

電力中央研究所 佐藤 清隆

京都大学防災研究所 土岐 憲三

京都大学防災研究所 佐藤 忠信

1. まえがき

実在の不整形地盤をモデル化し、その増幅特性及び伝播経路について考察を加え、実地震記録との比較を行う。さらに、地盤の不整形性や地盤を構成する土の物理定数などを観測記録から決定するためのアルゴリズムを作成し、観測地点における地盤特性を同定する。解析方法は、Aki と Lerner によるDiscrete Wavenumber法を用いる。

2. 観測地の地盤構造のモデル化と解析精度

地震観測を行っている埼玉県北葛飾郡吉川町の観測地点の断面図及び平面図をFig.1 に示す。この断面図に示すように、この地域は、S51.5°W 方向に基盤がしだいに深くなる構造を有しており、地震観測は、基盤傾斜に沿う測線上(No.1,2,3地点)と、これとほぼ直交する同一基礎深度の測線上(No.1,4 地点)の計4地点で実施されている。この地域における表層は、いわゆる軟弱な沖積層(S波速度110~170m/sec)で、その下にはS波速度330~380m/secの洪積層が現われている。本解析では、この層を一応工学的な基盤として考え、地盤モデルを作成した。

D-W 法(Discrete Wavenumber法)では、基盤までの深さの関数 $z(x)$ において、 $x=0$ における深さ $z(0)$ と、 $x=L$ (地盤の x 方向の長さ)における深さ $z(L)$ とを等しくしなければならない。このことに留意して作成したのが、Fig.2 に示す地盤モデルである。No.1,2,3, の基盤深さの変化をCOS 曲線で表し、対称形にした。

3. 実地震記録による不整形地盤構造の同定

実地盤で観測された地震波を用いて地盤を構成する物理定数およびその不整形性を同定する。

Fig.1 の観測点で観測された地震波は、震央位置の接近するものごとに5つのグループに分けた。各グループごとの地震波は同一の震央位置を持ち、同じ伝播過程を経ていると仮定した。本研究では、これらの地震波のうちグループ1(G1)、グループ3(G3)、グループ4(G4)の3つのグループに属する5つの地震波について解析する。これらの地震記録の諸元をTable.1 に示す。解析波形の成分は、NS成分、EW成分の観測波形を地震到来方向成分(L成分)とその直交成分(T成分)に変換した。

観測点1S、2S、3Sを結ぶ直線を主測線とすると、各グループの地震波の入射方向は、G3については主測線に沿って1Sから3Sへ、G1は主測線に対して28.7°の角度で東方から入射し、G4は主測線に対して41.3°の角度で北方から入射している。

自己回帰-移動平均過程(AR-MA過程)を用いて、各観測点のパワースペクトルを計算する。この場合、フィルターの係数は信号理論により最適化されて

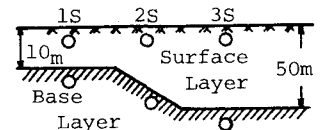


Fig.1 地震計設置図

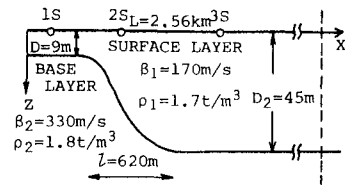


Fig.2 地盤モデル

Table 1 地震諸元一覽表

Group	No.	DATE	M	Δ (km)	MAXACC
1	49	'82. 7.23	7.0	189	31.1
3	21	'81. 2.22	4.7	65	4.3
	33	'82. 3. 7	5.6	95	34.4
4	30	'81. 9.14	4.8	35	7.6
	31	'81.11.30	4.4	23	11.0

いるので、なめらかなスペクトルが求まる。Fig.3 は、地震波No.21 の各観測点のパワースペクトルを示したものである。これらのパワースペクトルにより1 Sから3 Sの伝達関数振幅を求め、図示したのがFig.4 である。本解析では、SH波のみを考えているので、T成分のみについて計算した。

次に位相特性について検討する。各グループごとの地震記録の重ね合わせ解析により位相スペクトルを求め、コヒーレンス関数の値をデータの信頼度の重み係数として、位相スペクトルの近似曲線を計算した。この近似式を用いて各グループの位相速度の分散曲線を示したのがFig.5 である。図より、観測された地震波の位相速度は分散性を有しており、各グループによって異なった特性を示している。このような特性は、地盤の不整形構造に起因するものと考えられ、しかもそれは、地震波の入射方向によって異なるといえる。図中の破線は、 $\theta = 5^{\circ}, 10^{\circ}$ の場合の解析 (D-W 法) によって求めた分散曲線であり、実線の分散曲線をほぼ包含している。したがって、不整形構造を詳細にモデル化すれば地震動の位相特性もかなりの精度で表現できることがわかる。

Table.2 は、 $\theta = 10^{\circ}$ と一定にし、Powellの方法によって、地盤のせん断波速度 β_1, β_2 、基盤までの深さ D_1, D_2 、斜面長 l を同定した結果である。この結果より、伝達特性のピークが顕著に現われていないG 1, G 4の地震波から決定された値は誤差の大きいことがわかった。全般的には、 β_2, D_2 の同定に誤差が大きく生じている。これは、G 1, G 4の地震波の入射方向が主測線に対して平行でないにもかかわらず同一のモデル (Fig.2)を用いていることと、入射方向が主測線に平行でないことによってSV波の影響が出てくるためと考えられる。G 3は、モデルに最も適合しており、Fig.4 に示すように伝達特性が明瞭に規定できるので、精度の良い結果が得られている。

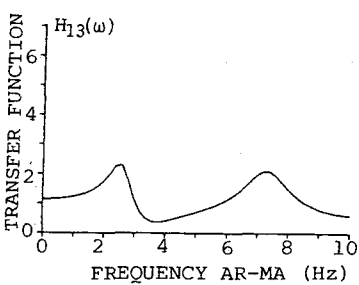
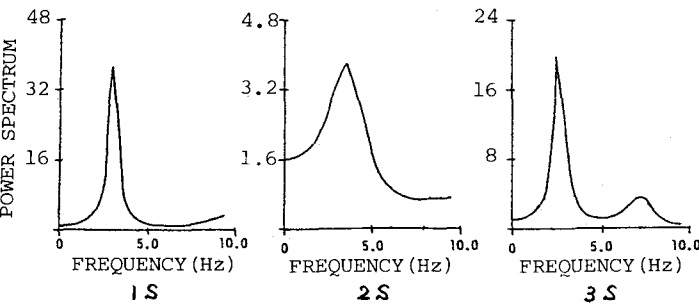


Fig. 3 AR-MAモデルによる地震波No.21(G3)のパワースパトル Fig.4 1S, 3S間の伝達特性 (TR成分)

Table 2 モデル地盤の同定結果

		地盤の物理定数		地盤の形状		
		$\beta_1(m/s)$	$\beta_2(m/s)$	$D_1(m)$	$D_2(m)$	$l(m)$
group	初期値	170	330	9	45	620
49	1s-3s	183	450	10	53	625
30	1s-3s	170	380	16	58	625
21	1s-2s	158	438	9.3	50	668
21	1s-2s	180	320	5	30	620
21	2s-3s	160	318	8	47.5	635
	厳密値	146	343	9	45	620

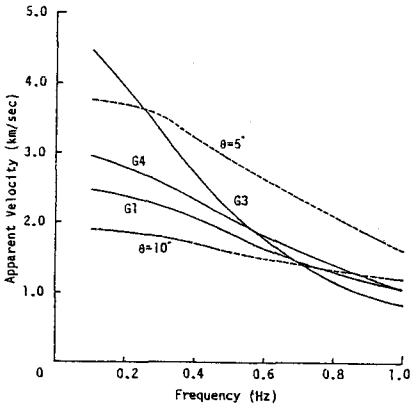


Fig.5 2S, 3S間の位相速度