

(12) 地表および地中における地震観測

国立防災科学技術センター 正員 木下繁夫

1. はじめに

強震地動が表層地盤のどのような振動挙動の影響を受けて構成されているかを調べることは、多量同時観測の主目的の一つである。防災センターにおける地表および地中に設置された加速度計による同時観測（岩根、下巻および府中）もこの目的に沿って計画され、観測が行われている。ただし、現在の鉛直に配置された地震計による同時観測は、鉛直方向に伝播する波による表層地盤の応答を調べることに目的であり、斜め入射の波や表面波に対する応答を調べるには、別の配置も必要と思われる。本報告では、これまでに得られた観測記録に基づいて鉛直方向に伝播する波による表層地盤の応答が支配的な地動部分と見出し、その応答特性を推定する方法と、表層地盤の応答の時間的変化とを主に考察する。

2. 地盤振動推定のためのモデル

地中観測波のフーリエ表示を $X(\omega)$ 、地表観測波のフーリエ表示を $Y(\omega)$ とする。通常、 $G_1(\omega) = Y(\omega)/X(\omega)$ により地盤の振動特性が調べられる。簡単のため、SH波に限れば、 $G_1(\omega)$ の考察に対する観測記録あてはめ用のモデルとしては、次式の線形範囲では一般的である。

$$\left. \begin{aligned} A(\omega)Y(\omega) &= B(\omega)X(\omega) + V(\omega), & C(\omega)V(\omega) &= W(\omega), \\ A(\omega) &= 1 + \sum_{n=1}^p \alpha_n e^{-i n \lambda}, & B(\omega) &= e^{-i(b-1)\lambda} \sum_{n=1}^l \beta_n e^{-i n \lambda}, & C(\omega) &= 1 + \sum_{n=1}^g \gamma_n e^{-i n \lambda}, \end{aligned} \right\} (1)$$

$$G_1(\omega) = B(\omega)/A(\omega), \quad |\lambda| \leq \pi.$$

ここで、 $\lambda = \omega \Delta T$ は正規化円振動数、 ΔT は標本化時間である。特に、鉛直入射する波による多重反射状態では、二乗間の位相時間を $b \cdot \Delta T$ とすれば、

$$b \sim b_0, \quad p \sim 2b_0, \quad l = 1, \quad \beta_1 = 1 + \sum_{n=1}^p \alpha_n \quad (2)$$

の条件が課せられる⁽¹⁾。鉛直入射に近い斜め入射では、(2)の条件からのずれとして、 $b < b_0$ が予想される。ただし、水平近似の場合である。さらに、ラブ波の場合では、 $b \sim 0$ になると思われる。これは、二乗間の位相差が、(1)のモデルの位相特性に反映するから、dead time $b \cdot \Delta T$ が動くことによると解釈される。

3. モデルの推定

モデル(1)における各パラメータは、最尤法に基づいて推定される。特に、(2)の条件を加えたときの計算法⁽²⁾は、多重反射条件を仮定するときの $G_1(\omega)$ の推定法として有効である。(1)における次数 (b, p, g, l) は、情報量基準

$$AIC = N \cdot \log_e \sigma_w^2 + 2(p + g + l) \quad (3)$$

を最小とする組合せとして得られる。ここで、 N はデータ数であり、雑音過程 $W(\omega)$ の分散 σ_w^2 は次式である。

$$\sigma_w^2 = \frac{1}{2\pi} \int_{-\pi}^{\pi} W(\omega) W(-\omega) d\lambda$$

(2)の条件を課した場合は、 $l = 1$ を固定するために、(3)式から l を除くことが出来る。

4. 実測記録への適用

例として、1978年宮城県沖地震における岩根の記録と、千葉県中部地震(1980年9月25日)における

る府中の記録を用いた結果を考察する。ただし、標準化時間 ΔT は、いずれも 0.02 秒とした。

4.1 宮城県沖地震における岩盤の記録

観測波形 40 秒間を図 1 に示す。これを単位フレーム 10 秒として、1 秒づつ移動させるとより 31 フレームをつくる。各フレームの地表および $G.L-108$ m での観測波に対して、モデル (1) のおまけを行う。まず $C(\omega) = 1$, $Q = 1$ および $\beta_1 = 1 + \sum_{i=1}^N \lambda_i$ を仮定し、 $15 \leq b \leq 19$, $30 \leq p \leq 34$ で AIC 最小となる (b, p) の組をプロットしたものが図 2 である。この計算は、普通の最小回帰法で行うため容易である。この二長間における伝播時間は、 0.35 秒であるから、 $b_0 = 17$ 或 18 とする。図から、 $5 \sim 9$ フレームが鉛直入射する S 波の多重反射応答の推定に適したと判断される。また、AIC 最小となる b の値の減少は、漸次斜め入射による地盤振動へ移行していることを示している。次に、 8 フレームと中心とする 10.24 秒 ($N=512$) を用いて、(2) の条件のもとで求めた AIC が図 3 である。図中の次数の組は、 $(b, p, 8)$ と示しているが、雑音過程 $V(\omega)$ と多次の自己回帰表現して推定したものが異なっている。結局、 $(17, 34, 14)$ で AIC は最小となる。図 4 は、このときの $|G_1(\omega)|$ の推定値と、フーリエ比を示したものである。フーリエ比は良く平滑化されている。 $G_1(\omega)$ は複素変数 $e^{i\omega}$ の有理式で表現されるため、その卓越振動数と減衰定数は、分母の特性方程式の根から推定される。また、微分演算も容易となる。例として、 $G_1(\omega) = |G_1(\omega)| e^{i\phi(\omega)}$ としたときの群遅延時間特性 $-\Delta T \left(\frac{d\phi}{d\omega} \right)$ と 5 および 18 フレームと中心とする各 10.24 秒について求めた結果が図 5 である。振動数 λ_i の卓越振動数の、 $G_1(\omega)$ のインパルス応答に対する寄与は、 $\Delta \lambda \ll \lambda_i$ の条件で、次式で近似される。

$$h(\lambda_i, n\Delta T) \sim \frac{\Delta \lambda}{\lambda_i \Delta T} |G_1(\lambda_i)| \cdot \text{sinc} \left[\frac{\Delta \lambda}{\lambda_i \Delta T} (n\Delta T + \Delta T \left(\frac{d\phi}{d\lambda} \right)_{\lambda=\lambda_i}) \right] \cdot \cos \{ \pi \lambda_i + \phi(\lambda_i) \}$$

したがって、図 6 に示した ΔT 時間は、各卓越振動が定常に連なつてくるまで必要とする時間とみなされる。

4.2 千葉県中部地震における府中の記録

図 6 は、 2.0 秒間の観測波形である。主要動が入射して、地表面で反射し、再び深い岩盤内へ戻り様子が明瞭に現われている。図 7 は、図 2 と同様にして求めたものである。ただし、フレーム長は 5 秒 ($N=256$) とし、シフト時間は 1 秒としている。ここでの b_0 は、 21 或 22 である。図から、鉛直入射による地盤振動の推定に適当と見られる 5 および 6 フレームの 6 秒間を用いて、図 3 と同様にして求めた結果が図 8 である。 $(21, 43, 18)$ で AIC は最小となり、図 9 に示す様に、推定 $|G_1(\omega)|$ は、フーリエ比を良く平滑化している。ここでは、 11 フレーム以降は、斜め入射による地盤振動へ移行していることを示している。試みに、 12 および 13 フレームの 6 秒間に対して、鉛直入射モデルの条件で求めた $|G_1(\omega)|$ と、そのフーリエ比を図 10 に示す。卓越振動数は求まらず、フーリエ比は追跡出来ず、モデルの限界を示している。

4.3 考察

ここで扱った例からみられるように、岩盤地盤の振動は、震源からの直達波と思われ入射部分ではほぼ鉛直入射によるものが強くでるが、後続波が入射する部分では斜め入射によるものへと移行するようである。岩盤における他の観測地震でも、伊豆大島近海地震の記録ではこの傾向が強く、逆に、茨城県南西部の地震の記録ではこの傾向のみうかがえないものもある。また、最大加速度の出現時は、鉛直入射による地盤振動部分とは必ずしも限らないようである。

5. 厚い表層地盤の応答

$1 \sim 10$ Hz 程度の波を対象とした場合、鉛直入射の仮定は限られるものとなる。さらに、水平近似などの程度の範囲で着目されるのが観測長によつて様々である。また、振動応答も波長の伝播に近くなり、経路効果が支配的になると思われる。これは、直達波による地盤の応答特性が、鉛直方向の二長間の観測記録を用いた場合、震源域毎に異なつてくることからもみられる。例として、先に用いた千葉県中部と三つの余震記録の $N48^\circ E$ 成分のフーリエ比を図 11 に示す。太線は、(1) のモデルを二次系に限定して、図 6 の記録の直達波部分と思われ

初向にあてはめられたものである。ただし、2.32秒だけずらした波形が(3)の規準を最大とする。応答倍率は、平均して5倍程度である。

この厚い表層地盤における減衰特性は、深層観測記録から得られる入射波と地表面反射波の分離とを利用して推定出来ようである。図12は、減衰定数0.2の帯域通過フィルタ群と図6の波形に作用させたものである。フィルタリングでは、位相がずれないように、加速度-変位変換使用の計算方法⁽²⁾を用いた。千葉県中部地震とその余震の記録にこのフィルタと作用させ、入射波と地表面反射波がコヒーレントな波束部分のスペクトル比を計算し、往復の伝播時間を用いて求めた結果、減衰定数は1~10Hzにおいて0.005程度以下となった。正確には、補正が必要であり、使用する記録も鉛直入射に制限すべきであるが、一つの目安となる。この方法による減衰定数の推定は、今後の記録の蓄積とよって処理する予定である。

謝辞

地震観測に際しては、地震防災研究室長高橋末雄氏、同研究員伊藤健治氏ら並びに主任研究員鈴木宏芳氏から多くの御援助と頂いている。末筆ながら感謝の意を表わします。

参考文献

- (1) 木下 土木学会論文報告集 第313号(予定), 1981年9月
- (2) 木下 防災センター研究速報 第44号, 1981年1月

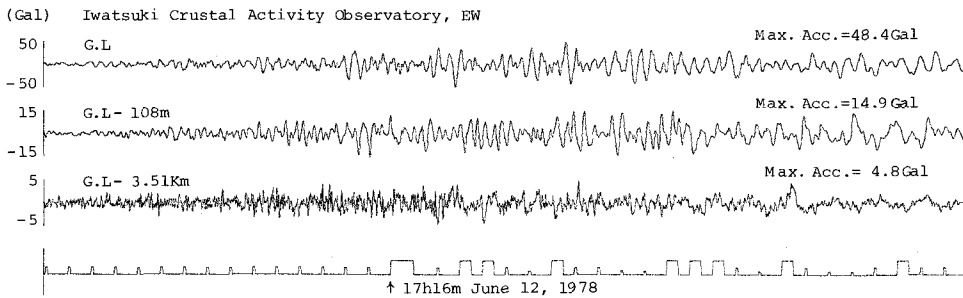


図1.

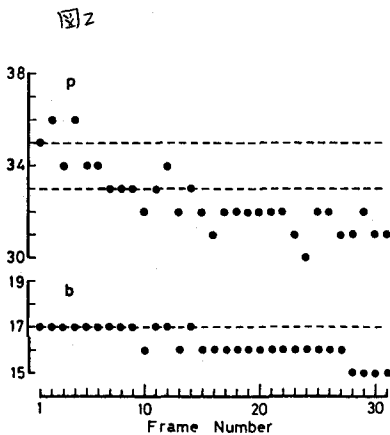


図3.

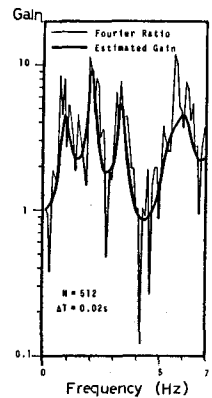
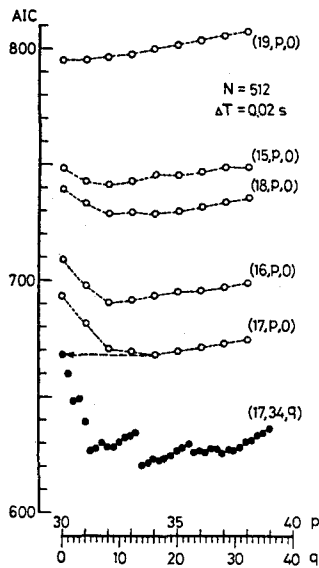


図4

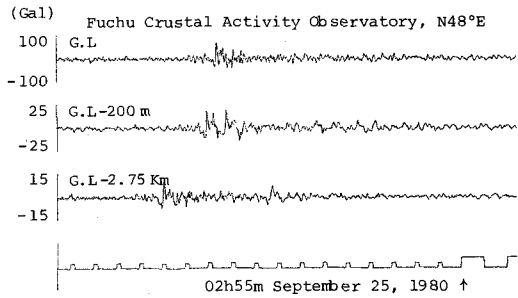
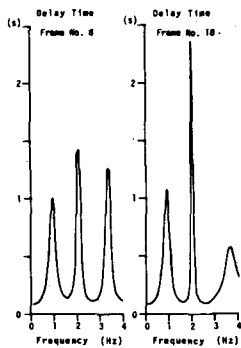


图5

图6

图7

图8

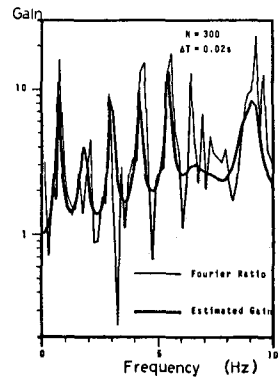
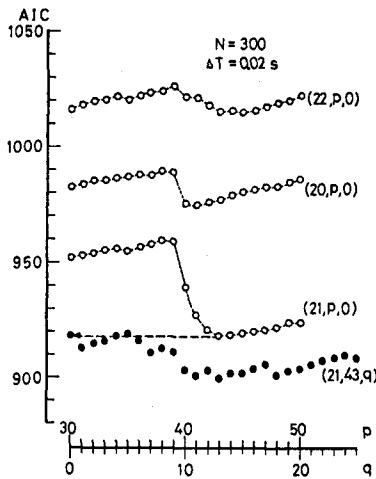
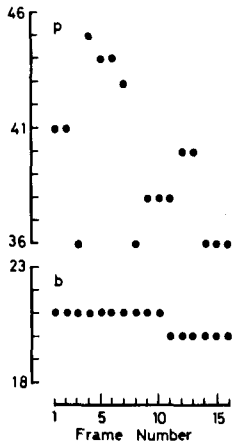


图9

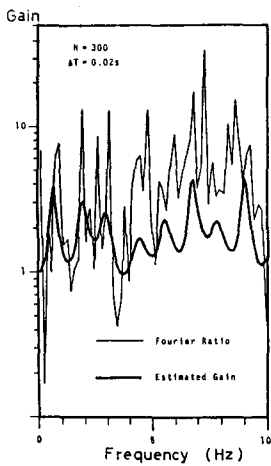


图10

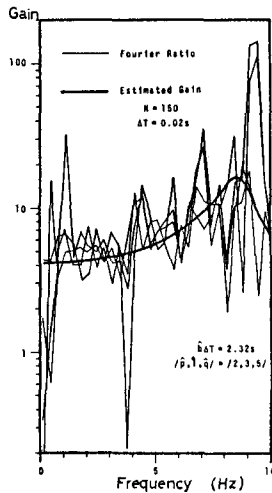


图11

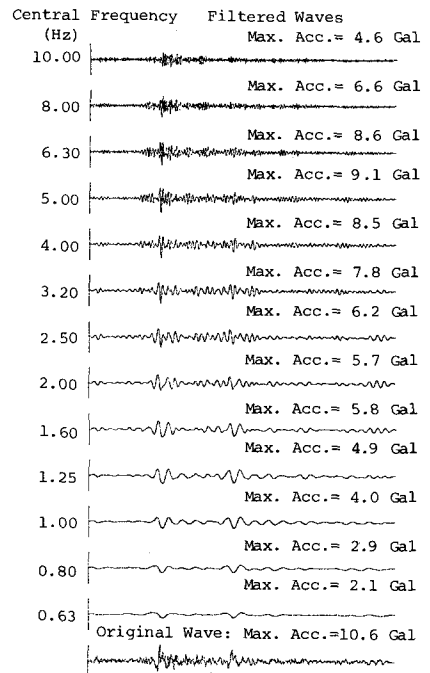


图12

02h55m September 25, 1980 ↑