経験的グリーン関数法を用いた 1997 年 3 月 26 日 (*M_{JMA}* 6.5) 及び 5 月 13 日 (*M_{JMA}* 6.3) 鹿児島県北西部 地震の強震動シミュレーションと震源モデル

京都大学防災研究所* 三宅 弘 恵・岩 田 知 孝・入倉孝次郎

Strong Ground Motion Simulation and Source Modeling of the Kagoshima-ken Hokuseibu Earthquakes of March 26 (M_{JMA} 6.5) and May 13 (M_{JMA} 6.3), 1997, Using Empirical Green's Function Method

Hiroe MIYAKE, Tomotaka Iwata and Kojiro Irikura

Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, Gokasho, Uji, Kyoto 611–0011, Japan (Received August 31, 1998; Accepted February 16, 1999)

In 1997, two magnitude 6 class earthquakes occurred in the northwestern part of Kagoshima prefecture in Japan. One of them occurred on March 26 (M_{IMA} 6.5) and the other on May 13 (M_{IMA} 6.3). We examined the source models of these two events using the observed seismograms by K-NET at four stations surrounding the source areas. We proposed an objective estimation method to obtain the parameters N and C which are needed for the empirical Green's function method by IRIKURA (1986). This method, we call source spectral ratio fitting method, gives estimates of seismic moment ratio between a large and a small event and their corner frequencies by fitting the observed source spectral ratio with the ratio of source spectra which obeys the ω^{-2} model. This method has an advantage of removing site effects in evaluating the parameters. The best source model of the March mainshock was estimated by comparing the observed waveforms with synthetics using empirical Green's function method. The size of the asperity is about 7 km length in the E-W direction by 6 km width in the dip direction. The rupture started at the eastern-bottom of the asperity (8.2 km) and extended radially to the western-upper direction. We noticed that the source model with additional small asperity to the eastern extension of major asperity improved the waveform fitting of the east-side station. In case of the May event, the aftershock distribution is 'L' shaped, and the mainshock waveforms on the rock site are composed of two clear pulses. The hypocenter of the mainshock is located close to the bottom (7.7 km deep) of the intersection of the 'L' shape. Therefore, we considered two fault planes, the N-S plane and the E-W plane. The seismic moments of the two pulses were estimated nearly the same. We tested which fault plane ruptured first by comparing the initial part of the observed seismograms with synthetics. The matching was fairly good only when the N-S plane ruptured first and the E-W plane did later. The best source model of the May mainshock consists of two asperities. The first asperity has a size of about 3 km length by 4 km width in the N-S plane, where the rupture propagated radially from the northern-bottom. The other asperity with almost the same size but trending E-W ruptured radially from the western-bottom about two seconds after the first rupture.

Key words: Empirical Green's function method, 1997 Kagoshima-ken Hokuseibu earthquakes, K-NET, Source spectral ratio fitting method, Asperity size.

^{* 〒611-0011} 京都府宇治市五ヶ庄

§1. はじめに

1997年3月26日午後5時31分と5月13日午後2 時 38 分に鹿児島県北西部で発生した地震は、M_{IMA} 6.5 と M_{JMA} 6.3 というほぼ同規模の横ずれ断層系の地震で あったが、岩盤上の観測波形や余震分布[九州大学理学 部島原地震火山観測所(1997), 鹿児島大学理学部 (1997)]には明瞭な差が見られた、以下本稿では、これ らの両地震をそれぞれ3月26日と5月13日の本震と 呼ぶ.余震分布 [九州大学理学部島原地震火山観測所 (1997)]や、遠地記録を用いた震源メカニズム解〔菊 地・山中(1997)]から判断すると、3月26日の本震は 東西方向の左横ずれ断層と推定される.一方,5月13日 の本震は半日後の余震分布 [鹿児島大学理学部 (1997)] が逆L字型をしており、菊地・山中(1997)により多重 震源であることが報告されている. これらのことから5 月13日の本震は、南北方向の右横ずれ断層と東西方向 の左横ずれ断層の両断層が運動したと考えられ、3月26 日の本震に比べて複雑な震源過程を持つと推察できる. 上記の様な2つの本震について,震源断層面上で強震動 を生成した領域(本稿ではアスペリティと呼ぶ)や破壊 伝播様式を解析することは、震源近傍の強震動の生成メ カニズムや近接する断層セグメントの相互作用による地 震発生メカニズムを知る上でも重要である.

ー連の地震は1996年から防災科学技術研究所により 全国に均一に配置された強震観測網(K-NET)[KINO-SHITA (1998)]で観測されており、特に両本震を囲む震 央距離約15kmの震源近傍の4観測点では、両本震だ けでなくSN比の良い余震記録が得られた(Fig. 1). こ うしたデータセットは経験的グリーン関数法を用いた解 析に適していると考えられる.

小地震記録をグリーン関数として用いて大地震記録を 合成する経験的グリーン関数法は、HARTZELL (1978) に より提唱され、それ以来多くの研究者により震源スペク トルの相似則に基づく定式化が為されてきた. それらを 基に数々の強震動シミュレーションが行われ、震源モデ ルの推定が行われている. IRIKURA (1986) はω⁻²相似 則 [AKI (1967)] に基づいた波形の重ね合わせ法につい ての定式化を行い、1980年伊豆半島東方沖地震、1983 年日本海中部地震の震源モデルを構築した。横井・入倉 (1991)はその方法を発展させて多重震源モデルに対す る定式化を行い、1983年日本海中部地震の余震記録に 適用して広い周波数範囲にわたる精度良い合成波形を得 た. また FUKUYAMA (1991) 及び FUKUYAMA and IRI-KURA (1989) は、断層面上の不均質なすべり分布を経験 的グリーン関数を用いた逆問題を解くことにより求めて いる.



- Fig. 1. Map showing the locations of the epicenters and the K-NET stations used in this study. Open stars show the mainshock on March 26, 1997, and its aftershocks, and closed stars show the mainshock on May 13, 1997, and its aftershocks. Numbers show the earthquake numbers in Table 1. Solid and open triangles indicate rock and sediment sites, respectively, from K-NET soil condition information.
- Table 1. List of earthquakes used in this study. The hypocenters are determined by Faculty of Science, Kyushu University (1997), Faculty of Science, Kagoshima University (1997) (indicated as*), and Miyamachi et al. (1997) (**).

No.	Date	Latitude (deg)	Longitude (deg)	Depth (km)	M (JMA)
1	1997/03/26 17:31	31.970 N	130.380 E	8.2	6.5
2	1997/03/26 17:39	31.968 N	130.362 E	11.1	4.7
· 3	1997/03/26 18:05	31.972 N	130.415 E	9.8	4.4
4	1997/03/26 18:30	31.971 N	130.434 E	10.1	4.0
5	1997/05/13 14:38 *	31.952 N	130.343 E	7.7	6.3
6	1997/05/14 08:32 **	31.939 N	130.367 E	2.2	4.7
7	1997/05/18 17:49 **	31.892 N	130.313 E	7.2	3.4
8	1997/05/25 06:10 *	31.932 N	130.348 E	-	4.2

本稿では、まず横井・入倉(1991)の定式化を基にし て波形合成のために必要なパラメータを推定する。その 際、伝播経路特性・地盤特性の影響を取り除くため、本 震と余震の震源スペクトル比からパラメータを客観的に 決定する方法 (source spectral ratio fitting method) を 提案する。次にその方法で得たパラメータを用いて、経 験的グリーン関数法による強震動シミュレーションを フォワードモデリングで行い、3月26日及び5月13日 の本震の震源モデルを推定する.

- §2. 解析方法
- 2.1 震源スペクトル比を用いた,波形合成のために 必要な震源パラメータの決定

IRIKURA (1986)の経験的グリーン関数法は、ω⁻²相似 則[AKI (1967)]に基づき、大地震と小地震の応力降下量 の違いを考慮した波形合成法であり、以下の式で表現さ れる (Fig. 2).

$$U(t) = \sum_{i=1}^{N} \sum_{j=1}^{N} (r/r_{ij}) \cdot F(t) * (C \cdot u(t))$$
(1)

$$F(t) = \delta(t - t_{ij}) + (1/n') \sum_{k=1}^{(N-1)n'} [\delta\{t - t_{ij} - (k-1)T/(N-1)n'\}]$$
(2)

$$t_{ij} = (r_{ij} - r_0)/V_s + \xi_{ij}/V_r$$
(3)

ここで U(t) は大地震に対する合成波形, u(t) は小地震の 観測波形, N は大地震と小地震の断層面の長さの比, C は応力降下量の比であり, * はたたみ込み積分を意味す る. F(t) は大地震と小地震のすべり速度関数の違いを表 現した補正関数であり, T は大地震の立ち上がり時間で ある. その他のパラメータは横井・入倉 (1991) に従う.

この補正関数 F(t) について入倉・他 (1997) は、合成 波形の振幅スペクトルが 1/T(Hz) で落ち込みをもつこ とを避けるため、改良式を提案している。改良式を離散 化した形で表現すると、

$$F(t) = \delta(t - t_{ij}) + \{1/n' (1 - \exp(-1))\}$$

$$\times \sum_{k=1}^{(N-1)n'} [\exp\{-(k-1)/(N-1)n'\} \cdot \delta\{t - t_{ij} - (k-1)T/(N-1)n'\}]$$
(4)

となる. この改良式については 4.1 で議論する.

波形合成のためのパラメータとなる N, C は、大地震 と小地震の変位及び加速度振幅スペクトルの平坦レベル から導出される。

$$U_0/u_0 = M_0/m_0 = CN^3$$
 (5)

$$A_0/a_0 = CN \tag{6}$$

ここで U_0, u_0 は大地震及び小地震の変位振幅スペクトル の平坦レベル, M_0, m_0 は大,小地震の地震モーメント, A_0, a_0 は大,小地震の加速度振幅スペクトルの平坦レベ ルである.以下振幅スペクトルを用いて議論を行い,本 稿でのスペクトルは振幅スペクトルを意味する.

(5),(6) 式から, N.C は次のように表される.

 $N = (U_0/u_0)^{1/2} (a_0/A_0)^{1/2}$ (7)

$$C = (u_0/U_0)^{1/2} (A_0/a_0)^{3/2}$$
(8)

本稿では,*N*が非整数の場合は四捨五入して整数値にしているため,(5),(6)式の値を完全には満たさない.

N, Cを客観的に導出するためには、観測震源スペクト



Fig. 2. Schematic illustrations of the empirical Green's function method. (a) The fault areas of the mainshock and a small event are defined to be $L \times W$ and $l \times w$, respectively, L/l = W/w = N. (b) Correction function F(t) [after IRIKURA (1986)] to adjust a difference in slip velocity function between the mainshock and the small event. This function is expressed as the sum of a delta function and a boxcar function. (c) Revised correction function [after IRIKURA et al. (1997)] having an exponentially decaying function instead of the boxcar function. (d) Schematic displacement amplitude spectra following the ω^{-2} source scaling model assuming the stress drop ratio C between the mainshock and a small event. (e) Acceleration amplitude spectra following the ω^{-2} source scaling model.

ル比の平坦レベルを何らかの方法を用いて決めることが 必要である.本稿では,観測震源スペクトル比に BRUNE (1970)の ω^{-2} モデルに基づく震源スペクトルの式を fitting させる source spectral ratio fitting method を 提案する. 一般に観測波形 O(t) は線形範囲に於いて, 震源特性 S(t), 伝播経路特性 P(t), 地盤特性 G(t) のたたみ込み積 分の形で表現され, 周波数領域でそれらは積の形をと る.

$$O(f) = S(f) \cdot P(f) \cdot G(f) \tag{9}$$

(9)式より、本震と余震の観測波形から求められる一観 測点の観測震源スペクトル比は以下の様になる.

S(f)/s(f)=(O(f)/P(f))/(o(f)/p(f)) (10) ここで大文字は本震,小文字は余震に関する量を表す. 伝播経路の影響は後述する方法で補正する.

まず各観測点毎に、本震とその近傍で発生した震源メ カニズムが類似している余震について、観測震源スペク トル比を計算する.次に観測震源スペクトル比の周波数 軸をM分割し、中心周波数が $f_i(i=1\sim M)$ で幅 $2af_i$ (a: 定数)の周波数帯ごとに、全観測点の対数平均値 S(f)/s(f), iと対数標準偏差 S.D.(f), i を求める.対数平 均をとることによって、震源放射特性や破壊伝播指向性 の影響を小さくすることができる.

一方, Brune (1970) の ω^{-2} モデルに基づく震源スペ クトルの式は,

 $S(f) = M_0 / \{1 + (f/f_o)^2\}$ (11) で表される. ここで f_c はコーナー周波数を示す. (11)式 を用いると、本震と余震の震源スペクトル比関数 (source spectral ratio function, SSRF) は,

SSRF(f) = $(M_0/m_0) \cdot [\{1 + (f/f_{ca})^2\} / \{1 + (f/f_{cm})^2\}]$ (12)

となる.

(10) 式の観測震源スペクトル比について、SSRF [(12)式]を用いた重みつき残差二乗和が最小となる fitting,

 $\sum_{i=1}^{M} \{(\text{SSRF}(f_i) - S(f)/s(f), i)/S.D.(f), i\}^2 = \min (13)$

をグリッドサーチで行うと、地震モーメント比 M_0/m_0 、本震と余震のそれぞれのコーナー周波数 f_{cm} , f_{ca} に相当する3つのパラメータが求められる.これら3つのパラメータとN, Cの関係は、以下の様に表される.

$$(M_0/m_0) = CN^3 \ (f \to 0)$$
 (14)

$$(M_0/m_0)(f_{cm}/f_{ca})^2 = CN \ (f \to \infty) \tag{15}$$

尚ここでの $f \rightarrow \infty$ は、両地震の加速度スペクトルが平坦 となる高周波数を便宜的に表しており、実際には f_{ca} より大きく f_{max} より小さい領域を考える. f_{max} は加速度ス ペクトルの平坦レベルの高周波側での限界周波数である.

(14), (15) 式より *N*, *C* は次の様に求めることができる.

 $N = f_{ca} / f_{cm} \tag{16}$

$$C = (M_0 / m_0) (f_{cm} / f_{ca})^3 \tag{17}$$



Fig. 3. Spectral ratios of the mainshock records to the aftershock ones used as the empirical Green's function. Upper and lower figures show those for the March event (No. 1/No. 2) and the May event (No. 5/No. 8), respectively. Left: spectral ratios for all sites, right: comparison of average values of observed ratio and the fitted source spectral ratio function (SSRF, broken line). Closed circles and bars indicate average and one standard deviation of observed ratios, respectively.

Table 2. The parameters obtained by the source spectral ratio fitting method.

Earthquake	Moment ratio	Corner Freq. (fcm)) Corner Freq. (fca)	Ν	С
No.1/No.2 (6.5/4.7)	96.2	0.24 Hz	1.08 Hz	5	1.06
No.1/No.3 (6.5/4.4)	151.4	0.37 Hz	2.01 Hz	5	0.94
No.1/N0.4 (6.5/4.0)	445.6	0.35 Hz	2.45 Hz	7	1.30
No.5/No.6 (6.3/4.7)	16.7	0.39 Hz	0.47 Hz	1	9.54
No.5/No.7 (6.3/3.4)	5671	0.41 Hz	5.87 Hz	14	1.93
No.5/No.8 (6.3/4.2)	123.4	0.39 Hz	1.43 Hz	4	2.50

3月26日と5月13日の本震と,各本震の震源近傍で 発生し,震源メカニズムが類似していることを確認した 余震(Table 1 の No. 2, No. 8(但し No. 8の深さは本震 と同値とした))を用いて本手法を適用した.5月13日 の本震は二重震源と考えられるが,震源スペクトル比を 求める時には波形全体を用いた.二重震源の時のパラ メータの取り扱いは2.2で行う.記録は岩盤上の KGS 002, KGS005 及び堆積層上の KGS004, KGS007 の加 速度 3 成分を用いた.時間領域の解析区間は P, S 波を 含む 30 秒間とし,周波数領域は余震記録のノイズレベ ルを考慮して 0.20 Hz より 25 Hz までとした.なお震源 スペクトル比をとる前に中心周波数の 20% の幅の平滑 化を行っている.伝播経路の補正は,実体波を仮定し た距離滅衰と Q 値を含めた $(1/R) \cdot \exp(-\pi f R/Q_s(f)V_s)$ を用いた.ここで R は震源距離, V_s は S 波速度で 3.1 km/s, $Q_s(f)$ の値は小久江 (1997) によるものを使用し た.上記の方法により求められた SSRF を Fig. 3 に示 す.

更に本手法の妥当性を確認するため、1つの本震に対 しおのおの3個づつの地震規模の異なる余震(Table 1) を用いてパラメータを推定した(Table 2). 比を取った 余震にかかわらず本震のコーナー周波数がほぼ同値に求 められていることから、本手法はパラメータ導出法とし て適切であると考えられる.

2.2 二重震源の取り扱い

多重震源の詳しい取り扱いについては横井・入倉 (1991)を参照されたい.本稿では二重震源と考えられる 5月13日の本震の経験的グリーン関数法のパラメータ 決定法について考察する.

全体の地震モーメントを M_0 と考え,第1震,第2震 の地震の地震モーメントをそれぞれ M_{01} , M_{02} ,変位スペ クトルの平坦レベルを U_1 , U_2 ,加速度スペクトルの平坦 レベルを A_1 , A_2 とする.そこで $M_{01}=M_{02}=M_0/2$ とな る場合を考えると変位スペクトルに関しては、

 $U_1 = U_2 = U_0/2$ (18) が成り立つ.一方,複数の地震からの加速度地震動が重 なり合う時,高周波の足し合わせはコヒーレントではな いため,加速度スペクトルの高周波領域はランダムな足 し合わせに等しいと考えると,

 $A_1 = A_2 = (1/2)^{1/2} \cdot A_0 \tag{19}$

が成立する.実際に導出されるべき N, C は (7), (8) 式より,

$$N = (U_1/u_0)^{1/2} (a_0/A_1)^{1/2} = (U_2/u_0)^{1/2} (a_0/A_2)^{1/2}$$

= (1/2)^{1/4} \cdot (U_0/u_0)^{1/2} (a_0/A_0)^{1/2} (20)
$$C = (u_0/U_1)^{1/2} (A_1/a_0)^{3/2} = (u_0/U_2)^{1/2} (A_2/a_0)^{3/2}$$

$$= (1/2)^{1/4} \cdot (u_0/U_0)^{1/2} (A_0/a_0)^{3/2}$$
(21)

と表現される.以上より (20), (21) 式から求められる N, C は,波形全体を用いて 2.1 で求められた値の約 0.84 倍となる.

(18)~(21)式の評価は2つの震源が同程度の大きさで ある場合であり,地震の大きさが異なる時には N, C の 補正値は0.84~1.0の間をとる.補正値と2.1で求めら れた解析値との差は,波形合成の時に評価関数として用 いた残差よりも十分小さいため、ここでは無視した.

§3. 解析結果

3.1 3月26日の本震の震源モデル

§2 で得られた結果を基に、経験的グリーン関数法を 用いた強震動シミュレーションを行い、3月26日の本 震の震源過程を推定した。今回は 0.2 Hz から 20 Hz ま での範囲で、4 観測点の加速度・速度・変位波形の水平 2 成分について解析を行った。経験的グリーン関数法で 用いた余震は Table 1 の No. 2 (M_{JMA} 4.7) であり、波 形合成のためのパラメータは、2.1 で求められた N=5, C=1.06 である。

ここでは震源メカニズム解 [久家(1998)] と本震位置 (発震点) [九州大学理学部島原地震火山観測所(1997)], S 波速度 V_s (3.1 km/s) を固定し,アスペリティサイズ と配置,破壊速度 V_r ,本震の立ち上がり時間 T を変数 として強震動シミュレーションを行い,グリッドサーチ によるフォワードモデリングで最適解を求めた.但しア スペリティ内ではすべりが一様で,破壊が円状に広がる と仮定している.

シミュレーションの優劣は、変位と速度波形の形状及 び継続時間の一致度を重視しながら目視によって評価し た.モデルを定量的に示すため、次のような評価関数を 用いて合成と観測の一致度を表し、最適解を見つける際 の参考にした.

Residual values

$$= \sum_{\text{station component}} \sum_{t} \left[\sum_{t} (u_{\text{obs}} - u_{\text{syn}})^2 / \left\{ \left\{ (\sum_{t} u_{\text{obs}}^2) (\sum_{t} u_{\text{syn}}^2) \right\}^{1/2} \right\} \right]$$

+ $\sum_{t} (a_{\text{env, obs}} - a_{\text{env, syn}})^2 / (\sum_{t} a_{\text{env, obs}}) (\sum_{t} a_{\text{env, syn}})] (22)$

第1項は変位の残差で低周波数域の一致度を示し,第2 項は加速度の包絡線の残差で高周波数域の一致度に対応 する.(22)式の値が0に近づくほどシミュレーションが 広い周波数範囲で成功していることを意味する.

その結果,破壊速度を2.5 km/s,本震の立ち上がり時間を0.5 sとし,長さ7 km,幅6 kmのアスペリティの 最東端底部(深さ8.2 km)から破壊が円状に広がる震源 モデルを考えた場合に,一番良い波形の一致を得た (Fig. 4). 合成記録はKGS005を除いて,観測記録と良 く一致している.KGS005 については4.2 で議論する. この時の観測,合成加速度スペクトルの一例をFig.5 に 示す.全観測点に於いて,合成スペクトルは観測スペク トルをほぼ説明できることがわかる.

求められた震源モデルの精度を評価するため、アスペ リティサイズ及び配置を変化させたときの (22) 式の値 を Fig.6 に示す.アスペリティの配置を変化させること



Fig. 4. Comparison of observed and synthetic waveforms of acceleration, velocity and displacement for the March mainshock at four stations. Numbers between observed and synthetic waveforms indicate maximum value of observed waveforms.



Fig. 5. Comparison of observed (left) and synthetic (right) acceleration amplitude spectra of EW component at KGS002 for the March mainshock.

により,(22)式の値は大きく変動するが,アスペリティ サイズの変化が(22)式に与える影響は小さいことがわ かる.

3.2 5月13日の本震の震源モデル

5月13日の本震では,K-NETの岩盤上観測点(KGS 002,KGS005)の変位波形で,明瞭な2発のパルスが観測されている.

そこでまずこの2発のパルスについて,水平成層構造 内に点震源を仮定した離散化波数積分法による理論波 形 [Bouchon (1981)]を用いて,地震モーメントの見積 もりを行った (Fig. 7). ここでの速度構造は角田・他 (1991)を用い、震源メカニズム解は久家 (1998)を用い た.南北・東西断層面上に点震源を配置し、岩盤上の2 観測点のどちらについても、合成変位波形の第1震と第 2 震の振幅が合うように波形合成を行ったところ、第1 震と第2 震の地震モーメント比は約1:1となった.第 1 震と第2 震の時間差は2 秒としている.震源メカニズム解の誤差を考慮し、走向・傾斜・すべり角について ±10 度までの変化を許容範囲として再度見積もりを 行った結果、第1 震の走向を+10 度変化させた時に最 適な波形が得られ、その時の地震モーメント比は約0.9: 1 であった.以上より両断層の地震モーメントはほぼ同 値であるとみなした.

次に経験的グリーン関数法を用いた強震動シミュレー ションを行った.余震は Table 1 の No. 8 (*M_{JMA}* 4.2) を 用いている. 2.1 で得られた波形合成のためのパラメー タ *N*=4, *C*=2.50 と地震モーメント比の見積もりを用い て、両断層の領域を横方向 2×深さ方向4 に等分し、断 層面が破壊する時間差は2 秒とした.震源メカニズム解 [久家 (1998)] と本震位置(発震点)[鹿児島大学理学部 (1997)], S 波速度 (3.1 km/s)を固定し、アスペリティ サイズと配置,破壊速度,立ち上がり時間を変数として、 グリッドサーチによるフォワードモデリングを行った. ここで破壊様式について考える、逆 L 字型の余震分布



Asperity sizes in case of the starting position (1,5)



Fig. 6. Residual values [defined by eq. (22)] in case of the March event. (Top) residual values against the starting positions on the asperity when the asperity size is fixed to 7 km length by 6 km width. (Bottom) residual values against the asperity sizes when the starting position is fixed to the eastern-bottom (1, 5).

のほぼ交点に震央があることから,観測波形が南北断層 と東西断層の寄与から成ると考え,それぞれの断層から の寄与を合成して観測波形と比較した.

Fig. 8 に示されている様に, KGS002 の変位や KGS 004 の合成速度波形の立ち上がり部分には,南北断層の 寄与と東西断層の寄与との相違が明確に現れており,観 測波形の立ち上がり部分との比較から,最初に南北断層 が破壊したと考えることが妥当であるとわかる.特に KGS004 の東西断層の寄与による合成速度波形には,東 西断層の破壊伝播の後方指向性に特徴的な緩い波形が現 れたのに対して,南北断層の寄与はより短周期が卓越し ており顕著に異なった傾向を示す.KGS004 の観測波形 の立ち上がり部分は明らかに短周期が卓越しており,こ れは南北断層が最初に動いた有力な証拠となると考えら れる.



Fig. 7. Comparison of observed and synthetic displacement waveforms at two rock site stations, KGS002 and KGS005, for the May mainshock. (a) Observed displacement waveforms, (b) synthetic ones using the focal mechanism by KUGE (1998), and (c) synthetic ones with strike adjustment of a +10 degree. From top to bottom, the traces show EW, NS, and UD components, respectively.

以上から5月13日の本震の震源モデルは以下の様に 考えられる。南北断層面と東西断層面上にそれぞれ長さ 3km,幅4kmのアスペリティをもち,破壊開始点は南 北断層のアスペリティの最北端、下から2番目の点(深 さ7.7km)に位置する。破壊は初めに南北断層面を南方 向に進み、2秒後に破壊開始点から東西断層面を東方向 に進んだと考えられる。東西断層面の破壊開始点は東西 断層のアスペリティの最東端、下から2番目の点とし た.破壊速度は2.3km/s、立ち上がり時間は双方とも 0.5sとなった。観測波形と最適解から得られる合成波 形を Fig.9 に示す。

§4. 議 論

4.1 経験的グリーン関数法で用いる補正関数 F(t)の 改良法について

経験的グリーン関数法で波形合成を行う際に用いた補 正関数 F(t) の改良法 [入倉・他 (1997)] について,ここ で議論する.補正関数 F(t) は,物理的には大地震と小地 震の断層面上の任意の点のすべり速度関数の違いを補正 する関数に対応する.F(t)の拘束条件は,

 $\int_{0}^{T} F(t)dt = N, \ \tilde{F}(\omega \to \infty) = 1$ (23)







Fig. 9. Comparison of observed and synthetic waveforms of acceleration, velocity and displacement from the May mainshock at four stations for the best-fit model. The N-S plane ruptured two seconds prior to the rupture of the E-W plane.

element slip vel.



Fig. 10. The effect of correction functions F(t) used in the empirical Green's function method on the synthetic slip velocity. The slip velocity of element event is a function of Kostrov-type with a finite slip duration (left). The correction function F(t) is (a) conventional one (delta+boxcar functions) by IRIKURA (1986), (b) revised one (delta + exponential-decay functions) by IRIKURA et al. (1997), and (c) normalized Kostrov-type function with a finite slip duration given by DAY (1982). The spectral shapes of correction functions F(t) are shown in the right.

で表現される. 但し $\tilde{F}(\omega)$ はF(t)のフーリエ変換を表 す.

従来の波形合成法 [例えば, IRIKURA (1986)]では, F(t)をデルタ関数 $\delta(t)$ とパルス幅 T (T: 立ち上がり時 間)の boxcar 関数 $b_T(t)$ を組み合わせたものとして定義 した (Fig. 2(b)). 一方, 今回用いた入倉・他 (1997)の改 良法は、デルタ関数と指数関数 exp(-t/T) を組み合わ せた形となっている (Fig. 2(c)). 改良法はフーリエ変換 が容易であり、その際に (25) 式の指数関数の項が零点を 持たないという数学的な利点を持つ.その結果,振幅ス ペクトルの1/T(Hz)での落ち込みを避けることができ る [入倉・他(1997)] という工学的な利点を持つ.本稿 ではさらに、DAY (1982) に基づき、デルタ関数と (t/ T)^{-1/2}·H(t)に比例する関数(但しH(t)はヘビサイド関 数である)から成る F(t) を考え(これは動力学的な破壊 で得られるすべり速度関数に近い)、以下これを動力学 的モデルと呼ぶ.

ここでは小地震のすべり速度関数として (t/T)^{-1/2}・ H(t) に比例する関数 (Fig. 10 の左端) を与えた時に,大

Table 3.	Compa	rison o	of resid	ual v	alues	[de-
fined	by eq. (22)] be	tween t	he so	urce m	odel
obtair	ned in	3.1 a	nd the	revis	sed so	urce
model	l. The	residu	al differ	ence	values	s be-
tween	two m	odels	is given	in p	arenth	eses.
Minus	s sign	mean	s that	the	wavef	iorm
fitnes	s becam	e bette	er.			

	3.1 model	Revised model
KGS002 EW	0.70	1.20 (+ 0.50)
KGS002 NS	1.17	1.50 (+ 0.33)
KGS004 EW	0.67	0.66 (- 0.01)
KGS004 NS	0.62	0.67 (+ 0.05)
KGS005 EW	1.61	1.04 (- 0.57)
KGS005 NS	2.22	1.42 (- 0.80)
KGS007 EW	0.93	1.34 (+ 0.41)
KGS007 NS	0.99	1.03 (+ 0.04)
Total	8.91	8.86 (- 0.05)

地震のすべり速度関数としてどのような関数を想定した ことに対応するか,従来法と本稿で採用した改良法,及



Fig. 11. Comparison of observed and synthetic waveforms of acceleration, velocity and displacement from the March mainshock at four stations for the revised model, which has an additional asperity.

び動力学的モデルとの比較を行った. 各方法の F(t) は下 記の通りである.

従来法の $F(t) = \delta(t) + \{(N-1)/T\} \cdot b_{T}(t)$ (24) 改良法の F(t)

 $=\delta(t) + \{(N-1)/T(1-\exp(-1))\} \cdot \exp(-t/T)$ (25) 動力学的モデルの F(t)

 $= \delta(t) + \{ (N-1)/2T \} \cdot (t/T)^{-1/2} \cdot H(t)$ (26)

Fig. 10 より,改良法によって合成された大地震のすべり速度関数の形状は、時間領域・周波数領域上で動力学的モデルに近づいたと言える。それぞれのF(t)について振幅スペクトルをとると、改良法と動力学的モデルには、従来法に見受けられるような1/T(Hz)での顕著な落ち込みが見られなかった。その上、改良法(25)式の元となる指数関数は、動力学的モデル(26)式にある $(t/T)^{-1/2} \cdot H(t)$ の様に、tを0に近づけた時に値が発散せず、物理的な不都合が起きない。以上の2点から、改良法によるF(t)が解析に適していると判断した。

4.2 3月26日の本震について

3月26日の本震の強震動シミュレーションの結果, KGS005の速度・変位の合成波形の振幅が他の3観測 点に比べて過小評価であり,波形の一致度が良くなかっ た.ここで3.1で求められた震源モデルの破壊伝播方向 と観測点の幾何学的関係について考察する.

このモデルでは破壊開始点をアスペリティの最東端底

部としているため,KGS004 は破壊伝播方向,KGS002 とKGS007 は断層面の横方向に位置するのに対し, KGS005 のみ破壊伝播方向に対して後方に位置する.破 壊開始点の東側の断層面も動いたと考えると,KGS005 は破壊伝播方向となるので大きな影響を受け,振幅が増 大すると考えられる.一方,この動きに対して他の3観 測点は破壊伝播方向に当たらないため,影響が小さいこ とが予想される.そこで3.1で求められた震源モデルは 固定し,破壊が若干東方向へも進行した場合を考えて KGS005 の合成波形の改善を試みた.

改善モデルとして, 3.1 で求められた震源モデルのア スペリティの東側下部に長さ約2.8 km 幅3.6 km の小 アスペリティを追加し,その部分のCを0.7 としたとき に観測波形と一致の良い合成波形を得た(Fig. 11). 3.1 で求められた震源モデルと改善モデルを(22)式を用い て比較すると,改善モデルではKGS005の波形一致度 が良くなっており,全体的な波形一致度も僅かに良く なっていることがわかる(Table 3).

本解析では、すべりが一様な矩形のアスペリティで震 源モデルを表現している. 3.1 で求められた震源モデル は、観測震源スペクトル比から客観的に決定された N, C の値を重視したモデルであるが、改善モデルは4 観測点 の波形に、より即したモデルであると言える. 改善モデ ルのアスペリティは、波形インバージョンを行った堀



Fig. 12. Surface projection of final fault models (solid lines with a circle) and bird'seye view of the fault (rectangles with a star). The model for the March mainshock has a small asperity to the eastward extension of major asperity.

川・他 (1997) のすべりの大きい領域や, モーメントテ ンソルインバージョンを行った久家 (1998) のモーメン ト解放量の大きい部分に相当すると考えられる.また功 刀・井出 (1997) の結果とも調和的である.

以上の結果を踏まえて Fig. 3 の震源スペクトル比を 見ると、KGS004 では低周波の振幅が大きく、KGS002 及び KGS007 では中間的な大きさをもち、KGS005 で は振幅が小さい、という 3 種類の傾向が読み取れる. こ のことは、震源スペクトル比に破壊伝播指向性が強く現 れる場合があり、波形合成のためのパラメータを求める には、震源域を取り囲む観測点の記録が必要なことを意 味している.

4.3 5月13日の本震について

5月13日の本震の解析結果は、破壊順序、地震モーメ ントの見積もりの双方の点で菊地・山中(1997)の見解 とほぼ一致している.5月13日の本震の場合の震源ス ペクトル比(Fig.3)は、4観測点ともほぼ類似した傾向 を示しており、破壊伝播指向性の効果が3月26日の本 震の場合ほど顕著ではない、つまり南北断層と東西断層 のどちらの破壊伝播も走向方向へそれ程進行していない 可能性を示唆する.

§5. 結 i

本稿では,経験的グリーン関数法による波形合成に必要なパラメータ N, C を求める際に,観測震源スペクト ル比の平坦レベルの決定を客観的に行うことができる source spectral ratio fitting method を導入した.強震 動シミュレーションの結果から,求められた N, C は適 切なパラメータであったと考えられ,今後本手法を用い て精度良くコーナー周波数などの震源パラメータを求め ることが可能であると思われる.これは高周波も含めた 広い周波数範囲にわたって精度良い波形合成が可能な経 験的グリーン関数法を,より客観的に適用するために効 果的な方法である.

3月26日の本震に関して,主要なアスペリティは東 西約7km,幅6kmであり,その最東端の底部から西上 方へ破壊が進行したと考えられる.改善モデルの結果か ら,発震点の東部に東西約2.8km,幅3.6kmの大きさ をもつ小アスペリティの存在が示唆された(Fig.12).こ の小アスペリティの地震モーメントは主アスペリティの 約0.17倍であり,応力降下量は約0.7倍と考えられる.

5月13日の本震は、南北断層面が南上方に破壊した 約2秒後に東西断層面が東上方に破壊し、破壊開始点は 逆L字型の余震分布の交点下方であったと考えられる. またアスペリティサイズは双方とも長さ約3km,幅4 kmであり、両断層の地震モーメント解放量はほぼ同じ であったと推定される (Fig. 12).

謝 辞

本研究を進めるにあたり、断層パラメータを提供して 頂いた京都大学大学院理学研究科の久家慶子博士, 震源 情報を提供して頂いた鹿児島大学理学部の宮町宏樹助教 授,解析結果を提供して頂いた地質調査所の堀川晴央博 士に御礼申し上げます.また K-NET のデータ,及び九 州大学理学部島原地震火山観測所の震源情報を使用さ せて頂きました.図の作成に当たっては WESSEL and SMITH (1995)のGMT Ver. 3.0を使用しました.弘前大 学理学部の小菅正裕助教授と匿名査読者には丁寧な査読 をして頂き,本論文の内容を改善することができました.記して感謝致します.なお,本研究の一部は文部省科学研究費補助金(課題番号08248111,09680445)により補助されました.

文 献

- Aki, K., 1967, Scaling law of seismic spectrum, J. Geophys. Res., **72**, 1217–1231.
- BOUCHON, M., 1981, A simple method to calculate Green's functions for elastic layered media, Bull. Seism. Soc. Am., **71**, 959–971.
- BRUNE, J. N., 1970, Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes, J. Geophys. Res., 75, 4997–5009.
- DAY, S. M., 1982, Three-dimensional finite difference simulation of fault dynamics: rectangular faults with fixed rupture velocity, Bull. Seism. Soc. Am., 72, 705–727.
- FUKUYAMA, E., 1991, Inversion for the rupture details of the 1987 east Chiba earthquake, Japan, using a fault model based on the distribution of relocated aftershocks, J. Geophys. Res., **96**, 8205–8217.
- FUKUYAMA, E. and K. IRIKURA, 1989, Heterogeneity of the 1980 Izu-Hanto-Toho-Oki earthquake rupture process, Geophys. J. Int., **99**, 711–722.
- HARTZELL, S. H., 1978, Earthquake aftershocks as Green's functions, Geophys. Res. Lett., 5, 1–4.
- 堀川晴央・小林茂樹・藤井直之, 1997, 1997 年 3 月に 発生した鹿児島県北部の地震の破壊過程, 日本地震学 会講演予稿集, No. 2, B71.
- IRIKURA, K., 1986, Prediction of strong accerelation motions using empirical Green's function, Proc. 7th Japan Earthq. Eng. Symp., 151–156.
- 入倉孝次郎・香川敬生・関口春子, 1997, 経験的グリーン関数を用いた強震動予測方法の改良, 日本地震学会 講演予稿集, No. 2, B25.

- 鹿児島大学理学部、1997、1997年3月26日と5月13
 日に鹿児島県北西部で発生した地震(M6.3, M6.2)、
 地震予知連絡会会報、58,630-637.
- 角田寿喜・宮町宏樹・高木章雄, 1991, 九州-琉球弧北 部域の稍深発地震, 地震 2, 44, 63-74.
- 菊地正幸・山中佳子,1997,97 年 3 月 26 日鹿児島県薩 摩地方の地震の震源過程,日本地震学会講演予稿集, No. 2, P81.
- KINOSHITA, S., 1998, Kyoshin Net (K-NET), Seism. Res. Lett., **69**, 309–332.
- KOSTROV, B. V., 1964, Self-similar problems of propagation of shear cracks, J. Appl. Math. Mech., 28, 1077–1087.
- (久家慶子,1998,強震計波形データを用いた地震の震源 パラメタの自動決定,地震防災を目的とした地震動情 報の即時伝達システムに関する研究(平成7年度~平 成9年度科学研究費補助金(基盤研究(A)(1))研究成 果報告書),10−30.
- 功刀 卓・井出 哲, 1997, 1997 年 3 月 26 日鹿児島県 北西部地震の震源過程解析,日本地震学会講演予稿 集, No. 2, P83.
- 九州大学理学部島原地震火山観測所,1997,九州の地震 活動(1996年11月~1997年4月),地震予知連絡会 会報,58,605-618.
- 宮町宏樹・岩切一宏・津野拓士・清水 力・福満修一 郎・金子和弘・関谷 博・角田寿喜・後藤和彦・八木 原 寛・平野舟一郎・松島 健・清水 洋, 1998, 1997 年鹿児島県北西部地震の臨時余震観測, 北海道 大学地球物理学研究報告, **61**, 85-97.
- 小久江洋輔・和田安司・成田 章・木下繁夫, 1997, 九 州南部の地震で得られた K-NET データのデコンボ リューション, 日本地震学会講演予稿集, No.2, B23.
- WESSEL, P. and W. H. F. SMITH, 1995, New version of the Generic Mopping Tools released, EOS Trans. Am. Geophys. Union., 76, 329.
- 横井俊明・入倉孝次郎, 1991, 震源スペクトルの Scaling 則と経験的 Green 関数法, 地震 2, 44, 109–122.