

## 経験的グリーン関数法による強震動予測 —波形合成の手続き (procedure) とその問題点—

入倉孝次郎

### PREDICTION OF STRONG GROUND MOTION USING EMPIRICAL GREEN'S FUNCTION —SOME PROBLEMS OF SYNTHETIC PROCEDURE OF GROUND MOTION—

By *Kojiro* IRIKURA

#### Synopsis

A procedure of predicting strong ground motion is presented using empirical Green's function and the spectral scaling law of seismic waves. The applicability of the procedure is examined by synthesizing the ground motion from the mainshock of the 1980 Izu-Hanto-Toho-Oki earthquake. The spectral scaling is confirmed to follow the  $\omega^{-2}$  model for the mainshock and the small event used as empirical Green's function. The accelerograms at a distance larger than fault length can be well simulated using the synthetic method for the  $\omega^{-2}$  method with uniform slip velocity distribution. However, ground motion at closer distance might be strongly influenced by spatial and temporal variation on slip and/or stress drop on the fault plane. Near-field ground motion can be considerably well simulated using a new synthetic method for a heterogeneous faulting model.

#### 1. はじめに

強震動予測の方法は、大ざっぱに、(1)工学的模擬地震波作成、(2)理学的理論地震波合成、および(3)経験的グリーン関数法による波形合成の3つに分けられる。

(1)の模擬地震波の考えは、震源の物理的性質に立ち入らないで強震動波形を合成するもので、このことはもちろん確かに有利な点でもあるが、致命的欠陥とも言える。この方法では、近年の地震の震源過程の研究の発達と共に明らかになってきた発震機構の地域性や断層運動の不規則性等、個々の地震の特徴を考慮した強震動予測は困難であり、また実体波や表面波など地震波の波型 (wave type) の考えが入らないため、地震動の位相特性が厳密には導入しにくい等の問題がある。

(2)の理論的方法に関しては、近年、震源について波形インバージョンなどを用いて断層過程が詳細に研究され、更に伝播媒質の影響について複雑な地層構造に対する地震応答の計算方法が発達するなどにより、現実に近いモデルについて波形合成が試みられるようになってきた。しかしながら、予測の問題としては、震源に関する多くのパラメーターを前もって与えることの困難さや伝播媒質による応答計算のために複雑な地層構造を探索により決定する困難さなど、実用化のための道はまだ遠い。

(3)の経験的グリーン関数法による波形合成は、地震の相似則を基に合成のための震源パラメーターを推定

し、実地震記録をグリーン関数として用いることにより、経験的関係と理論的関係を相補的に導入して、震源・伝播経路・サイト特性を総合的に考慮している点で、(1)や(2)にはない有利な特徴を持っている。いくつかの地震について、合成された波形と観測された波形がよく一致する例も示され、より実用的な強震動予測に明るい展望を与えるものと思われる。しかしながら、一方で合成波形と観測波形は必ずしもいつでもよい一致を示すわけではなく、未だ解決すべき多くの問題が残されている。

問題の1つは地震の相似則で、従来の考えは、全ての震源パラメーターが地震の大きさを表す尺度である地震モーメント ( $M_0$ ) かマグニチュード ( $M$ ) の関数として表されるとしてきた。これは事実かどうか。地域性など示すには他の尺度を導入する必要はないのか。さらに震源スペクトルのスケール則は未だ国際的に論争中の問題点を残している。

他の観点として震源や伝播媒質のパラメーターは実際に決定論的に与えることが可能かどうか問題である。具体的な数値計算上の問題として、合成波形の見かけ上の周期性、震源-観測点間の放射特性、さらに地震波の距離減衰等の吟味が必要と言える。

本論文は経験的グリーン関数法、特に Irikura (1983<sup>10</sup>), 1986<sup>11</sup>), 1988<sup>12</sup>) による方法を要約し、そして波形合成上の問題点を議論するものである。

## 2. 波形合成のためのパラメーターの選定方法

大地震時の強震動を小地震記録を用いて合成するには、大地震と小地震の震源パラメーター間の関係が理論的或は経験的に推定されなければならない。合成に必要なパラメーターの与え方は、Irikura (1983<sup>10</sup>, 1986<sup>11</sup>) により、次のようにまとめられる。

- (1) 重ね合わせるべき小地震の数は、大地震と小地震のモーメント比より決まる。
- (2) 大地震の断層面の分割個数は、大地震と小地震の断層面積比で決められる。
- (3) (2)で分割された個々の小領域から、大地震と小地震のすべり量の比に相当する個数の小地震が継続時間  $T$  (大地震のライズタイム) 内に生成されると考えて、大地震時に各小断層から発生する地震波を計算する。

(1)~(3)で与えられたパラメーターを用いて小地震記録が次章で述べる方法で重ね合わされ、大地震時の強震動が合成される。

## 3. 波形合成の手続き (procedure)

強震動記録の解析により地震動のスペクトルが多くの場合  $\omega^{-2}$  モデルで説明されることが報告されている (例えば Hanks, 1979<sup>9</sup>; Boore, 1983<sup>9</sup>)。さらに  $\omega^{-2}$  モデルによる強震動予測が Boore (1983<sup>9</sup>) により試みられている。Boore の方法は震源特性のスケール則のみ考慮して断層運動及び波動伝播の物理は考えずに統計的シミュレーションを行っており、波形そのものの物理的意味はなくなっている。

ここでは、 $\omega^{-2}$  スペクトル・スケール則と経験的グリーン関数法を結びつけることにより、物理的にも意味のある波形合成法の手続きについて述べる。初めに断層面での $\omega^{-2}$  速度が一様な場合についての波形合成方法を示し、次いで不均質断層モデルの場合への拡張について述べる。

マグニチュード 6 以上の大きな地震は、しばしば  $\omega^{-2}$  モデルからはずれたスペクトルを有する (例えば、Gusev, 1983<sup>7</sup>; Iwata and Irikura, 1988<sup>13</sup>) ことが報告されている。このような  $\omega^{-2}$  モデルからのずれを示す地震波スペクトルについて、Papageorgiou and Aki (1983<sup>18</sup>) は specific barrier model で説明できるとしている。このモデルは multi-crack model で、一つの地震時に複数のクラックが適当な時間間隔で生成される、いわゆる多重震源モデルの一つと言える。一つの crack から生成される地震波は  $\omega^{-2}$  モデルのスペクトル特性を示すので、 $\omega^{-2}$  に基づく地震波合成を適当に重ね合わせれば、 $\omega^{-2}$  モデルから外れた地震波も多重震源の考えで合成できることになる。

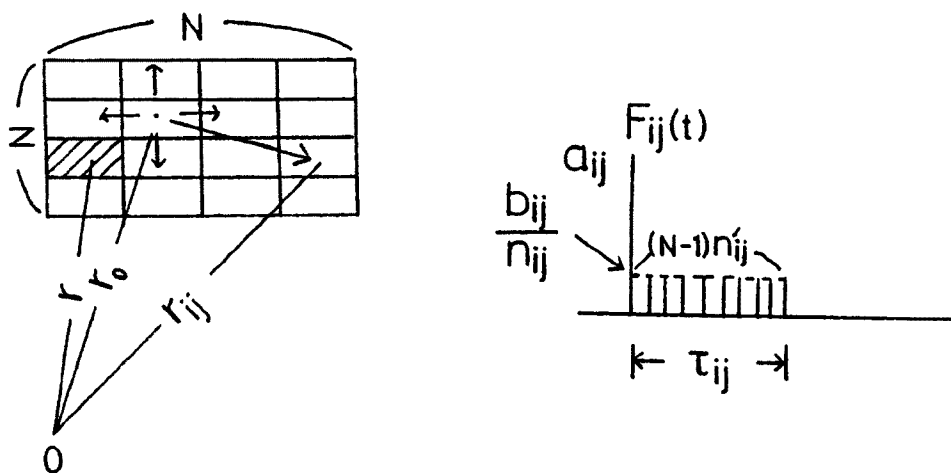


Fig. 1. Left : Schematic fault model for simulating seismograms.  $r_0$  is the focal distance of large event,  $r$  is that of small event, and  $r_{ij}$  is the distance between the  $ij$ -element on the fault plane of large shock and the observation station. Right : An operation function for correcting the difference in slip velocity time function between the large event and the small event.

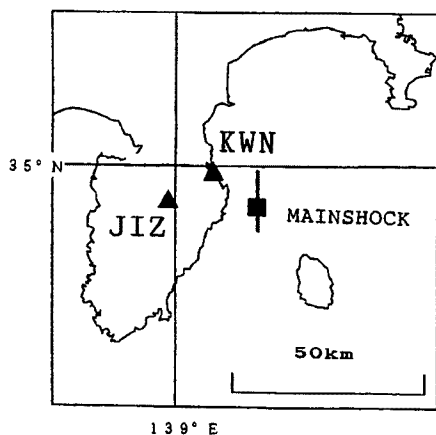


Fig. 2. Location of observation station and the epicenter of the mainshock (solid square) of the 1980 Izu-Hanto-Toho-Oki earthquake.

$\omega^{-2}$  モデルに基づく波形合成方法 1. 一様な迂り分布モデル

いま予測すべき大地震と経験的グリーン関数として用いられる小地震が、共に  $\omega^{-2}$  モデルに従うとすると、大地震及び小地震の変位スペクトルと加速度スペクトルは次の関係で結ばれる。

$$\begin{aligned} U_0/u_0 &= M_0/m_0 = N^3 \\ A_0/a_0 &= (M_0/m_0)^{1/3} = N \end{aligned} \quad (1)$$

ここで  $U_0$  と  $u_0$  は、大地震及び小地震の低周波数域における変位スペクトルの平坦レベル、 $A_0$  と  $a_0$  はそれぞれの高周波数域における加速度スペクトルの平坦レベル、そして  $M_0$  と  $m_0$  は各々のモーメントである。

この  $\omega^{-2}$  モデルの拘束条件を満足する合成式は Irikura (1986<sup>11)</sup>) により

$$U(t) = \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^N \frac{r}{r_{ij}} F_{ij}(t) * u(t) \quad (2)$$

として与えられている。ここで  $U(t)$  は大地震の震動、 $u(t)$  は小地震の震動、 $r$  は小地震の震源距離、 $r_{ij}$  は  $(i, j)$  小断層

の震源距離 (図 1 参照) である。  $F_{ij}(t)$  は

$$F_{ij}(t) = \delta(t - t_{ij}) + \frac{1}{n'} \sum_{k=1}^{(n-1)n'} \delta \left[ t - t_{ij} - (k-1) \frac{\tau}{(N-1)n'} \right] \quad (3)$$

で与えられ、  $t_{ij}$  は

$$t_{ij} = (r_{ij} - r_0) / \beta + \xi_{ij} / v \quad (4)$$

そして  $n'$  は任意の整数、 $\tau$  は大地震のライズタイム、 $r_0$  は大地震の発震点からの距離、 $\xi_{ij}$  は断層面上の発震

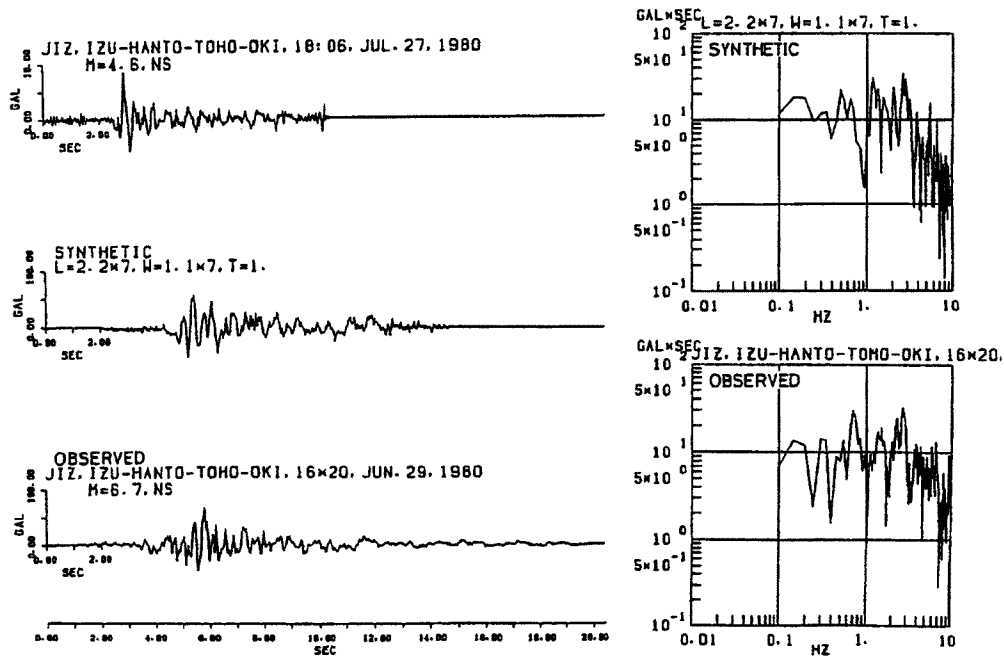


Fig. 3. Comparison of the observed seismogram with the synthesized one of NS-component at JIZ. The left traces are the observed acceleration seismogram of the small shock, the synthesized one and the observed one. The right figures are the spectra of the synthesized and observed ones.

点から (i, j) 小断層までの距離,  $\beta$  は媒質の S 波速度,  $v$  は破壊速度である。\* は convolution を示す記号である。

$\omega^{-2}$  モデルのための式(2)を1980年伊豆半島東方沖地震 ( $M=6.7$ ) の合成に適用した例を示す。震源位置と観測点の関係が図2に示される。断層の大きさは  $15 \times 7.5 \text{ km}^2$  と仮定して、震源から約 20 km の JIZ と約 10 km の KWN での加速度波形が合成され、図3と図4でそれぞれ観測波形と比較される。震源からやや離れた JIZ での合成波形は最大加速度振幅や包絡波形に関して観測波形に良く一致しているが、震源に近い KWN での合成波形は観測波形に一致しているとは言い難い。 $\omega^{-2}$  モデルに基づいているため、両地点とも合成波と観測波のスペクトルはよく一致していることがわかる。

断層近傍域での地震動は断層面での不規則な破壊過程の影響を強く受けていると考えられる。ここで用いた合成方法は断層面で送り速度分布が一樣という仮定をしており、震源に近い KWN で合成波形と観測波形が一致しないのはこの仮定が現実的でないためと思われる。

#### $\omega^{-2}$ モデルに基づく波形合成方法2. 不均質断層モデル

最近地震波の波形インバージョンの手法により震源過程の微細構造が研究されるようになってきた。1988年伊豆半島東方沖地震については Takeo (1988<sup>19)</sup>、Fukuyama and Irikura (1988<sup>6)</sup>、Iwata and Irikura (1989<sup>14)</sup> 等により種々の異なった方法で断層面の送りの空間的分布や破壊伝播の様子が調べられている。ここでは断層面での不均質送りを考慮した波形合成方法について述べる。

1980年伊豆半島東方沖地震やその余震のスペクトルは  $\omega^{-2}$  モデルに従うことは既に述べた通りで、ここでも  $\omega^{-2}$  モデルによる拘束条件に従うように合成を行う。送り速度、ライズタイムと破壊速度は空間的に任意に与えられるとして、合成式は

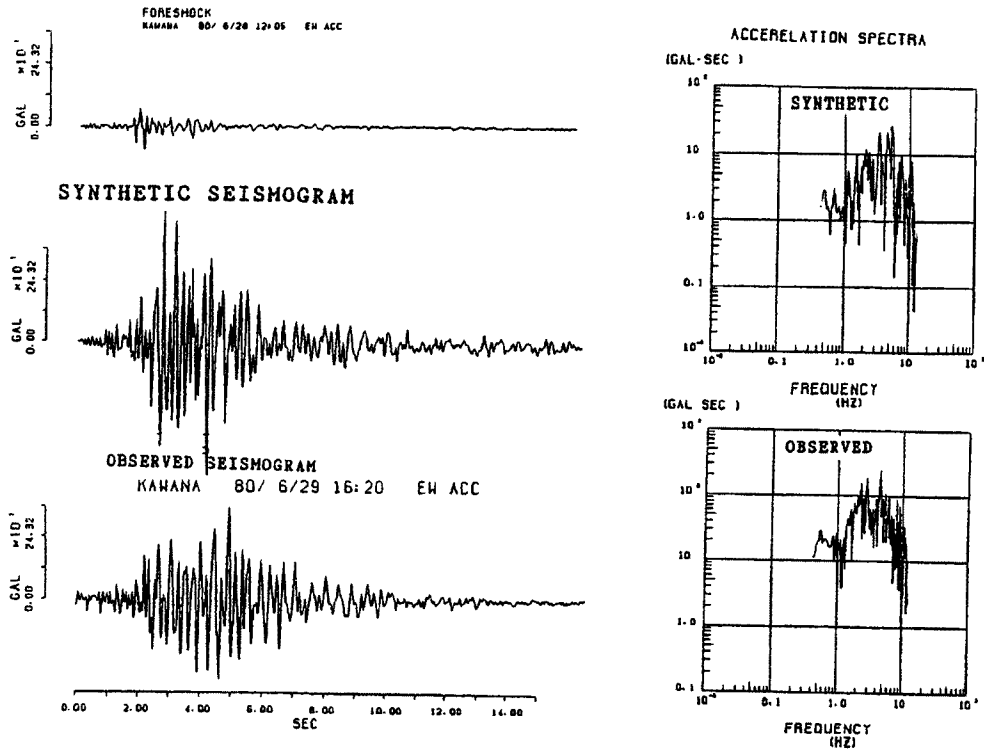


Fig. 4. Comparison of the observed seismogram with the synthesized one of EW-component at KWN. The left traces are the observed acceleration seismogram of the small shock, the synthesized one and the observed one. The right figures are the spectra of the synthesized and observed ones.

$$U(t) = \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^N \frac{r}{r_{ij}} F_{ij}(t) * u(t) \quad (5)$$

$$F_{ij}(t) = a_{ij} \delta(t - t_{ij}) + (b_{ij}/n'_{ij}) \sum_{k=1}^{(N-1)n'_{ij}} \delta \left[ t - t_{ij} - (k-1) \frac{\tau_{ij}}{(N-1)n'_{ij}} \right] \quad (6)$$

ここで添字  $ij$  は、 $(i, j)$  小断層に対応するパラメーターを意味しており、 $\tau$  はライズタイム、 $a_{ij}$  は最大迂り速度の相対値を与えるパラメーター、 $F(t)$  の時間積分は最終的な迂り量、 $b_{ij}$  は  $\int F_{ij}(t) dt$  が与えられた迂り量の相対値（断層上の迂りの空間分布は入力データとしている）に一致するように決められる。即ち拘束条件としては、

$$\begin{aligned} \langle \int_0^{\tau_{ij}} F_{ij}(t) dt \rangle &= N \\ \langle (a_{ij})^2 \rangle &= 1 \end{aligned} \quad (7)$$

となる。ここで  $\langle \rangle$  は平均値を示す。この方法で計算された合成波は  $\omega^{-2}$  モデルの条件を満足することは容易に示される (Irikura, 1988<sup>12)</sup>)。

#### 4. 1980年伊豆半島東方沖地震の波形合成

波形合成に必要な断層モデルとして、1980年伊豆半島東方沖地震について発表された次の3つの震源過程モデルを考える。

Takeo (1988<sup>19)</sup>) は震源近傍での JMA1 倍強震計の変位記録を用いて断層面上の迂り量と破壊の伝播の空

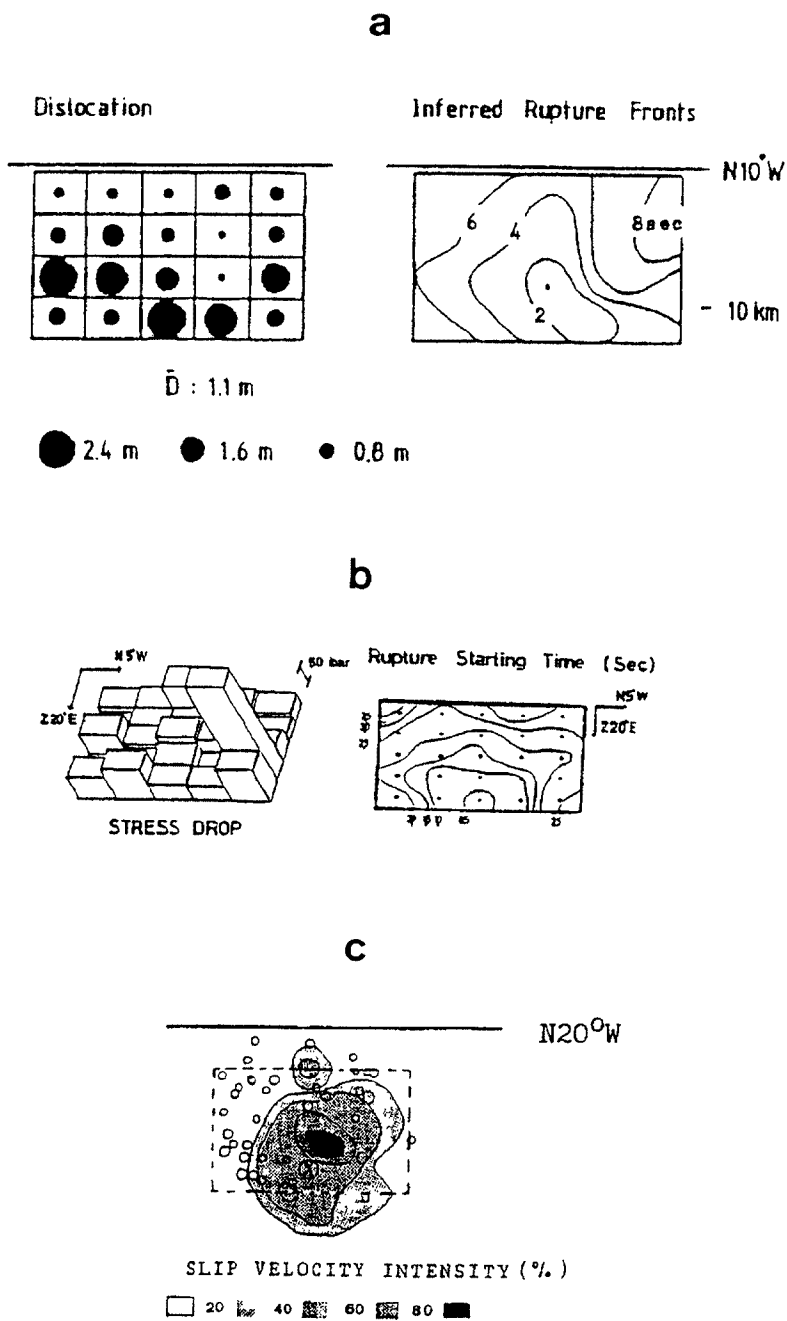


Fig. 5. Rupture processes of the 1980 Izu-Hanto-Toho-Oki earthquake obtained from different waveform inversion methods. (a): Rupture propagation and slip distribution from the JMA strong motion records by Takeo (1988<sup>19</sup>). (b): Rupture propagation and stress drop distribution from the velocity seismograms by Fukuyama and Irikura (1989). (c): Slip velocity intensity distribution from the acceleration seismograms by Iwata and Irikura (1989<sup>14</sup>).

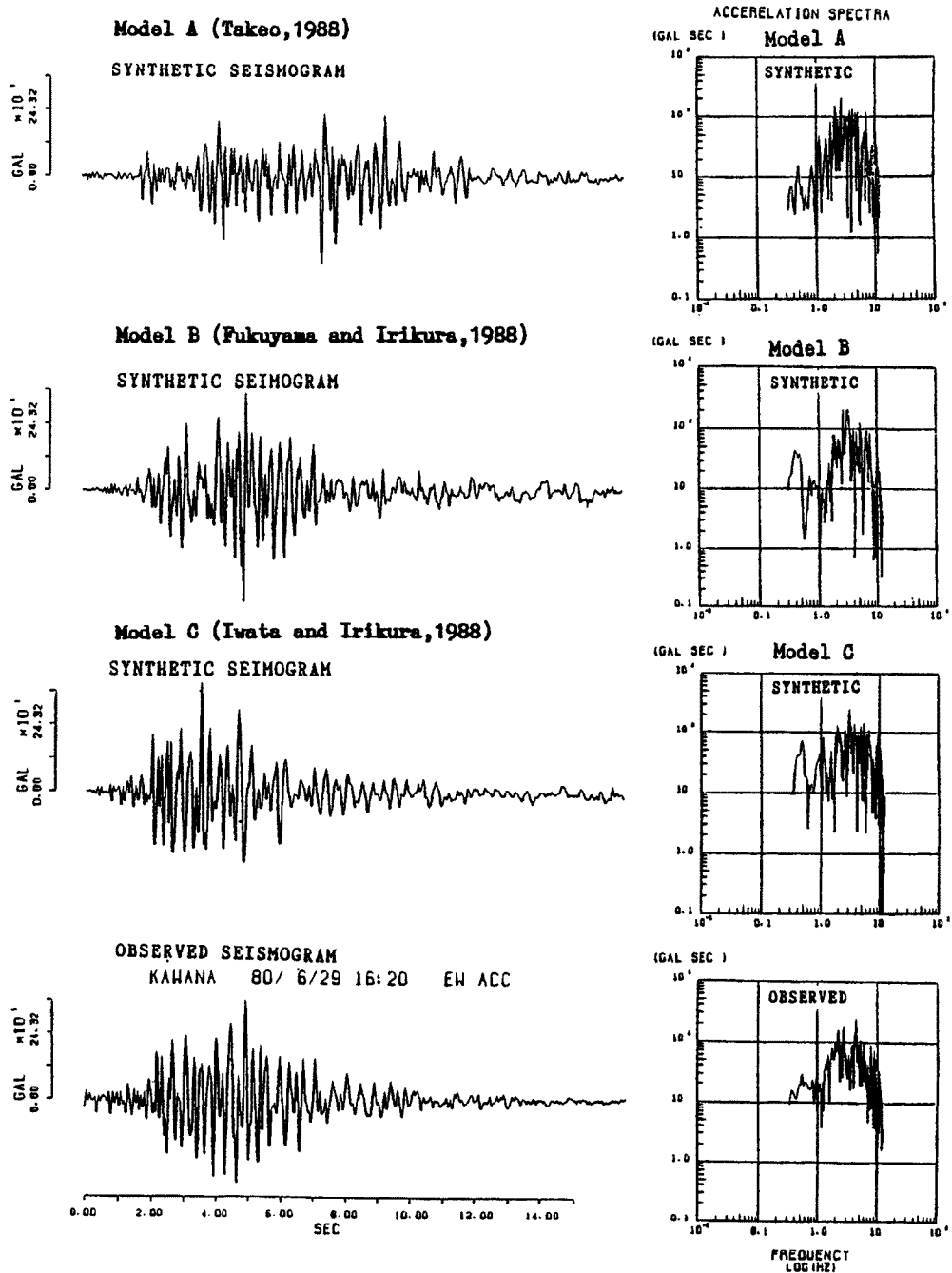


Fig. 6. Comparison of the observed ground motion with the synthesized ones at KWN based on three heterogeneous faulting models in Fig. 5. The left traces are the synthetic seismogram based on Takeo's model, that of Fukuyama and Irikura's model, that of Iwata and Irikura's model, and the observed acceleration seismogram. The right figures are their spectra.

間的分布を求めた(図5: Model-A)。最適解として断層の大きさ  $20 \times 12 \text{ km}^2$  で、平均破壊速度は約  $1 \text{ km/s}$  のゆっくりした破壊過程が得られている。Fukuyama and Irikura (1988<sup>6)</sup>) は強震速度記録(加速度記録を数値積分したものも含む)を用いて断層面でのりり速度(応力降下量に対応)及び破壊伝播を求めている(図5: Model-B)。断層面の大きさは  $1.5 \times 7.5 \text{ km}^2$  で、平均破壊速度は約  $3 \text{ km/s}$  で Takeo に比べかなり早い破壊伝播となっている。Iwata and Irikura (1989<sup>14)</sup>) は、強震動加速度記録を用いて、トモグラフィの方法で断層面上のりり速度強度分布を求めている(図5: Model-C)。この方法では破壊速度一定(ここでは  $3 \text{ km/s}$ ) の仮定を必要とするが、断層面の大きさは先験的に与える必要がないという利点があり、破壊域を余震域とは独立に求められる。図でりり速度強度の大きいところは高周波数の波の発生域と言える。

上記のインバージョンによる震源過程の結果に基づいた不均質断層モデルに対して、(4)を用いて震源近傍の観測点 KWN での合成波形を計算し観測波形と比較する(図6)。

モデル A は Takeo の結果に基づくものである。Takeo (1988<sup>19)</sup>) は、ライズタイムを小断層の大きさに応じ一定(図5の Model-A では小断層が  $4 \times 3 \text{ km}^2$  で、ライズタイムが  $3 \text{ sec}$ ) とし、りり量の空間分布のみを求めている。従って合成波形の計算では、りり速度強度の分布はりり量の分布と相対的に同じとしている。モデル A に対する合成波形(図6の top trace) は、観測波形(図6の bottom trace) に比べ長い継続時間を示している。このことはりり量の大きいところが必ずしもりり速度の大きいところに対応していないことを意味している。言葉を変えると、断層面上で長周期の波動を生成したところが必ずしも短周期の波動の生成に対応していないことになる。

モデル B は Fukuyama and Irikura (1988<sup>6)</sup>) の結果に基づいている。合成波形(図6の second trace) は、彼らの結果を初期モデルとして、観測波形に一致するように若干修正したモデルに対するものである。最大振幅、包絡波形の形に於て、合成波形と観測波形はよく一致している。

モデル C は Iwata and Irikura による震源域でのりり速度強度のイメージング結果に基づくものである。この方法では(4)、(5)式による計算に必要なライズタイムすなわちりりの継続時間の分布は与えられない。このイメージングの formulation は dynamic source model を基に作られているので、ここではライズタイムは Yomogida (1988<sup>21)</sup>) の提唱した crack-like model を参考にして与えている。モデル C に対する合成波形(図6の third trace) も比較的観測波形に似ているといえる。このモデルは、破壊が円上に一定速度で伝播すると言うことを前提にしており、モデル B に比し自由度が少なく、そのため波形の一致も多少悪いと考えられる。

これらの結果をまとめると、震源近傍に極めて近い地域に対する波形合成には、震源での不均質な断層運動の詳細が必要となること、特に高周波数地震波の生成域の推定が重要なことがわかる。

## 5. 波形合成法の問題点

前章で述べた経験的グリーン関数を用いた波形合成は伝播媒質やサイト近傍の特性をほぼ自動的に含み、震源特性も一定程度考慮されるなど多くの利点があるが、一方いまだ解決されていない問題も多く残されている。ここでは問題点を列挙し解決の方向を探ることを試みる。

### 震源スペクトルのスケージング則

ここで示した合成方法は、大地震が  $\omega^{-2}$  スケージングモデルに従うと想定して公式化されたものである。震源スペクトルのスケージングについては次に挙げる論争中の問題の検討が強震動予測上重要となる。

(1) 大地震のスペクトルは  $\omega^{-2}$  モデルで説明できるのか。

この問題は、現在多くの議論がなされているところである。Gusev (1983<sup>7)</sup>) は加速度震源スペクトルのスケージング則を研究し、大地震のスペクトルが高周波数で bump を持つことを示した。彼の得たスペクトルが正しいとすると、Fmax の問題を別にすれば、M が 6.5 までの地震は  $\omega^{-2}$  モデルで近似できるが、それ以上の大地震は  $\omega^{-2}$  モデルでは説明できないことになる。



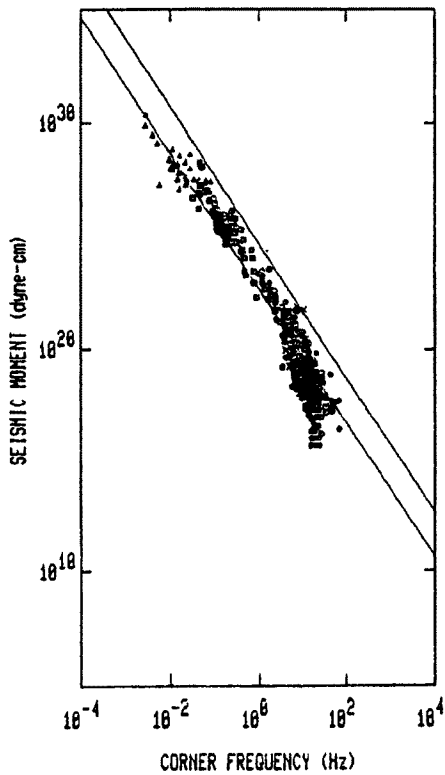


Fig. 7. Relationship between seismic moment and corner frequency (Masuda, 1988<sup>21</sup>).

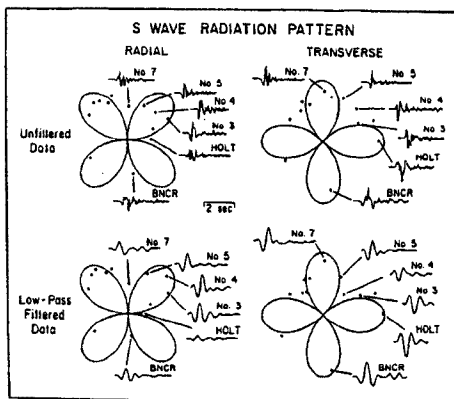


Fig. 8. S-wave radiation characteristics of acceleration records from the aftershock of the 1979 Imperial Valley earthquake (Wald et al., 1988<sup>20</sup>).

力降下量の比の分だけ小地震の波形振幅を拡大すれば  $\omega^{-2}$  モデルのための合成式を用いることができる。(Irikura, 1986<sup>11</sup>).

Papageorgiou and Aki (1983<sup>18</sup>) により提唱された specific barrier model を用いると, Gusev (1983<sup>7</sup>) の大地震 ( $M > 6.5$ ) の加速度スペクトルはいくつかの  $M 6.5$  程度の中規模地震の集まり, 即ち多重震源モデルで表される。Joyner (1984<sup>15</sup>) も短周期地震波のスペクトル解析により  $M > 7$  の地震は  $\omega^{-2}$  モデルからずれるとしており, 上記の考え方で Joyner のスペクトルも説明可能である。

しかしながら, Houston and Kanamori (1986<sup>9</sup>) は遠地地震波の GDSN (the Global Digital Seismic Network) 記録の解析により, 大地震の震源スペクトルは Gusev (1983<sup>7</sup>) のそれと一致せず, むしろ  $\omega^{-2}$  モデルに近いとしている。同時に彼らは大地震のスペクトルは 1 つ 1 つ大きな違いがあることを指摘している。さらに Kanamori and Allen (1986<sup>16</sup>) は震源特性の地域性, 即ち, loading rate や recurrence time の違いにより応力降下量は地域的に異なり, それが地震動の変化に関係することを指摘している。

以上述べてきたような地震のスペクトルのスケールリングに対する考え方の違いについては, 今後日本付近の地震波の解析により, 観測事実に促して整理していくことが強震動の予測上重要と考えられる。

(2) 大地震と小地震の応力降下量は一定としていいのか。  
 $\omega^{-2}$  モデルのための拘束条件式(1)は応力降下量一定の条件より導かれる。この条件の満足される地震規模の範囲を考えておく必要がある。

増田 (1988<sup>21</sup>) は巨大地震から極微小地震までの地震モーメントとコーナー周波数の関係についてこれまでになされた多くの研究結果をまとめている (図 7)。モーメント  $M_0$  とコーナー周波数  $f_c$  は一般に

$$M_0 \propto \Delta\sigma v^3 f_c^{-3}$$

の関係にある。ここで  $\Delta\sigma$  は応力降下量,  $v$  は破壊速度である。図中の  $-3$  の傾きを有する直線に沿っているなら応力降下量一定を意味している。図 7 では  $M_0 > 10^{22}$  dyne $\cdot$ cm, 即ちマグニチュードにして約 4 以上なら, 世界中のデータを集めているにもかかわらず 10 倍のバラツキ以内で,  $M_0 \propto f_c^{-3}$  直線に沿っている様に見える。地域を限るならよりバラツキが少なくなるかも知れない。しかしより小さな地震は顕著にその直線から外れて見える。マグニチュード 4 以下の地震を経験的グリーン関数として用いるとき注意を要する。小地震の応力降下量がターゲット地震より小さくとも, そのスペクトル形状が  $\omega^{-2}$  モデルに従っているのなら, 応

### 震源放射特性の影響

経験的グリーン関数として用いる小地震の発震機構がターゲットである大地震と異なるとき、或は例え両者の発震機構が一致していても、ターゲットの地震の断層の広がりを見ると断層面上の各点から観測点への幾何学的関係は変化するので、グリーン関数は分割された小断層毎に震源放射特性の補正を必要とする。震源放射特性の補正自体は小地震の発震機構が分かっている限り計算上困難さはない。しかしながら強震加速度記録のは波形合成の場合、経験的には、放射特性の補正で合成波形と観測波形の一致は必ずしも良くなるはず時には悪くなることもある。このことは1979 Imperial Valley地震の余震に対する震源近傍での多地点観測記録を用いた震源放射特性の研究からも裏付けられる。その余震のS波部分の放射特性について理論値と観測値が図8 (Wald et al. (1988<sup>20</sup>)) による) で比較される。理論的放射特性は4象限型であるが、観測された加速度記録はむしろ等方的に見える。低域通過フィルター(遮断周波数: 2 Hz)を通すと記録は理論に近付くが、放射特性の節になる方向で記録振幅はゼロにならず1/2~1/3程度となる。同様の研究は吉川他(1986<sup>41</sup>), 奈良岡他(1986<sup>39</sup>)によってもなされ放射特性は2 Hz以上の高周波数で不明瞭だが、0.5 Hz以下では明瞭に現れるとしている。

一方積極的に放射特性の補正を行った波形合成が福山・木下(1988<sup>11</sup>)によって1987年千葉県東方沖地震について試みられた。用いた記録は0.1~1.0 Hzのバンド通過フィルターを通した速度波形である。経験的グリーン関数として用いた余震と本震の発震機構が異なっていたが、震源放射特性を補正すると合成波形と理論波形が良く一致したとしている。

通常震源放射特性は複双点震源の解を用いており周波数に依らない。しかしながら現実的には低周波数では放射特性を示すが高周波数では伝播媒質での散乱などにより放射特性は平滑化されてしまうように見える。放射特性の周波数依存性は決定論的には取り扱えないので統計的な考えの導入が必要とされる。

### 地震波動の距離減衰特性

断層近傍地域では断層面上の各点から観測点までの距離は大きく変化する。その場合、減衰の補正は幾何減衰1/Rのみではなく、媒質の減衰を含めて $\exp(-\pi f R / Q_0 \beta) / R$ でなされるべきであろう。Q値の評価、特にその周波数依存性は、別に検討されねばならない(例えば、Iwata and Irikura, 1988<sup>19</sup>)。

### 見かけ上の周期性

ライズタイムや分割された小断層のサイズにより合成波形は周期性を持つ。ライズタイムは動的震源モデルを考えると断層面上の空間的位置関係で変化する量である。高周波数の強震動の合成には動的震源モデルの考慮が必要とされる。小断層のサイズによる周期性は用いた小地震に依存する人為的なものであり、できる限りその影響は少なくしたい。計算上小断層のサイズそのものでなく、各小断層の破壊開始時間の時系列により、見かけの周期性が生じている。破壊の伝播速度の空間的变化を与えれば周期性はなくなる。破壊速度の空間的变化の物理的考察は別に検討されねばならない。

## 5. おわりに

小地震記録を経験的グリーン関数として用いて、大地震時の震源近傍の強震動を合成する方法は、地震動のスケーリング則と結びつけることにより、震源の物理的考察を踏まえた合理的強震動予測に展望を与えるものと言える。本論文は強震動波形の合成のための手続きを要約し、そしてその問題点を示している。ここで指摘した問題点のいくつかはすぐに解決できるとは必ずしもいえない。例えば合成に必要なパラメータは必ずしも決定論的に与える事はできない。また、スケーリング則から与えられる震源パラメータは平均値のみを与えており、それらの予測誤差及び予測誤差により引き起こされる強震波形やレスポンスのゆらぎの検討が必要である。

## 参 考 文 献

- 1) 福山英一・木下繁夫 (1988), 1987年千葉県東方沖地震の破壊過程の推定—経験的 Green 関数を用いた解析—, 地震学会予稿集, No. 2, 6
- 2) 増田徹 (1988), 微小地震に固有なスケーリング則, 数理地震学 III, 194-203
- 3) 奈良丘浩二・渡辺孝英・松下裕・田中貞二 (1986), 1979年 Imperial Valley 地震の強震記録の震動方向, 地震学会予稿集, No. 1, 250
- 4) 吉川宗治・岩崎好規・田井優・有本弘孝 (1986), 震源近傍における震動方向, 地震学会予稿集, No. 1, 164
- 5) Boore, D. M. (1983). Stochastic simulation of high frequency ground motion based on seismological model of the radiated spectra, Bull. Seism. Soc. Am., 73, 1965-1894.
- 6) Fukuyama, E. and K. Irikura (1989). Heterogeneity of the 1980 Izu-Hanto-Toho-Oki earthquake rupture process, submitted to Geophys. J. R. Astro. Soc.
- 7) Gusev, A. A. (1983). Descriptive spectral model of earthquake source radiation and its application to an estimation of short-period strong motion, Geophys. J. R. Astro. Soc., 74, 787-808.
- 8) Hanks, T. C. (1979).  $b$  value and  $\omega^{-r}$  seismic source models : implication for tectonic stress variation along active crustal fault zone and the estimation of high frequency strong ground motion. J. Geophys. Res., 84, 2235-2242.
- 9) Houston, H. and H. Kanamori (1986). Source spectra and great earthquakes : teleseismic constraint on rupture process and strong motion, 76, 19-42.
- 10) Irikura, K. (1983), Semi-empirical estimation of strong ground motion during large earthquakes, Bull. Disas. Prev. Res. Inst., 33, pp. 63-104.
- 11) Irikura, K. (1986). Prediction of strong acceleration motion using empirical Green's function, Proc. 7th Japan Earthq. Eng. Symp., pp. 151-156.
- 12) Irikura, K. (1988). Estimation of near field ground motion using empirical Green's function, Proc. 9th World Conf. Earthq. Eng. ,8, pp. 37-42.
- 13) Iwata, T. and K. Irikura (1988). Source parameter of the 1983 Japan-Sea # earthquake sequence, J. Phys. Earth, 36, 155-184.
- 14) Iwata, T. and K. Irikura (1989). Reconstruction of slip velocity distribution of a fault plane using high frequency seismic waves, submitted to J. Phys. Earth.
- 15) Joyner, W. B. (1984). A scaling law for the spectra of large earthquakes, Bull. Seism. Soc. Am., 74, 1167-1188.
- 16) Kanamori, H. and C. R. Allen (1986). Earthquake repeat time and average stress drop, Earthquake Source Mechanics, Maurice Ewing Series, edited by S. Das, J. Boatwright and C. H. Scholz, Am. Geophys. Union, 6, 227-236.
- 17) Kanamori, H. and D. L. Anderson (1975). Theoretical basis of some empirical relations in seismology, Bull. Seism. Soc. Am., 65, 1073-1095.
- 18) Papageorgiou, A. S. and K. Aki (1983). A specific barrier model for the quantitative description of inhomogeneous faulting and the prediction of strong ground motion. I. Description of the model, Bull. Seism. Soc. Am., 73, 693-722.
- 19) Takeo, M. (1988). Rupture process of the 1980 Izu-Hanto-Toho-Oki earthquake deduced from strong motion seismograms, Bull. Seis. Soc. Am., 78, 1074-1091.
- 20) Wald, D. J., L. J. Burdick and P. G. Somerville (1988). Simulation of acceleration time histories close

to large earthquakes, Proceeding of Earthquake Engineering and Soil Dynamic II Conference, ASCE, 430-444.

- 21) Yomogida, K. (1988). Crack-like rupture process observes in near-fault strong motion data, Geophys. Res. Lett., 15, 1223-1226.