

一次等方散乱モデルに基づく  
長周期レイリー波の散乱係数の推定  
野辺地 真希子, 佐藤 春夫, 大竹 政和 (東北大・院・理)

1. はじめに

大地震が発生すると,地球を何周もするような長周期表面波が励起される.図1は,1999年8月17日にトルコで発生した Kocaeli 地震から励起された長周期レイリー波(R波)とそのMSエンベロープの波形例である. $R_n$ が到達してから $R_{n+1}$ が到達するまでの散乱波の減衰は,直達R波の減衰より小さいことがわかる.今回は長周期レイリー波とその散乱波に注目し,減衰係数 $g_t$ を推定すると共に,一次等方散乱モデルを仮定した散乱係数 $g_0$ の推定を行った.

2. 観測点およびデータ

解析には,1998年から1999年にかけて発生したM7以上の地震のうち,観測点TYM(津山)で記録された地震5個を用いた.USGSのモーメントテンソル解に基づいて震源断層が横ずれ型の地震を選び,その中のS/N比の良い記録である.1999年8月17日にトルコで発生したコジャエリ地震に関しては,TYMに加えIRISの4観測点の波形記録を用いて解析をおこなった.図2に観測点および震央分布を示す.

得られた波形記録に関しては,0.005~0.01Hzの帯域で二次のバター-ス型バンドパスフィルタ-を時間領域で前後から作用させた後,二乗振幅波形を作成した.その後,中心周期140sで平滑化をおこない,エンベロープ波形とした.

3. 全減衰係数 $g_t$ の推定

$g_t$ の推定の際,表面波の速度分散による波群の広がりを補正する必要がある.そのため, $R_4$ の最大振幅が10分の1になる時間幅で $R_1$ から $R_4$ を積分し,その積分値の比をとることで $g_t$ を求めた.また,中心周期 $T=140$ sの長周期レイリー波の平均群速度 $V_R=3.7$ km/sを仮定し, $Q_{Rt}^{-1}$ を求めた.この結果を表1に示す.推定された $Q_{Rt}^{-1}$ は過去に他の観測点と地震の組み合わせから得られていると値(Ari,1965, Kanamori,1970)と調和的である.

4. 一次等方散乱モデルに基づく全散乱係数 $g_0$ の推定

球面上での表面波の一次等方散乱モデルに基づき,全散乱係数 $g_0$ の推定をおこなった.まず,震源から全エネルギー $w$ が輻射パターン $\Phi(f)$ をもって輻射されるとする. $w\Phi(f)d(t)$ に対する直達波のエネルギー密度は,球面上の幾何因子を考慮して次のように書ける.

$$E^0(\Delta_0, f_0, t) = \frac{W\Phi(f_0)}{2pV_R R |\sin \Delta|} d\left(t - \frac{R\Delta}{V_R}\right) e^{-(g_0 + g_i)V_R t} \quad (1)$$

ここで $R$ は地球の半径, $\Delta_0$ は劣弧にそって測った角震央距離,周回する波も考えると $\Delta = \Delta_0 + 2pn$  または  $\Delta = (2p - \Delta_0) + 2pn$  ( $n=0,1,2,\dots$ ),全減衰係数 $g_t = g_0 + g_i$ ,  $g_i = Q_i^{-1}w/V_R$  で角周波数 $w$ に対する単位距離あたりの内部減衰を表す.実際の推定では,(1)式の $d$ 関数を

時間幅  $T_1$  のボックスカー型で近似する．ここで  $T_1$  は， $R_1$  の最大振幅が 10 分の 1 となる時間幅である．

地震はほぼ垂直な断層面を持つ横ずれ断層と仮定し，輻射パターンの形は，

$$\Phi(f) = 2 \sin^2 2f \quad (2)$$

であると仮定する．受信点での一次散乱によるエネルギー密度は以下のように表される．

$$E^1(\Delta_0, f_0, t) = \frac{Wg_0}{4p^2R} e^{-(g_0+g_i)Rt} \int_0^{2p} df' \frac{\Phi(f') n_s(\Delta_0, t)}{\sqrt{(\sin t - \sin \Delta_0 \cos(f' - f_0))^2 + (\cos \Delta_0 - \cos t)^2}} \quad (3)$$

ここで  $t = V_R t / R$ ，また

$$n_s(\Delta_0, t) = \begin{cases} 1 & \text{for } \Delta_0 < t < 2p - \Delta_0 \\ 2 & \text{for } 2p - \Delta_0 < t < 2p + \Delta_0 \\ 3 & \text{for } 2p + \Delta_0 < t < 4p - \Delta_0 \\ 4 & \text{for } 4p - \Delta_0 < t < 4p + \Delta_0 \end{cases} \quad (4)$$

である．

以上から，直達波と一次散乱波の比を説明する全散乱係数  $g_0$  を推定した．その結果を表 1 に示す．また，図 3 は，得られた  $g_0$  を考慮した一次等方散乱モデルの理論曲線である．

## 5. まとめ

一次等方散乱モデルに基づき，周期 100 ~ 200s の長周期レイリー波のエンベロープ形状を  $2 \times 10^4$  s 程度まで定量的に説明することができた．また，全散乱係数  $g_0$  を推定した結果， $10^{-6}$  と求められた．

$2 \times 10^4$  s 以降については，経過時間が長くなるにつれコーダ波の減衰係数が小さくなる傾向を見せており，分散の効果や多重散乱への遷移過程，レイリー波とラブ波間または表面波と実体波間の変換散乱を考慮した上で，今後定量的に考察していくことが必要であろう．

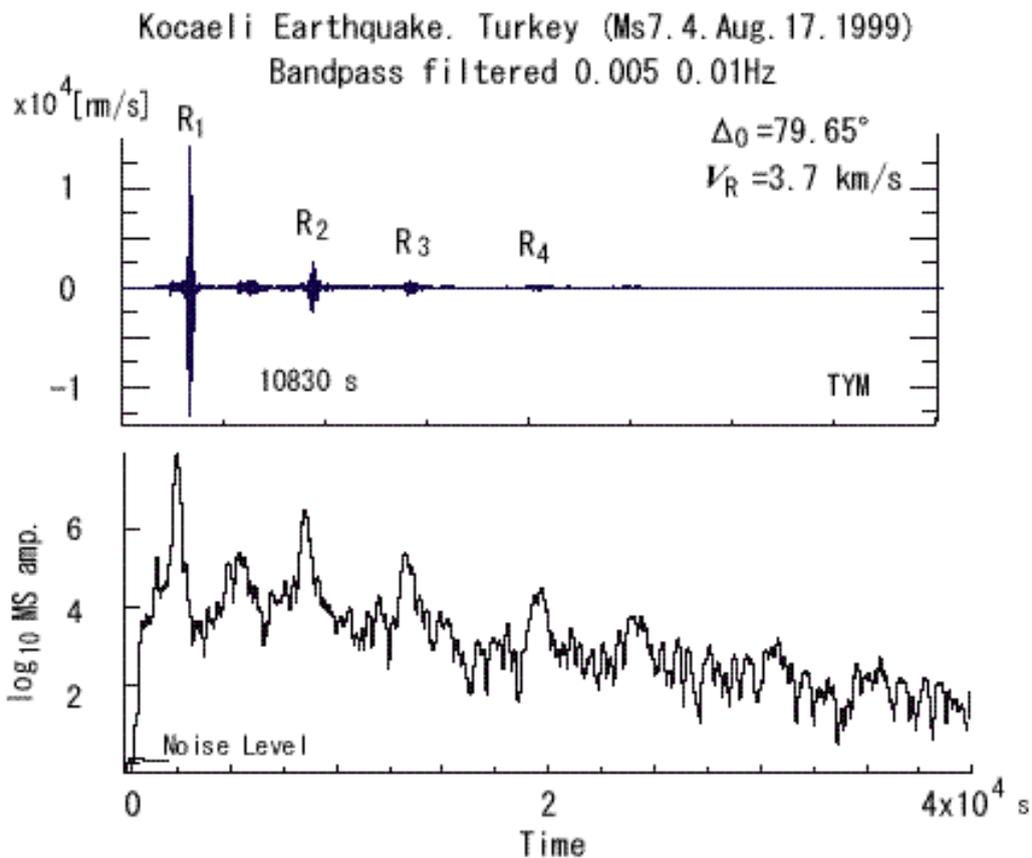


図1．上図．1999年8月17日にトルコで発生した Kocaeli 地震により励起された R 波の記録．(観測点 TYM) 下図．MS エンベロープ波形．

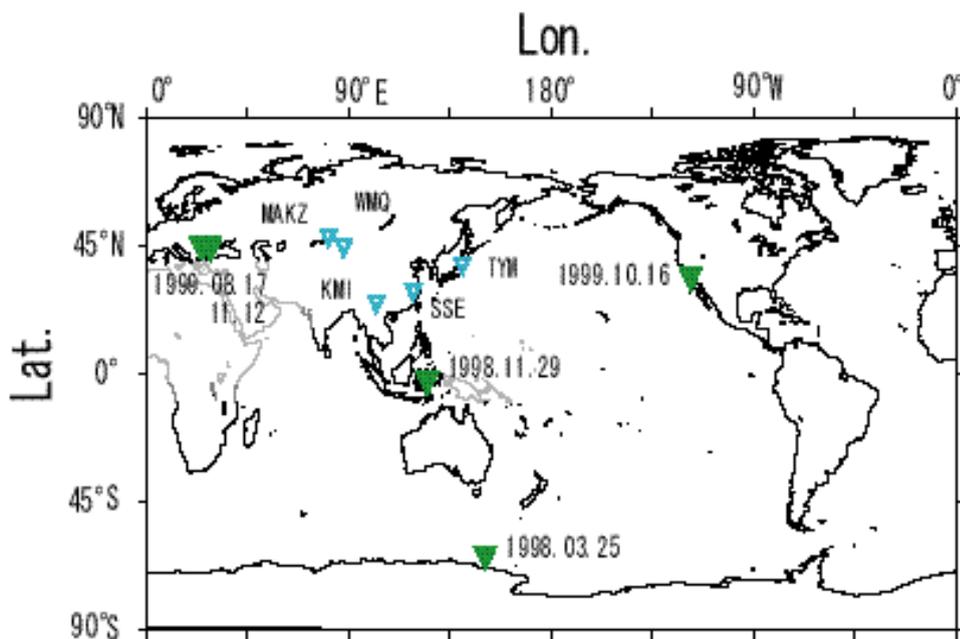


図2．解析に用いた地震の震央分布および東北大と IRIS の観測点分布．地震のメカニズムは，ほぼ垂直な断層面をもつ横ずれ型である．(USGS のモーメントテンソル解に基づく．)

表 1 . 周期 100 ~ 200s における  $g_t$  ,  $Q_{Rt}^{-1}$  および  $g_0$  .

観測点		$g_t$ [ $\text{km}^{-1}$ ]	$Q_{Rt}^{-1}$	$g_0$ [ $\text{km}^{-1}$ ]
TYM	1998.03.25.	$8.9 \times 10^{-5} *$	$7.4 \times 10^{-3} *$	$6.4 \times 10^{-7}$
	1998.11.29.	$7.2 \times 10^{-5}$	$5.9 \times 10^{-3}$	$3.7 \times 10^{-7}$
	1999.08.17.	$1.3 \times 10^{-4}$	$1.0 \times 10^{-2}$	$6.0 \times 10^{-6}$
	1999.10.16.	$1.0 \times 10^{-4}$	$8.4 \times 10^{-3}$	$1.3 \times 10^{-6}$
	1999.11.12.	$1.1 \times 10^{-4}$	$9.3 \times 10^{-3}$	$3.1 \times 10^{-6}$
	1999.08.17.	$9.6 \times 10^{-5}$	$7.9 \times 10^{-3}$	$2.0 \times 10^{-7}$
MAKZ	1999.08.17	$1.1 \times 10^{-4}$	$8.9 \times 10^{-3}$	$1.5 \times 10^{-6}$
SSE	1999.08.17	$1.1 \times 10^{-4}$	$8.7 \times 10^{-3}$	$1.5 \times 10^{-6}$
WMQ	1999.08.17	$1.1 \times 10^{-4}$	$8.7 \times 10^{-3}$	$2.0 \times 10^{-6}$

$g_t$  は,  $R_1 \sim R_4$  の最小二乗法による結果 . ただし, \* は  $R_1$  と  $R_3$  のみから求めた結果 .  $g_0$  は, 一次等方散乱モデルに基づき推定した全散乱係数 .

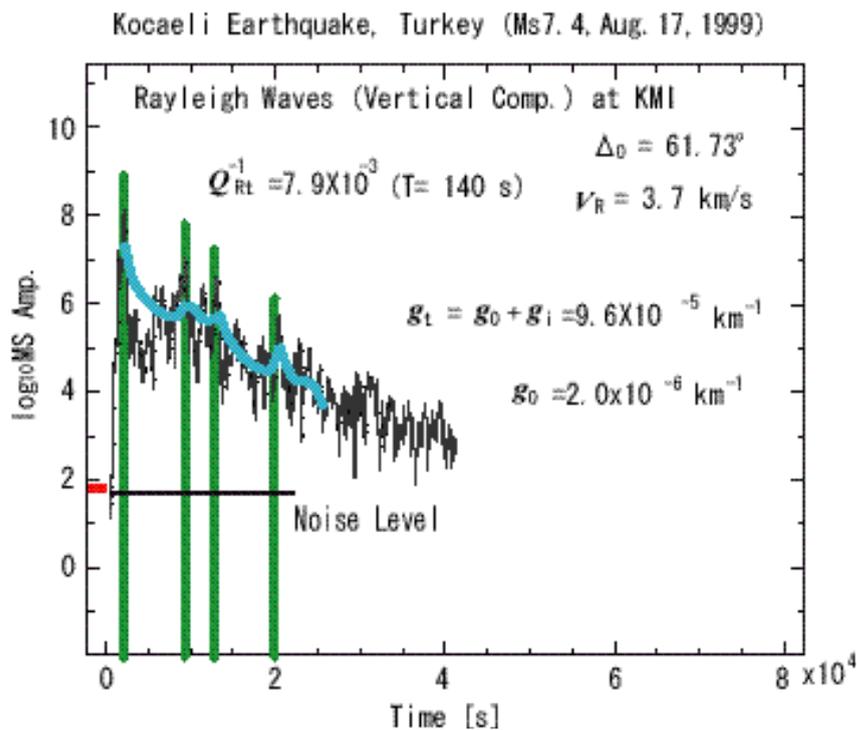


図 3 . 周期 100 ~ 200 s での R 波の MS エンベロープ波形 . (観測点 KMI)  
太線は, ダブルカップル震源に対応する一次等方散乱モデルの理論曲線 .