

1. はじめに. Haskellの断層モデル¹⁾に代表される決定論的震源モデルによつては、震源における短周期地震波の発生過程を説明できないことは広く知られている。この難点を克服するために断層の不均質性を考慮した震源モデルが提出されてきた^{2)~4)}。筆者は、そのようなモデルから期待される短周期震源スペクトルと従来の決定論的モデルから期待される長周期震源スペクトルを合成することにより、図-1のような震源スペクトルを提案した⁵⁾。更に、松代地震の強震記録を解析して第2のコーナー周波数 f_c^* 及びバーストレスドロップの比 $\sqrt{E(\tau^2)}/\Delta\sigma$ の性質を調べ、その結果を強震波形の予測のために用いた⁵⁾。最近、確率論的震源モデルに基づいた数値計算等により、震源スペクトルの形状は図-1に示したようなものであり、 f_c^* は断層上のasperityの代表的な大きさやbarrier間隔を反映していることが明らかにされた^{6)~10)}。断層の不均質性を反映するパラメーターが実際の強震記録上でどのような性質を有しているかを調べることは、強震動予測の面から非常に重要である。

2. 加速度記録の解析 12種の狭帯域フィルタを通した地動加速度の全パワー、

$$E_i = \int_0^T \{x(t) * h_i(t)\}^2 dt; i=1, \dots, 12$$

($x(t)$: 地動加速度, $h_i(t)$: フィルタ, T : 記録長さ)をもとにして、フィルタの特性、観測点直下の地盤の影響、伝播経路における幾何学的減衰及び Q の影響についての補正を行い、震源スペクトルを推定した。

地盤特性の補正が結果に及ぼす影響は大きい。今回は、地盤の状態が比較的詳しく調べられている観測点の記録のみを用い、地盤の増幅特性はSH波垂直入射による場合で近似した。 Q 値としては $Q=200$ ($f < 1\text{ Hz}$), $Q=200\sqrt{f}$ ($f \geq 1\text{ Hz}$)を用いたが、 Q 値に関しては不確かな要素も多く、しかも、短周期波を扱う場合、震源距離が大きくなるほど Q 値の仮定が結果に与える影響は大きい。そのためここでは、震央距離100 km以下で観測された加速度記録のみを扱った。解析した記録はマグニチュード $M=4.4 \sim 7.4$ の地震によるもの20個であり、それらはすべて運輸省港湾技術研究所より提供したものである。

3. 結果 図-2は推定した震源スペクトルの一例である。図-1の理論スペクトルと比較することにより、 f_c^* は1~5 Hz程度、 $\sqrt{E(\tau^2)}/\Delta\sigma$ は2~5程度であることがわかる。ここで注目すべきは、 $M=7.4$ の地震の記録

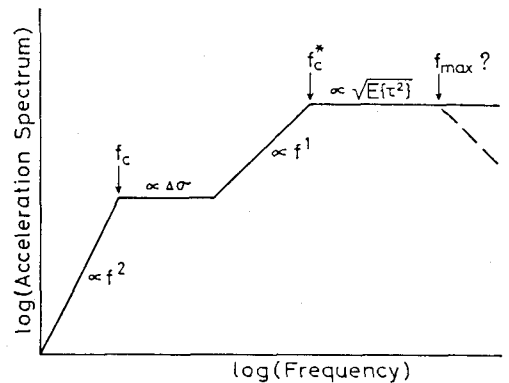


図-1 震源スペクトル

(f_c : corner frequency, f_c^* : the second corner frequency, $f_{\max}$: cut-off frequency, $\Delta\sigma$: global stress-drop, $\sqrt{E(\tau^2)}$: rms stress-drop)

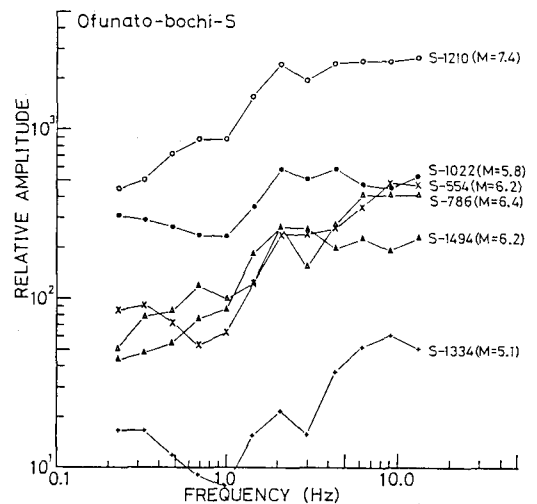


図-2 大船渡での記録から推定した震源スペクトル

S-1210 から推定したスペクトルと $M=6.2$ の地震の記録 S-1494 のスペクトルが縦軸方向への平行移動によりほとんど重なることである。 f_c^* 及び $\sqrt{E(\tau^2)}/\Delta\sigma$ がほぼ等しいということは、これら2個の地震断層の不均質性はほぼ同じということと意味する。

釧路、八戸、宮古における記録からも同様に震源スペクトルを求め、理論スペクトルとの比較により f_c^* 及び $\sqrt{E(\tau^2)}/\Delta\sigma$ の値を推定した。図-3 は f_c^* と $\sqrt{E(\tau^2)}/\Delta\sigma$ に対してプロットしたものである。全体的な右より傾向とともに、観測点によって系統的な差があることが見てとれる。そこで、 f_c^* に対する $\sqrt{E(\tau^2)}/\Delta\sigma$ 及び震源の大きさ L の影響を推定する際に、観測点の相違も考慮して、

$$\log f_c^* = b_0 + b_1 \log(\sqrt{E(\tau^2)}/\Delta\sigma) + b_2 \log L + \sum_{j=1}^3 c_j x_j,$$

なる重回帰分析を行なった。 x_j は観測点の相違を表現するためのダミー変数で、大船渡における記録の場合は、 $(x_1, x_2, x_3) = (0, 0, 0)$ 、釧路では $(1, 0, 0)$ 、八戸では $(0, 1, 0)$ 、宮古では $(0, 0, 1)$ の値をとる。重回帰分析の結果は以下の通りである。

$$\begin{cases} b_0 = 0.30 \\ b_1 = 0.91 \\ b_2 = -0.19 \end{cases} \quad \begin{cases} c_1 = -0.02 \\ c_2 = -0.45 \\ c_3 = 0.05 \end{cases}$$

Standard deviation = 0.16

Multiple regression coefficient = 0.88

4. まとめ 図-4 に、ここで得られた結果から推定される震源スペクトルの模式図を示した。

(1) 断層の全体的な大きさ L を反映するコーナー周波数 f_c が $1/L$ に比例することは広く認められている。しかし、断層上の asperity の代表的な大きさや barrier 間隔 ΔL に対して $f_c^* \propto 1/\Delta L$ とされる f_c^* は $1/L^{0.2}$ に比例しており、これは $\Delta L \propto L^{0.2}$ を意味する。

(2) f_c^* が $\sqrt{E(\tau^2)}/\Delta\sigma$ にほぼ比例する傾向は松代地震の強震記録を解析して得た結果³⁾と調和的であり、断層の破壊強度の不均質性がはなはだしいほど ΔL が小さいことを暗示している。

[文献]

- 1) Haskell: B.S.S.A., 54, 1811-1841, 1964.
- 2) Das and Aki: J.G.R., 82, 5658-5670, 1977.
- 3) Mikumo & Miyatake: Geophys. J., 54, 417-438, 1978.
- 4) 平沢: 自然災害科学報告書 A-54-3, 35-45, 1979.
- 5) Izutani: J. Phys. Earth, 29, 537-557, 1981.
- 6) 鈴木・平沢: 地震学会, B48, 1983 Apr.
- 7) 小山: 地震, 36, 225-235, 1983.
- 8) Gusev: Geophys. J., 74, 787-808, 1983.
- 9) Papageorgiou & Aki: (personal communication).
- 10) 入居・横井: 地震学会, C20, 1984 Apr.

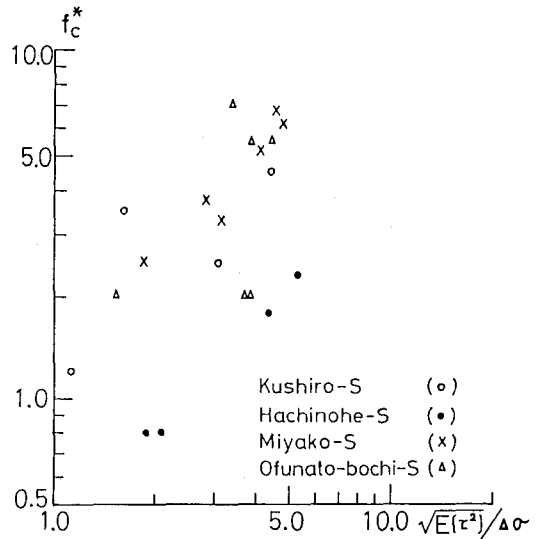


図-3 f_c^* と $\sqrt{E(\tau^2)}/\Delta\sigma$ の関係

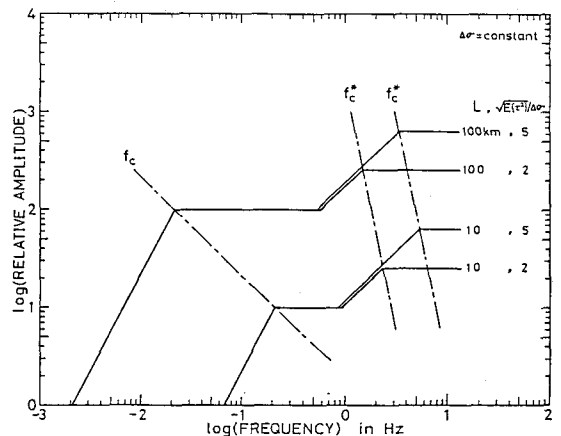


図-4 今回の解析結果から推定される震源スペクトル