し、1930 年北伊豆地震の記録が、動的耐震設計用の代表的加速度強震記録と同等の強さをもつことがわかった。したがって、震源が浅く表面波が十分に発達する条件下では、東京周辺に起こる大規模地震が長周期構造物の耐震上注意すべきものとなる。例えば、約 100 km の距離に起こる M7 級の地震、または M, A の組合せが同等以上の大きさとなる地震が一応の目安となろう。

これまで、やや長周期帯域における地震動の性質に関する具体的知識は、意外に乏しいのが実情であった。これは工学分野における地震観測が、より短周期の地震動を主たる対象としてきた経緯から止むを得ないことではあるが、今後はやや長周期帯域をカバーする観測が是非とも必要である。この場合、地震動の短周期成分からやや長周期成分までを連続して取扱うことが望ましく、この面からも広周期帯域、広ダイナミックレンジの強震観測を推進する必要がある。

地震記録の利用にあたって、気象庁勝又 護博士、地震研究所津村建四朗助教授、岩田孝行氏、唐鎌郁夫氏ほかの方々の御協力を頂いた。鹿児島大学佐藤泰夫教授には 1953 年房総沖地震の補正済数値記録を提供して頂いた。また、嶋 悦三教授および工藤一嘉博士には本研究の過程で有益な議論をして頂いた。表面波に関する計算プログラムは工藤一嘉博士の作成したものを借用した。以上の方がたに厚く御礼申し上げる。

本研究は、文部省自然災害科学特別研究 (代表者、嶋 悦三教授)「地震活動度と震害分布」の 1 部として行ったものである。

文 献

- HUDSON, D. E., 1962, Some problems in the application of spectrum techniques to strong-motion earthquake analysis, *Bull. Seis. Soc. Amer.*, **52**, 417-430.
- 石本巳四雄, 1934, 東京横浜市内 10 個所における地震動加速度観測 (1), 地震研究所彙報, **12**, 234-248.
- KANAMORI, H., 1979, A semi-empirical approach to prediction of long-period ground motions from great earthquakes, *Bull. Seis. Soc. Amer.*, **69**, 1645-1670.
- 神林幸夫・勝又 護, 1976, 東京の被害地震の表およびその震度分布図, 東京都防災会議刊, 東京直下地震に関する調査研究 (その 3), 53.
- 小林啓美 (代表者), 文部省自然災害科学特別研究班, 1978, 長大構造物の地震動災害とその防止に関する研究.
- KUDO, K., 1978, The contribution of Love waves to strong ground motions, *Proc. International Conf. Microzonation for Safer Construction*, 2nd, 765-776.
- 工藤一嘉・嶋 悦三, 1979, やや長周期地震波形の予測, 第 16 回自然災害科学総合シンポジウム講演論文集, 148-149.
- MIKUMO, T., 1967, A study on crustal structure in Japan by use of seismic and gravity data, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **44**, 965-1008.
- 森岡敬樹, 1976, 1923 年関東大地震の地動, 第 4 回地盤震動シンポジウム講演集 (日本建築学会), 39-48.

- OMORI, F., 1922, On the severe earthquake of Dec. 8, 1921, *Seismological Notes, Imp. Earthq. Inv. Comm.*, No. 2, 1.
- 大沢 胖・田中貞二・吉沢静代, 1979, 長周期低倍率地震計記録のデジタルデータ.
- 佐藤良輔, 1959, 分散曲線による地殻構造の決定について(III), *地震*, **ii**, **28**, 191-201.
- SATO, R., 1978, Long-period surface velocities and accelerations due to a dislocation source model in a medium with superficial multi-layers. Part II., *J. Phys. Earth.*, **26**, 17-37.
- 嶋 悦三・他, 1976-1978, 東京の基盤構造, その1~その4, *地震研究所彙報*, **51**, 1-11; **51**, 45-61; **53**, 305-318; **53**, 1245-1255.
- 嶋 悦三・柳沢馬住・座間信作, 1978, 首都圏の基盤構造, 第5回日本地震工学シンポジウム講演集, 321-328.
- SKOKO, D. and Y. SATO, 1973, Strong motion seismogramme of off-Boso earthquake on November 26, 1953, *Bull. Inter. Inst. Seism. Earthq. Engg.*, **11**, 43-66.
- 田中貞二・他, 1972, 強震計記録の補正について, 日本建築学会大会学術講演梗概集, 411-412.
- 田中貞二・吉沢静代・大沢 胖, 1975, SMAC 型強震計記録の波形処理, *地震学会講演予稿集*, No. 2, 210.
- 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.
- TRIFUNAC, M. D., 1971, Response envelope spectrum and interpretation of strong earthquake ground motion, *Bull. Seism. Soc. Amer.*, **61**, 343-356.
- 山本鎮男・清水信行, 1974, 地震波の長周期成分が長周期構造物に及ぼす影響, *建築技術*, No. 6, 381.
- 座間信作, 1977, 表層の影響を考慮した古い地震の震源再決定, 東京大学大学院理学系研究科修士論文.

28. *Characteristics of Strong Earthquake Ground Motion in the Period Range from 1 to 15 Seconds.*

—*Analysis of the Low-Magnification Seismograph Records*—

By Teiji TANAKA, Shizuyo YOSHIZAWA and Yutaka OSAWA,
Earthquake Research Institute.

It is of prime importance to clarify the characteristics of strong earthquake ground motion in the period range from 1 to 10 or more seconds, to improve the method of earthquake resistant design for high-rise buildings and other long-period structures. For this purpose, displacement records of the low-magnification seismographs (natural period = 6-100 sec, magnification=1-2) at Tokyo resulting from 29 earthquakes have been investigated by means of various spectrum analysis techniques. The range of magnitude (M), focal depth (H) and epicentral distance (Δ) of the earthquakes are 6.0-7.9, 0-70 km, and 14-690 km, respectively.

Seismograms were corrected for instrument response and rotated into radial and transverse components. The seismograms can be classified into three groups according to the waveforms. The first two groups, A and B correspond to very shallow earthquakes with epicentral distance of about 100 km, or more for group A and less than about 50 km for group B. The last group, C, as resulted from nearby earthquakes, has a focal depth of about 40 km or deeper.

Wave types were determined with the aid of the response envelope spectrum (RES). Clear dispersion was found for the transverse component of group A and the ground motion mainly consists of the fundamental mode of Love waves. While seismograms of group C show a pulse like waveform, which consists essentially of body waves. Group B is intermediate between groups A and C.

The Fourier amplitude spectra differ with different epicentral distances and focal depths, i. e., nearby earthquakes ($\Delta \leq 50$ km) have a few peaks in a shorter period range (3-5 sec), while the moderately distant earthquakes ($\Delta \geq 100$ km) have a large single peak in a longer period range (6-13 sec.). Most of the spectra, however, have the largest peak at a period of around 8 sec. Comparing the observed spectra with theoretical amplification characteristics of the ground for SH waves and Love waves (L_0), it was found that the above spectral feature strongly reflects the deep underground structures, down to about 2.3 km, of the Tokyo area.

For estimating the Fourier amplitude spectra (FS) of strong earthquake motions, a simple formula, expressing FS as a function of M and Δ , was calibrated using the horizontal components of seismograms from 19 earthquakes ($M \geq 6.5$, $\Delta \geq 70$ km). The estimated spectra for acceleration are almost flat for the range 1-8 sec, and an empirical formula for the acceleration spectral amplitudes, $\log A = 0.74 M - 0.89 \log \Delta - 2.2$ was obtained.

The effects of wave types on structural response were examined by the RES (S_D , $h=0.02$). Also, the effective strength of the ground motion due to 28 earthquakes was evaluated comparing the response amplitudes of a single degree of freedom system with those of the typical strong-motion accelerograms used in the earthquake resistant design of structures. The important conclusions are; 1) A danger of earthquake motions abundant with surface waves is to lengthen the duration of vibration in structures. 2) The long-period structures situated above thick sedimentary layers as in Tokyo are expected to be severely stressed when a very shallow earthquake with magnitude greater than 7.0 occurs at a distance of approximately 100 km or less from the site.