

信州大学工学部 正員 泉谷恭男

1. 目的 強震波形を統計的に予測するモデルが提出されているが^(1,2)それらはいずれも強震記録の重回帰分析に基づいている。ところが回帰予測式の適用はその回帰予測式を得るために解析したデータの範囲内に制限されてしまい、データの少ない近距離大地震動の予測に困難をきたしている。本研究の目的は、最近地震学の分野で研究が進められている震源の確率モデル⁽³⁾を応用して強震波形予測モデルを作成し、そのモデルによって直下型地震に対する地震動災害についての予測を行うことである。

2. 波形特性パラメーター 解析したデータセットは松代地震強震記録水平動 44 成分である。いくつかの観測点におけるまとまった記録を解析することによって地盤の応答特性をなるべく詳しく予測モデルに採入れようとした。強震記録を狭帯域通過フィルタ $h_i(t)$ に通した後にパワー積算曲線を描き、全パワー E_i 、震動継続時間 D_i 、強震動開始時刻 t_i を求める。これらの波形特性パラメーター (E_i , D_i , t_i) を用いるとシミュレーションモデル⁽⁴⁾によつて原記録と同様の特性を有する波形を再現することが出来ることから、強震波形を予測するためには波形特性パラメーターを予測できれば良いことになる。

3. E_i の予測 震源の確率モデル⁽³⁾によると、半径 R の断層の中心から距離 r の地点で観測した場合の断層上の各点からの寄与は、断層中心からパワースペクトル密度

$$S = C \cdot E \{ \tau^2 \} \cdot F(\alpha r, R/r) \quad (1)$$

を有する波が射来された場合に近似できる。C は定数、 $E \{ \tau^2 \}$ は断層上各点における応力降下量 τ の自乗平均値、 $F(\alpha r, R/r)$ は断層上各点から観測点に到る距離の差を考慮するための項である。F($\alpha r, R/r$) は複雑な関数であるが、その R/r に対する変化は観測点から断層を見込む立体角 Ω に非常に良く似ていることから Ω で置き換える。更に、観測点に到るまでに受ける減衰、地盤における増幅効果 $|G(\zeta)|$ 、中心周波数 f_i 、狭帯域フィルタ $h_i(t)$ とかけることの効果を考慮する。S 波速度、密度などの媒質の定数を適当に仮定すると、

$$\log E_i = -0.80 + 2 \log \sqrt{E \{ \tau^2 \}} + \log \Omega + \log f_i - 0.002 f_i r + 2 \log |G(\zeta_i)| \quad ; f_i \leq f_i^* \quad (2)$$

となる。震源の確率モデルは所謂卓越周期に対応する周波数 f_i よりもかなり大きい周波数 f_i^* 以上において適用すべきものである。 f_i^* は強震記録の解析により、 $\sqrt{E \{ \tau^2 \}}$ との平均値 $E \{ \tau \}$ との比に対して、

$$\log f_i^* = -0.01 + 0.8 / \log \{ \sqrt{E \{ \tau^2 \}} / E \{ \tau \} \} \pm 0.17 \quad (3)$$

という関係が見出され、更に、 $f_i < f_i^*$ においては E_i は $f_i^{f_i^*}$ に比例する⁽⁵⁾と考えるのが適当と思われた。 f_i が f_i^* 付近においては従来の断層モデルの考え方によつて (2) 式の $\sqrt{E \{ \tau^2 \}}$ を $E \{ \tau \}$ で置き換え、 $f_i < f_i^*$ では変位スペクトル一定とする。 $f_i < f_i^*$ における E_i の予測式は以下のようになる。

$$\log E_i = -0.80 + 2 \log \sqrt{E \{ \tau^2 \}} + \log \Omega + 3 \log f_i - 2 \log f_i^* - 0.002 f_i r + 2 \log |G(\zeta_i)| \quad ; f_i \leq f_i < f_i^* \quad (4)$$

$$\log E_i = -0.80 + 2 \log E \{ \tau \} + \log \Omega + \log f_i - 0.002 f_i r + 2 \log |G(\zeta_i)| \quad ; f_i^* \leq f_i < f_b \quad (5)$$

$$\log E_i = -0.80 + 2 \log E \{ \tau \} + \log \Omega + 5 \log f_i - 4 \log f_i^* - 0.002 f_i r + 2 \log |G(\zeta_i)| \quad ; f_i < f_b \quad (6)$$

ただし、 $f_b = (E \{ \tau \} / \sqrt{E \{ \tau^2 \}}) f_i^*$ (7)

4. D_i の予測 近距離地震動の震動継続時間を扱う場合には、断層が大きさを持つていてることと考えることと震源距離という量はあまり意味を持たない。強震記録の解析によつて D_i の予測式として

$$D_i = 0.15 L + 1.0 / f_i + 0.62 \{ |G(\zeta_i)| / 2 - 1 \} \pm 0.84 \quad (8)$$

を得た。ここで L は断層直径であり、解析したデータセットの L の範囲が狭いことに基き危険性は、もとより広範囲のデータを用いた場合の D とマグニチュードとの関係式⁽⁶⁾と調和的であることによつて除かれた。また、 $|G(\zeta)|$ は地盤内での減衰を考慮しない場合の地盤の増幅率であり、地盤の影響は振幅の増幅のみならず震動継続時間に与

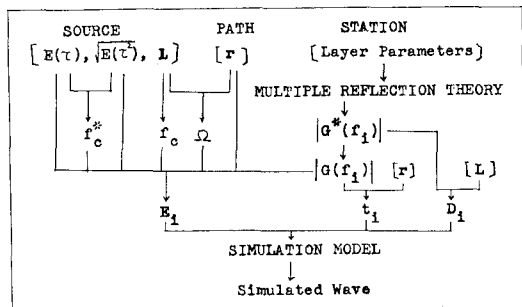


図-1 強震波形予測モデル

しても大きいことがわかる。

5. t_i の予測 近距離強震動の主要部分はS波であり、 t_i はほぼS-P時間に相当する。周波数別にみると地盤によって大きい増幅効果を受ける周波数帯ほど t_i が大きくなる。最も高周波数帯の $i=12$ を基準にして、

$$t_i = r \left(\frac{1}{V_S} - \frac{1}{V_P} \right) + 0.072 \{ |G(f_i)| - |G(f_{12})| \} \pm 0.084 \quad (9)$$

によって t_i が予測できる。

6. 宮城県沖地震についての計算例 図-1に強震波形予測の流れを示した。L, $E(t)$, $|E(t)|$ 等の値は震源過程の研究によって得られているものを用いて、大船渡、塩釜における強震波形を各々波計算した。図-2に観測された波形とともに予測波形の一例を示した。また、図-3に $h=0.05$ の場合の速度応答スペクトルを示した。予測式を得るために解析したデータセットのマグニチュードの範囲は4.2から5.1であるが、 $M=7.4$ の宮城県沖地震の予測波形は実際に記録されたものとよく似ている。また、大船渡、塩釜の地盤の相違による波形の違いが顕著に表れている。速度応答スペクトルは観測波によるものよりやや大きく目であるが、ほぼ満足できよう。

7. 地震動災害予測 宮城県沖地震の際の旧仙台市街と新緑地との被害の差は歴然としている。強震記録の得られていない地域における強震波形を計算し、地震動災害との関連について調べた。また、最近大崎市においては綿密な地盤調査や災害予測が行われつつあるが、ここで提出した強震波形予測モデルは直下型地震に伴う被害予測を行うための一助となるものと思われる。

参考文献 1) 佐藤・亀田・杉戸：土木学会論文報告集，第286号，pp. 37~51，1979. 2) 片田・星谷：土木学会論文報告集，第284号，pp. 9~15，1980. 3) 平沢：自然災害科学特別研究成果報告書，No. A-54-3，pp. 35~45，1979. 4) 泉谷：土木学会第35回年次学術講演会講演概要集第1部 (I-191)，pp. 378~379，昭和55年9月. 5) Dobry et al. : Bull. Seism. Soc. Amer., Vol. 68, pp. 1487~1520, 1978.