

(12) 強震動のスペクトル特性と継続時間特性

信州大学工学部 正員 泉谷 恭男

1. はじめに

確率的震源モデルについての物理的知見と、加速度記録の統計的解析結果とに基づいた強震波形予測手法を以前に提出した<sup>1),2)</sup>。その手法をより信頼できるものに改良すべく、データを追加して強震動のスペクトル特性と継続時間特性について詳しく検討した。現在のところ震源に関する微視的なパラメーター、即ち、震源における破壊過程の非一様性についての知識は非常に不足している。このことが震源理論に基づいた、又は半経験手法に基づいた強震動予測の発展を妨げている。強震動のスペクトル特性についての詳細な検討は強震動予測のため不可欠である。また、強震動の継続時間は地震動災害に関係する要因の一つであり、強震動予測のための重要なパラメーターである。

2. 強震動のスペクトル特性

2-1. 震源スペクトルの理論的表現 決定論的震源モデル (例えば Haskell<sup>3)</sup>) に従うと地震波スペクトル (変位スペクトル) はコーナー周波数  $f_c$  より低周波数帯で平坦でその強度は、

$$\Omega_0 = M_0 \cdot R_{0ep} / 4\pi s r V_s^3 \quad (1)$$

ここで  $M_0$ : 地震モーメント,  $R_{0ep}$ : 地震波の射出パターン,  $s$ : 震度,  $r$ : 距離,  $V_s$ : S波速度。

地震モーメントは Brune<sup>4)</sup> によると、

$$M_0 = (16/7) \Delta\sigma R^3 \quad (2)$$

と表わされる。ここで  $\Delta\sigma$ : ストレスドロップ<sup>5)</sup>,  $R$ : 断層半径。

Sato & Hirasawa<sup>5)</sup> によると  $f_c$  の期待値は断層の破壊速度が S波速度の 75% の時、

$$f_c = 1.85 V_s / 2\pi R \quad (3)$$

である。  $f > f_c$  での変位スペクトルの  $\omega^{-2}$  傾斜と  $R_{0ep} = 1$  と仮定すると、震源距離  $r$  で観測される加速度スペクトルは  $f > f_c$  で平坦で、

$$A_d = 0.623 \Delta\sigma \frac{V_s}{\mu} \frac{R}{r} e^{-\alpha r} \quad (4)$$

ここで、 $\mu$ : 剛性率,  $\alpha$ : 距離減衰に関する係数。

一方、平沢<sup>7)</sup>の確率的震源モデルに従うと、 $f \geq f_c^* > f_c$  における加速度スペクトルは平坦で

$$A_s = 0.778 \sqrt{E(z)} \cdot \frac{V_s}{\mu} \sqrt{F(\alpha r, R/r)} \cdot e^{-\alpha r} \quad (5)$$

ここで、 $\sqrt{E(z)}$ : 断層上各点での応力降下量と断層全体にわたって自乗平均したものの平方根,  $\sqrt{F(\alpha r, R/r)}$ : 断層上各点から観測点までの距離の相違に因る減衰の相違に関する項を式(4)の  $R/r$  に相当。従って、2つの震源モデルから期待される加速度スペクトル強度の比は、

$$A_s / A_d = 1.28 \sqrt{E(z)} / \Delta\sigma \quad (6)$$

決定論的震源モデル及び平沢モデルから期待される震源スペクトルを図-1に破線で示す。実際の地震のスペクトルは高周

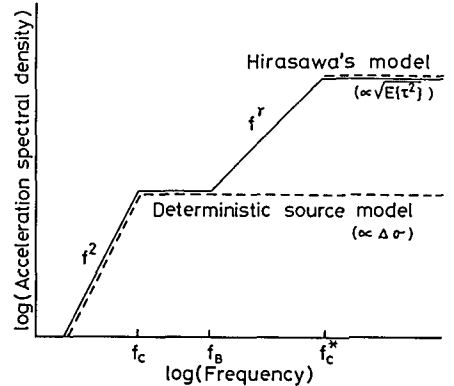


図-1 震源スペクトル (理論)

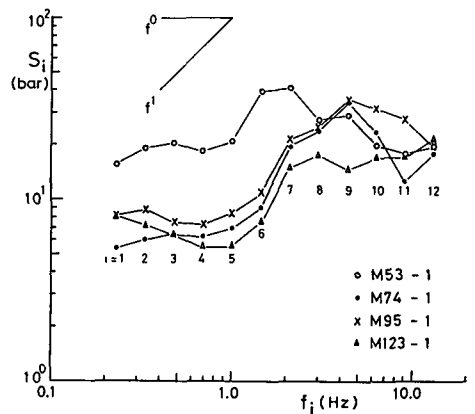


図-2 震源スペクトル (観測例)

波数帯では平沢モデル, 低周波数帯では決定論的震源モデルのスペクトルを満足すると思われる。それを図線で示す。図線のスペクトルを記述するために新しいパラメータ  $f_c^*$  (第二コーナー周波数),  $\delta$  (スペクトルの傾斜) 及び  $\sqrt{E(z^2)}/\Delta\sigma$  (ストレスドロップの比) が必要となる。これらのパラメータは震源における破壊過程のうち決定論的には記述できない部分, 即ち, 破壊過程の非一様性に関係している。

2-2. 加速度記録から導かれた震源スペクトル 解析し  
 1) 加速度記録は, 板状地震によるもの水平動 4 成分<sup>8)</sup>, その他の地震によるもの水平動 2 成分<sup>9), 10)</sup> である。地動のスペクトルに地盤増幅特性と距離減衰の補正を行うことにより震源スペクトルを得る。その一例が図-2 に示す。これを図-1 の理論スペクトルと比較することにより,  $f_c^*$ ,  $\delta$ ,  $\sqrt{E(z^2)}/\Delta\sigma$  を推定することができる。得られた結果は次の通りである。

- 1).  $\sqrt{E(z^2)}/\Delta\sigma$  は 1 ~ 5.3 の範囲内にある。
- 2).  $f_c^*/f_c$  は浅い strike-slip 型の地震では  $\sqrt{E(z^2)}/\Delta\sigma$  の値と同程度であるが, 海溝沿いの地震に対しては  $\sqrt{E(z^2)}/\Delta\sigma$  の値よりかなり大きい。
- 3).  $f_c^*$  は  $\sqrt{E(z^2)}/\Delta\sigma$  と正相関を有する。
- 4).  $f_c^*$  は  $L$  と弱い負相関を有する。
- 5).  $\delta$  は 1.0<sup>11)</sup> / と近似できる。

$f_c^*$  と  $\sqrt{E(z^2)}/\Delta\sigma$  と  $L$  との関係として重回帰分析した結果,

$$f_c^* = 1.3 (\sqrt{E(z^2)}/\Delta\sigma)^{1.14} L^{-0.15}, \quad (7)$$

が得られた。L は震源の大きさである。図-3 にこの結果を図示した。

2-3.  $f_c^*$ ,  $\sqrt{E(z^2)}/\Delta\sigma$ ,  $\delta$  の物理的意味  
 $\sqrt{E(z^2)}/\Delta\sigma$  の値は barrier model<sup>11)</sup> では barrier による断層分割数, non-barrier model<sup>12)</sup> では asperity の相対強度に対応している。今回の解析においては  $\sqrt{E(z^2)}/\Delta\sigma$  の値の地域的特性は見出せなかった。最近提出された震源モデル<sup>12), 13)</sup> から期待される震源スペクトルも図-1 のような形状を示し,  $\delta \sim 1$  である。また,  $f_c^*$  は断層上の asperity の平均的な大きさ  $\Delta L$  に反比例する。図-4 に  $f_c^*$  を  $L$  に対してプロットした。板状地震 (Data set 1) と伊豆東方沖地震 (YAS-1) は浅い strike-slip の地震であり, それらに対しては  $L \propto \Delta L$  という相関則の存在を暗示している。しかし, 他の地震も含めると, 必ずしもそのような傾向は見出せない。より多くのデータの解析により, 震源における非一様性の地域的特性を解明することが重要であろう。

3. 震動継続時間特性

3-1. 解析方針 ここで「継続時間」と呼ぶのは, 強震動予測手法<sup>1), 2)</sup> 中に強震動パラメータとして用いている  $\omega_i$  である。 $\omega_i$  は地動加速度に狭帯域フィルター  $h_i(t)$ ;  $i = 1 \sim 12$  をかけた場合の  $\omega_i$  種単曲線が 5% ~ 85% まで増加する時間である。 $\omega_i$  に対しては, 震源, 伝播経路, 地盤, フィルター特性の各要因が影響しており, それらの和で表現できるものと仮定する。表-1 のように震源距離, 地盤条件によってデータ

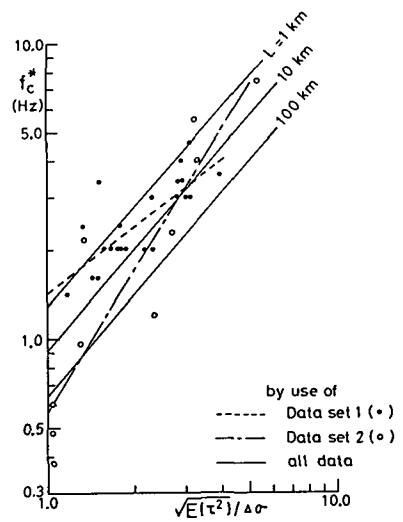


図-3  $f_c^*$ ,  $\sqrt{E(z^2)}/\Delta\sigma$ ,  $L$  の関係  
 (Data set 1: 板状地震, Data set 2: その他)

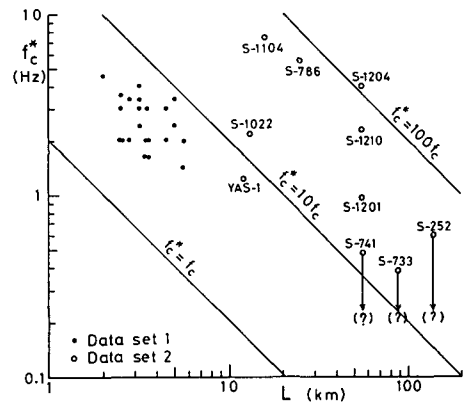


図-4  $f_c^*$  と  $L$  の関係

を分類すれば各要因の影響を分離して検討できる。

3-2. 震源とフィルターの影響 近距離、硬質地盤上における  $\bar{D}_i$  は図-5 のような関数で近似できる。  
 $\bar{D}_i$  は Hoshina-A で観測された全記録の  $D_i$  の平均値である。L の平均値は 4/km であるから、

$$D_i = 0.15L + 1.0/f_i, \quad (8)$$

と表現できる。

表-1.  $D_i$  に影響する要因

$$D_i = D_i^{(source)} + D_i^{(path)} + D_i^{(site)} + D_i^{(filter)}$$

3-3. 地盤の影響 近距離、軟弱地盤上 (Wakaho, Matsushiro-C) での  $D_i$  から (8) 式を差引くと地盤の影響  $F_i$  が残る。図-6 のように、 $F_i$  の各地点での平均値  $\bar{F}_i$  は地盤の増幅特性  $G_i$  と低周波数帯においては正相関を有するが、高周波数帯では  $G_i$  にかかわらず、ほぼ一定である。従って、高周波数帯について分離して解析し、

Data set	Distance	Site	$D_i^{(source)}$ ( $\propto L$ )	$D_i^{(path)}$ ( $\propto r$ )	$D_i^{(site)}$ ( $\propto G_i$ )	$D_i^{(filter)}$ ( $\propto 1/f_i$ )
1	short	hard	*			*
1	short	soft	*		*	*
2	long	hard	*	*		*
2	long	soft	*	*	*	*

$$\bar{F}_i = \begin{cases} -0.29 + 0.2/G_i & i=1\sim 8, \\ 2.14 & i=9\sim 12, \end{cases} \quad (9)$$

が得られた。

\*印の無い要因は無視する  
 Data set 1: 松代地震, 2: その他の地震  
 L: 断層の長さ, r: 震源距離,  $G_i$ : 地盤増幅特性,  
 $f_i$ : フィルター中心周波数

3-4. 震源と伝播経路の影響 硬質地盤上での  $D_i - 1.0/f_i$  は L と r の影響のみを含まれている。硬質地盤上でのすべての記録について  $D_i - 1.0/f_i$  の値についての平均値を L に対して図-7 にプロットした。AV{ $D_i - 1.0/f_i$ } は (8) 式における L の影響のみで表現することができ、震源距離 r の影響は無視できることが解った。

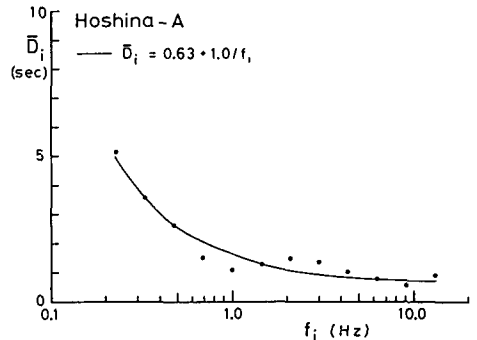


図-5. 震源とフィルターの影響

3-5. 遠距離、軟弱地盤上での  $D_i$  の残差 近距離、硬質地盤上での  $D_i$ 、近距離、軟弱地盤上での  $D_i$ 、遠距離、硬質地盤上での  $D_i$  は上に述べた要因の影響で説明できる。しかし、遠距離、軟弱地盤上での  $D_i$  から (8), (9) 式を差引いても、まだかなり大きい残差  $R_i$  が残る。  $R_i$  の原因に

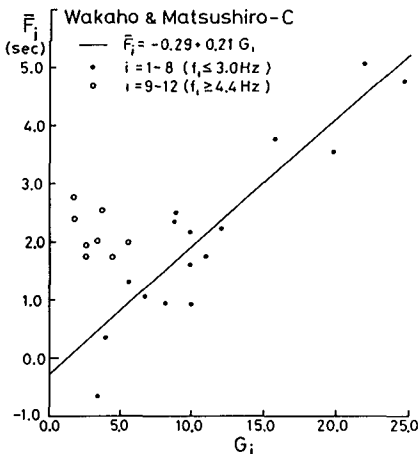


図-6. 地盤の影響

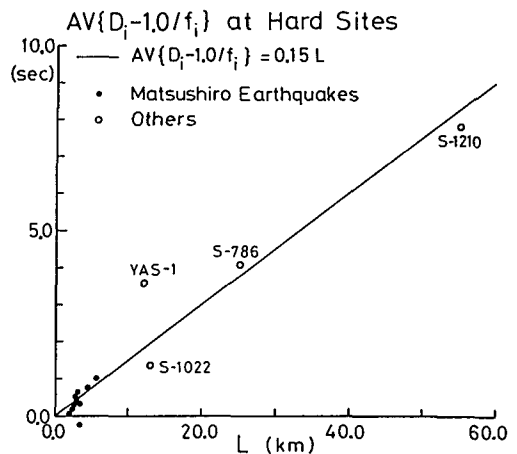


図-7. 震源と伝播経路の影響

ついで考察する。硬質地盤上での  $R_i$  は既に3-4で述べたように震源距離  $r$  に関係していった。ところが、軟弱地盤上での  $R_i$  は低周波数帯 ( $i=1\sim 8$  即ち  $f_i < 3$  Hz) において、図-8に見られる如く  $r$  と正相関を有する。 $r$  が大きくなる程、表面波の到着が  $S$  波に対して遅れ、その表面波が観測点付近の軟弱地盤内で増幅効果を上げたことが  $R_i$  の原因と考えられる。一方、高周波数帯 ( $i=9\sim 12$  即ち  $f_i > 4.4$  Hz) での  $R_i$  は  $L$  に対して図-9の如く正相関を有する。基礎から入射した波の  $R_i$  は図-7のように  $L$  に関係してゐることから、基礎から入射した波が地盤内での乱反射や散乱効果を上げて  $R_i$  が引伸ばされたものと考えられる。以上の検討により、硬質地盤上での震動継続時間に対しては  $S$  波の影響が非常に大きい。軟弱地盤上では  $S$  波に加え、低周波数帯では表面波、高周波数帯では散乱波の影響が大きいものと考えられる。

#### 4. まとめ

以上の検討結果を取入れて強震波予測手法<sup>1),2)</sup>を改良した。図-10は、1968年岩手県沖地震 ( $M=7.2$ ) 官古における予測波の一例と観測波形である。両者の一致程度は良好である。しかし、巨大地震に伴う複雑な破壊過程を予測手法に取入れるためには、微視的震源の非一様性についての更なる検討が必要である。また、今回見出した継続時間特性についての定性的な意味と定量的に評価することが、強震動予測手法の信頼性を向上させるために必要であると考えている。

解析した加速度記録は、東京大学強震観測センター、港湾技術研究所、電力中央研究所に於て数値化、公表されているものである。関係各位に感謝致します。

#### 参考文献

- 1). 泉谷: 第16回地震工学研究発表会, 133-136, 1981.
- 2). Izutani: J. Phys. Earth, 29, 537-557, 1981.
- 3). Haskell: Bull. Seism. Soc. Am., 54, 1811-1841, 1964.
- 4). Brune: J. Geophys. Res., 75, 4995-5009, 1970.
- 5). Sato & Hirasawa: J. Phys. Earth, 21, 415-431, 1973.
- 6). Aki: J. Geophys. Res., 72, 1217-1231, 1967.
- 7). 平沢: '78年官古沖地震調査報告書, 第2章, 1980.
- 8). 東京大学強震観測センター資料, 第1号, 1976.
- 9). 港湾技術資料, No. 80, 181, 287, 319, 338.
- 10). 電力中央研究所報告, No. 380009, 1980.
- 11). Papageorgiou & Aki; Proc. USGS Workshop, XVI, 331-352, 1981.
- 12). 鈴木・平沢: 地震学会講演予稿集, B48, 1983年4月.
- 13). 小山: 地震学会講演予稿集, B47, 1983年4月.

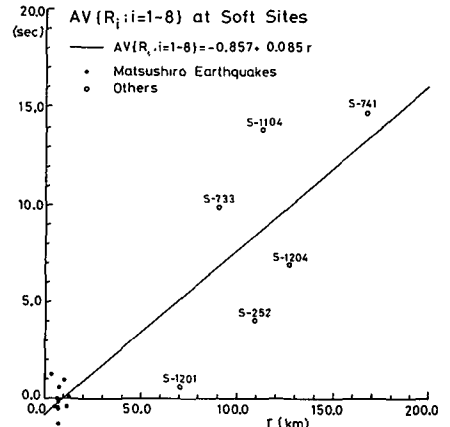


図-8. 軟弱地盤上での  $R_i$  (低周波数帯)

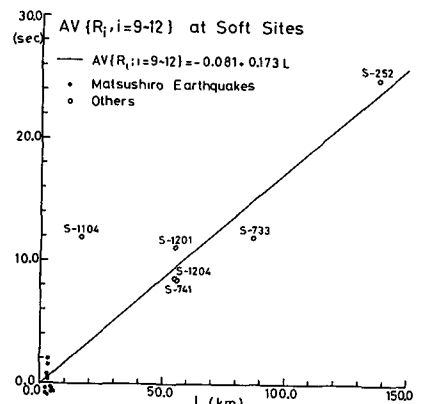


図-9. 軟弱地盤上での  $R_i$  (高周波数帯)

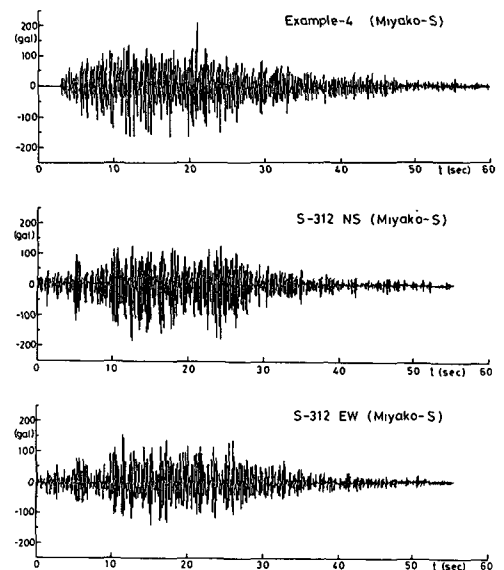


図-10 強震波形の予測例と観測波形