

強震動加速度記録を用いた1999年台湾集集地震 における震源過程のインバージョン

久世 益充¹・杉戸 真太²・能島 暢呂³・柳生 健治⁴

¹ 学生会員 修士(工学) 岐阜大学大学院 (〒501-1193 岐阜市柳戸 1-1)

² 正会員 工学博士 岐阜大学教授 工学部土木工学科 (〒501-1193 岐阜市柳戸 1-1)

³ 正会員 博士(工学) 岐阜大学助教授 工学部土木工学科 (〒501-1193 岐阜市柳戸 1-1)

⁴ 正会員 修士(工学) (株)イビソク (〒503-0854 岐阜県大垣市築捨町 3-102)

本研究では、断層パラメータを考慮した非定常スペクトル合成法による地震動予測モデル EMPR¹⁾ を用いて、加速度記録のインバージョンによる断層破壊過程推定法の開発を試みた。具体的には、加速度パワーの時刻歴に着目し、1999年台湾集集地震の加速度記録と EMPR による合成波形それぞれの包絡波形を用いて断層面上の地震動パワーの相対比率を推定した。推定したパワーの比率の分布を Yagi and Kikuchi²⁾ の解析結果と比較検討した結果、断層面上のおおまかなアスベリティをよく再現していることと、着目する地震動の周期帯域による部分的な違いを確認できた。提案した手法による推定結果を基に EMPR により算出した計測震度と観測記録の計測震度の誤差を評価すると、パワーの比率を一定とした場合に比べ精度が改善されていることが確認できた。

Key Words: Acceleration record, Inversion, 1999 Chi-Chi Taiwan Earthquake

1. はじめに

震源域近傍の地震動を的確に推定するためには、震源過程を考慮した地震動推定が必要不可欠である。震源過程は、多地点で観測された波形記録からインバージョンによりある程度推定することができる。Hertzel and Heaton³⁾ は、余震記録から求めた変位波形や速地実体波といった長周期波形をグリーン関数として本震の波形を合成し、合成波形と観測波形の最小二乗法により断層面のすべり量を推定する手法を提案した。また、Kakehi and Irikura⁴⁾ は地震被害の影響の大きな短周期成分の生成域を推定するため、加速度波形をグリーン関数に用いる手法を提案した。このとき、振幅の変動が激しい加速度波形をそのままインバージョンに用いるのは適切ではないと判断し、加速度包絡波形に変換して解析している。

以上のように、従来提案されている震源過程推定法は経験的グリーン関数法により合成した波形による波形インバージョンに基づくものである。グリーン関数を評価するには本震の震源域内で発生した余震や過去の小地震記録が必要である。しかし、こうした小地震記録が常に得られているとは限らず、そのような場合は従来の手法を適用することは難しい。

これに対し、これまでに得られてきた強震記録を統計処理し、地震動の平均的な特性を有する要素波を求める非定常地震動予測モデル EMPR¹⁾ では、余震などの震源

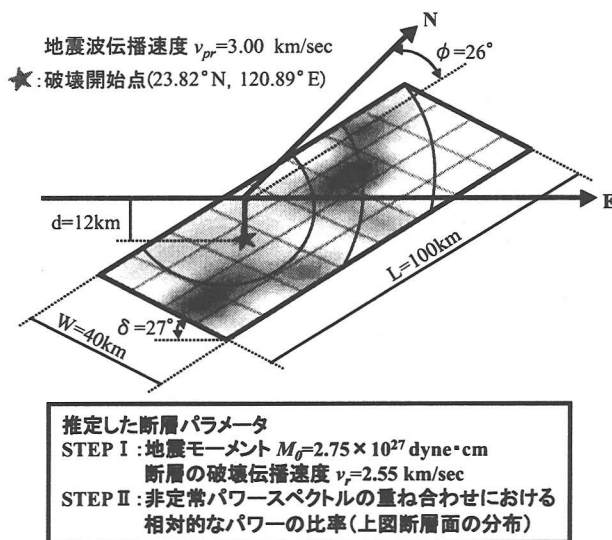


図-1 台湾集集地震の想定断層面と
推定した断層パラメータ

域近傍の小地震記録が得られていない場合でも適用することが可能である。

本研究では、工学的基盤面における非定常地震動予測モデル EMPR を用いて加速度記録のインバージョンにより断層破壊過程を推定する手法の開発を試みた。

具体的には、1999年台湾集集地震で得られた強震記録から図-1に示されるような断層面上の地震動パワー放出の相対比率を推定した。図中の断層長さ L 、幅 W 、走向 ϕ 、傾斜 δ は Yagi and Kikuchi²⁾ の解析結果を参考に設定したデータである。

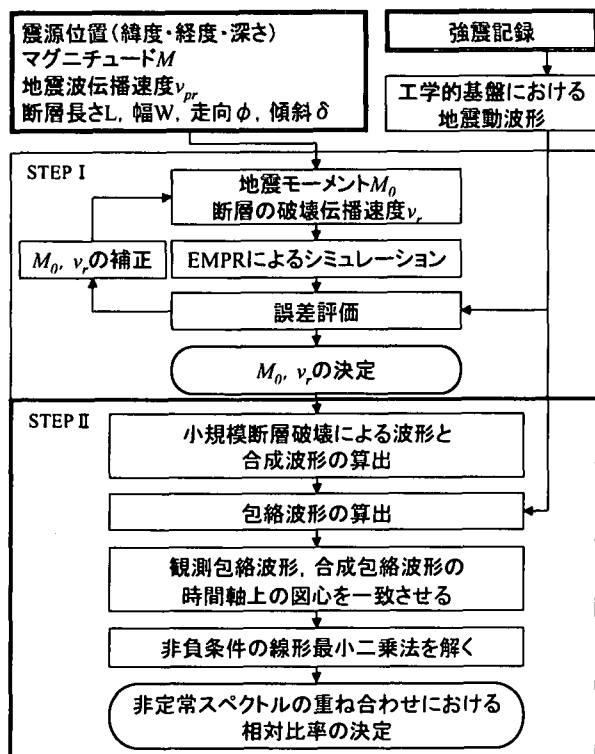


図-2 推定手順

2. 加速度記録を用いた震源過程の推定法

(1) 推定法の概要

本章では、観測波形と工学的基盤における地震動予測モデル EMPR により合成した波形を用いて、インバージョンにより震源過程を推定する手順について述べる。

本研究では図-2 の手順に従い、STEP I では地震モーメント M_0 、断層の破壊伝播速度 v_r を推定し、STEP II では EMPR における非正常スペクトルの重ね合わせの相対的なパワーの比率を推定する。

(2) 地震動パワーと地震動継続時間に基づく

地震モーメント、断層の破壊伝播速度の推定 (STEP I)

STEP I では、著者ら⁵⁾の手法により地震モーメント M_0 、断層の破壊伝播速度 v_r を推定する。この段階では、断層面上のパワー放出は一樣とみなしている。

以下に推定手順を示す。

- i) 地震モーメントの初期値 M_{00} と断層の破壊伝播速度の初期値 v_{r0} を設定する。 M_{00} は断層面積、平均滑り量、断層のせん断剛性より与えられるが、マグニチュード M のみ与えられる場合は次の換算式⁶⁾を用いる。

$$\log_{10} M_{00} = 17.0 + 1.3 \cdot M \quad (1)$$

ここに、 M はマグニチュード、 M_{00} は地震モーメントの初期設定値 (dyne · cm) である。

- ii) 図-1 の断層パラメータを用いて、EMPR により各観測地点の地震動波形を算定する。

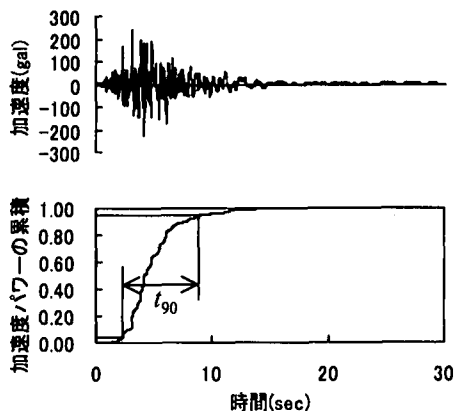


図-3 地震動継続時間 t_{90} の定義

- iii) 観測点 i の地震動パワー P_{Ti} 、地震動継続時間 t_{90i} と ii) より得られた P_{Ti}^e 、 t_{90i}^e から誤差評価を行う。地震動継続時間 t_{90} は、図-3 に示すように地震動の累積パワーが 5% ~ 95% までの時間で定義される。
- iv) それぞれの誤差が大きな場合は式 (2) により地震モーメント M_0 、断層の破壊伝播速度 v_r を補正し、誤差が 5% 以下、または式 (3) に示す補正係数 α 、 β が 1 ± 0.05 になるまで ii) ~ iii) を繰り返す。

$$M_0 = \frac{M_{00}}{\alpha}, \quad v_r = \beta \cdot v_{r0} \quad (2)$$

$$\alpha = \left(\frac{\sum_{i=1}^n \left(\frac{P_{Ti}^e}{P_{Ti}} \right)}{n} \right)^{1.222}, \quad \beta = \frac{\sum_{i=1}^n \left(\frac{t_{90i}^e}{t_{90i}} \right)}{n} \quad (3)$$

ここに、 α 、 β はそれぞれ M_0 、 v_r の補正係数、 n は観測地点数である。

(3) 加速度パワーの時刻歴に着目した震源過程の推定 (STEP II)

本節では、加速度波形のインバージョンにより震源過程を推定する手法 (STEP II) について述べる。

ここでは、STEP I で推定した地震モーメント M_0 と断層の破壊伝播速度 v_r を断層パラメータに加え、EMPR により合成した波形と観測された加速度波形のインバージョンにより非正常スペクトルの重ね合わせにおける要素断層ごとの相対的なパワーの比率を求める。

以下に推定手順を示す。

- i) 断層を小断層に分割し、各小断層の非正常スペクトルの重ね合わせにおける相対的なパワーの比率を一定として、小規模断層による波形とそれを合成した波形を求める。各小規模断層による波形は次式より得られる。

$$x_{sij}(t) = \frac{N_G(M_0)}{N_x \cdot N_y} \sum_{k=1}^m \left\{ \beta(f_k, M_0) \sqrt{4\pi \cdot G_{ij}(t, 2\pi f_k) \Delta f} \cos(2\pi f_k t + \phi_k) \right\} \quad (4)$$

ここに、 $x_{s_{ij}}(t)$ は小規模断層 ij による加速度波形、 i は断層の長さ方向の要素番号、 j は断層の幅方向の要素番号、 m は周波数の分割数、 $N_G(M_0)$ は EMPR モデルにおける $M = 6$ 相当の非定常スペクトルの重ね合わせ数 (非整数)、 N_x は断層の長さ方向の分割数、 N_y は断層の幅方向の分割数、 $\beta(f_k, M_0)$ は非定常スペクトルの重ね合わせ数を全ての振動数で一定値 N_G とすることによる周波数依存の補正係数、 $G_{ij}(t, 2\pi f_k)$ は時刻 t 、周波数 f_k による小規模断層 (i, j) の非定常スペクトル、 Δf は周波数の刻み幅、 ϕ_k は $t = 0$ における位相 ($0 \sim 2\pi$ の一様乱数) である。

ii) 観測波形、合成波形及び小規模断層による波形をそれぞれ二乗して加速度パワーの時刻歴を求め、三角形データウインドウをかけた後に平方根をとる。これを加速度包絡波形とし、観測波形、合成波形、小規模断層の包絡波形をそれぞれ $A_o(t)$ 、 $A_{syn}(t)$ 、 $A_s(t)$ とする。

iii) $A_o(t)$ 、 $A_{syn}(t)$ の時間軸上の図心が一致するように $A_{syn}(t)$ 、 $A_s(t)$ の立ち上がり時間を移動する。このとき、観測波形の中に反射波の影響が現れていることを考慮し、対象範囲をシミュレーション開始時刻から加速度パワーが 95% までの時間とする。インバージョンでも同様の範囲で解析する。

iv) $A_o(t)$ と、 $A_s(t)$ について、非負の制約条件で線形最小二乗法を解く。

線形インバージョン問題は次式で表される⁷⁾。

$$\begin{bmatrix} A_{s_{11}} & A_{s_{12}} & \cdots & A_{s_{1m}} \\ A_{s_{21}} & A_{s_{22}} & \cdots & A_{s_{2m}} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ A_{s_{n1}} & A_{s_{n2}} & \cdots & A_{s_{nm}} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} x_{m1} \\ x_{m2} \\ \vdots \\ x_{mm} \end{bmatrix} \cong \begin{bmatrix} A_{o1} \\ A_{o2} \\ \vdots \\ A_{on} \end{bmatrix} \quad (5)$$

ここに、 m は小断層数、 n は観測波形データの総数、 $A_{s_{ij}}$ は小断層 j の i 番目の小規模断層の包絡波形データ、 A_{oi} は i 番目の観測包絡波形データ、 x_{mj} は小断層 j における非定常スペクトルの重ね合わせにおける相対的なパワーの比率である。

式 (5) を $\{A_o - A_s \cdot x_m\} \rightarrow \min$ 、 $x_m \geq 0$ の非負制約条件で最小二乗解を求めることで非定常スペクトルの重ね合わせにおける相対的なパワーの比率 x_m が得られる。

3. 断層面上の地震動パワーの推定結果

本章では、1999 年台湾集集地震の断層面上の地震動パワーの相対比率を推定した結果を示す。図-4 に選定した観測地点、想定断層面、地表断層を示す。解析に使用した観測記録は次の条件により選定した 21 地点、水平 2 成分の合計 42 個の記録である。

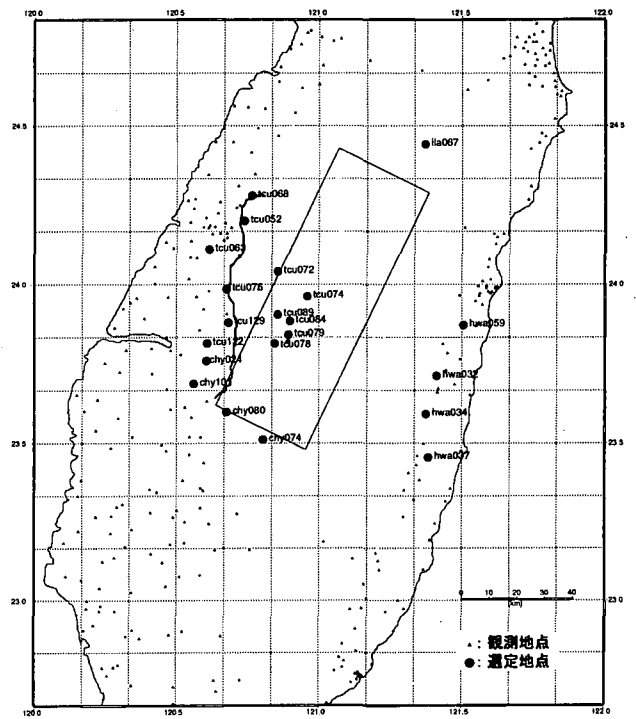


図-4 解析に使用した記録の得られた観測地点 (●印、21 地点)

- 震央距離 100km 以内の観測点
- 水平 2 成分で最大加速度 100gal 以上の観測点
- 図-4 に示す想定断層面上の観測点

ところで、解析に使用した記録は全て地表面上の加速度記録である。EMPR は工学的基盤面を対象とした地震動予測モデルであるため、地表の記録は地盤震動解析により基盤面相当の波形記録に変換して用いるのが望ましい。観測記録を変換するためには各観測点の詳細な地盤情報が必要であるが、台湾の地盤データが入手できなかったので地表の観測記録を使用した。

断層の分割数は台湾集集地震の断層形状を考慮して長さ方向に 8 個、幅方向に 4 個の計 32 個とした。図-4 の観測記録と図-1 の断層パラメータより、STEP I の地震モーメント M_0 、断層の破壊伝播速度 v_r を推定した結果、 $M_0 = 2.75 \times 10^{27} (\text{dyne} \cdot \text{cm})$ 、 $v_r = 2.55 (\text{km/sec})$ となった。

次に、STEP II のインバージョンにより求めたパワーの比率の分布と Yagi and Kikuchi の解析結果をそれぞれ図-5 と図-6 に示す。図-6 の太線は本研究で想定した断層面である。両図より、推定結果が断層面上のアスペリティをよく再現できていることがわかる。おおまかな傾向として断層左側の分布に違いが見られるが、Yagi and Kikuchi は比較的長周期の遠地実体波により推定しているのに対して、本研究では短周期の加速度包絡波形により推定しているためであり、対象としている周期の違いが推定結果に現れているものと考えられる。

観測記録の包絡波形と合成包絡波形を比較した結果を図-7 に示す。いくつかの観測点で観測記録の包絡波形に

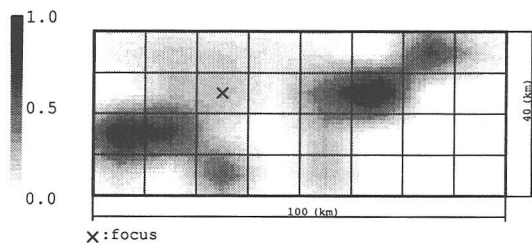


図-5 非正常スペクトルの重ね合わせにおける相対的なパワー比率の分布

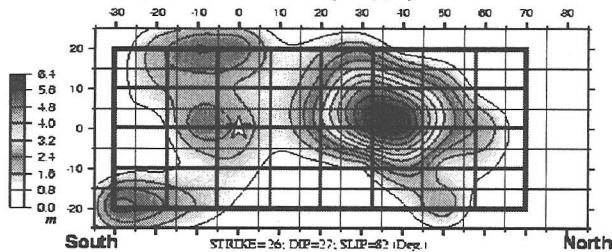


図-6 Yagi and Kikuchi によるすべり量分布²⁾

近づいていることが確認できた。

次に、観測記録から算出した計測震度とインバージョンによる推定結果に基づいて算出した計測震度の差を図-8に示す。図中の観測値は、水平2成分の平均値である。図-8を用いて観測値と推定値の誤差を式(6)により求める。

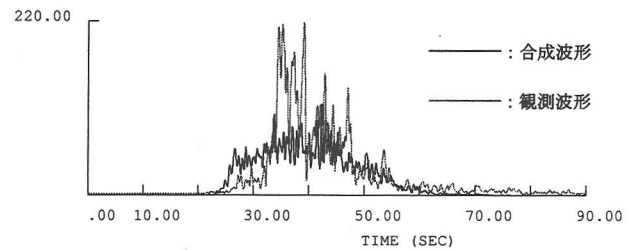
$$E_I = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (I_{oi} - I_{simi})^2}{n}} \quad (6)$$

ここに、 E_I は観測値と推定値の誤差、 n は観測点数、 I_{oi} は観測点 i の計測震度(水平2成分の平均値)、 I_{simi} は観測点 i のシミュレーション結果による計測震度である。推定誤差を比較すると、重ね合わせの比率を一定とした場合は0.60であったが、推定した相対比率により求めた場合は0.53と誤差が減少していることが確認できた。

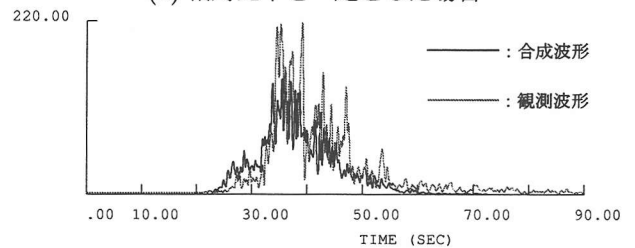
4. おわりに

断層パラメータを考慮した非正常スペクトル合成法による地震動予測モデルEMPRを用いて、加速度波形のインバージョンによる断層破壊過程推定法の開発を試みた。1999年台湾集集地震で得られた強震記録を用いて推定した結果、断層面上でのおおまかなアスペリティをよく再現していることが確認できた。なお、本推定法を1995年兵庫県南部地震にも適用した結果、アスペリティを的確に推定可能であることを確認している。

今回は地表の記録による推定結果であったが、今後観測点の詳細な地盤情報が得られた場合には、地盤震動解析により基盤地震動を算定したデータを用いてインバージョンを行い、地表の記録を用いた場合と比較して観測



(a) 相対比率を一定とした場合



(b) 推定結果に基づく相対比率による場合

図-7 包絡波形の比較

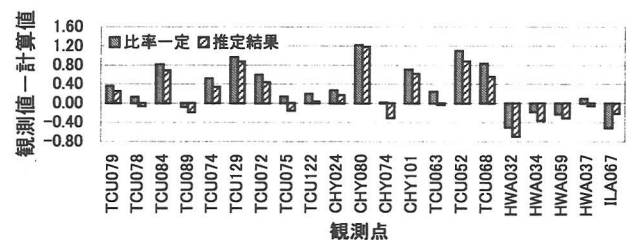


図-8 計測震度の比較

点の特性が推定結果に及ぼす影響を検証できると思われる。また、解析に使用する観測点の選定方法により推定結果がどの程度異なるのか検討していく必要があると思われる。

参考文献

- 1) Sugito, M., Furumoto, Y. and Sugiyama, T., Strong Motion Prediction on Rock Surface by Superposed Evolutionary Spectra, 12th World Conference on Earthquake Engineering, 2111/4/A, CD-ROM, 2000.
- 2) Yagi, Y. and Kikuchi, M., Spatiotemporal Distribution of Source Rupture Process for Taiwan Earthquake (Ms=7.7), <http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/yuji/tai/tai.html>
- 3) Hartzell, S.H. and Heaton, T.H., Inversion of Strong Ground Motion and Teleseismic Waveform Data for the Fault Rupture History of the 1979 Imperial Valley, California Earthquake, Bull. Seismol. Soc. Am., 83, pp. 1095-1114, 1983.
- 4) Kakehi, Y. and Irikura, K., Estimation of High-Frequency Wave Radiation on the Fault Plate by the Envelope Inversion of Acceleration Seismograms, Geophys. J. Int. 125, pp. 892-900, 1996.
- 5) 久世益充, 杉戸真太, 能島暢呂, 古本吉倫: 断層の破壊方向を考慮した即時広域強震動分布推定法の検討, JCOS-SAR2000 論文集, pp. 229-236, 2000.
- 6) 松田時彦: 活断層から発生する地震の規模と周期について, 地震2, Vol. 28, pp. 269-283, 1975.
- 7) 柳谷俊, 塚田和彦: 離散インバース理論, 古今書院, pp. 109-132, 1997.