

関東地方における入力地震動特性に関する研究

- 1 はじめに
- 2 アレー観測および観測記録の概要
- 3 地下構造の推定
- 4 地震動のスペクトル特性に基づく震源区域の地域性
- 5 震源断層モデルと地下構造モデルによる地震動特性の検討
- 6 1980年伊豆東方沖地震の地震動特性
- 7 理論計算による地震動特性
- 8 まとめ
- 9 あとがき

望月利男*

荏本孝久**

要 約

地震的な地震動特性が震源・伝播経路および地下構造などの諸特性の影響により相違することがしばしば指摘され、特定の地震観測記録に対して上記の諸特性を考慮した解析的な研究が報告されている。一方、岩盤における地震動特性を検討するために関東地方およびその周辺の4観測地点(東松山・修善寺・銚子・館山)においてアレー観測が実施されている。筆者らは上記の観測記録に基づいて地震動の特性を震源特性・伝播特性および地下構造による伝達特性を考慮して解析的に検討する試みを実施してきた。本報告は1979年6月より1981年12月までに観測された61地震1,269成分の地震記録(M4~6程度)を解析した結果、アレー観測が実施されている4観測地点の地震動特性は関東地方およびその周辺に震源を有する地震を対象とすれば、8グループの震源区域毎に類似性が認められた。また上記解析的な方法による計算結果との対比から、観測された地震動特性は各地震毎の震源特性・伝播特性および地下構造による伝達特性の相乗効果による結果として比較的良く解析できることがわかった。また、本研究では1980年伊豆半島東方沖地震(M6.7)の観測記録を用いて上記解析方法の一般的妥当性を検討した。

1 はじめに

従来より構造物の設計などに用いられる地震動特性は、主にマグニチュード(M)、震央距離(Δ)および表層地盤の特性(地盤種)を変数として設定される場合が多く、観測された多数の地震記録に対して統計的な処理を施し各変数に対して平均

的な地震動特性(例えば、地震動の最大加速値とか応答スペクトルなど)を提示しているものと考えられる。

一方、近年関東地方における地震発生メカニズムがプレート・テクトニクスの観点から検討され、微小地震の観測結果やその解析結果に基づいて関東平野下のプレート構造が実証されつつあり、

* 東京都立大学都市研究センター

** 当センター非常勤研究員(神奈川大学工学部)

地震発生メカニズムについてほぼ共通したコンセンサスが確立されつつある(瀬野, 1985)。

それ従って、地域的な地震動特性が震源・伝播経路および地下構造などの諸特性の影響により相違することがしばしば指摘され、特に、工学的に重要な比較的短周期領域の周期成分に対する検討を行う場合には各々の地震現象そのものに対して個々の震源における震源過程を十分に考慮する必要があると考えられるようになった。そして、特定の地震観測記録に対して上記の諸特性を考慮した種々の解析的な研究が報告され比較的精度の高い解析結果が示されている(例えば、入倉, 1984, 田中他, 1982, Suzuki et al. 1984)。

一方、比較的地表面の近くに存在する岩盤における地震動特性を検討するために関東地方の4観測地点においてアレー観測による地震動の同時観測が実施されている。筆者らは上記の観測記録に基づいて地震動の特性を震源特性・伝播特性および地下構造を考慮して解析的に検討する試みを実施してきた(望月他, 1982, T. Enomoto et al., 1985)。本報告は、その適用性を検討するためにややマクロな観点から関東地方の既往の地下構造探査の結果を整理し、平均的な地下構造モデルを推定し、地震動の走時解析の結果から各観測地点の地下構造を検証した。また、その結果から観測された地震動のスペクトル特性の地域性について、震源要素をパラメトリックに変化させて最適化手法に基づいて岩盤での地震動特性の検討を行った。

その結果、アレー観測が実施されている4観測地点の地震動特性は、関東地方およびその周辺に震源をもつ地震を対象とすれば、8グループの震源区域毎にはほぼ同様なスペクトル特性を示す傾向が認められた。このことは、関東地方における地域的な地震の発生メカニズムに起因して、地震動特性の地域的な類似性が観測記録の解析結果に現われてきたものであると考えられる。また、適切な地下構造モデルを設定して解析した計算結果との対比から、観測された地震動特性は各地震毎の震源特性・伝播特性および上記地下構造による波動伝達特性の相乗効果による現象として説明されることがわかった。従って、各特性を震源断層モ

デルと深部地下構造モデルおよび表層地盤モデルによって適確に評価できれば、M4~6程度の中小規模の地震のS波のスペクトル特性はある程度、理論解析的に推定できるものと思われる。

また、本報告では比較的規模が大きく震源パラメーターがほぼ明確に推定されている1980年伊豆東方沖地震(M6.7)に着目し、上記の地震動特性の推定方法の一般的な妥当性についての検討を実施した。

2 アレー観測および観測記録の概要

関東地方を対象とした強震アレー観測は、図-1に示すように東松山(HMY)、修善寺(SZ)

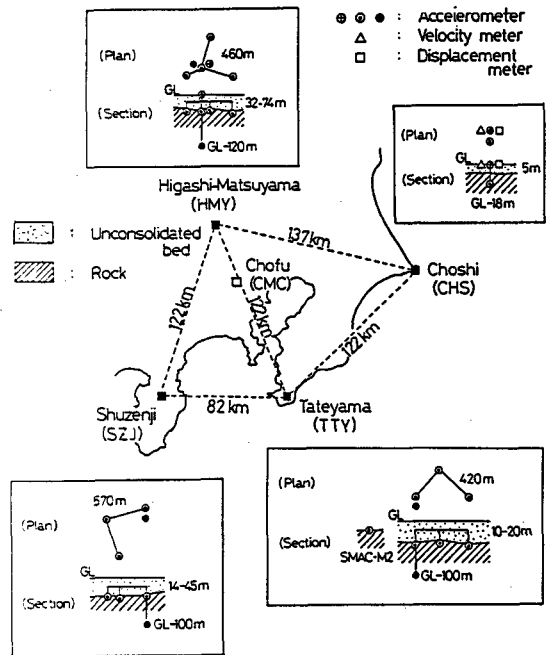


図-1 アレー観測網の概要

表一 各観測地点の地形地質の概要

	東松山 (HMY)	修善寺 (SZJ)	銚子 (CHS)	館山 (TTY)
地形	なだらかな丘陵	山地	平坦地	なだらかな丘陵
標高	40~50m	140m	25m	約150m
地質	第三紀 中新世 都幾川層 泥岩	第三紀 中新世 湯が島層群 凝灰岩	中世代 白亜紀 銚子層群 砂岩	第三紀 中新世 千倉層群 砂岩・ 泥岩
未固結層・層厚	32~ 74m	22m	5m	7m
S波速度 (km/sec)	0.7~ 0.8	0.65~ 0.7	1.4	0.6~ 0.64
P波速度 (km/sec)	2.1~ 2.4	2.1~ 2.5	3.1	1.9
密度 (g/cm ³)	1.5~ 2.0	1.4~ 2.0	2.4~ 2.5	1.8

J), 銚子 (CHS) および館山 (TTY) の4観測地点の岩盤上で実施され、一辺約1000m程度の大アレーと各観測地点における一辺約500m程度の水平アレーおよび鉛直アレー観測網で構成されている(表他, 1980; 太田, 1980)。また, 上記4観測地点の地質地盤構造の概要を表一および表二に示す。一方, 本研究で用いた地震記録は4観測地点の岩盤上で1979年6月~1981年12月までに観測された61地震(1269成分)の地震記録である。上記期間に観測された地震のうち最大規模の地震は1980年6月29日伊豆東方沖地震(M3.23)でありM6.7である。表一に観測された地震記録のリストを示し, 図一に地震の震央分布を示す。

表二 地質調査結果

深 度 m	東松山 地1				修善寺 地1				館山 地1				銚子 地2			
	地質	P S換算 km/sec 1 2	密度 g/cm ³	ポアソン 比	地質	P S換算 km/sec 1 2	密度 g/cm ³	ポアソン 比	地質	P S換算 km/sec 1 2	密度 g/cm ³	ポアソン 比	地質	P S換算 km/sec 1 2	密度 g/cm ³	ポアソン 比
10	第四紀 礫層	0.3(0.5) 1.1 1.65, 1.5	1.3		第四紀 火山灰 火山砂層	0.15(0.4) 0.2 0.3 0.65	1.1 1.2 1.5		第四紀 礫層	0.11(0.26) 0.26(0.6) 1.3, 1.1	1.3	0.39 0.38	第四紀 礫層	1.2, 1.5 0.44, 2.3	2.3	0.19 0.48
20	第三紀 礫層	1.0 2.8	1.7	0.42	第三紀 礫層	0.22 2.0	1.3 1.4	0.49	第三紀 礫層	1.3, 1.1 0.47	1.8 1.8	0.45 0.44	第三紀 礫層	1.02, 3.1 1.4	2.4	0.45 0.37
30	第三紀 礫層	0.7 2.0	1.8	0.46 0.43	第三紀 礫層	0.5 1.5	1.4 1.2	0.48 0.49	第三紀 礫層	1.4 1.6, 1.4	1.9 1.8	0.38 0.31	第三紀 礫層			
40	第三紀 礫層	0.9 2.5	1.8	0.42	第三紀 礫層	0.16 1.5 0.65	1.4 1.5 1.4	0.44 0.47	第三紀 礫層	0.7, 1.3 0.3, 1.3	1.5 1.5	0.47 0.43	第三紀 礫層			
50	第三紀 礫層	0.45 1.7	1.7	0.46	第三紀 礫層	0.85 2.6 0.33	1.5 1.7 1.4	0.43 0.48	第三紀 礫層	1.5 1.7, 1.35	1.9 2.0	0.34 0.32	第三紀 礫層			
60	第三紀 礫層	0.65 2.0	1.7	0.46	第三紀 礫層	0.65 2.0 0.44	1.7 1.8 1.8	0.44 0.48	第三紀 礫層	1.0 0.4, 0.4	1.8 1.8	0.46 0.46	第三紀 礫層			
70	第三紀 礫層	0.75 2.1	1.9	0.42	第三紀 礫層	0.65 2.0 0.35	1.6 1.6 1.9	0.47 0.47	第三紀 礫層	1.9 0.68, 1.9	1.9	0.43	第三紀 礫層			
80	第三紀 礫層	0.6 1.7	1.9	0.43	第三紀 礫層	0.65 2.0 0.85	2.4 2.2 2.0	0.46 0.43 0.46	第三紀 礫層	1.4, 1.4 0.48, 1.4	1.8 1.8	0.43 0.43	第三紀 礫層			
90	第三紀 礫層	0.75 2.1	1.8	0.37	第三紀 礫層	0.6 2.5 0.7	1.8 2.0 2.0	0.44 0.45	第三紀 礫層	1.9, 1.95 2.1	1.9	0.37	第三紀 礫層			
100	第三紀 礫層	0.65 2.2	1.8	0.43	第三紀 礫層				第三紀 礫層				第三紀 礫層			
110	第三紀 礫層	0.7 2.0	2.0	0.43	第三紀 礫層				第三紀 礫層				第三紀 礫層			
120	第三紀 礫層				第三紀 礫層				第三紀 礫層				第三紀 礫層			

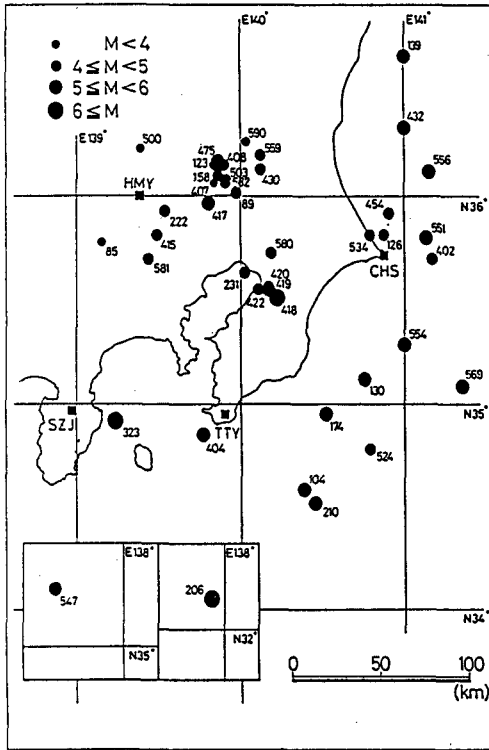
表一3 観測された地震記録のリスト

Eq.No.	DATE, TIME	LOCATION	ORIGIN TIME (M S)	Long.	Lat.	H(km)	M
85	1979 6/22 07:33	WESTERN TOKYO PREF	33 09.5	139°09'	35°47'	0	3.9
89	7/ 2 11:28	SW IBARAKI PREF	28 32.0	139°58'	36°01'	60	4.1
104	8/12 16:13	S OFF CHIBA PREF	13 19.5	140°23'	34°35'	50	5.7
123	10/ 9 14:18	SW IBARAKI PREF	18 49.2	139°50'	36°09'	50	4.1
126	10/13 21:45	NEAR CHOSHI	45 29.0	140°52'	35°49'	30	4.9
130	10/28 14:39	E OFF CHIBA PREF	39 35.2	140°45'	35°07'	90	5.5
139	11/25 19:15	OFF IBARAKI PREF	15 23.0	141°00'	36°41'	90	5.4
158	1980 2/ 2 18:57	NORTHERN KANTO	57 15.5	139°51'	36°06'	50	4.2
174	3/12 12:22	S OFF KANTO	21 53.2	140°31'	34°57'	80	5.6
206	4/22 14:35	S OFF CHUJU	34 15.5	137°55'	32°09'	400	6.6
210	5/ 8 17:02	S OFF KANTO	03 37.3	140°27'	34°31'	60	5.7
222	6/10 11:00	SOUTHERN KANTO	00 32.1	139°32'	35°56'	50	4.3
231	6/18 16:25	TOKYO BAY REGION	25 07.7	140°01'	35°38'	80	4.6
233	6/25 19:45	IZU PEN REGION	45 21.5	139°12'	34°56'	10	3.4
244	6/27 05:55	IZU PEN REGION	55 06.5	139°13'	34°56'	0	4.6
246	6/27 06:06	IZU PEN REGION	06 23.5	139°13'	34°56'	0	4.9
266	6/28 11:49	IZU PEN REGION	49 16.5	139°12'	34°57'	0	3.0
			49 48.0	139°12'	34°55'	10	3.1
269	6/28 11:57	IZU PEN REGION	57 19.0	139°12'	34°55'	10	3.6

Eq.No.	DATE, TIME	LOCATION	ORIGIN TIME (M S)	Long.	Lat.	H(km)	M
271	1980 6/28 12:05	IZU PEN REGION	05 02.0	139°12'	34°56'	0	4.9
272	6/28 12:08	IZU PEN REGION	08 27.8	139°12'	34°54'	10	2.7
			08 52.0	139°13'	34°58'	10	3.8
294	6/28 17:40	IZU PEN REGION	39 57.5	139°15'	34°56'	0	3.8
302	6/29 00:27	IZU PEN REGION	27 33.2	139°11'	34°53'	10	3.6
309	6/29 01:47	IZU PEN REGION	47 00.5	139°12'	34°55'	0	4.1
323	6/29 16:20	IZU PEN REGION	20 07.5	139°14'	34°55'	10	6.7
329	6/29 16:36	IZU PEN REGION	36 17.5	139°11'	34°56'	0	4.1
346	6/29 19:22	IZU PEN REGION	22 08.5	139°14'	34°57'	0	3.9
355	6/30 02:23	IZU PEN REGION	23 29.5	139°14'	34°51'	10	4.9
360	6/30 02:43	IZU PEN REGION	43 21.5	139°12'	34°58'	10	3.6
			43 49.0	139°17'	34°53'	10	4.6
372	7/ 6 14:19	IZU PEN REGION	19 01.4	139°12'	34°55'	10	4.1
374	7/ 6 15:17	IZU PEN REGION	17 45.6	139°12'	34°55'	10	4.0
378	7/ 7 19:54	IZU PEN REGION	54 04.2	139°13'	34°56'	10	4.5
391	7/22 05:00	IZU PEN REGION	00 46.4	139°11'	34°56'	10	3.5
394	7/22 05:56	IZU PEN REGION	56 28.7	139°12'	34°56'	10	3.5
402	8/14 09:09	E OFF KANTO	09 37.0	141°10'	35°42'	40	4.6
404	8/15 06:07	S OFF KANTO	07 36.0	139°46'	34°51'	90	5.0
407	8/31 06:02	NORTHERN KANTO	02 48.5	139°50'	36°04'	50	3.5
408	9/ 3 10:27	NORTHERN KANTO	27 13.8	139°53'	36°09'	60	4.2

Eq.No.	DATE, TIME	LOCATION	ORIGIN TIME (M S)	Long.	Lat.	H(km)	M
415	1980 9/21 12:18	SOUTHERN KANTO	18 46.0	139°29'	35°49'	60	4.5
417	9/24 04:10	SOUTHERN KANTO	10 23.2	139°48'	35°58'	80	5.4
418	9/25 02:54	SE COAST OF KANTO	54 23.1	140°13'	35°31'	80	6.1
419	9/25 03:00	SE COAST OF KANTO	59 48.5	140°10'	35°33'	70	5.3
420	9/25 03:26	SE COAST OF KANTO	26 36.2	140°10'	35°34'	70	4.8
422	9/25 05:04	TOKYO BAY REGION	04 17.5	140°06'	35°33'	80	4.7
430	10/ 6 14:22	NORTHERN KANTO	22 33.2	140°07'	36°08'	70	4.6
432	10/ 9 11:07	E OFF KANTO	07 32.4	141°00'	36°20'	40	5.1
454	12/ 2 01:15	E COAST OF KANTO	15 03.5	140°54'	35°55'	40	4.6
475	1981 1/28 12:47	NORTHERN KANTO	47 43.8	139°51'	36°10'	60	5.0
500	4/13 09:56	NORTHERN KANTO	56 14.7	139°23'	36°14'	20	3.6
503	4/16 03:00	NORTHERN KANTO	00 28.7	139°54'	36°05'	50	4.2
524	5/16 07:23	S OFF KANTO	23 14.5	140°47'	34°55'	50	4.5
534	7/26 01:32	E COAST OF KANTO	32 40.0	140°47'	35°49'	30	4.1
547	8/18 23:08	SOUTHERN CHUBU	08 41.0	137°35'	35°17'	50	5.0
551	9/ 2 18:24	E OFF KANTO	24 44.1	141°08'	35°48'	40	5.8
554	9/ 4 04:39	E OFF KANTO	39 23.6	141°00'	35°17'	40	5.4
556	9/13 10:20	E OFF KANTO	20 15.8	141°09'	36°07'	40	5.0
559	9/24 05:24	NORTHERN KANTO	24 08.3	140°07'	36°12'	70	4.8

Eq.No.	DATE, TIME	LOCATION	ORIGIN TIME (M S)	Long.	Lat.	H(km)	M
569	1981 10/ 4 13:11	E OFF KANTO	10 58.7	141°21'	35°05'	20	5.0
580	11/22 21:34	SOUTHERN KANTO	34 01.3	140°11'	35°44'	90	4.2
581	11/25 23:54	SOUTHERN KANTO	53 45.7	139°26'	35°42'	140	4.6
582	11/30 09:27	NORTHERN KANTO	27 00.0	139°54'	36°04'	50	4.4
590	12/24 12:58	NORTHERN KANTO	57 59.5	140°02'	36°16'	70	3.6



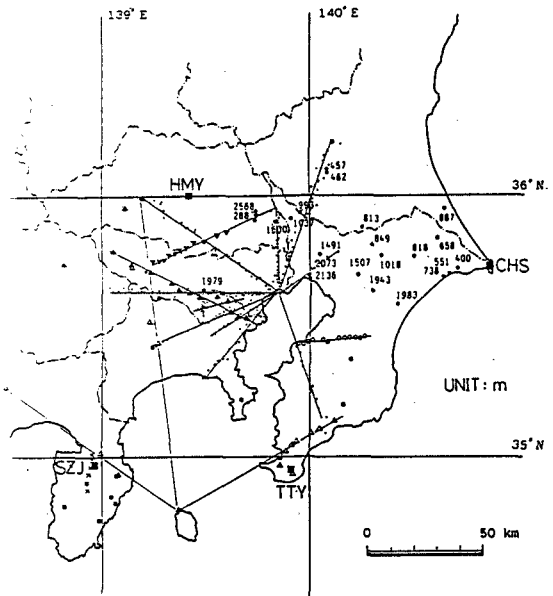
図一2 震央分布

3 地下構造の推定

アレー観測された地震の地震動特性を検討するために関東地方の地下構造探査に関する既往の調査研究結果を整理し、ややマクロな観点で平均的な地下構造を推定した。関東地方を対象とした場合、1975年より主に夢の島を基点とした爆破地震動による地下構造探査が精力的に実施され関東地方基盤構造および速度構造が明らかにされつつある。(嶋他, 1976 a, 1976 b, 1978 a, 1978 b; 瀬尾他, 1980; 嶋他, 1981)

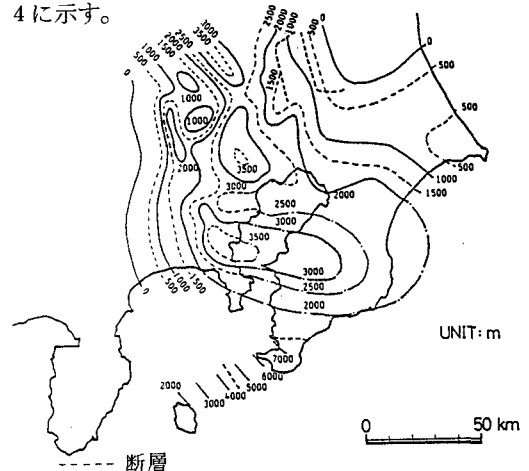
また、関東地方においては精密な重力測定が実施され、ブーゲ異常に基づく基盤構造の検討が行われ、上記の爆破地震動による速度構造との対応が明確にされ基盤構造の三次元的な構造が明らかとなりつつある(多田, 1982, 1983; 小野, 1984)。

図一3は関東地方を対象とした既往の爆破実験による地下構造探査の測線および深層ボーリングの調査地点を示したものである。図よりアレー観



図一3 既往の地下構造探査の測線および測点

測の対象とされた南関東地方には、多数の測線ならびに測点が存在し、各々その地下構造が推定されている。本研究では、上述の地下構造探査結果より推定される速度構造ならびにブーゲ異常図等を参考として探査結果をまとめ、地震基盤 ($V_s \approx 3 \text{ km/s}$, $V_p \approx 6 \text{ km/s}$ 程度の岩盤)の基盤構造の等深線をマクロに整理した。その結果を図一4に示す。



図一4 地震基盤の等深線図

また、より上層における地質地盤構造については、図-5に示される既往の第四紀層の基底等深線図を参考とした(垣見他, 1978)。

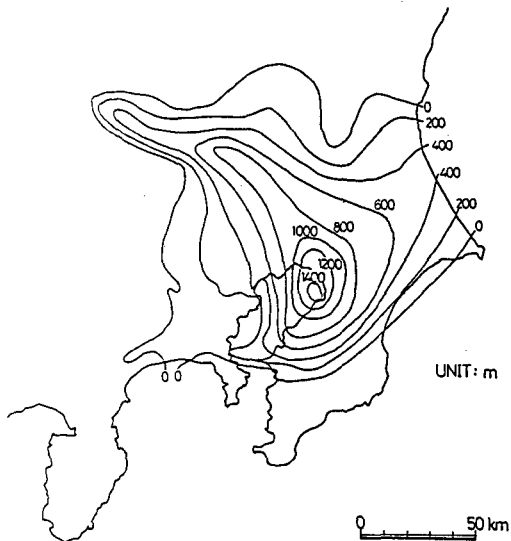


図-5 第四紀層の基底等深度線図
(垣見による)

また、上述の基盤構造ならびに各観測地点近傍の地下構造探査の結果と表層地盤の速度構造の探査結果(表-2)に基づいてアレー観測が実施されている各観測地点の地下構造モデルを設定し、観測された地震波の走時解析により地下構造モデルの妥当性を検証した。走時解析の結果を図-6に示す。各観測地点における地震波の走時の観測

結果と設定された地下構造モデルを用いた地震波の走時の計算結果は概ね一致し、設定した地下構造モデルの妥当性が検証された。

なお、設定した4観測地点の地下構造モデルを表-4に示しておく。

表-4 各観測地点の地下構造

-- HMY --			-- SZJ --		
Vp(km/s)	Vs(km/s)	H(km)	Vp(km/s)	Vs(km/s)	H(km)
2.10	0.75	0.5	2.5	0.70	0.3
2.90	1.50	1.0	2.80	1.45	0.7
5.60	3.00	4.5	5.40	2.30	1.0
6.15	3.40	10.6	5.50	2.50	2.0
6.70	3.70	16.9	6.00	3.70	15.0
8.00	4.50	-	6.80	3.90	17.0
			8.00	4.50	-

-- CHS --			-- TTY --		
Vp(km/s)	Vs(km/s)	H(km)	Vp(km/s)	Vs(km/s)	H(km)
3.10	1.40	0.5	1.90	0.78	0.6
4.98	2.50	0.1	2.50	1.50	2.0
5.60	3.10	4.5	4.46	2.50	5.0
6.15	3.40	10.6	5.60	3.10	6.2
6.70	3.70	16.9	6.90	3.90	14.0
8.00	4.50	-	8.00	4.50	-

4 地震動のスペクトル特性に基づく震源区域の地域性

関東地方でアレー観測が実施されている4観測地点(HMY, SZJ, CHSおよびTTY)の主に岩盤上で観測された地震動特性は、これまでに観測された地震の規模が主にM4~6程度の比較的小規模な地震ではあるが、震源位置の相違により同一観測地点においても著しくその地震動の

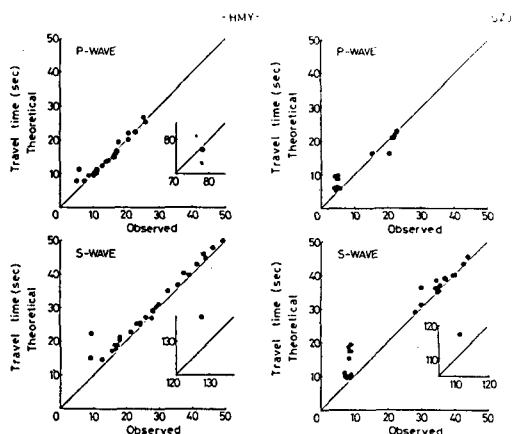


図-6(a) 地震波の走時解析の結果

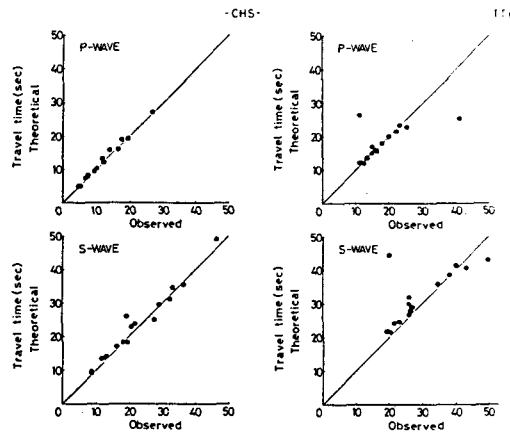


図-6(b) 地震波の走時解析の結果

特性（周波数特性および振幅特性）が相異なることが認められる。本研究では、1979年6月～1981年12月までに観測された地震記録61地震（1269成分）の観測波形について同様のスペクトル解析を実施し、4観測地点において観測された各々の地震記録に対して最大値を1に規準化した地震動のNormalized Fourier Spectrumにより周波数特性を検討し、そのスペクトル特性がほぼ共通した特性として分類可能な地震の震源を各々グループとしてまとめ震源区域を区分した。その結果、関東地方およびその周辺地域の地震を対象とした場合、区分された震源区域は8グループに区分された。結果の一例を図-7に示す。

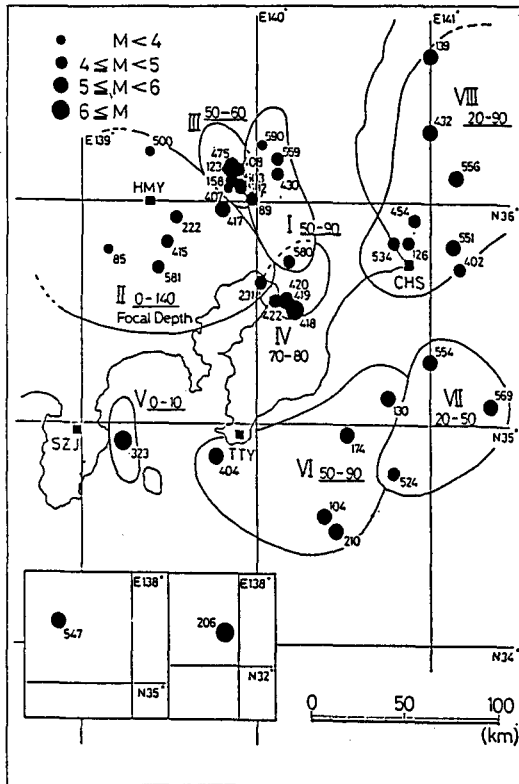


図-7 震源区域の分布

以上の結果、各震源グループ毎に発生した地震は、その震源深さおよび各観測地点との相対的な位置関係や伝播経路がほぼ等しいことから、その伝播特性が同様であるとともに震源特性も同様であることが推察される。また、各震源グループにはマグニチュードが異なった地震が含まれるが、

規準化された周波数特性には、その相違が顕著に認められない。このことは、ここで観測された地震の規模程度（ $M4 \sim M6$ ）の場合、その大きさにはあまり依存せず各震源グループ毎の特徴的な震源特性と伝播特性によって地震動特性が類似するものと考えられる。

また、関東平野の内陸部に震源を有する震源グループ（I, II, IIIおよびIV）の場合には、東松山（HMY）において短周期成分が顕著に卓越し、他の地区においても、関東地方の沿岸部に震源を有する震源グループ（V, VI, VIIおよびVIII）の場合と比較すると短周期が卓越する傾向が認められる。これは、短周期成分が卓越する震源を有する地域と長周期成分が卓越する震源を有する地域が存在するという既往の報告（辻浦, 1973）と矛盾しない。

一方、各観測地点における各震源グループ毎の地震動の周波数特性を比較すると、どの震源グループにおいても比較的大きな振幅を有する周波数領域（卓越する周波数領域）が存在することが認められる。すなわち、水平成分に着目した場合には東松山（HMY）では2.0 Hzと6.0 Hz付近、修善寺（SZJ）では1.5～3.0 Hzと4.0 Hz付近、銚子（CHS）では全体的にほぼ1.5～3.0 Hzで卓越するが、最大振幅の1/2程度の振幅を有するピークが4.0 Hz付近にも見られる。また館山（TTY）でも4.0 Hz付近で比較的大きな振幅を有するピークが見られる。この種の傾向は特に関東平野の内陸部に震源を有する震源グループにおいて顕著に認められる。この様な各観測地点において、震源グループあるいは各々の地震によらず比較的共通した周波数領域において卓越する周波数成分が存在する現象が、伝播方向がそれぞれ相違するにもかかわらず認められることから、観測された地震特性は前述した震源特性・伝播特性とともに各観測地点近傍に個有の特性をもつ表層の地盤構造および深部の地下構造の影響を反映しているものと考えられる。

また、図-7に示される各震源区域の分布は、図-2に示された地震の震央分布の地域的な分布性状と比較的良好に対応する傾向が認められる。このことは、上述の8グループに区分された震源区

域の分布が、従来から指摘されている特徴的な関東地方における『定常的な地震の巣』として考えられている震源区域のまとめり(宇佐美, 1977, 牧他, 1980, 牧, 1984)にほぼ対応していることから, 上記の震源区域の各々のグループが関東地方の地震の発生メカニズムに関して生じる地域的な地震の特性を示しているものと考えられる。

5 震源断層モデルと地下構造モデルによる地震動特性の検討

関東地方を対象としてアレー観測された地震記録の解析結果より地震動特性には各震源区域のグループ毎に共通した特性が認められる。本節では、これらの地震動特性に関して解析的な検討を試みることにする。

一般に、観測された地震動特性が震源特性・伝播経路および地下構造に基づく伝播特性によって説明されることは次式で表わされる。

$$S(\omega) = O(\omega) \cdot T(\omega) \cdot H(\omega) \dots (1)$$

ここで $S(\omega)$: 観測される地震動のスペクトル

$O(\omega)$: 震源特性を示すスペクトル

$T(\omega)$: 伝播経路による伝達特性

$H(\omega)$: 地下構造による伝達特性

また、(1)式中の震源特性を示すスペクトルに関しては、Haskell および Savage による震源断層モデルにより算定式が示されている(N. A. Haskell, 1964, 1969; J. G. Savage, 1972)。

本研究では、上記の震源断層モデルに基づく震源スペクトルの計算式を用い、距離減衰および地下構造モデル(表-4)による波動伝達特性を考慮して(1)式を用いて、各観測地点(HMY, SZJ, CHS および TTY)における地震動のスペクトル特性を理論的に算定することとし、さらに各震源区域毎に Normalized Fourier Spectrum としてまとめ観測結果に基づくスペクトル特性と比較した。なお、各地震の震源断層モデルの震源パラメーターはマグニチュードMによる経験式に基づいて設定した結果を図-8に示す。図より計算結果に基づく Normalized Fourier Spectrum は、比較的簡単な震源断層モデルおよび地下構造モデルを用いて計算された結果であるにもかかわらず観測結果の周波数特性とどの震源区域に対しても概ね良く一致する傾向が認められる。一方、スペクトル振幅の最大値について計算結果と観測結果を比較した図が図-9である。観測地点毎に

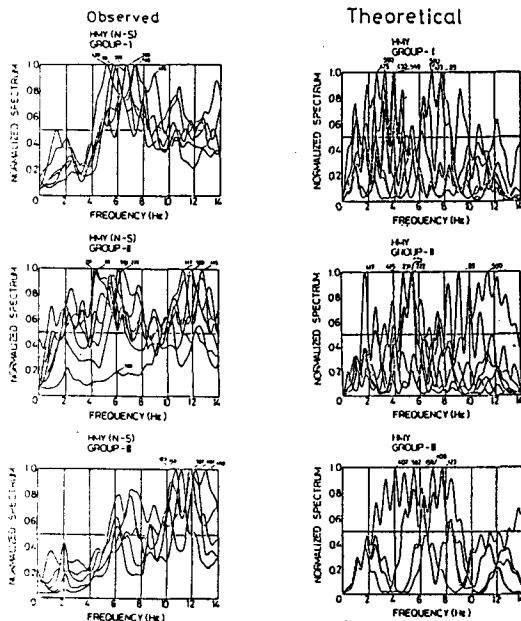


図-8(a) 地震動のスペクトル特性 (HMY)

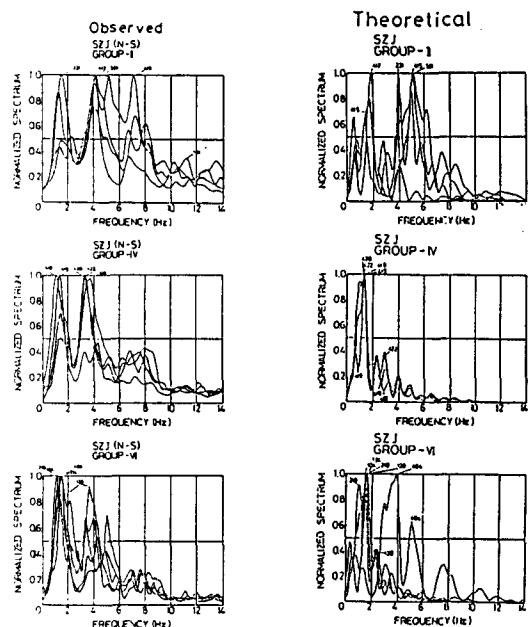


図-8(b) 地震動のスペクトル特性 (SZJ)

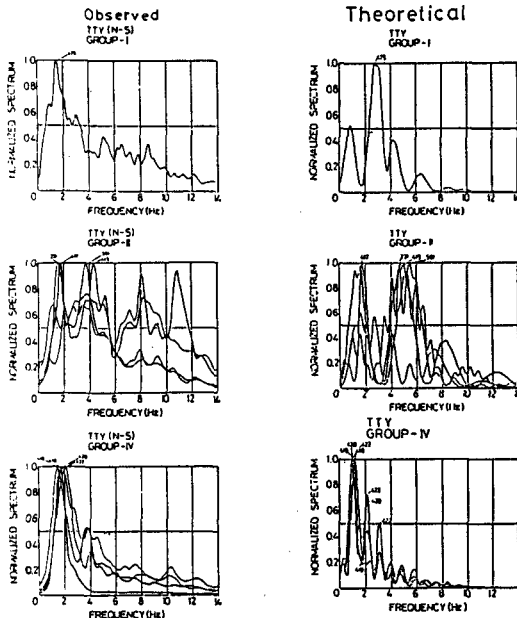


図-8(c) 地震動のスペクトル特性 (TTY)

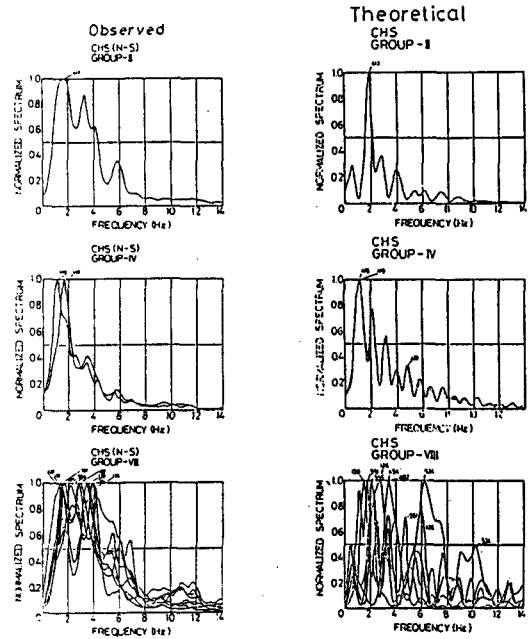


図-8(d) 地震動のスペクトル特性 (CHS)

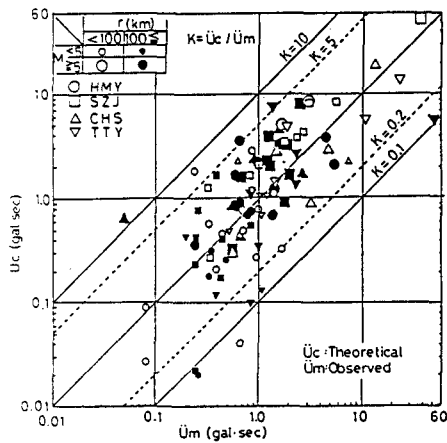


図-9 スペクトル振幅の最大値の比較

バラツキが認められるが、計算結果による最大値 \ddot{U}_c と観測結果による最大値 \ddot{U}_m の比である $k = \ddot{U}_c / \ddot{U}_m$ は 0.5 ~ 3 倍程度にまとまっている。以上のごとくスペクトル特性における周波数特性とスペクトル最大振幅値が、ほぼ同等であることは観測結果と計算結果による両者の地震動特性の類似性を示していると考えられる。なお、上記のスペクトル特性の算定にあたっては、最適化手法を用いて震源要素 (断層の走行・破壊伝播方向等) をパラメトリックに変化させて解析を実施し、

各観測地点 (HMY, SZJ, CHS および TTY) において 4 地点共にスペクトル特性 (周波数特性・振幅特性) が最も近似する場合の震源要素

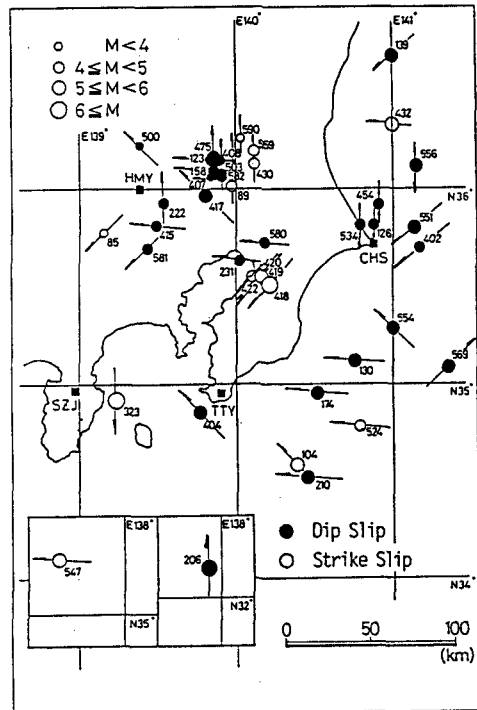


図-10 推定された最適な震源特性

を設定した。設定した震源要素（断層の走向・破壊伝播方向）の結果を図-10に示す。図より震源要素は、各震源区域毎にほぼ同様な傾向を示し、その傾向は既に調査されている活断層の走向と調和的である（活断層研究会，1980；東京都防災会議，1977）。

このことは、関東地方に発生する地震のメカニズム解などから算定される地殻内の応力状態に基づく主圧縮軸および主引張軸方向の分布傾向（井元，1985）にも対応することも考えれば、前述のアレー観測された地震動特性の類似性によって分類された震源区域の分布傾向から考察された結果とも同様に、観測された地震動特性には、関東地方およびその周辺地域における地震の発生メカニズムに対応した震源過程の影響を強く受けていることを示しているものと考えられる。また、本研究で用いた震源断層モデルと地下構造モデルによる地震動特性の算定方法の妥当性がある程度評価できるものと思われる。

6 1980年伊豆東方沖地震の地震動特性

以上の結果より、アレー観測された地震動（主にM4～M6程度）の特性が適切な震源特性・伝播経路ならびに地下構造による伝播特性を設定することにより算定される解析結果によって比較的よく説明されることを示した。一方、より明確な震源パラメータが推定されている場合として1980年6月29日に発生した伊豆東方沖地震（M6.7）を対象として、本研究で用いた解析手法の一般的な妥当性についての検討を実施した。図-11および図-12に本地震（No.323）の各観測地点におけるRadial成分とTransverse成分の地震波形とそのフーリエスペクトルを示す。各観測地点における地震動の特性は、震源に最も近い修善寺（SZJ）を除く3地点（HMY，CHS，およびTTY）で比較的やや長周期（約1 Hz程度）の成分が卓越し、短周期成分の減衰が大きい傾向を示している。そして、その振幅方位分布は震源にDouble Coupleの点震源を仮定した場合の実体波のRadiation Patternに調和的である。また、とくに東松山（HMY）のRadial成分には

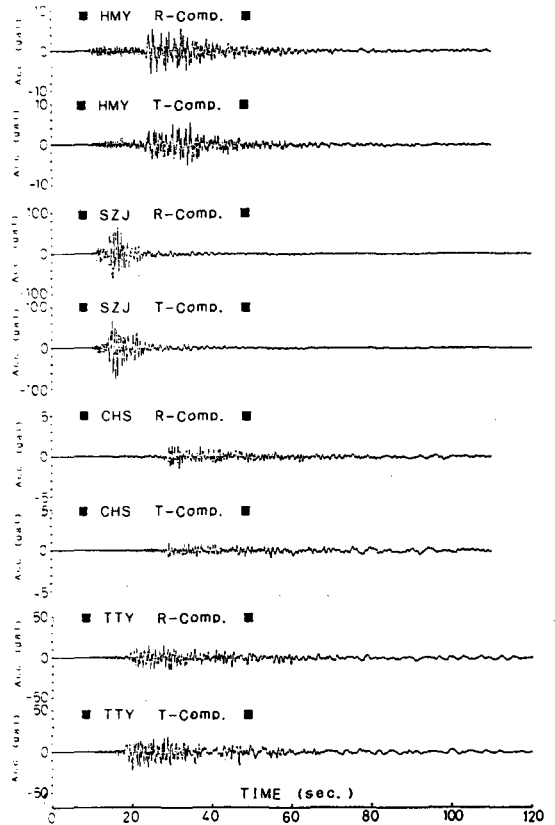


図-11 観測波形 (No.323)

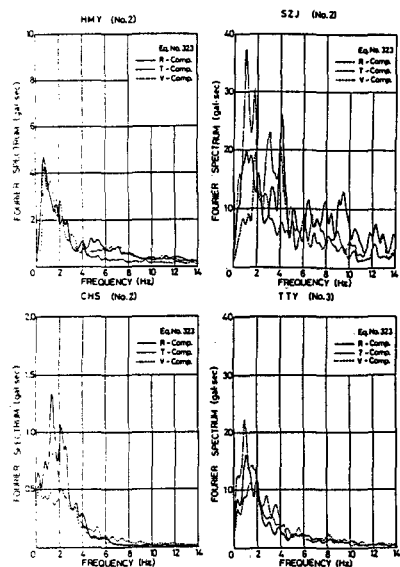


図-12 各観測地点の地震波のフーリエスペクトル (No.323)

Rayleigh 波が卓越している可能性が示された
大田他, 1982)。

図-13は, 上記の東松山(HMY)における
地震波形の Moving Window Spectrum 解析の

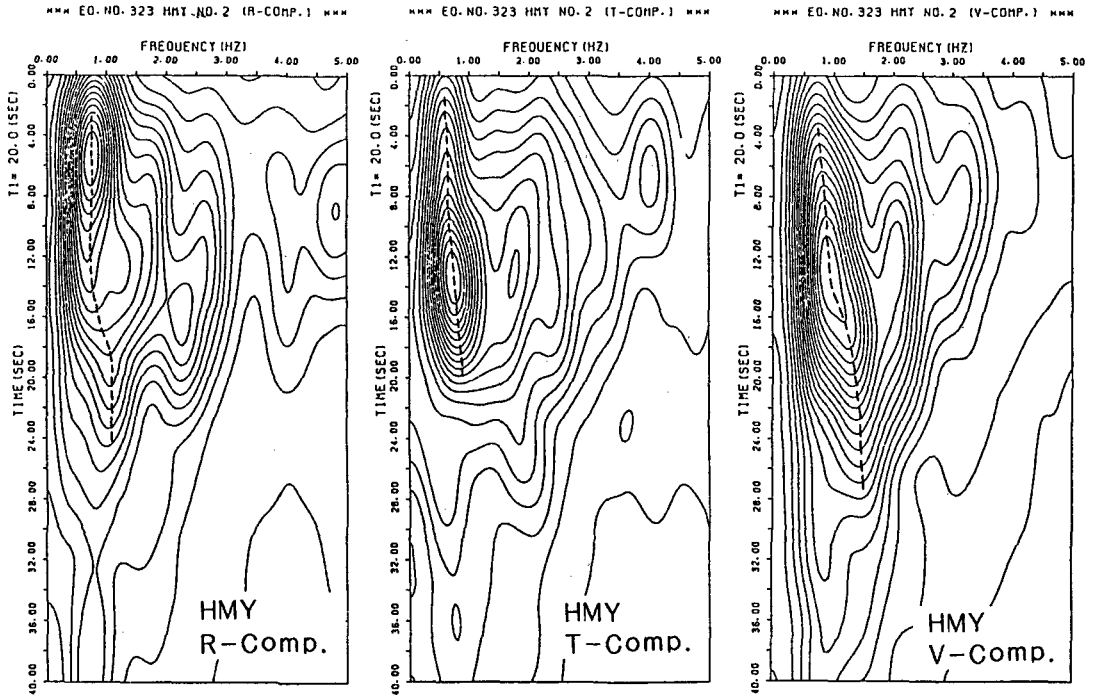


図-13 Moving Window Spectrum

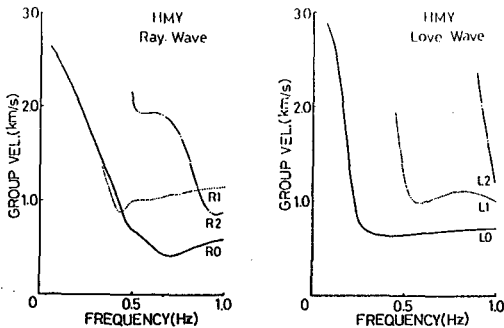


図-14 表面波の理論分散曲線

結果を示し, 図-14には Rayleigh波と Love波の群速度の理論分散曲線を示す。また, 図-15および図-16には Multi-Filtering処理を実施した波形とその粒子軌跡の一例を示した。これらの結果より, 東松山(HMY)で観測された地震波形の0.7 Hz 近傍の波群には Rayleigh波の顕著な特性である分散性および粒子軌跡が認められる。また群速度の理論分散の極小値にも対応し, しかも相対振幅も大きいことから, 東松山(HMY)における地震波は Rayleigh波が卓越しているものと考えられる。

このことは, 関東地方の地下構造を考慮して上述の結果を検討すると, 地震の規模が大きく, 震源が浅い場合に, 震源過程(断層の走向や破壊伝播方向など)に起因する地震動の Radiation によって, 特に東松山(HMY)のごとく観測地点を含む伝播経路に厚い堆積層が存在する場合には表面波が卓越する可能性が大きいことを推察させる。

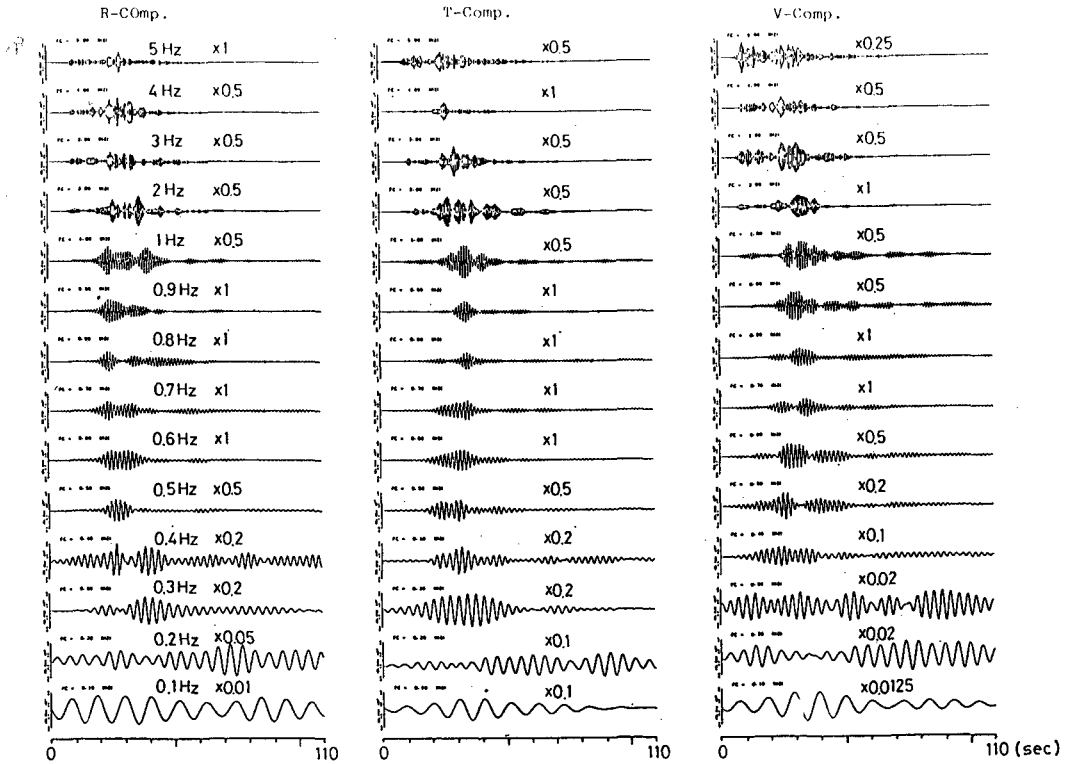


図-15 Multi Filtering 処理した地震波形

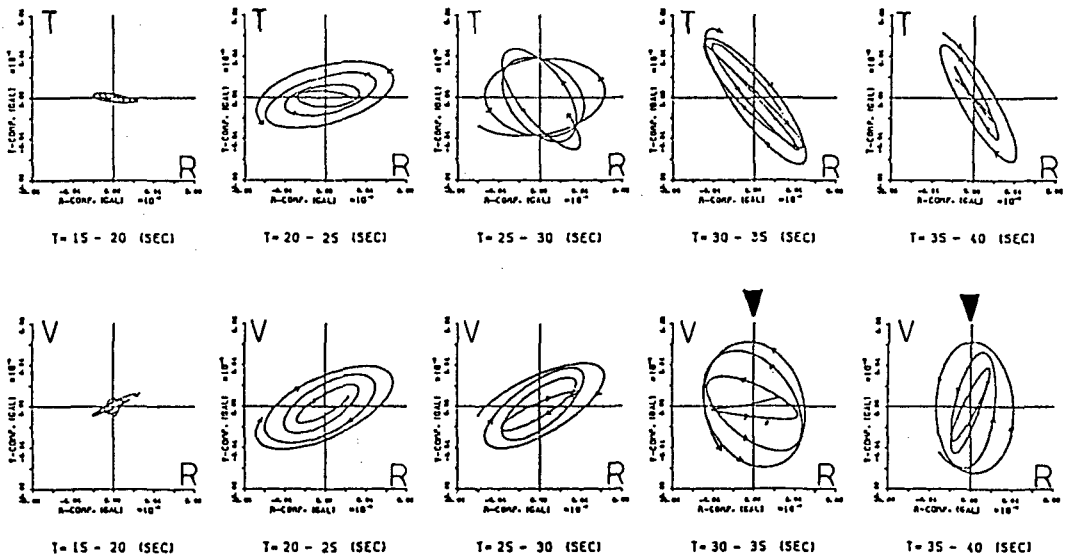
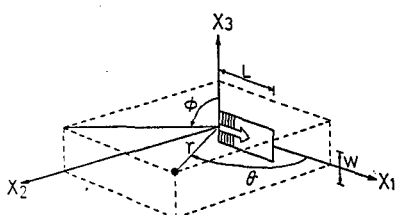


図1 図-16 粒子軌跡

7 理論計算による地震動特性

本節では、1980年伊豆東方沖地震において、4観測地点で観測された地震動特性について、理論的な解析手法による検討を試みることにする。

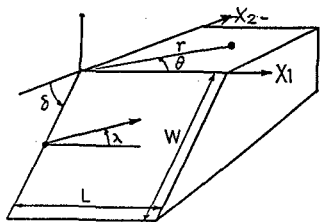
アレー観測地点と同様な岩盤における実体波および表面波の理論的な加速度フーリエスペクトルの算定式は、それぞれ基本的には図-17および図-18に示すような震源断層モデルによって



$$\ddot{u}_s(\omega) = R(\theta, \phi, r) \cdot M_0 \cdot (G(\omega) \cdot \omega^2) \cdot (F(\omega, \xi) \cdot \omega) \cdot \exp(-\omega r / 2Q_s V_s)$$

- R(θ, φ, r) : 断層の形状と観測点との位置関係により決まる関数
- M₀ : Seismic moment
- G(ω) : くい遣いの時間関数のスペクトル
- F(ω, ξ) : 三層性破壊の有限長断層における波動の干渉効果を示す関数
- exp(-ωr/2Q_sV_s) : 地震波が伝播経路でのS波の粘性減衰を示す項

図-17 震源断層モデル(実体波)



$$\ddot{u}_s(\omega) = M_0 \cdot (G(\omega) \cdot \omega^2) \cdot F(\omega, \xi) \cdot X_s(\theta, h) \cdot A_s \cdot k^{1/2} / \sqrt{2\pi r}$$

- M₀ : Seismic moment
- G(ω) : くい遣いの時間関数のスペクトル
- F(ω, ξ) : 三層性破壊の有限長断層における波動の干渉効果を示す関数
- X_s(θ, h) : 表面波の Radiation pattern
- A_s·k^{1/2} : 表面波の Excitation 係数

図-18 震源断層モデル(表面波)

Haskell・Savage および Ben-Menaheem・Havkviderによって与えられている。N. A. Haskell, 1964, 1969 ; J. G. Savage, 1972 ; Ari Ben-Menaheem, 1961, David. G. Harkrider, 1964, 1970 ; Ari Ben-Menaheem et al. 1964)。

一方、伊豆東方沖地震の震源断層モデルとその震源パラメーターは図-19および表-5に示す

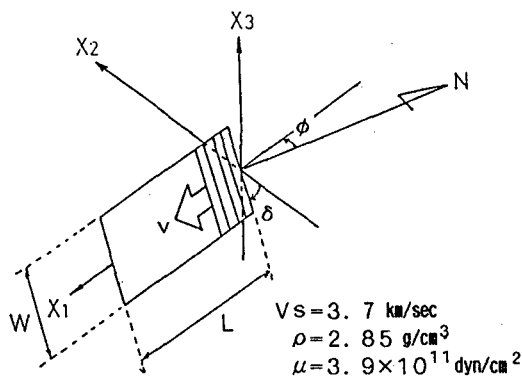


図-19 伊豆東方沖地震の断層モデル

表-5 伊豆東方沖地震の震源パラメーター

■ Fault Strike	: φ	N 9° W
■ Dip Angle	: δ	90°
■ Slip Angle	: λ	0°
■ Fault Length	: L	20 Km
■ Fault Width	: W	10 Km
■ Depth	: H	0~10 Km
■ Dislocation	: D	0.881 m
■ Type of Dislocation		Left Lateral Strike Slip
■ Direction of Rupture		Propagation : N to S
■ Rupture Velocity	: v	2.664 Km/sec
■ Rise Time	: τ	1.13~1.88 sec.
■ Stress Drop	: Δσ	21.9 bar
■ Seismic Moment	: M ₀	6.88 × 10 ²⁵ dyn-cm

ように比較的単純な鉛直横ずれ断層で破壊伝播形式は Uni-directional で Uni-lateral である。そして破壊の伝播方向は北から南へ進行したものとされている(茂木他, 1980, 島崎, 1980, 岡田, 1980)。

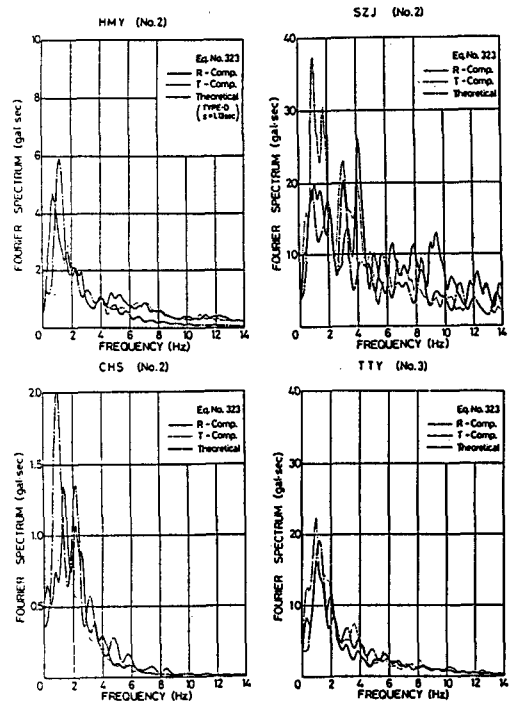
また, 断層運動に関するずれの時間関数(震源時間関数) $g(t)$ の Rise Time は変動域内で変化させ最適なモデルを用いて検討した。さらに, 本研究では震源時間関数 $g(t)$ およびそのフーリエ変換 $G(\omega)$ を表一6 に示す4つのタイプを考えること

表一6 仮定した震源時間関数

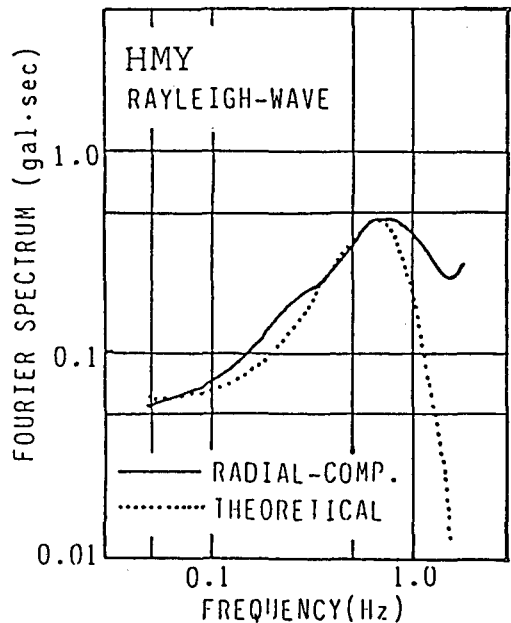
TYPE 1	$g(t) = \begin{cases} 0 & : t < 0 \\ 1/T : 0 < t < T \\ 1 & : T < t \end{cases}$ $GM = \frac{2}{\pi T} \sin\left(\frac{\omega T}{2}\right)$	
TYPE 2	$g(t) = \begin{cases} 0 & : t < 0 \\ 1 - \exp(-t/T) & : 0 < t < T \\ 1 & : t > T \end{cases}$ $GM = \left(\frac{1 + \omega^2 T^2}{2} \right)^{-1/2}$	
TYPE 3	$g(t) = \begin{cases} 0 & : t < 0 \\ (1 - (T/2\pi\omega) \sin(2\pi\omega t/T)) \cdot T^{-1} & : 0 < t < T \\ 1 & : T < t \end{cases}$ $GM = \frac{2}{\pi T} \left(1 - \left(\frac{T\omega}{2\pi} \right)^2 \right)^{1/2} \sin\left(\frac{\omega T}{2}\right), a=3$	
TYPE 4	$g(t) = \begin{cases} 0 & : t < 0 \\ 1/T + a \sin(2\pi t/T) & : 0 < t < T \\ 1 & : T < t \end{cases}$ $GM = \frac{1}{\pi T} \sin\left(\frac{\omega T}{2}\right) \left(1 - \frac{2a\omega}{(2\pi/T) - 1} \right), a=0.3$	

とした。すなわち, タイプ1および2は従来より Haskell モデルにより一般的によく用いられている断層面上の滑めらかなずれを示す Smoothed Rupture Model でありタイプ3および4は, タイプ1の震源時間関数に正弦波形の規則的なゆらぎを与えた場合である。

以上の断層パラメーターと先に示した地下構造モデルを用いて各観測地点の地震動のスペクトルを算定した結果を図一20および図一21に示す。本解析では Rise Time を1.13秒, 震源時間関数 $g(t)$ をタイプ4とした場合が最もよく観測結果に一致した。以上の結果より東松山(HMY)において卓越した周波数成分はS波のスペクトルよりもむしろ Rayleigh 波に対するスペクトルと形状および振幅ともに良く一致する。また, 他の3点(SZJ, CHSおよびTTY)でも修善寺(SZJ)と銚子(CHS)で最大スペクトル振幅値に1.5倍程度の相違が認められるが, スペクトルの方絡形は短周期成分も含めて観測結果と計



図一20 地震動の観測結果と計算結果の比較(実体波)



図一21 地震動の観測結果と計算結果の比較(表面波)

算結果はほぼ良く一致している。

このことは、関東地方およびその周辺で発生する地震に対して関東地方で観測される地震動に関しては、ここで設定した震源特性および地下構造に基づく伝達特性を考慮することにより、実体波・表面波を含めてある程度理論的に地震動特性をシミュレートできることを示しており、本研究で用いた計算方法の妥当性についての評価が可能となるものと思われる。

8 まとめ

関東地方においてアレー観測された多数の地震記録を用いて地震動特性に関する検討を実施した。その結果、観測された地震動特性には顕著な地域性が認められることがわかった。また、各地震の震源特性および伝播経路・地下構造による伝達特性を考慮して理論的に地震動特性の検討を実施し、その推定方法の妥当性の検討を試みた。その結果、震源特性である断層の破壊伝播過程や地下構造による波動伝達特性を工学的に十分的確に評価し設定し得れば任意の地点における地震動特性（周波数特性・振幅特性）の概略的な傾向はある程度理論的な手法により推定できるものと思われる。

以下に本研究で得られた結果をまとめておく。

- 1) 関東地方の4観測地点においてアレー観測されたM4～M6程度の61地震1269成分の地震記録に基づいてスペクトル解析を実施し、地震動特性を検討した結果、地震動の周波数特性に基づいて8グループの震源区域に分類でき各震源区域毎に地震動特性が類似する傾向が認められた。この震源区域は関東地方の定常的な地震の巣にほぼ対応し、関東地方におけるプレートの相対運動に起因する地震の発生メカニズムに関して説明されるグローバルな現象に対応するものと考えられる。
- 2) 関東地方における既往の地下構造探査の結果等をまとめ、アレー観測が実施されている各観測地点での地下構造モデルを設定した。そして、Haskell・Savageによる震源断層モデルと設定された地下構造モデルを用いて算定した理論的な地震動特性（周波数特性・振幅特性）は、

比較的簡単なモデルを用いた計算結果であるにもかかわらず、観測結果によく対応することが認められた。また、設定した最適な震源要素（断層の走向・破壊伝播方向）は、既往の調査結果による活断層の走向とほぼ一致している。

- 3) 1980年6月29日の伊豆東方沖地震（M6.7）では、震源パラメータが比較的明確に設定されている。この震源パラメーターを用いて震源断層モデルと地下構造モデルを考慮して本研究で提案した理論的な計算方法により地震動特性を算定した結果、実体波・表面波ともに観測結果と良く一致する結果が得られ、本研究で用いた計算方法の一般的な妥当性が評価できた。

9 あとがき

本研究に使用した地震動データは電力共通研究『地震動特性に関する研究』の岩盤強震アレー観測によって得られたものである。なお、アレー観測は1982年以降も継続されていることを付け加えておく。また、末筆ながら本研究に多大なる貢献をして頂いた当時神奈川大学大学院生庄司正弘氏（現構造計画研究所^株）に心より厚く感謝の意を表します。

文献一覧

- ARI Ben-Menaheh
1961 "Radiation of Seismic Surface Waves from Finite Moving Sources", B. S. A., Vol. 51, pp. 401—435
- ARI Ben-Menaheh, D. G. Harkrider
1964 "Surface Waves in Multilayered Elastic Media", B. S. S. A., Vol. 54, pp. 627—679
- 井元政二郎
1985 「関東南部におけるフィリピン海プレート内の応力場」月刊地球, Vol. 7 No. 2, pp. 93—96
- 入倉孝次郎
1984 「地震動予測—1983年日本海中部地震本震および余震群の震源パラメーターのスケー

- リング則一」, 第12回地震震動シンポジウム, pp. 37-46
- 宇佐美龍夫・渡辺唯夫
1977 「関東地方の地震の巣一定義と性質一」
東京大学地震研究所彙報, 第52号, pp. 379-406
- T. Enomoto, T. Mochizuki
1985 "Investigation on the Characteristics of Incident Seismic Wave Considering the Seismic Source Model and the Underground Conditions" Proc. of 2nd International Conference on Computing in Civil Engineering, pp. 778-789
- 太田外気晴
1980 「アレー観測による岩盤の強震地動に関する研究・その2; 観測記録例」, 日本建築学会大会学術講演梗概集, pp. 461-462
- 太田外気晴・菅野忠・宮村正光・源栄正人・菅知史
1982 「岩盤アレー観測記録の分析一その2; 表面波の識別例について」, 日本建築学会大会学術講演梗概集, pp. 545-546
- 岡田義光
1980 「1980年6月29日伊豆半島東方沖地震の震源過程」, 地震学会講演予稿集, No.2 p. 9
- 小野晃司
1984 「平野部の地殻構造と活断層」, 首都圏における直下型地震の予知に関するシンポジウム, pp. 7-10
- 表俊一郎・大沢胖
1980 「アレー観測による岩盤の強震地動に関する研究・その1; 全体計画と地震観測システム」, 日本建築学会大会学術講演梗概集, pp. 459-460
- 垣見俊弘・衣笠善博・木村政昭
1978 「後期新生代地質構造図・東京」, 地質調査所
- 活断層研究会編
1980 「日本の活断層一分布図と資料」, 東京大学出版会
- J. G. Savage
1972 "Relation of Corner Frequency to Fault Dimensions", Journal Geophysical Research, Vol. 77, pp. 3788-3795
- 嶋悦三他
1976 a 「東京の基盤構造・第1回第2回夢の島爆破実験による地下深部探査」, 東京大学地震研究所彙報, 第51号第1冊, pp. 1-11
- 嶋悦三他
1976 b 「東京の基盤構造その2 第3回夢の島, 吉川町爆破実験による地下深部探査」, 東京大学地震研究所彙報, 第51号第2冊, pp. 45-61
- 嶋悦三他
1978 a 「東京の基盤構造その3 第4回, 第5回夢の島爆破実験による地下深部探査」, 東京大学地震研究所彙報, 第53号第1冊, pp. 305-318
- 嶋悦三他
1978 b 「東京の基盤構造その4 第6回, 第7回夢の島爆破実験による地下深部探査」, 東京大学地震研究所彙報, 第53号第4冊, pp. 1245-1255
- 嶋悦三他
1981 「東京の基盤構造その5 第7回, 第8回, 第9回夢の島爆破実験による地下深部探査」, 東京大学地震研究所彙報, 第56号第1冊, pp. 265-276
- 島崎邦彦
1980 「1980年伊豆半島東方沖地震の断層パラメーター」, 地震学会講演予稿集, No.2, p. 8
- Y. Suzuki, T. Hirasawa
1984 "Strong Motions from a Stochastic Model of Faulting", 8th W. C. E. E., pp. 481-488
- 瀬尾和太・小林啓美
1980 「人工地震による首都圏南西部の地下深部探査一夢の島・江の島測線の地下構造一」, 地震, Vol. 33, pp. 23-36
- 瀬野徹三
1985 「関東平野下のプレート一その形態と運動一」,

- 月刊地球, Vol. 7 No. 2, pp. 66—72
- 多田 堯
1982 「関東平野の基盤構造と重力異常(1)—基盤震度図—」, 地震, Vol. 35, pp. 607—617
- 多田 堯
1983 「関東平野の基盤構造と重力異常(2)—活断層の地球物理学的研究—」, 地震, Vol. 36, pp. 359—372
- 田中貞二・吉沢静代・坂上実・大沢胖
1982 「小地震記録の合成による地震動加速度特性の推定」, 東京大学地震研究所彙報, 第57号第3冊, pp. 561—579
- 辻浦 賢
1973 「微小地震スペクトルの地域性(1)—関東地方—」, 地震, Vol. 26, pp. 370—375
東京都防災会議編
1977 「東京直下型地震に関する調査研究(その4)—活断層および地震活動状況等に関する考察—」, 東京都防災会議
- D. G. Harkrider
1964 "Surface Waves in Multilayered Elastic Media", B. S. S. A., Vol. 54, pp. 627—679
- D. G. Harkrider
1970 "Surface Waves in Multilayered Elastic Media Part II", B. S. S. A., Vol. 60, pp. 1937—1987
- N. A. Haskell
1964 "Total Energy and Energy Spectral Density of Elastic Wave Radiation from Propagating Fault", B. S. S. A., Vol. 54, pp. 1811—1841
- N. A. Haskell
1969 "Elastic Displacements in the Near-Field of a Propagating Fault", B. S. S. A., Vol. 59, pp. 865—908
- 牧 正・川崎一朗・堀江晶子
1980 「関東地方の地震メカニズム」, 東京大学地震研究所彙報, 第55号第3冊, pp. 577—600
- 牧 正
1984 「関東地方の地殻下地震の発震機構と震源分布—とくに活動域について—」, 東京大学地震研究所彙報, 第59号第2冊, pp. 127—196
- 茂木清夫・望月裕峰
1980 「1980年伊豆東方沖地震の震源直上でのハイドロホンによる高周波振動の観測とそれによる地震断層の位置の推定」, 東京大学地震研究所彙報, 第55号第4冊, pp. 1017—1040
- 望月利男・荏本孝久・庄司正弘・田治米辰雄
1982 「アレー観測された地震記録にもとづく岩盤の地震動特性に関する研究」, 第6回日本地震工学シンポジウム講演集, pp. 233—240

INVESTIGATION ON THE CHARACTERISTICS OF INCIDENT SEISMIC WAVES IN KANTO DISTRICT

Toshio Mochizuki^{*}, Takahisa Enomoto^{**}

^{*}Center for Urban Studies, Tokyo Metropolitan University

^{**}Faculty of Technology, Kanagawa University

Comprehensive Urban Studies, No. 26, 1985, pp. 35-52

It is pointed out that the characteristics of the seismic ground motion is different by the influence of the seismic source effects, the travelling path of the seismic waves and the deep or shallow underground conditions. The results of the theoretical investigation of the characteristics of specific wave record by considering the above mentioned various influences were reported. In order to investigate the characteristics of the seismic incident wave for the earthquake resistant design of the architectural structures, the seismic array observation simultaneously at 4 sites (Higashimatsuyama, Shuzenji, Choshi and Tateyama) in Kanto District were constituted. The observation system, the data processing were controlled and they were analyzed by using the computer system.

We have tried to investigate the characteristics of the seismic waves theoretically based on the observed at 4 sites and digitized seismic wave records (61 earthquakes, 1296 components recorded from June 1979 to December 1981) considering the source mechanism, the travelling path and the underground conditions in the Kanto district. This paper reported the theoretical method in order to estimate the spectrum of seismic wave (frequency and amplitude) and the results of the comparison between the observed records and the theoretical analysis by using the FFT method and fault model.

We assumed the roughly averaged underground condition and analytical model of the Kanto District from a few wide point of view in order to apply the theoretical analysis method. According to the analysis, We can explain that the characteristics of the seismic waves are estimated by the multiplied effects of the seismic source, the path and the underground condition.

Then we think that the spectra of the seismic waves can be presumed comparatively well by using the seismic fault model and the underground condition and estimating these effects accurately. For example, by using the theoretical computation method, we tried to investigate the 1980 East-off Izu Peninsula Earthquake which occurred about 100km far from Tokyo Metropolis but it was a relatively large scale earthquake ($M=6.7$) and assumed the source parameter accurately.