遠距離大規模地震記録を用いた足柄平野の 広周波数帯域地震応答

東京電力株式会社電力技術研究所耐震グループ* 植竹 富一

東京大学地震研究所** 工藤 一嘉

Evaluation of Site Effects in a Wide Frequency Band at Ashigara Valley, Japan, Using Strong Motion Records from Remote and Large Events

Tomiichi UETAKE

Seismic Design Group, Power Engineering R&D Center, Tokyo Electric Power
Company, 4-1, Yokohama 230-8510, Japan

Kazuyoshi KUDO

Earthquake Research Institute, University of Tokyo, 1-1-1, Yayoi, Bunkyo-ku,
Tokyo 113-0032, Japan

(Received October 13, 1997; Accepted January 8, 1998)

Tectonics and geological environments in and around Ashigara valley are very complex, especially surrounding rock outcrop sites are not on the same geology. Therefore, it is our concern to find the best reference site and to determine the seismic response at a site in the valley. We had an opportunity to use the ground motion data sets from the very far (>700 km) and large ($>M7$) events to compare the rock sites motion as well as the response of sediments site. Advantages of using far and large events are that the source and path effects will be common with a sufficient approximation and that the ground motions of wide frequency band content are expected. Selecting one rock site, seismic responses of the sediment sites and rock sites were determined in terms of frequency as well as time domain amplitudes applying band-pass filtering techniques. Results are as follows; (1) Spatial distribution of seismic responses as a function of frequency in the valley are displayed. The spatial distribution of amplitude in low frequency range under 0.2 Hz is relatively simple and similar to Bouguer anomaly map. The characteristics of spatial distribution in high frequency are more complex. (2) Deviations of spectral amplitude at rock sites were determined by taking the spectral ratio of the site to the average spectra of 6 rock sites. Only lower frequency motion than 0.07 Hz are the same and the deviations of spectral ratio are a factor of 2 in the frequency range of 0.1–10 Hz. (3) The level of spectral ratios of very far earthquakes are more stable than that of near earthquakes in 0.1–10 Hz.

Key words: Site response, Reference site, Spectral ratio, Strong motion records, Ashigara valley.

§1. はじめに

1995年兵庫県南部地震では、震度7の被害域が帯状に分布し、その一因と考えられる地震動強さの分布と堆積層構造の関係が改めて注目された。堆積層構造が地震

動に与える影響については、従来から岩盤点と堆積層上の点の比較観測を含んだ強震計によるアレイ観測が試みられ [干場・他 (1988), KITAGAWA *et al.* (1988), KUDO *et al.* (1988), OMOTE *et al.* (1980), PITILAKIS (1995), REAL and TUCKER (1988), 笹谷・他 (1990), STEIDL *et al.* (1996), WEN *et al.* (1995) 等], 堆積層上での地震動の増幅や後続波群の発達性状などが検討されている。

* 〒230-8510 横浜市鶴見区江ヶ崎町 4-1

** 〒113-0032 東京都文京区弥生 1-1-1

堆積層上の地震動特性を評価するための現実的な方法として、堆積層への入射波と見なし得る岩盤点の記録が参照あるいは基準波形として利用される。また、適当な岩盤記録が得られない場合は、別途推定した基盤入射波との比で観測点特性を定義する手法[例えば、木下・他(1986), 山本・他(1995)]や、S波入射の表層での水平動と上下動の比を利用する手法(Receiver function; 例えば、LANGSTON(1979))などが提案されている。さらに、逆解析により観測点特性を含む各要因を同時に求める方法の有用性も指摘されている[例えば、岩田・入倉(1986), KATO *et al.* (1992)]。岩盤での記録を参照波形とすることは、標準的評価と考えられ、上で述べた種々の手法の精度調査にも利用される[FIELD and JACOB(1995)]。しかし、強震動データは比較的近距离の地震によるものが多いため、参照点と評価対象地点との距離や震源方位の差を無視できない場合がある。この場合、岩盤点での記録を堆積層への入射波と見なすこの手法の前提が崩れることとなる。従って、観測点特性以外の要因に関しては、相殺あるいは無視できるデータセットの

利用が、より確かなサイト特性の評価につながる。本論文では、観測点からきわめて遠方で発生した地震の記録を用いて観測点特性の抽出を試みた。遠方の地震を使うことにより、震源を点震源と考えることができ、岩盤サイトを含む観測網全体への同一の震源放射特性をもつ平面波入射を仮定することができる。さらに、対象となる地震は、必然的にマグニチュード(M)の大きな地震であることから長周期側までSN比が良く、観測点の特性を長周期まで論じることができる。

本論文では、神奈川県西部の足柄平野に展開された強震観測網[KUDO *et al.* (1988)]で得られたデータを用いて、周波数帯域毎の波形の変化及び岩盤点に対する各観測点のスペクトル比から堆積層の影響を評価する。足柄平野周辺は、伊豆半島の本州への衝突、相模トラフからのフィリピン海プレートの沈み込み、国府津-松田断層の存在等、テクトニクス的に複雑な環境にあり[例えば、YAMAZAKI(1992)]、過去に数多くの被害地震が発生し、さらに、近い将来の地震発生の可能性が指摘されている[石橋(1993)]。したがって、この地域の地盤特性を把握

Fig. 1. Strong motion accelerograph array in Ashigara valley.

しておくことは、地震防災上の観点からも重要である。

足柄平野南西部の久野地区は、表層地質の影響 [Effects of Surface Geology (ESG)] 検討のための国際テストサイトとして、地震動の目隠し予測 (Blind prediction) テストが行われた場所である [Japanese Working Group on ESG (JESG), (1991)]. この予測実験の結果から、(1) 予測結果のばらつきの原因、(2) 地盤への入力の問題、(3) 地盤応答への 2・3 次元地下構造の影響の問題、(4) 地盤の非線形性の問題、という今後解決すべき 4 つの問題点が指摘されている [例えば, Kubo and SAWADA (1992)]. 本論文では、上記 (2) に関連して地震動評価に重要となる基準観測点に関する問題についても議論を行う。

§2. 足柄平野の観測網

足柄平野は、神奈川県西部に位置し、西は箱根火山、北は丹沢山地、東は大磯丘陵、南は相模湾に囲まれた東

西 4 km、南北 12 km 程度の沖積平野である。足柄平野の強震観測網は、Fig. 1 に示すように平野を取り囲む山地及び丘陵上の岩盤観測点 6 点 (HYK, KNO, SJJ, HSR, AKD, KHZ)、平野内の堆積層上観測点 14 点 (JNI, KNP, KNS, KRD, NSK, SKW, CTS, SCH, SHS, HKC, TKD, NRD, KYM, MAG) からなっている。このうち KNO, KNP, KNS の 3 点は、ESG 研究の一環である目隠し予測に使われた観測点である [JESG (1991)]. 各観測点の概要を Table 1 に示す。平野部の観測点の表層地質は、多くが砂質土であるが、KRД, KNS は粘性土 (腐植土)、KNP, MAG はロームである。また、岩盤点では、HSR, KHZ は足柄層群の凝灰角礫岩、KNO, SJJ は箱根古期外輪山溶岩、AKD は丹沢層群の玄武岩と観測点毎に異なった表層地質となっている。

PS 検層による地震計設置位置での S 波速度 (V_s) は CTS の G.L. 及び -10 m で 110 m/s、-30 m で 250 m/s、-100 m で 500 m/s、そして -467 m で 1260 m/s 程度となっているが、YAMAZAKI (1992) によればこの深さでも第四紀層の基底には達していない。岩盤点の KNO では、G.L. で $V_s=800$ m/s、-22 m で $V_s=1200$ m/s となっている。また、TKD では G.L. で $V_s=110$ m/s、-40 m で $V_s=350$ m/s、KNS では G.L. で $V_s=65$ m/s、-30 m で $V_s=400$ m/s、-97 m で $V_s=700$ m/s となっている。

観測に使用している収録装置は、SMAD-3 シリーズ ((株)アカシ) で、加速度センサーは V401BT である。記録器の特性は全て DC~30 Hz まで平坦であり、サンプリング周波数は 100 Hz で、最大加速度 2000 cm/s/s まで計測できる。A/D 変換は 16 ビットを用いているが、見かけのダイナミックレンジを大きくするために下位 2 ビットを 1 サンプル毎のゲインレンジ ($\times 1$, $\times 1/4$, $\times 1/16$) に用いている。つまり、通常は最小有効加速度 0.015 cm/s/s で、最大 125 cm/s/s となっており、125

Table 1. Strong motion observation stations of Earthquake Research Institute, the University of Tokyo in Ashigara valley.

Code	Lat.(deg.)	Lon.(deg.)	Surface Geology	Setting point
HYK	35.2383 N	139.1464 E	andesite	ground level(G.L.)
CTS	35.2746 N	139.1915 E	sandy soil	G.L., -10,-30,-100,-467m
KNO	35.2706 N	139.1250 E	andesite	G.L., -22m
SJJ	35.2997 N	139.0786 E	andesite	G.L.
HSR	35.3672 N	139.1039 E	tuff breccia	G.L.
AKD	35.3331 N	139.1896 E	basalt	G.L.
KHZ	35.2861 N	139.2106 E	tuff breccia	G.L.
NSK	35.2650 N	139.1817 E	sandy soil	G.L.
NRD	35.2839 N	139.1700 E	sandy soil	G.L.
KYM	35.3103 N	139.1511 E	sandy soil	G.L.
SKW	35.2664 N	139.1947 E	sandy soil	G.L.
TKD	35.2847 N	139.1947 E	sandy soil	G.L., -40m
MAG	35.2953 N	139.1256 E	loam	1F of building
JNI	35.2464 N	139.1600 E	sandy soil	1F of building
KNP	35.2696 N	139.1402 E	loam	G.L.
KNS	35.2666 N	139.1516 E	humus soil	G.L., -30,-97m
KRD	35.2646 N	139.1506 E	humus soil	B1F of building
SCH	35.2616 N	139.1904 E	sandy soil	1F of building
HKC	35.2653 N	139.1883 E	sandy soil	B1F of building
SHS	35.2715 N	139.1891 E	sandy soil	1F of building

Table 2. Long distance earthquakes used in this study.

Origin time(y/m/d h:m:s)	Latitude	Longitude	depth	M	Event name
1993/01/15 20:06:07.2	42.917N	144.357E	101 km	7.8	1993 Kushiro-oki
1994/07/22 03:36:31.5	42.277N	133.550E	552 km	7.6	Near Vladivostok
1994/10/04 22:22:56.9	43.372N	147.678E	28 km	8.1	1994 Hokkaido toho-oki
1994/12/28 21:19:20.9	40.427N	143.748E	0 km	7.5	1994 Sanriku haruka-oki

Source parameters are taken from Japan Meteorological Agency.

Fig. 2. Location map of earthquakes and the observation network.

Table 3. Peak Ground Acceleration of each record. Epicentral distance and azimuth are calculated for CTS.

Peak Ground Acc.(unit in cm/s/s)												
	1993.1.15			1994.7.22			1994.10.4			1994.12.28		
	Kushiro-oki			Near Vladivostok			Hokkaido Toho-oki			Sanriku haruka-oki		
delta	958 km			919 km			1158 km			698 km		
azimth	206 deg.			150 deg.			217 deg.			214 deg.		
	NS	EW	UD	NS	EW	UD	NS	EW	UD	NS	EW	UD
HSR	2.1	3.2	1.9	2.4	1.9	1.5	4.0	4.5	2.5	1.5	1.7	1.1
SJJ	-	-	-	1.6	1.8	1.0	3.6	4.8	2.9	2.2	1.8	1.5
AKD	1.8	1.6	1.0	-	-	-	-	-	-	1.8	1.5	1.0
KNO	2.6	1.8	1.6	1.8	1.0	1.0	3.7	2.9	2.4	2.2	2.3	1.1
KHZ	2.5	2.1	1.3	-	-	-	2.9	3.5	2.0	2.6	1.8	1.5
HYK	4.7	4.4	1.6	1.6	1.8	0.9	6.7	4.8	2.2	2.8	3.7	1.8
KNP	-	-	-	-	-	-	15.7	10.6	7.3	-	-	-
KNS	10.2	10.1	3.5	9.0	4.5	2.1	14.7	12.0	5.3	-	-	-
KRD	-	-	-	-	-	-	12.5	12.5	4.4	7.6	6.3	1.8
KYM	4.7	7.7	2.5	2.7	3.7	1.4	7.8	7.6	2.8	4.2	2.5	1.7
MAG	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
NRD	8.8	8.8	3.4	6.3	6.8	3.1	11.3	14.2	6.0	8.4	7.9	3.2
TKD	9.4	8.6	2.9	5.8	6.8	1.7	12.7	20.5	5.8	-	-	-
CTS	7.1	7.7	3.1	5.5	5.8	1.8	12.0	11.4	4.5	6.9	7.3	2.5
SHS	-	-	-	4.5	4.2	1.5	10.0	11.1	4.0	7.4	5.7	1.5
NSK	5.0	5.4	1.8	3.6	3.8	1.1	6.6	8.2	2.8	5.4	4.9	1.7
HKC	-	-	-	3.0	3.0	1.5	6.5	9.2	3.4	4.7	3.9	1.9
SKW	6.9	7.3	2.8	3.6	3.5	1.9	9.8	10.3	5.4	4.3	5.6	2.0
SCH	-	-	-	-	-	-	10.8	11.5	4.1	4.8	5.0	1.8
JNI	9.4	7.7	3.6	-	-	-	9.9	11.7	4.4	-	-	-

cm/s/sを超える地震動がきたときには、1サンプル毎に自動的に振幅を1/4に、さらに500 cm/s/s以上がきたときにはさらに1/4して2000 cm/s/sまで測定できるようにになっている。また、時計の校正にはNHKの時報を用いている。

§3. データ

1993年釧路沖地震（気象庁マグニチュード (M)=7.8, 震源深さ (H)=101 km, CTS からの震央距離 (Δ)=958 km), 1994年ウラジオストック付近の地震 (M =7.6, H =551 km, Δ =919 km), 1994年北海道東方沖地震 (M =8.1, H =30 km, Δ =1158 km), 1994年三陸はるか沖地震 (M =7.5, H =0 km, Δ =698 km) の4地震で得ら

れた記録を解析した。気象庁による各地震の諸元をTable 2に、足柄平野の位置及び震央位置をFig. 2に示す。いずれも足柄平野の観測点間距離（最大約15 km）に比べ、はるかに遠い地震であり、基盤をどこにとるかの問題はあるが、少なくとも岩盤サイトを含む範囲の仮想基盤に同一の震源放射特性による平面波入射と近似でき、観測網内での距離減衰の影響は無視できる。

Table 3に各観測点で観測された加速度最大値を示す。SCH, HKC, SHS の3点は1994年3月に設置されたため、釧路沖地震の記録は得られていない。また、トリガーレベルの関係で欠測している地点があり、特にMAGは4地震とも記録が得られていない。ほとんどの記録が、最大加速度20 cm/s/s以下であるが、距離の

Fig. 3. Velocity seismograms observed in Ashigara valley.

(a) 1993 Kushiro-oki earthquake, (b) Near Vladivostok. Each trace was integrated from original acceleration data in the frequency domain.

(c) 1994.10.4 Hokkaido Toho-oki

(d) 1994.12.28 Sanriku haruka-oki

Fig. 3. (continued)

(c) 1994 Hokkaido Toho-oki earthquake, (d) 1994 Sanriku haruka-oki earthquake. Each trace was integrated from original acceleration data in the frequency domain.

もっとも遠い北海道東方沖地震が他に比べて若干大きい。 M が大きいということもあるが、この地震による短周期の励起が大きかったこと [例えば, SASATANI (1997)] を裏付けている。なお、いずれの記録でも加速度は 125 cm/s^2 に達していないため記録中のゲインレージは一定である。

一般に加速度で見ると高周波数側の特徴が強調されている。HIGASHI and KUDO (1992) によって足柄平野の波形に周期 5–8 秒の後続波群が確認されていることから、速度波形を用いて記録の特徴を把握する。数値積分で求めた各地震の速度記象を Fig. 3 に示す。数値積分は FFT を用いて周波数領域で行った。なお、積分の際には加速度フーリエスペクトルで見て SN 比のよい周波数帯

域を用いることとし、釧路沖地震とウラジオストック付近の地震では 0.05–20 Hz、北海道東方沖地震では 0.02–20 Hz、三陸はるか沖地震では 0.03–20 Hz のバンドパスフィルターを用いた。SN 比の評価は、同じ装置で記録した常時微動 (ノイズ) のフーリエスペクトルと記録のフーリエスペクトルを比較することにより周波数領域で判断した。いずれの地震も M が大きく、地震動の継続時間が長い。北海道東方沖地震の記録では、分散性が見られる低周波 (約 0.03 Hz) の後続波が続いているが、他の地震ではそれほど特徴的な波群は見られない。ただし、どの地震でも岩盤上の記録に比べ、平野内の記録では高周波成分が強調されており、S 波初動からかなり遅れて最大値を示す波形も多い。なお、岩盤点と平野内観

測点の最大速度の比 (2-3 倍) は, Table 3 に示した加速度で見た場合 (3-5 倍) に比べ若干小さくなっている。これは最大加速度値あるいは最大速度に影響を与える周

波数帯域が異なるためと考えられる。

北海道東方沖地震の HSR での記録 (NS 成分) について, 観測された加速度波形と速度波形を比較して Fig. 4 に示す。加速度波形では速度波形に見られる低周波数で大振幅の後続波群がほとんど見られない。明らかに速度波形は, 加速度波形よりも低周波数側の特徴を反映している。北海道東方沖地震の波形では, この波群で最大値が決まっており, 速度波形では岩盤点と平野内観測点の最大値にはほとんど差がない。

Fig. 4. Comparison of acceleration and velocity seismogram of 1994 Hokkaido Toho-oki earthquake at HSR. Velocity seismogram was integrated from acceleration data in frequency domain.

§ 4. 解 析

4.1 バンドパスフィルター波形の検討

バンドパスフィルターを施した波形を用いて, 周波数帯域毎に足柄平野の地震動の空間変動を把握する。波形

Fig. 5. NS components of band-pass filtered velocity seismograms from the 1994 Hokkaido Toho-oki earthquake. Frequency bands of these traces are as follows; (a): 0.02-0.05 Hz, (b): 0.05-0.1 Hz, (c): 0.1-0.2 Hz, (d): 0.2-0.5 Hz, (e): 0.5-1.0 Hz, (f): 1.0-2.0 Hz.

を直接比較することにより、振幅の変化ばかりでなく波群の変化などについても検討できる。

低周波数側で最も SN 比のよい北海道東方沖地震の速度波形 (NS 成分) に周波数帯域 0.02–0.05 Hz, 0.05–0.1 Hz, 0.1–0.2 Hz, 0.2–0.5 Hz, 0.5–1.0 Hz, 1.0–2.0 Hz のバンドパスフィルターをかけた結果を Fig. 5 に示す。バンドパスフィルターは FFT を用いて周波数領域で行い、通過帯域の外側は 10–20% の幅でコサイン型のテーパを設けてある。

0.1 Hz 以下の波形では、平野内上の観測点で系統的に振幅が大きいの、どの観測点もほぼ同一の波形をしており、特に 0.05 Hz 以下では振幅もほぼ等しい。この

ような低周波数の地震動では盆地の規模に比べ波長が長いので当然ともいえるが、一方で低周波数側までの SN 比の良さを示していると考えられる。0.1–0.2 Hz の波形では、岩盤点に比べ平野内の観測点で振幅がさらに大きくなり、独立した波群が目立ち波形も異なってくる。なお、この帯域では、岩盤点である KHZ が振幅や波形の点で平野内の観測点に近い挙動をしており、逆に平野西縁部の KRD, KNS, KNP は平野南部の観測点とは異なり岩盤点に似た波形をしている。0.2–0.5 Hz では各観測点とも波形が複雑になり、岩盤点と平野部の波形・振幅の違いは大きくなり、特に NRD や JNI では振幅が際立って大きい。さらに高周波数側 (0.5–1.0 Hz, 1.0–2.0

Fig. 6. Maximum amplitude ratios of NS component of band-pass filtered seismogram with respect to HSR. 'kusiro', 'jsea', 'toho' and 'sanriku' denote 1993 Kushiro-oki eq., Near Vladivostok, 1994 Hokkaido Toho-oki eq. and 1994 Sanriku haruka-oki eq. respectively.

Fig. 7. Spatial distribution of maximum amplitude ratios of NS component as a function of frequency bands.

Hz) では波形の相関は悪くなり、CTS と SHS のように近接した観測点 (約 0.4 km) でも波群の対応は不明瞭である。平野内の観測点の振幅がかなり大きくなっているが、足柄平野では沖積層の影響により周波数 1 Hz 前後の地震波が増幅され、また、この周波数の Love 波が卓越することが指摘されている [KAWASE and SATO (1992), 笹谷・他 (1995)]. 0.5–1.0 Hz では、NRD, TKD, KRD, KNS, JNI の振幅が他に比べ大きくなっている。1.0–2.0 Hz では、KRD, KNS, TKD の振幅が大きい。なお、他の地震記録に関しても、周期帯域毎の変化は同様である。

一般に後続波群の発達による震動継続時間の伸びが堆積層上での波形の特徴の一つであるが、Fig. 5 の波形では、岩盤点でも継続時間が長く、波形全体で見た場合、平野内での継続時間の伸びは見られない。しかし、0.1–0.2 Hz の帯域波形を見ると対応する波群毎に継続時間が伸び、波形が複雑になっている事がわかる。

次に、各周波数帯域毎の最大値の空間変動について検討する。なお、以下の検討では、検討対象の 4 地震全ての記録が得られている岩盤点である HSR を基準点として各地点での最大振幅を HSR に対する比で表現する。まず、地震毎にフィルター波形の最大振幅比がどのくらい変動しているかを確認しておく。4 地震とも記録が得られた観測点について、NS 成分のフィルター波形最大値の比を Fig. 6 に示す。HSR, KNO, HYK は岩盤点、KYM, NRD, CTS, SKW, NSK は平野内の観測点である。低周波数帯域 (0.05–0.1 Hz, 0.1–0.2 Hz) では各地点の増幅および地震毎のばらつきも小さいが、0.2–0.5 Hz では平野内の増幅がやや大きくなり、特に観測点 NRD

が顕著となる。より高周波数の 0.5–1.0 Hz, 1.0–2.0 Hz では平野内での増幅が急激に大きくなり、地震毎の差異も顕著となる。さらに高周波数 (2.0–5.0 Hz) では比が小さくなり地震毎による差も小さい。特定の周波数帯域で地震毎に応答が異なる事は、入射角が異なる事に起因すると考えられるが、詳細は別の機会に検討する。

各周波数帯域波形の HSR に対する最大速度比 (NS 成分) の空間分布を Fig. 7 に示す。地震毎に HSR に対する比を求め、各観測点で平均を求めた。なお、空間補間は三角形をベースに観測点間を直線補間した。足柄平野の観測網は、空間的に均質な配置でないため、観測点間隔の粗い部分では不自然なところもあるが、分布の概略は把握できる。0.05–0.1 Hz, 0.1–0.2 Hz の範囲では、平野南部の観測点で増幅が大きい。また、岩盤点でも KHZ と HYK が若干大きい。この帯域の分布形状はこの地域の重力・ブーゲー異常 [例えば、大久保・他 (1992)] と相似形を示しており、地下深部の構造との関係がうかがわれる。0.2–0.5 Hz や 0.5–1.0 Hz では、平野内の各観測点の値がさらに大きくなるが、特に NRD, TKD での増幅が大きい。また、1.0–2.0 Hz では平野南西部の KNS, KRD の 2 点の増幅が顕著となる。周波数 1 Hz 前後では、平野最南部の観測点を取り囲む地域の観測点の振幅がかなり大きくなっている。2.0–5.0 Hz では、全体的に 1.0–2.0 Hz に比べ小さな値を示しているが、CTS 付近や KNS 付近では相対的に大きく、振幅の大きい地域が 2 分極している。観測点の密度の高い平野南部では、高周波数側で複雑な増幅挙動を示しており、極表層の地質構造が影響していると考えられる。なお、EW 成分は

Fig. 8. Variation of Fourier spectral ratio with respect to HSR. The figures show the ratios of NS component for four earthquakes.

0.5–1.0 Hz, 1.0–2.0 Hz で KNS, KRD 付近の比が小さくなる他は NS 成分と同様な傾向を示す。

4.2 フーリエスペクトル比の検討

観測された記録のスペクトル $O(f)$ は次のように表現される。

$$O(f) = S(f)P(f)G(f)I(f) \quad (1)$$

ここで, $S(f)$ は震源項, $P(f)$ は伝播経路の影響, $G(f)$ は観測点特性, $I(f)$ は観測計器の特性, f は周波数である。今回用いた記録では, 地震毎の $S(f)$, $P(f)$, $I(f)$ は, どの観測点でもほぼ共通と考えられるので, 各観測点のスペクトルと基準点のスペクトルとの比により, 相対的な観測点特性が抽出できる。なお, 観測点特性を求めるスペクトルとして水平 2 成分のベクトル合成値を用いたり [例えば, Kato *et al.* (1992)], NS, EW を組み合わせた複素数として扱う場合 [Lu *et al.* (1992), 中村 (1995), Steidl *et al.* (1996)] もあるが, ここでは, NS, EW の間の相異についても着目するために別々に取り扱った。ま

た, フーリエスペクトルの計算に当たっては, S 波部分を対象とした。ただし, 堆積盆地内の観測点の波形が特に後続波群の励起に特徴があることから, 震源の破壊継続時間に限定せず, 記録として共通に使える区間を用いた。したがって, 得られた観測点特性は堆積層の 1 次元的な応答特性とは必ずしも一致しない。なお, 記録波形には P 波部分はほとんど含まれていないので P 波部分の影響は少ない。なお, スペクトル比の基準点としてはフィルター波形の最大値の検討と同様に HSR を用いる。

まず, 検討したデータに対するスペクトル比の安定性を確認する。HSR を当面の基準点として岩盤点 HYK と平野内の CTS のスペクトル比を Fig. 8 に示す。細かい点では相違も見られるが, 両地点とも今回検討対象とした 4 地震に関してはスペクトル比の形状は安定している。以下では, 各観測点での 4 地震のスペクトル比の平均 [以下, 平均スペクトル比と記す.] で特性を評価

Fig. 9. Average of four earthquakes' Fourier spectral ratios of each site with respect to HSR. These spectral ratio were smoothed by Parzen window of 0.1 Hz width. (a): rock sites, (b): sediment sites in central part and margin of Ashigara valley, (c): sediment sites in south part of Ashigara valley.

する。

平均スペクトル比の検討にあたっては、Fig. 7 に見られる特徴を考慮し、平野周辺の岩盤観測点、平野端部地域及び平野中央の観測点、そして平野最南部の観測点の3つのグループに分けて検討する。まず、HSR に対する各岩盤点 (SJJ, KNO, HYK, KHZ, AKD) での平均スペクトル比を Fig. 9(a) に示す。観測点毎に差はあるが岩盤点ではスペクトル比は概ね 0.5–2.0 の範囲内にある。この値は後で示す沖積層上の観測点に比べ有意に小さい。特に 0.1 Hz 以下ではさらに違いは小さく 10% 以内である。また 5 Hz を越えとどの観測点も 1.0 倍程度以下となる。各観測点の特徴としては、KHZ が 0.1–0.2 Hz 前後で大きく、後述する平野南東部の観測点群と同レベルであること、AKD の UD 成分が 0.2 Hz 前後で大きいこと、SJJ が 3 成分とも 0.2–0.3 Hz で谷となっていることなどが挙げられる。

次に、平野中央部の KYM, NRD 及び平野端部に近い TKD, KNS, KR, JN1 での平均スペクトル比を Fig. 9(b) に示す。なお、KNP については、1 地震しか記録がないため示していない。どの観測点もスペクトル比の値は、0.1 Hz 以下では 1 に近いが、0.2 Hz 以上の帯域では岩盤点に比べ大きい。水平動の 0.2–2.0 Hz の範囲では 2–10 倍、上下動では 2–5 倍となっており、UD 成分の方が全体的に増幅が小さい。また、3–4 Hz 前後からレベルが下がるが、これは Fig. 9(a) で見た岩盤点と同様の傾向であり HSR の高周波数の振幅レベルが相対的に高いと判断される。この図に示した観測点は KYM を除き、ス

ペクトル比の大きい帯域が広いのが特徴である。なお、各観測点とも NS, EW 両成分の形状は必ずしも一致しない。Kudo and WANG (1992) は、KNS の KNO に対する比が NS, EW 両成分で一致しないことを指摘しているが、ここでも同様な傾向が見られる。さらに、比較的近い (約 250 m) KNS と KR の 2 点で NS 成分のピーク位置がずれている (KNS: 約 1.5 Hz, KR: 1.0 Hz) ことから、この帯域ではかなりローカルな影響が強いことがわかる。

最後に、平野南部の CTS, NSK, SHS, HKC, SKW, SCH での平均スペクトル比を Fig. 9(c) に示す。全体的に岩盤点に比べレベルが高く、水平動では各観測点とも 1 Hz 付近にピークが見られる。地域的に狭い理由もあるが、スペクトル比の形状はどの成分も観測点間の差が小さい。水平両成分の形状は似ているが、NS 成分の方が低周波数側で山谷が見られる。Fig. 9(b) と比較すると TKD と同様、低周波数側の値が大きく、水平動では 0.2 Hz 付近で 2 倍に達している。0.3 Hz 以上では Fig. 9(b) の KYM を除く各点の方がレベルが高い。また、UD 成分は 0.2 Hz 付近で急に持ち上がって 0.3 Hz 程度までは平野南部の観測点の方がレベルが高い。

以上から、HSR に対する平均スペクトル比の主な特徴をまとめると以下ようになる。

(1) 0.1 Hz 程度以下の低周波数側ではどの観測点もほぼ同じスペクトル振幅となるが、高周波数側では岩盤上の観測点間にも差が見られる。岩盤上の観測点の値は 0.05–10 Hz の範囲では概ね 0.5–2 倍の間にあるが、平

Fig. 10. Phase velocities of surface waves in and around Ashigara valley.

Left: Love wave, Right: Rayleigh wave. Closed circles denote the estimated velocities from the data of 1994 Hokkaido Toho-oki earthquake. Open circles denote the estimated velocities from the data of 1994 Sanriku haruka-oki earthquake. Open squares denote the velocities after Higashi and Kudo (1992). Bold lines show the phase velocities of fundamental mode of Love and Rayleigh waves.

野内の観測点では、0.2-0.5 Hz の範囲で 2 倍以上、1 Hz 前後では最も大きく 10-20 倍になっている。

(2) 平均スペクトル比の空間変動について以下のことが指摘できる。0.2 Hz 付近のレベルは系統的に変化しており、平野の南東に向かって大きくなる。0.5-1.0 Hz 付近のレベルは平野中央部の NRD や平野周辺部の JNI, KRD, KNS, TKD が大きい。

(3) 平野南部の観測点のように 1 km 程度離れていても平均スペクトル比の形状が 2-3 Hz まで似ている場合もあるが、KNS, KRD 観測点の NS 成分のようにごく近傍（約 250 m）の観測点同士でも 1 Hz 程度以上で形状が異なる場合があるなど、高周波数側の増幅には局所的な影響が強い。

(4) HSR に対する平野部におけるスペクトル比の形状は NS, EW 両成分で必ずしも一致しない。

4.3 深部構造と地震動特性

北海道東方沖地震の 3 成分波形及び三陸はるか沖地震の UD 成分波形には、卓越周波数 0.1 Hz 以下の分散性を示す波群が見られた [Fig. 3(c), (d)]。そこで、狭帯域のガウス型バンドパスフィルターをかけた波形にセンブランス解析 [NEIDELL and TANER (1971)] を適用し、波群の伝播速度（位相速度）及び方向を求めた。なお、HATAYAMA *et al.* (1995) では孤立化した波群に対し 3 成分を同時に用いたセンブランス解析を適用しているが、ここでは、Transverse 成分と UD 成分について別々に解析を行った。北海道東方沖地震の解析には、欠測 2 点

と SJJ, JNI, KNP, KNS, KRD, SCH, CTS, SKW を除いた 10 点を、三陸はるか沖地震では岩盤点 6 点到平野中央部の NRD をあわせた 7 点の記録を用いた。センブランス解析から求めた位相速度を Fig. 10 に示す。黒丸が北海道東方沖地震、白丸が三陸はるか沖地震の結果である。Transverse 成分を Love 波、UD 成分を Rayleigh 波の分散曲線と比較した。また、解析した波群の伝播方向は、ほぼ震央方向からであった。なお、図中の四角は HIGASHI and KUDO (1992) が 1989 年伊豆半島東方沖の地震及び 1990 年伊豆大島近海地震に対して求めた位相速度である。図中の実線は Table 4 の地下構造に対して求めた Love 波及び Rayleigh 波の位相速度（基本モード）である。Table 4 のモデルは、表層は HIGASHI and KUDO (1992) を、深部は MIKUMO (1966) のモデルを参考にし、試行錯誤的に分散性状に合うように作成した。表層の第 1, 第 2 層分が、平野内の第四紀の堆積層に相当する。

表層の影響を見るために、Table 4 のモデル (Case 0) から表層の 2 層分を除いたモデル (Case 1), 3 層分を除いたモデル (Case 2) で、Love 波基本モードの位相速

Fig. 11. Effects of surface layers on fundamental Love wave velocities.

In Case 0, the structural model in Table 4 was used for velocity calculation. In Case 1, the model removed two surface layers from the Case 0's model was used. In Case 2, the model removed three surface layers from the Case 0's model was used.

Table 4. Deep ground structure model of Ashigara valley.

No.	Vp (km/s)	Vs (km/s)	Density (g/cm ³)	Thickness (km)
1	2	0.6	1.8	0.1
2	2.5	1.1	2.1	0.4
3	3	1.5	2.3	0.8
4	4.2	2.4	2.5	2
5	5.5	2.8	2.5	6.5
6	6.15	3.1	2.7	14.6
7	6.7	3.7	2.88	16.9
8	8	4.5	3.28	-

Table 5. Study case for 1-D amplification.

No.	Vs (km/s)	Density (g/cm ³)	Thickness(km)					
			model-a	model-b	model-c	model-d	model-e	model-f
1	0.6	1.8	0.1	0	0.1	0	0	0
2	1.1	2.1	0.4	0	0.4	0	0	0
3	1.5	2.3	0.8	0.8	0	0.8	1.5	0
4	2.4	2.5	2	2	2	3	2	2
5	2.8	2.5	-	-	-	-	-	-

Fig. 12. Spectral ratio of each model's amplification factor to model-f.

Each structure model is shown in Table 5.

度・群速度を計算し Fig. 11 に示す。表層の有無の影響は 0.1 Hz を超えるとかなり大きくなり、0.3 Hz 付近の群速度で見ると Case 1 の場合で速度差約 0.7 km/s, Case 2 の場合で速度差約 1.5 km/s となって現れてくる。このことは、平野周辺の岩盤点と平野内部の堆積層上観測点の波形が 0.1–0.2 Hz を境に大きく異なってくることに対応している。

さらに、周波数 0.1–0.2 Hz での最大速度比や平均スペクトル比に系統的な空間変化が見られたことから、低周波数側の 1 次元的な増幅を検討する。Table 4 の $V_s = 2.8$ km/s ($V_p = 5.5$ km/s) 層を基盤と考え、Table 5 に示したモデルで表層の影響を検討する。model-a は平野南部の堆積層上観測点、model-c は平野西部の表層の薄い観測点、model-b, d, e は堆積層上の観測点、model-f は基準点と考える。それぞれに対する S 波の鉛直入射による 1 次元応答を model-f に対する比で表したものが Fig. 12 である。0.2 Hz 付近が比較的大きいのは、model-a, e であり、第 4 層が厚い model-d でそれほど大きくないことから、0.2 Hz 付近の値に影響が大きいのは $V_s = 1.5$ km/s 層が浅い状態であることがわかる。スペクトル比の検討で基準とした HSR の近傍では、道路建設用の爆破の観測（爆破点を含め 3 点）を基に $V_p = 4.4$ km/s, $V_s = 1.4$ km/s という値が推定されている [KUDO and SHIMA (1988)]. Table 4 における V_p 構造からすれば model-f に近いと見なせるが、 V_s で見れば $V_s = 1.5$ km/s 層が薄い状態と判断できる。大久保・他 (1992) は、HIGASHI (1989), 笠原・他 (1991) 等の検討結果やプレートの沈み込み形状を基に $V_p = 4$ km/s 相当層の深さを、東に傾く基盤としてモデル化し、ブーゲー異常を説明している。本論文で示した低周波数側の振幅比も同様な傾向を示しており、 $V_s = 1.5$ km/s 層が浅の表層厚変化を考慮した 1 次元的増幅効果でも定性的には説明できる。

Fig. 13. Fourier spectral ratios of rock site spectra to the average spectrum in case of 1994 Sanriku haruka-oki earthquake. These spectra were smoothed by Parzen window of 0.1 Hz width.

§ 5. 議 論

5.1 基準観測点としての岩盤観測点

岩盤観測点での地震動特性の把握は、平野への入射波の基準点を考える上で重要である。足柄平野を取り巻く丘陵地の露頭岩はそれぞれ岩質が異なり、HSR に対するスペクトル比 (Fig. 9(a)) は、平野内と比べれば値が 1 に近いものの岩盤点同士でも特性が異なっている。ここでは、すべての岩盤点で記録が得られている三陸はるか沖地震について、岩盤上観測点のスペクトルの平均値を求め、それに対する各観測点の比 (Fig. 13) について検討する。平均に対するスペクトル比のばらつきは、ほぼ

0.5–2.0 倍の範囲に収まっており、特に、周波数 0.07 Hz 未満の低周波数側で見ると 0.8–1.2 倍の範囲内である。この傾向は Fig. 7 に示した HSR に対する比の地震毎のばらつきから見て他の地震記録でも大きく変わらないと考えられる。また、今回基準とした HSR は、細かく見れば水平動の 1 Hz 付近が小さめで、NS 成分の 3–4 Hz, EW 成分の 4 Hz 以上でやや大きい。HSR を基準としたスペクトル比 (Fig. 9) から、3 Hz 付近から高周波数側で HSR のスペクトルが大きい、つまり増幅されている可能性を述べたが、この点の解明に関しては、岩盤の風化による影響の評価 [STEIDL *et al.* (1996)] や表層の不整形性の評価 [KATO *et al.* (1992)] が必要と考えられる。観測点毎の傾向を見ると、0.2 Hz 付近までは、相対的に KHZ が大きい。また、0.3 Hz–1.0 Hz では HYK が相対的に大きい。この点については Fig. 12 で示したように深部の地下構造と関係していると考えられる。STEIDL *et al.* (1996) は、表層付近の風化等の影響を避けるために、基準点として岩盤の地中点を用いることを提案しているが、足柄平野の様に周辺岩盤が一樣でない場合は、単に地中に基準を移しただけでは不十分であり、表層の影響を回避するために深部までの構造を考える必要がある。

TAKEMURA *et al.* (1991) によれば、周波数 1–5 Hz での入射波に対する増幅率は花崗岩 ($V_s=2000\text{--}2700\text{ m/s}$) で 2–3、先第三紀の堆積岩層 ($V_s=1000\text{--}1600\text{ m/s}$) で 2–6、第三紀層 ($V_s=500\text{--}800\text{ m/s}$) で 5–20、洪積層 ($V_s=\text{約 }450\text{ m/s}$) で 8–30、沖積層 ($V_s=\text{約 }200\text{ m/s}$) で約 40 となっている。今回の結果は、HSR を基準とし

て岩盤点で 1–2、堆積層 (沖積層) 上で 5–10 となっている。HSR は、第三紀の角礫凝灰岩で $V_s=1400\text{ m/s}$ と推定され [KUDO and SHIMA (1988)], KNO は、第四紀の安山岩質熔岩で $V_s=800\text{ m/s}$ [JESG (1991)] である。他の点も岩質を考えれば同程度の V_s 値と推定され、岩盤点相互の比も、HSR と沖積層上の観測点との比も TAKEMURA *et al.* (1991) の結果のばらつきの範囲内にある。

一般に、平野に対する地震動評価の基準点を考える場合、最も増幅が少なく、局所的な影響の少ない点を選ぶことが望ましい。足柄平野の場合、岩盤点である KHZ の 0.1–0.2 Hz での振幅が、 $V_s=1.5\text{ km/s}$ 以下の層の存在に強く影響されていると考えられることから、山間部を含む足柄地域の地震動を議論する際には $V_s=2.5\text{ km/s}$ 程度の地殻上部を基盤と考える必要がある。

5.2 スペクトル比の安定性

基準観測点を用いた経験的な地震動評価の安定性を評価するために、遠距離の大規模地震によって得られたスペクトル比と比較的近距離の地震のスペクトル比を比較する。東・工藤 (1989) は、震央位置の異なる比較的近い中小規模地震の記録 [1988 年伊豆東方沖 ($M=5.2, H=5\text{ km}, \Delta=35\text{ km}$), 1987 年千葉県東方沖地震 ($M=6.7, H=58\text{ km}, \Delta=117\text{ km}$), 1987 年山梨県東部 ($M=4.8, H=32\text{ km}, \Delta=27\text{ km}$)] から、0.4 Hz 以下では入射方向により堆積層上での増幅が異なると述べている。しかし、彼らの検討ではデータの制約から地震毎に基準点が異なり、また十分低周波数側まで SN 比が良いデータではなかった。そこで、ここでは同一の岩盤点と堆積層上

Fig. 14. Location map of short distance earthquake epicenters.

Table 6. Short distance earthquakes used in this study.

Origin time (y/m/d h:m:s)	Latitude	Longitude	depth	M	Region
1994/10/04 02:56:00.4	35.480N	139.078E	24 km	4.3	Eastern Yamanashi Pre.
1996/03/06 23:12:27.6	35.471N	138.946E	19 km	4.3	Eastern Yamanashi Pre.
1996/03/06 23:35:28.7	35.473N	138.951E	20 km	5.3	Eastern Yamanashi Pre.
1996/10/25 12:25:17.6	35.452N	139.005E	23 km	4.5	Eastern Yamanashi Pre.
1995/04/18 20:26:25.2	35.062N	138.588E	24 km	4.5	Northern Suruga bay Reg.
1995/07/03 08:53:23.2	35.162N	139.567E	122 km	5.2	Sagami bay Reg.
1996/10/16 22:58:57.4	34.975N	139.119E	4 km	4.0	E off Izu Pen. (Ito-oki)

Source parameters are taken from Japan Meteorological Agency.

Fig. 15. Variation of spectral ratios of sediment site (KNS) to rock site (KNO). These spectra were smoothed by Parzen window of 0.2 Hz width. (a): very far earthquakes, (b): east part of Yamanashi, (c): other region.

の点の比で地震毎のスペクトル比を作成し、震源位置によるスペクトル比の違いを確認する。検討に用いた記録は、Fig. 2, Table 3 の遠距離大規模地震に加えて Fig. 14, Table 6 に示す足柄平野を取り囲む中小規模地震の記録である。ここでは基準点をKNOとし、平野内の点としてはKNOに比較的近いKNSとする。

KNOとKNSのS波部分40秒間のスペクトル比(NS成分)をFig. 15に示す。それぞれ遠距離大規模地震(a)、山梨県東部の地震群(b)、その他の地震(c)である。遠距離地震の場合は、ばらつきは少なく、1 Hzと2 Hz付近の2つのピークが明瞭である。(b)のスペクトル比では、(a)、(c)で見られる1 Hz付近のピークが見られない。また、4-5 Hz付近が他より小さい傾向があるが、

これは松岡・他(1997)が小田原市街地を対象としたアレイ観測で示した結果と同様な傾向である。また、(c)の中では駿河湾の地震も1 Hzのピークが見られないなど、1 Hzのピークが出る地震と出ない地震がある。(a)の結果では、ピークが多少にぶっているが、平均的な性状に近い。しかし、特定の基準観測点に対する比で地震動特性を表現した場合、震源によっては特定のピークが強く出る、あるいは出ないなどの偏差があることは留意しておくべきである。

§6. ま と め

観測点から見て非常に遠距離で発生した地震の記録を用いて、足柄平野の観測点のサイト特性を検討し、以下

のような点を明らかにした。

(1) 0.1 Hz 程度以下の周波数帯域では、岩盤点も平野内の観測点もほぼ同じ波形・振幅を示す。しかし、0.1 Hz 以上では、平野内の観測点は岩盤点に比べ複雑な増幅挙動を示す。ただし、平野東側の岩盤点 KHZ は 0.1–0.2 Hz 程度では平野内の点と同等である。このような低周波数帯域での複雑な挙動には、 $V_s = 1.5$ km/s 層以浅の層が強く影響しており、山間部を含む足柄地域の地震動を統一的に議論するためには $V_s = 2.5$ km/s 程度の地殻上部を基盤と考える必要がある。また、その基盤深さは、平野の南部では 1.5 km 程度の深さと考えられる。

(2) バンドパスフィルター波形の最大値は、0.2 Hz 以下の低周波数帯域では、平野南東部に向かって一様になるが、より高周波数側では振幅の大きな地点が局在化してくる。低周波数側の変化には基盤深さの変化が対応し、高周波数側の変化には平野内部の沖積層厚の変化に対応していると考えられる。

(3) 岩盤点相互のスペクトル比は、0.07 Hz 程度以下では 20% 程度のばらつきであるが、0.1 Hz 以上の周波数帯域では、スペクトル振幅に最大 0.5–2 倍の差が見られる。

(4) 岩盤点に対する平野内の地点のスペクトル比は、0.1 Hz 以上では 2–10 倍程度の値を示し、1–2 Hz 付近のピークが特徴的である。

(5) NS, EW 両成分の基準点に対するスペクトル比は必ずしも一致しない。これは、2・3 次元の波動伝播の影響と考えられる。

なお、震源の位置によりスペクトル比が変化したり、水平 2 成分の比が異なる事は、震源特性や足柄平野の 2・3 次元構造の影響と考えられる。これらの点については、今後検討を進める予定である。

謝 辞

足柄平野におけるデータは、高橋正義・東京大学地震研究所助手、坂上 実・同技術官の観測網の維持管理に関する多大な努力によって得られたものです。また、査読していただいた野越三雄・秋田大学教授、笹谷 努・北海道大学助教授のコメントは本稿の改善に役立ちました。記して感謝いたします。

文 献

FIELD, E. H. and K. H. JACOB, 1995, A comparison test of various site-response estimation techniques, including three that are not reference-site dependent, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **85**, 1127–1143.
HATAYAMA, K., K. MATSUNAMI, T. IWATA and K. IRIKURA, 1995, Basin-induced Love waves in the east-

ern part of the Osaka basin, *J. Phys. Earth*, **43**, 131–155.

HIGASHI, S., 1989, Underground structure beneath the Ashigara Valley, Japan, *Proceeding of the National Symposium on Effects of Surface Geology on Seismic Motion*, 199–206.

東 貞成・工藤一嘉, 1989, 足柄平野における地震動特性, *Proceedings of the National Symposium on Effects of Surface Geology on Seismic Motion*, 319–324.

HIGASHI, S. and K. KUDO, 1992, Polarization and frequency-wavenumber spectrum analysis for the strongmotion array data in Ashigara valley, Japan, *J. Phys. Earth*, **40**, 5–25.

干場充之・堀家正則・出射隆文・岩田知孝, 1988, 地表付近の地質構造の地震動への影響—堆積盆地上での地震動の解析と数値計算—, *地震* **2**, **41**, 195–202.

石橋克彦, 1993, 小田原付近に発生した歴史地震とその地学的意義, *地学雑誌*, **102**, 341–353.

岩田知孝・入倉孝次郎, 1986, 観測された地震波から震源特性・伝播経路特性及び観測点近傍の地盤特性を分離する試み, *地震* **2**, **39**, 579–593.

Japanese National Working Group on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion (JESG), 1991, *Ashigara Valley Blind Prediction Test*.

笠原敬司・山水史生・井川 猛・清水祥四郎, 1991, 足柄平野～国府津・松田断層を横切る地震波反射断面, *地震学会予稿集*, No. 2, 324.

KATO, K., M. TAKEMURA, T. IKEURA, K. URAO and T. UETAKE, 1992, Preliminary analysis for evaluation of local site effects from strong motion spectra by an inversion method, *J. Phys. Earth*, **40**, 175–191.

KAWASE, H. and T. SATO, 1992, Simulation analysis of strong motions in the Ashigara valley considering one- and two-dimensional geological structures, *J. Phys. Earth*, **40**, 27–56.

木下繁夫・御子柴正・星野 務, 1986, 堆積層における短周期 S 波の平均的増幅特性の推定, *地震* **2**, **39**, 67–80.

KITAGAWA, Y., I. OKAWA and T. KASHIMA, 1988, Dense strong motion earthquake seismometer array at site with different topographic and geologic conditions in Sendai, *Proc. of 9th World Conf. Earthq. Eng.*, Vol. 2, 215–220.

KUDO, K., E. SHIMA and M. SAKAUE, 1988, Digital strong motion accelerograph array in Ashigara valley, *Proc. of 9th World Conf. Earthq. Eng.*, Vol. 8, 119–124.

KUDO, K. and E. SHIMA, 1988, Installation of strong motion seismographs, plan for geotechnical measurements at Ashigara valley site effects test area, Japan, *Proc. of IASPEI/IAEE Joint Working Group on Effects of Surface Geology on Seismic Motion*, 2nd Workshop, Tokyo.

KUDO, K. and Y. SAWADA, 1992, Blind prediction experiments at Ashigara Valley, Japan, *Proc. of 10th World Conf. Earthq. Eng.*, 6967–6971.

- KUDO, K. and Z. WANG, 1992, A preliminary analysis of strong motion records in Ashigara valley test site; and errata, in Int. Symp. Effects of Surf. Geol. on Seismic Motion, ESG1992, Odawara, Japan, 3, 15-18.
- LANGSTON, C. A., 1979, Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic body waves, *J. Geophys. Res.*, **84**, 4749-4762.
- LU, L., F. YAMAZAKI and T. KATAYAMA, 1992, Soil amplification based on seismometer array and microtremor observation in Chiba, Japan, *Earthq. Eng. Struct. Dyn.*, **21**, 95-108.
- 松岡昌志・翠川三郎・内山泰生, 1997, 小田原市内での強震観測とそれに基づく地震動特性の検討, *地震* **2**, **50**, 1-10.
- MIKUMO, T., 1966, A study on crustal structure in Japan by the use of seismic and gravity data, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **44**, 965-1007.
- 中村 晋, 1995, ベクトルスベクトルによる地震動の増幅特性評価とその適用, *土木学会論文集*, No. 519/I-32, 161-173.
- NEIDELL, N. S. and M. T. TANER, 1971, Semblance and other coherency measures for multi channel data, *Geophysics*, **36**, 482-497.
- 大久保修平・長沢 工・平賀士郎・田島広一・萩原幸男, 1992, 南関東活断層の重力調査 (I) - 国府津-松田断層 -, *地震研報*, **67**, 325-359.
- OMOTE, S., K. OHMATSUZAWA and T. OHTA, 1980, Recently developed strong motion earthquakes instruments array in Japan, *Proceedings of 7th World Conference on Earthquake Engineering*, **2**, 41-48.
- PITILAKIS, K. (coordinator), 1995, EUROSEISTEST Volvi-Thessaloniki, A European Test-Site for engineering seismology, earthquake engineering and seismology, Project: EV5V-CT93-0281.
- REAL, C. E. and B. E. TUCKER, 1988, Turkey Flat, USA site effects test area site characteristics, *Proc. of IASPEI/IAEE Joint Working Group on Effects of Surface Geology on Seismic Motion*, 2nd Workshop, Tokyo.
- 笹谷 努・松島 健・小柳敏郎, 1990, 十勝平野における強震動観測, *北海道大学地球物理学研究報告*, **54**, 15-22.
- 笹谷 努・齋藤誠治・古村美津子・工藤一嘉, 1995, やや深発地震による足柄平野の地震応答, *北海道大学地球物理学研究報告*, **58**, 21-37.
- SASATANI, T., 1997, Source characteristics of the 1994 Hokkaido Toho-Oki Earthquake deduced from wide band strong motion records, *Journal of the Faculty of Science, Hokkaido University Series VII (Geophysics)*, **10**, No. 2, 269-293.
- STEIDL, J. H., A. G. TUMARKIN and R. J. ARCHULATA, 1996, What is a reference site?, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **86**, No. 6, 1733-1748.
- TAKEMURA, M., K. KATO, T. IKEURA and E. SHIMA, 1991, Site amplification of S-Waves from strong motion records in special relation to surface geology, *J. Phys. Earth*, **39**, 537-552.
- WEN, K.-L., H.-Y. PENG and L.-F. LIU, 1995, Basin effects analysis from a dense strong motion observation network, *Earthq. Eng. Struct. Dyn.*, **24**, 1069-1083.
- 山本みどり・岩田知孝・入倉孝次郎, 1995, 釧路気象台における強震動と弱震動に対するサイト特性の評価, *地震* **2**, **48**, 341-351.
- YAMAZAKI, H., 1992, Tectonics of a plate collision along the northern margin of Izu peninsula, central Japan, *Bulletin of the Geological Survey of Japan*, **43**, 603-657.