

(34) 震源の確率モデルを応用した近距離強震波形の予測

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、その有用性が確かめられているが^{1),2)}、近距離大地震の強震波形の予測に際して若干の不都合が伴うことは否定できない。その原因の一つは、強震記録の特性についての重回帰分析を行うことによ、て得られたモデルであるため、予測可能な範囲が解析したデータセットの範囲によって制限されてしまうことである。もう一つは、重回帰分析に際してマグニチュード、震央距離という説明変数を用いているが、これらによ、ては「断層の大きさはある程度大きければそれ以上いくら大きくな、ても近距離での地震動強度にはあまり影響しない」という経験的事実を表現するのが困難なことである。これらの難点を解決するために震源分割モデル³⁾も考えられているが、本研究においては全く別の視点に立ち、地震学の分野で研究が進んでいる震源の確率モデル⁴⁾を応用することによ、て強震波形予測モデルを作成する。

また、地震動災害が地盤状態と密接な関係を持つことはよく知られた事実である。構造物の弾塑性応答や地盤の液状化現象を考える場合には、震動の強度のみならず継続時間も重要となる。地盤による増幅効果と震動継続時間の引伸し効果の関係についても検討を加え、予測モデルに取入れる。

2. データセットと波形特性パラメーター

解析したデータセットは概ね地震強震記録水平動成分であり、そのマグニチュードは4.2~5.1と比較的小さい、かつ狭い。本研究においては震源モデルを応用することによ、てデータセットから来る制限を避けようとしているが、やはりデータセットは広範囲の記録を含んでいる方が好ましい。それに対して、このデータセットは4つの観測点における近距離強震記録のみを含んでおり、地盤の応答特性なるべく詳しく予測モデルに取入れるためには都合が良い。ここでは後者に重きを置いてデータセットを選んだ。

強震記録 $x(t)$ に狭帯域通過フィルタ $h_i(t)$ をかけ、パワー-積算曲線 $P_i(t)$ を描いて全パワー E_i 、強震動継続時間 D_i 、強震動開始時刻 t_i を求める。

$$E_i = \int_0^{T_d} \{x(t) * h_i(t)\}^2 dt, \quad P_i(t) = \frac{1}{E_i} \int_0^t \{x(t) * h_i(t)\}^2 dt, \quad (1)$$

ここで T_d は強震記録の長さである。図-1に示すように $P_i(t)$ を D_i と t_i のみで表現できる関数 $C_i(t)$ で近似し、シミュレーション技法⁵⁾を用いると原波形と同様の特性を有する波形を再現できる。従って、強震波形を予測するためには波形特性パラメーター(E_i, D_i, t_i)が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⁶⁾によ、て、半径 R の断層の中心から距離 r の地点で観測した加速度波はあたかもパワー-スファクトル密度

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

を有するパルス列が断層の中心から射出されているかの如く近似することができる。ここで C は定数、 $E\{c^2\}$ は断層上の各点における応力降下量の自乗平均値、 $F(\alpha r, R/r)$ は断層上の各点から観測点に到る距離の相違に起因する減衰の相違を考慮するための項である。一方、観測点から断層を見込む立体角 Ω が最大加速度や震度と非常に良い対応を持っていることが見出されており、地震災害予測のために役立つパラメーターとして注目されている¹⁾。

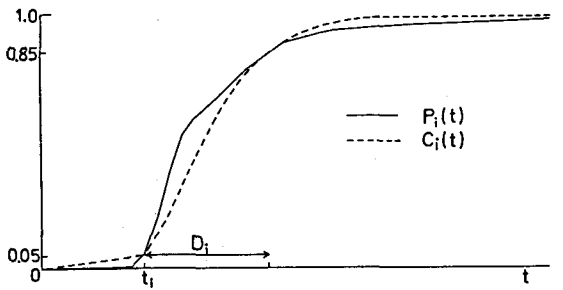


図-1 パワー-積算曲線

また、(2)式の $F(x, R/x)$ は非常に複雑な関数であるが、その R/x に与える変化の様子は Ω の変化の様子と非常に良く似ていることから、ここでは $F(x, R/x)$ を Ω で置き換える。更に、 E_i の予測式を得るためには、伝播距離における平均的な減衰、地盤内における増幅効果 $|G(f)|$ 、中心周波数 f_c の狭帯域フィルタ $h_i(f)$ をかけたことの影響を考慮する必要がある。採算の S 波速度、築度などの定数を適当な値に仮定すると、

$$\log E_i = -0.80 + 2 \log \sqrt{E_i T_i} + \log \Omega + \log f_i - 0.002 f_i r + 2 \log |G(f_i)| \quad ; \quad f_c^* \leq f_i \quad (3)$$

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_c よりもかなり大きい周波数 f_c^* 以上において適用可能なものである。⁴⁾ 新設強震記録の E_i について調べてみると、 $f_i < f_c^*$ において E_i は f_i^3 に比例すると考えるのが適当と判断された。 f_c 付近においては従来からの震源モデルの考え方に基いて $\sqrt{E_i T_i}$ の代りに T_i の平均値 $E_i T_i$ を用い、 $f_i < f_c$ では変位スペクトル強度一定と考える。その結果、 $f_i < f_c^*$ における E_i の予測式は次のようになる。

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

$$\log E_i = -0.80 + 2 \log E_i T_i + \log \Omega + \log f_i - 0.002 f_i r + 2 \log |G(f_i)| \quad ; \quad f_c \leq f_i < f_c^* \quad (5)$$

$$\log E_i = -0.80 + 2 \log E_i T_i + \log \Omega + 5 \log f_i - 4 \log f_c - 0.002 f_i r + 2 \log |G(f_i)| \quad ; \quad f_i < f_c \quad (6)$$

$$f_c = (\sqrt{E_i T_i} / E_i T_i) \cdot f_c^* \quad (7)$$

f_c の推定は地震記録の解析によって得られている実験式²⁾等によっても、 f_c^* については今のところよく知られていない。そこで強震記録から求められた $\log E_i$ の値と(3)~(6)式によって計算された $\log E_i$ の値の残差平方和を最小にするような $\sqrt{E_i T_i}$ 、 $E_i T_i$ 、 f_c^* の最適値を求めた。図-2に示すように $\log f_c^*$ と $\log(\sqrt{E_i T_i} / E_i T_i)$ の間には線形関係があり、

$$\log f_c^* = -0.01 + 0.81 \log(\sqrt{E_i T_i} / E_i T_i) \pm 0.17 \quad (8)$$

によって f_c^* と推定することができるとする。

4. \bar{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、断層が大きさを有していること、断層の破壊の進行方向と観測点の方向との関係などを考えると震源距離 L という量は非常にあいまいな意味しか持たないため、 \bar{D}_i の予測式には含まれないことにある。保科A観測点における \bar{D}_i の平均値 \bar{D}_i は図-3に示すように、

$$\bar{D}_i = 0.15 L + 1.0 / f_i \quad (9)$$

によって近似できる。ここで、 L は保科Aで観測された地震の断層直径 L の平均値である。地盤が良いとされている保科Aでは基盤が露出していると仮定すると \bar{D}_i は地盤による影響を受けていない。他地点における \bar{D}_i から(9)式に相当する量を差引くと、地盤による \bar{D}_i への影響を示す量として、

$$F_i = \bar{D}_i - 0.15 L - 1.0 / f_i \quad (10)$$

が得られる。各地点における F_i の平均値 \bar{F}_i は図-4に示すように、地盤内での減衰効果を考慮しない

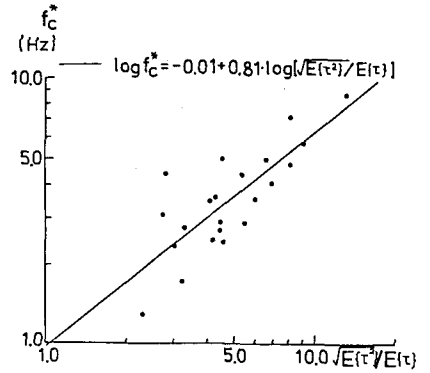


図-2 f_c^* と $\sqrt{E_i T_i} / E_i T_i$ の関係

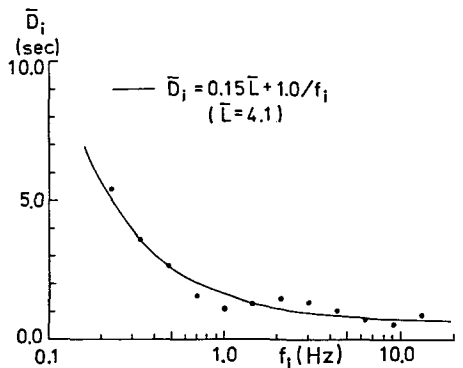


図-3 保科Aにおける \bar{D}_i の平均値

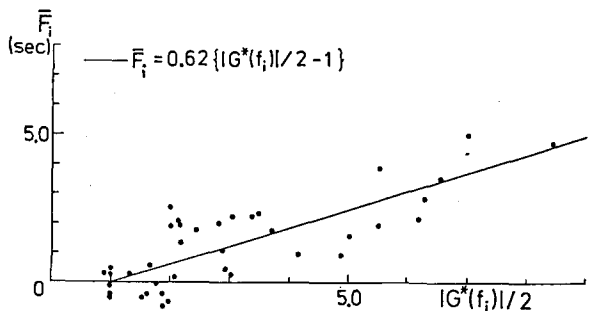


図-4 地盤による震動継続時間引伸(効果と増幅率)

場合の地盤増幅率 $|G^*(f_i)|$ と線形関係を有し、

$$\bar{F}_i = 0.62 \{ |G^*(f_i)|/2 - 1 \} \pm 0.84, \quad (11)$$

と近似できる。これにより、 D_i の予測式として、

$$D_i = 0.15L + 1.0/t_i + 0.62 \{ |G^*(f_i)|/2 - 1 \} \pm 0.84, \quad (12)$$

が得られる。解析したデータセットの L の範囲が狭いことに基く危険性は、もっと広範囲のデータセットを用いた場合の震動継続時間とマグニチュードの関係式⁸⁾が(12)式における D_i と L の関係と調和的であることにより除かれると判断した。

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、地盤によって大きな増幅効果を受けた周波数帯ほど t_i が大きくなる傾向がある。

図-5 に示したように、 $i=1, 2$ の場合を基準にして各観測点における $t_i - t_{i2}$ の平均値を求めてみると、

$$\overline{t_i - t_{i2}} = 0.072 \{ |G(f_1)| - |G(f_2)| \} \pm 0.084, \quad (13)$$

となる。 t_{i2} を S 波到達時刻に等しいと仮定すると、

$$t_i = r \left(\frac{1}{v_s} - \frac{1}{v_p} \right) + 0.072 \{ |G(f_1)| - |G(f_2)| \} \pm 0.084 \quad (14)$$

によって t_i が予測できる。ここで v_s, v_p は各 S 波、 P 波の伝播速度である。

6. 強震波形の予測例

図-6 に強震波形予測の流れを示した。震源における $E(t)$, $\sqrt{E(t)}$, L , 震源距離 r , 観測点における地盤構造が与えられれば図の流れに従って強震波形が求められる。ここでは、震源過程が詳しく研究されており、 $E(t)$, $\sqrt{E(t)}$, L などの値の推定されている宮城県沖地震 ($M=7.4$) を例にとり、大船渡、塩釜における強震波形各5波を計算してみた。図-7 に観測された強震波形とともにサンプル波形の一例を示した。また、図-8 にそれら

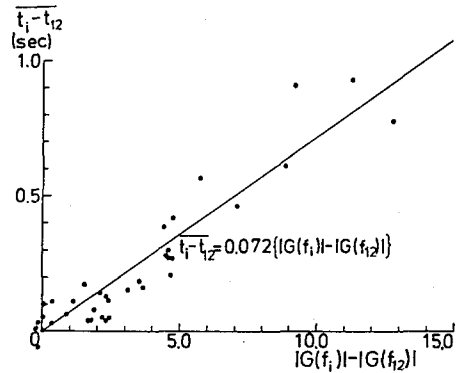


図-5 強震動開始時刻と地盤増幅率

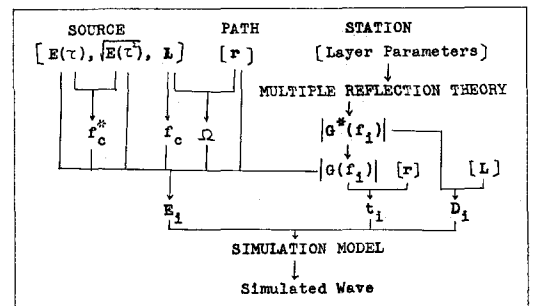


図-6 強震波形予測の流れ

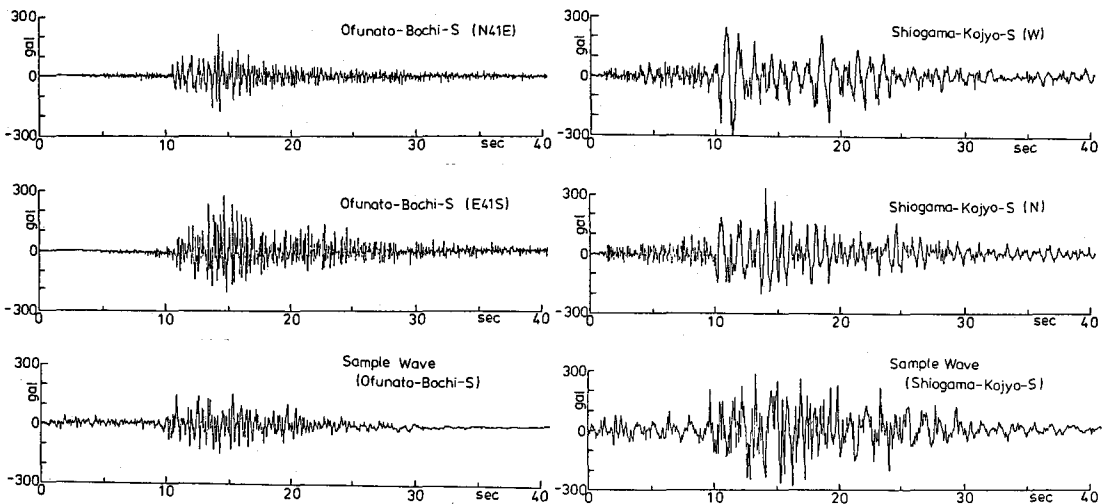


図-7 強震波形の予測例

のランニングスペクトルを示した。黒く塗りつぶした部分が $10^3 \text{ gal}^2 \cdot \text{sec}$ 以上であり、それ以下 $1/10$ 毎に表示を変えている。これらと比べてみると、大船渡と塩釜に亘って観測された強震波形の特性の相違を各々のサンプル波がよく表現していることがあつた。図-9に速度応答スペクトルの一例を示した。実線は観測された強震記録によるものであり、破線は5個のサンプル波による応答スペクトルの [平均値] \pm [標準偏差] を示している。サンプル波による応答スペクトルは観測波によるものよりもやや大き目であるが、ほぼ満足できる結果と言えよう。

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298号，pp. 9~15, 1980. 3) 大沢・亀田・杉戸：土木学会第35回年次学術講演会講演概要集第1部 (I-190), pp. 376-377, 昭和55年9月. 4) 平沢：1978年官報集沖地震調査報告書(第二章・地震)，土木学会東北支部編，昭和55年4月. 5) 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. 6) 大塚：地震学会講演予稿集 (C35), 昭和55年5月. 7) Furuya: J. Phys. Earth, Vol. 17, pp. 119-126, 1969. 8) Dobry・Idriss・Ng: Bull. Seism. Soc. Amer., Vol. 68, pp. 1487-1520, 1978.

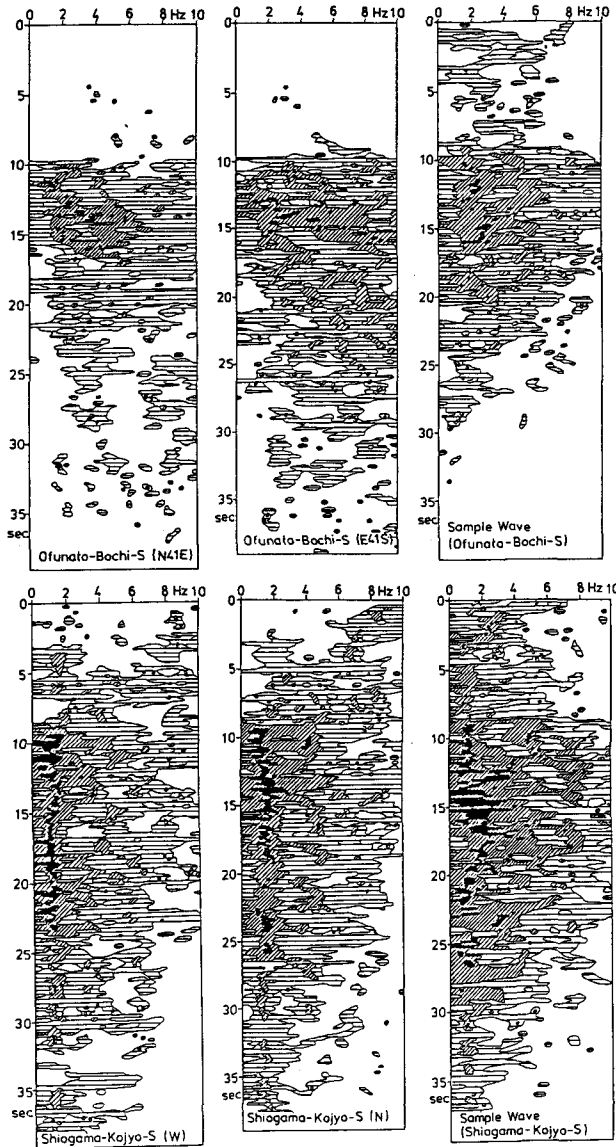
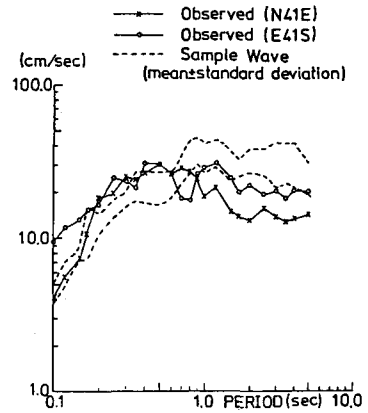


図-8 ランニングスペクトル

VELOCITY RESPONSE SPECTRUM
Ofunato-Bochi-S (h=0.05)



VELOCITY RESPONSE SPECTRUM
Shiogama-Kajyo-S (h=0.05)

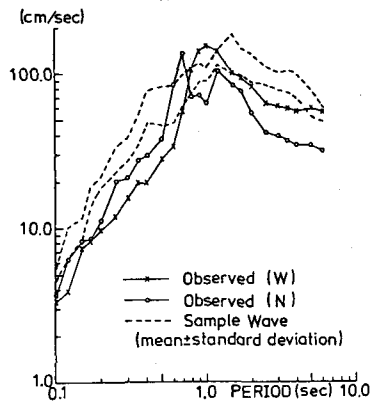


図-9 速度応答スペクトル