

1. はじめに

経験的グリーン関数 (EGF) 法を用いて加速度波形を再現するために、田中・他⁽¹⁾は従来認められている小地震と大地震の相似則に捕らわれない合成法を提案した。我々⁽²⁾はさらに進めて地震動の短周期成分 (~1 秒以下) を推定するためにはモーメント比の 2/3 乗の個数を加え合わせ (これを 2/3 乗則と呼んだ)、長周期成分については従来通りモーメント比加え合わせる方がよいことを震源スペクトルを用いて説明し、十勝沖地震や日本海中部地震に適用した。これらの地震の解析結果は全体的傾向として我々の提案モデルを支持しているように見える。ただし解析した観測点は断層面に最も近い点でも約 100km あり、これらの地点での結果の一致は断層面全体から発生する短周期地震波の総量を正しく評価していることに相当すると思われる。

ところで地震防災の観点から観測データの不足している断層近傍の短周期地震動を再現することは極めて重要である。しかし、この種の地震動は断層面上のローカルな現象の影響を強く受け、面上から一様に同じ強さの地震波が発生すると仮定した手法ではこの地震動を再現することは難しい。そこで断層近傍に適用できるように EGF 法にいくつかの改良を試み、1979 年 Imperial Valley 地震に適用して改良モデルの正当性を調べた。

2. EGF 法の適用

Fig.1 に Imperial Valley 地震の断層近傍の主な強震観測点と地表の断層線を示す。解析には USGS の 17 観測点で得られた本震 (M_L 6.6) とその 2 分半後に発生した余震 (M_L 5.0) の記録を用いた。World Wide の観測網では本震の後続波のために余震の相を識別することができなかった。Liu ら⁽³⁾は強震記録の解析からこの余震を一震源と二震源でモデル化し、それぞれの断層パラメータを計算している。ここでは一震源モデルを採用し、Table 1 に断層パラメータを示す。本震と余震のモーメント比は 70 であるから、EGF 法の重ね合わせ個数は 2/3 乗則を適用して $17 (=70^{2/3})$ と求まる。断層面上に 17 個の小地震を一様に分布させると平均間隔は 4~5km となる。一方断層線に最も近い 3 観測点 (EC6, EC7, MEL) は約 1km の距離にあり、推定断層面から 5km 以内にも 8 観測点ある。断層との物理的な位置関係から、このような地点の地震動を 1 回の EGF 法で推定することは困難である。そこで断層面上に 17 個の小地震をランダムに分布させ、この操作をランダム数を変えて 5 回繰り返す、5 回の平均を取ってその観測点の解析結果と見なした。最終的には 65 個の小地震を分布させたことになり、これに対する平均間隔は約 2km となる。また断層から 1km 前後の地点では 20 回の繰り返し操作をおこなった。Fig.3, 4 に断層の走向直角方向に並んだ観測点 (EC1~

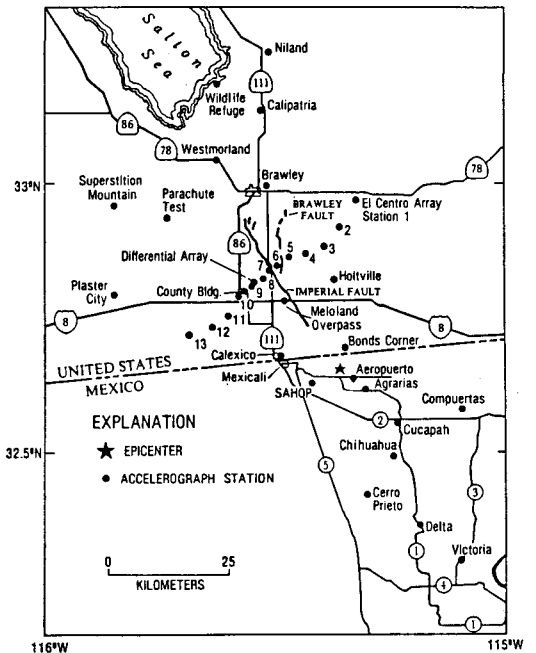


Figure 1. Strong motion stations and fault traces geometry.

Table 1. Source parameters.

	main event (1)	aftershock (2)
origin time (G.m.t.)	Oct. 15, 1979 23h16m54.29s	Oct. 15, 1979 23h19m29.98s
epicenter	32°38.61'N, 115°18.53'W	32°45.94'N, 115°26.45'W
seismic moment	7×10^{25} dyne-cm	1×10^{24} dyne-cm
dimension	35km × 10km	~0.5~1.1km

(1) Chavez et al. (1982), Kanamori & Regan (1982)

(2) Johnson & Hutton (1982), Liu & Helmberger (1985)

Table 2. Soil properties.

depth (km)	Vs (m/s)	μ (kN/mm ²)
0.00 - 0.11	280	0.16
0.11 - 0.23	530	0.56
0.23 - 0.30	690	0.95
0.30 - 0.40	850	1.52
0.40 - 1.40	1200	3.2
1.40 - 2.30	1500	5.2
2.30 - 3.00	1800	8.1
3.00 - 5.25	2430	15.9
5.25 -	3350	31.4

平均を取ってその観測点の解析結果と見なした。最終的には 65 個の小地震を分布させたことになり、これに対する平均間隔は約 2km となる。また断層から 1km 前後の地点では 20 回の繰り返し操作をおこなった。Fig.3, 4 に断層の走向直角方向に並んだ観測点 (EC1~

EC11, DFA)における最大加速度の解析値と観測値の比を示す。解析では放射特性の補正を行わない代わりに水平2成分の最大値を合成したもので解析と観測の比較をした。

次にローカルな現象を取り入れるために、小地震をモーメント密度($=\mu \times D_0$)に従って分布させてみた。地盤のせん断剛性率 μ はTable2のように仮定した。最終くい違い量 D_0 の分布はHartzellら⁽⁴⁾とArchuleta⁽⁵⁾の解析結果を用いた(Fig.4, 5の下図)。Fig.4, 5に断層面近くの観測点における結果を断層走向方向に対して示す。ただしHartzellは断層幅10km, 傾斜角 90° としているが(Fig.2, 4の解析に適用)、Archuletaは断層幅13km, 傾斜角 80° としている(Fig.3, 5の解析に適用)。Archuletaの解析では破壊開始時間の分布も決められているが、ここでは全て破壊速度一定(2.7km/s)で震源から同心円状に拡大するモデルとした。

3. 結果と考察

断層面上から一様に短周期波が発生すると仮定した場合、Fig.2, 3のように断層近傍の地震動は相当に過大評価される。言い換えれば短周期波は地盤の堅いところからより多く発生すると推定される。しかし、地盤のせん断剛性の分布を考慮に入れても断層から1km前後の至近距離の地震動を推定することは難しい。

ローカルな現象を取り入れるために、さらに最終くい違い量を考慮した解析をおこなった。断層近傍の観測点だけを選んだFig.4, 5の結果は断層線上の短周期波が発生する場所と関係すると考えられるが、モーメント密度を考慮しても結果がそれ程改善されてはいない。この理由はHartzellやArchuletaの分布が1秒より長い周期の波形の解析から求められているためと思われる。(仮定した最終くい違い量の分布が正しいとすれば)この結果は長周期波と短周期波を発生させるメカニズムは多少異なる現象であることを示しているように思われる。EGF法に限らず断層近傍の短周期地震動を評価するためには、短周期波を発生させるメカニズムについて調べる必要がある。

参考文献 (1) 田中・他; B.E.R.I. 1982. (2) 赤尾・他; 18回地震工学発表会 1985・他. (3) Liu & Helmberger; B.S.S.A. 1985. (4) Hartzell & Helmberger; B.S.S.A. 1982. (5) Archuleta; J.G.R. 1984.

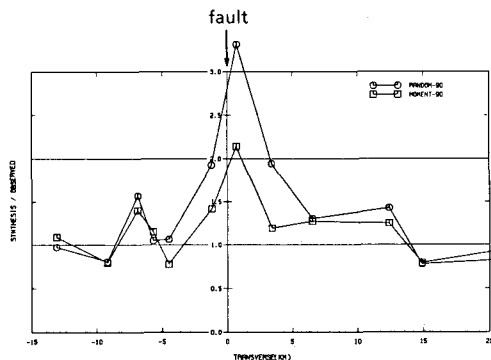


Figure 2. Comparison of results of uniform distribution model and Hartzell's model.

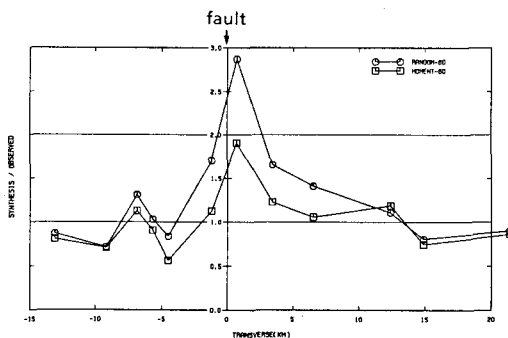


Figure 3. Comparison of results of uniform distribution model and Archuleta's model.

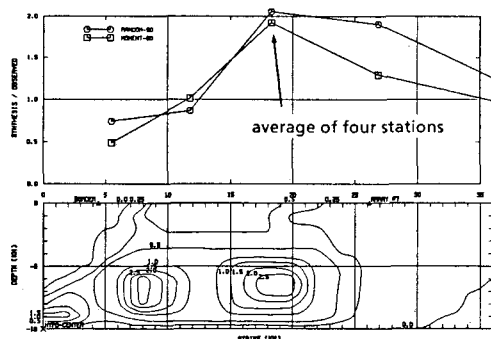


Figure 4. The same as Fig.2 and final offset distribution.

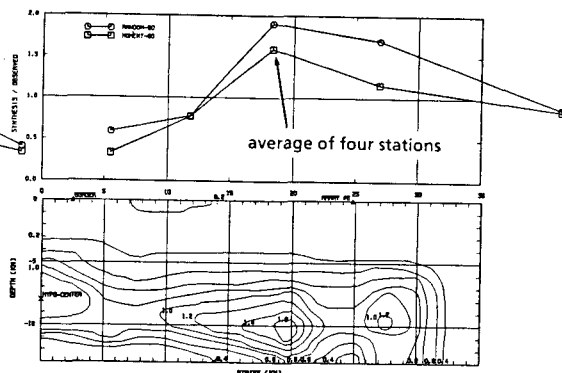


Figure 5. The same as Fig.3 and final offset distribution.