

第IV章 1923年関東地震の震源モデル

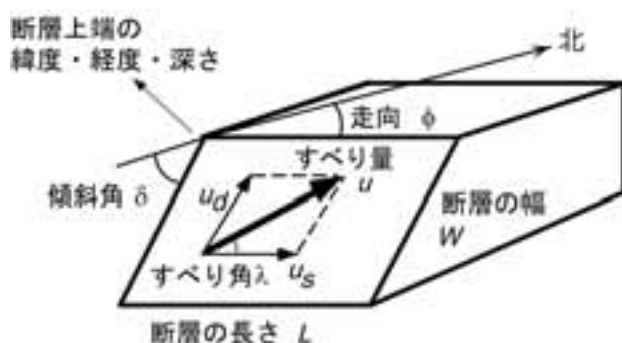
1. 1923年関東地震の震源モデルに関する既往研究

1-1. 断層パラメーターとその推定方法

震源における断層運動によって発生する地震波や地殻変動を理論的に計算するためには、断層運動を単純なモデルで表現する必要がある。最も単純なモデルとして多く利用されているのは、断層面を矩形で表し、その面上でのすべり（食い違い）量を一定と仮定するものである。

矩形断層上のすべりは、図IV-1に示すような断層パラメーターで記述される。断層の位置は、矩形断層面上の一点の緯度、経度、深さで与えられる。地震断層の食い違いが地表にまで現われた場合の深さは0である。断層面の幾何学的形状は、走向 ϕ 、傾斜角 δ 、すべり角 λ で表す。矩形断層の大きさは、長さ L と幅 W とで表す。断層の長さ L は走向方向に、幅 W は傾斜方向に測り、 W が L よりも大きいこともあり得る。すべり量は、断層の下盤側に投影した上盤の動きを u で表すが、これを横ずれ成分 u_d と縦ずれ成分 u_s とに分解することもあり、これらの比からすべり角 λ を計算できる。

これらの静的なパラメーターの他に、破壊の伝播様式、伝播速度や立ち上がり時間などの動的なパラメーターがある。これらは特に震源近傍における地震波の振幅や波形には大きく影響するが、地殻変動にはあまり影響しない。日本付近で発生した大地震の断層パラメーターについては、佐藤(1989)にまとめられている。



図IV-1 断層パラメーター

断層の走向 ϕ は北から時計回りに測り、 0° と 360° の間の値をとる。図からわかるように、断層は常に走向方向に対して右側に傾く。傾斜角 δ は水平面から下向きに測り、 0° と 90° の間の値をとる。すべり角 λ は、断層の上盤の動きを下盤に投影し、その方

向を断層面上で反時計回りに測る。普通は -180° と $+180^\circ$ の間で定義する。このとき、 $\lambda > 0$ は逆断層成分、 $\lambda < 0$ は正断層成分を持ち、 λ の絶対値が 90° よりも大きいときは右横ずれ成分、 90° よりも小さいときは左横ずれ成分を持つ。

これらの断層パラメーターおよび断層付近の媒質の剛性率 μ を使うと、地震モーメント M_o は、

$$M_o = \mu \cdot u \cdot L \cdot W$$

と表すことができる。さらに M_o の単位がNmであるとき、

$$M_w = (\log M_o - 9.1)/1.5$$

によって、モーメントマグニチュード M_w に変換できる。

これらの断層パラメーターは、地震波や地殻変動の観測データから推定される。また、地震波の到着時間から推定される震源位置（破壊の開始地点）や、地殻変動データ、地学的な環境（海溝軸の位置など）などにより断層の位置は推定される。断層面の幾何学的形状（走向、傾斜角、すべり角）は、観測されるP波初動の押し引き（向き）の分布や長周期表面波（振幅、位相）の方位分布から推定することができる。地震の規模を表す地震モーメントは、地震波形や地殻変動の観測データと理論計算との比較から推定される。断層の長さ・幅は余震分布、地殻変動、最近では詳細な地震波形解析から推定されることが多い。断層面上のすべり量については、地殻変動や津波データからは直接的に推定できるが、地震波解析からの推定は地震モーメントを断層の大きさに除す、という間接的なものになる。

これら断層パラメーターは、それを求める際に利用できる地震記録や地殻変動の観測データが少ないときには、それら観測データを満たすように試行錯誤的に推定されてきた。しかし、そのような方法では得られたモデルが最良のものである保証がないし、客観性にも欠ける。そこで近年では、観測データから断層パラメーターを直接推定する方法（インバージョン）が使われる。この際、すべての断層パラメーターを未知とすることも不可能ではないが、一般的には地学的条件などから推定できるパラメーターを既知とし、観測データに最も敏感なパラメーターのみを未知とすることが多い。

1-2. 1923年関東地震の震源モデルに関する既往研究

1923年関東地震は、相模湾から房総半島南東沖にかけての相模トラフ沿いで、フィリピン海プレートが関東地方の下に沈みこむことに伴って発生するプレート間地震である。プレートの相対運動の向きは $140 \pm 5^\circ$ 、その相対速度は年間3cm程度と推定されている（Seno et al., 1993、Wei and Seno, 1998、Sella et al., 2002）。大正関東地震の巨視的断層モデルについては、多くの研究があり、佐藤(1989)、岡田(1990)、地震調査研究推進本部地震調査委員会(2004)などにまとめられている。ここでは、代表的な幾つかの

モデルについて概要を説明する。

地震波や地殻変動データに基づく最初のモデルは、金森と安藤によるものである (Kanamori,1971、 Ando,1971,1974、 金森・安藤,1973)。

Kanamori(1971)は、日本と外国で記録された P 波初動の押し引き分布から断層面の形状 (走向 290° 、傾斜角 34° 、すべり角 162°) を求め、外国で記録された長周期 (周期 80 秒) 表面波から地震モーメント ($7.6 \times 10^{20} \text{Nm}$, (Mw7.9)) を計算した。また、余震分布から断層面の大きさを長さ 130km、幅 70km と仮定し、すべり量を 2.1m と推定した (図IV-2(a))。

一方、Ando(1974)は、測地データから断層パラメーターを推定した。地震前後に行われた水準測量の結果から、三浦半島、相模湾沿岸、房総半島で 1m を超える隆起があり、また、丹沢付近を中心に最大 1m 近くの沈降があったことが明らかにされていること (Miyabe,1931)、三角測量によればこれらの地域が南東方向へ数 m 動いたとされ (Muto,1932)、国府津・松田断層及びその延長上の相模トラフを境にその北東側で水平変動が大きいことなどから、国府津付近を通る長さ 85km、幅 55 km、深さ 0km、走向 315° 、傾斜角 30° 、すべり角 153° 、すべり量 6.7m (右ずれ成分 3m、逆断層成分 6m) の断層モデルを提案した (図IV-2(b))。これらのパラメーターを用いて理論的に計算した上下・水平変動は、測量によって求められた上下・水平変動をよく説明するとしている。なお、これらパラメーターから求まる地震モーメントは $1.1 \times 10^{21} \text{Nm}$ (Mw8.0) となり、Kanamori(1971)が地震波から推定した値よりも 40%程度大きい。この差は、地震波の周期よりもゆっくりした断層運動によるものと解釈された (金森・安藤,1973)。



(a) Kanamori(1971)の断層モデル

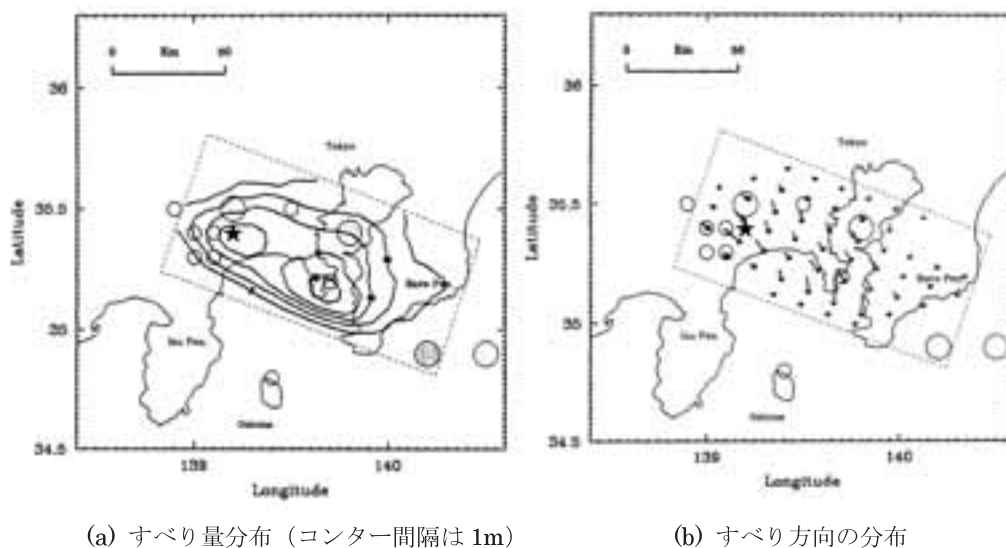


(b) Ando(1974)の断層モデル

図IV-2 提案された断層モデル (図は佐藤(1989)による。)

Matsu'ura et al.(1980)は水平変動データに含まれる系統的な誤差を考慮して、測地データによるモデルを再検討し、長さ 95km、幅 54km、深さ 1.5km、走向 294°、傾斜角 25°、すべり角 140°、すべり量 4.8m の断層モデルを提案した。このモデルから計算される地震モーメントは $8.4 \times 10^{20} \text{Nm}$ (Mw7.9) と、上記の Kanamori(1971)による地震波からの推定値に近い。このモデルに基づいて、本郷で記録された近地地震波を計算したところ、ライズタイムを 5 秒、断層面内の破壊の伝播速度を 2km/s とすると観測波形の特徴を説明できることがわかった。すなわち、地震波も地殻変動も同じ断層モデルで説明できると結論した。

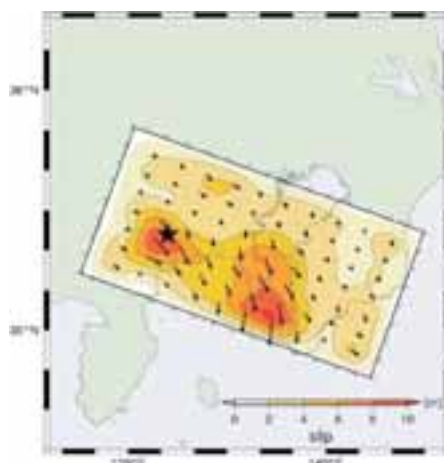
1980 年代になって、大地震の断層面上のすべりは一様に分布していないことが地震波解析から明らかとなり、観測データのインバージョンによって断層面上のすべり量分布を求める研究が数多く行われた。関東地震については、Wald and Somerville(1995)が測地データを用いて断層面上のすべり量分布を求めた (図IV-3)。それによると、断層面上のすべり量は一様ではなく、三浦半島の地下で最大約 8m、震央付近から南東の大磯付近にかけて約 7m のすべり量が推定され、すべりの向きも一様でない結果が得られている。また、外国で観測された地震波形を用いて、すべり量の時間変化も推定しており、このモデルの地震モーメントの合計は $7 \sim 8 \times 10^{20} \text{Nm}$ (Mw7.8~7.9) としている。



図IV-3 Wald and Somerville(1995)によるすべり量とすべり方向の分布

○印は主な余震 (M>6)

Kobayashi and Koketsu(2005)は、地殻変動データ、外国の地震波形データ、日本国内の地震波形データのインバージョンを行い、すべり量分布を推定した(図IV-4)。すべり量分布はWald and Somerville(1995)によるものと大きくは変わっていないが、地震モーメントの合計は 1.1×10^{21} Nm(Mw8.0)と推定された。



図IV-4 Kobayashi and Koketsu(2005)によるすべり量とすべり方向の分布

2002~2006年に行われた文部科学省の「大都市大震災軽減化特別プロジェクト」によって、関東地震の震源域内で多くの反射法地震探査が実施された(Sato et al.,2005)。その結果、フィリピン海プレート上面の深度は、従来微小地震の分布から推定されていた(例えばIshida,1992)深さよりも浅いと推定されている(図IV-5(A))。Sato et al.(2005)は、断層面の位置を変更してKobayashi and Koketsu(2005)と同様な解析を実施した。大きなすべりが2ヶ所にあるという全体的な特徴や、地震モーメントの合計(1.0×10^{21} Nm,(Mw7.9))は変わらないが、最大のすべり量の地点が北に移動し、三浦半島の直下に推定されている(図IV-5(C))。

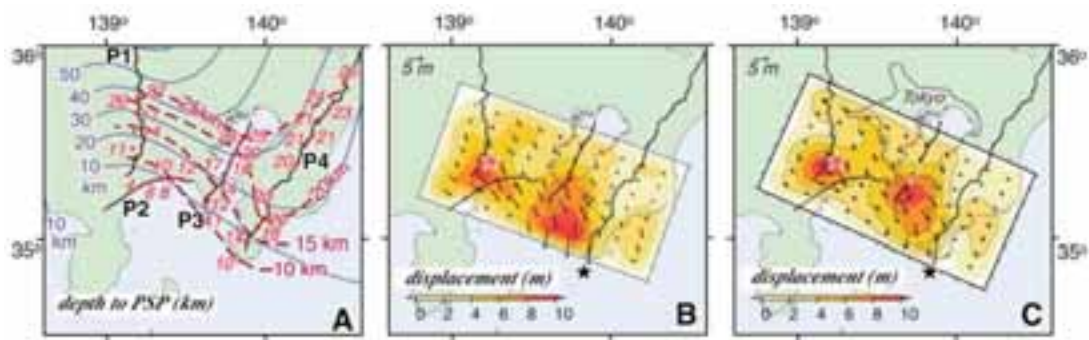


Fig. 3. PSP vertical and lateral characteristics derived from seismic profiles. (A) Depth to PSP in km. Blue contours are from a previously published study (6). Depths from seismic profiles are annotated (red) at marked locations (red dots); note substantial mismatch along P1 and northern P3. (B) 1923 Kanto earthquake finite-slip determination (T1) based on previous fault model (T2, T3). Red zones of large displacement represent two asperity patches of 1923 Kanto earthquake rupture. (C) 1923 Kanto earthquake finite-slip determination recalculated with the use of our revised PSP geometry. Note the eastern red zone showing large coseismic slip is relocated northward toward the most densely populated area of greater Tokyo (solid outline). Stars are epicenters of 1703 Genroku (black) and 1923 Kanto earthquakes (red). Amplitude character color code along F3 defined in Fig. 2.

図IV-5 フィリピン海プレート上面深度とすべり量分布 (図は Sato et al.(2005)による。)

- (A) フィリピン海プレートの上面深度 (青線は Ishida(1992)による深度、赤破線は (Sato et al.,2005) による深度)
- (B) Kobayashi and Koketsu(2005)によるすべり量分布
- (C) Sato et al.(2005)によるすべり量分布

これまでに述べてきたモデルに共通しているのは、地震モーメントが $8.0 \times 10^{20} \text{Nm}$ (Mw7.9)程度であること、房総半島の中軸よりも東側に断層破壊が広がっているとは考えにくいこと、神奈川県西部と三浦半島近傍の2ヶ所にアスペリティ (すべり量の大きい領域) が見られること、という3点である。これらは複数の独立した解析結果に共通に見られることから、1923年関東地震の特徴として尤もらしいものと考えられる。

本研究では、これらの震源モデルのうち、震源断層であるプレート境界面に関して最新の知見が反映されている Sato et al.(2005)をベースに震源モデルの構築を進めていくこととする。

2. 微視的震源モデルの設定

地震による断層運動は、有限の大きさの断層面上を有限時間ですべり破壊が伝播する現象であり、その時空間的に不均質なすべり破壊の過程を表現するのが微視的震源パラメーターである。

以下に震源インバージョンモデルに基づく、本研究の広帯域震源モデル構築の方針と震源パラメーター設定手順を示す。

インバージョン解析により求められる震源モデルは、解析の周期帯域が限られ、それに伴って震源を表現するモデルパラメータの密度も限られるため、その震源モデルを用いたシミュレーションによって発生する地震波の周期帯域は限定される。そのため、震源インバージョン解からいくつかの震源パラメーターを抽出し、そこに短周期発生素である短波長成分の不均質を震源パラメーターに追加した。その際、どの程度の不均質を付加するか、どのような条件で付加するかは、震源パラメーターの不均質性に関する過去の統計的研究を参考に設定した。最後に長周期地震動計算の差分法と短周期地震動計算の統計的グリーン関数法、それぞれに対応する震源パラメーターを設定した。

先に述べたように、基にする震源インバージョンモデルとしては、Sato et al.(2005)に掲載されたものを用いる。このインバージョン解析は、大都市大震災災害軽減化特別プロジェクトで実施された、大スパン反射法地震探査の結果明らかになったフィリピン海プレートの位置を考慮して行われているほか、1923年関東地震のインバージョン解析としてはもっとも多い地震記録、地殻変動記録が用いられたものである。

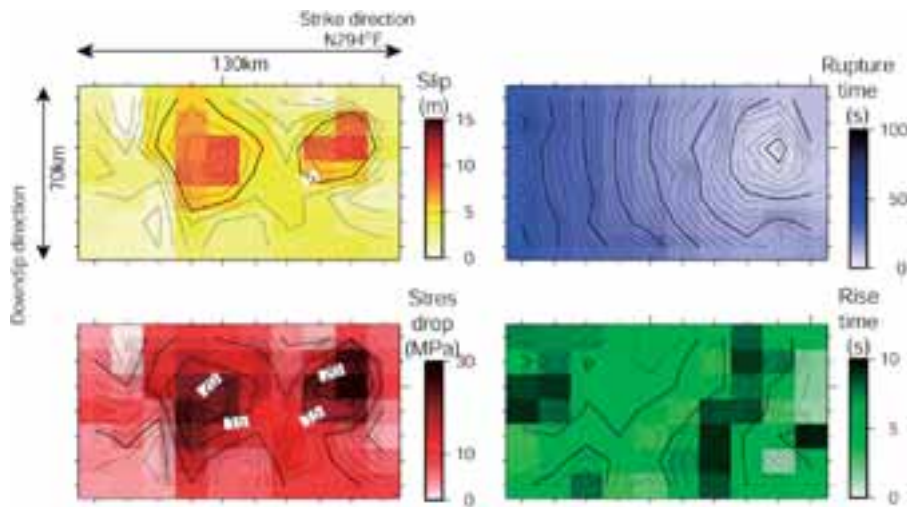
2-1. 差分法による長周期成分の計算のための震源モデル

差分法に与える震源パラメーターは、断層面上の各点のすべり速度関数の時刻歴である。より具体的に言えば、有限の大きさの断層面を点震源群で表現し、その各点震源の各時間ステップのすべり速度の絶対値とその方向が震源パラメーターとなる。

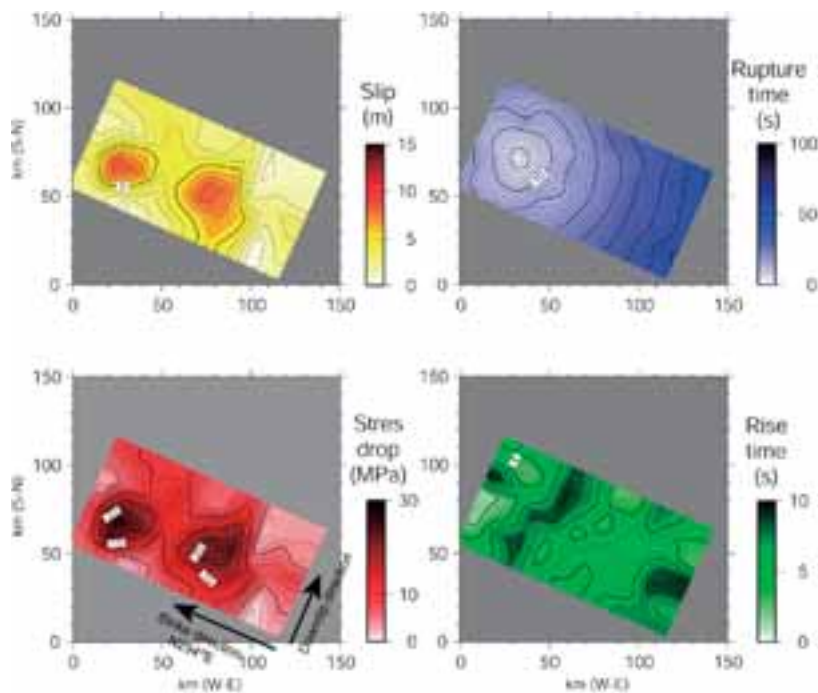
まず、インバージョンにより得られた震源モデルから、各小断層のすべり量、破壊時刻（最終すべり量の10%のすべりに達した時刻）、ライズタイム、平均すべり角を抽出し、これを断層面上に細密に配した点震源に内外挿した。Sato et al.(2005)の震源インバージョンは走向方向に13km傾斜方向に10kmの小断層で行われているが、断層面を表現する点震源の間隔は、短波長の不均質を表現できるように、また、離散化の粗さに起因して励起される地震波が計算対象の周期帯で無視できるよう、水平方向に0.6 kmとした。さらに、細密な点震源に分配したすべり分布から、各点震源位置での応力降下量をOkada(1992)の方法で計算する。

Sato et al.(2005)のインバージョン解析結果によるすべり量分布、破壊時刻の分布、

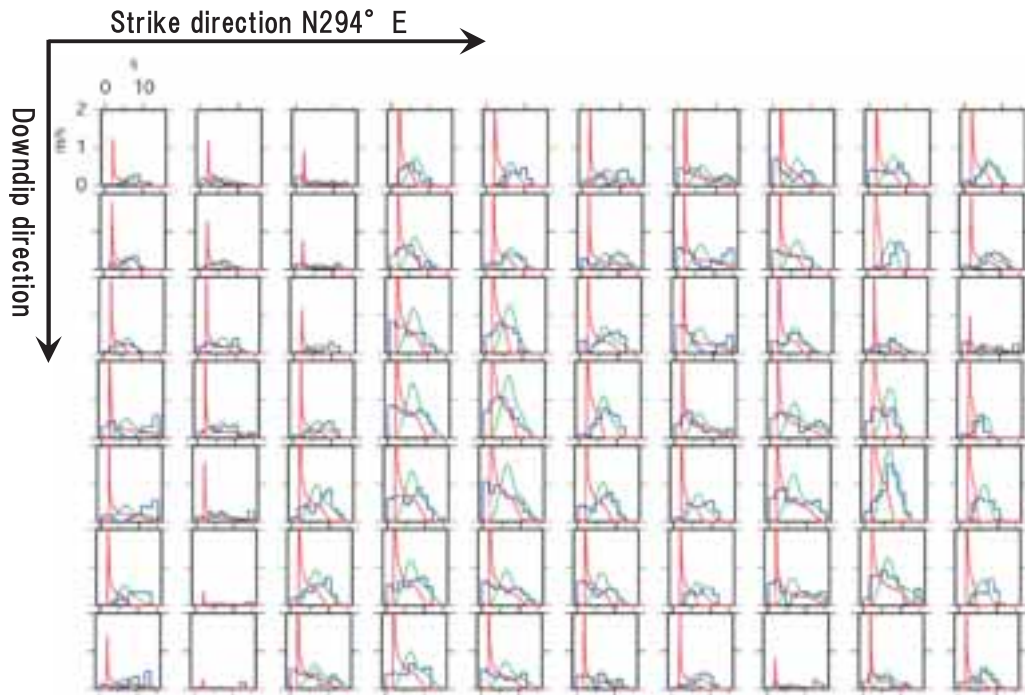
応力降下量の分布、ライズタイムの分布を図IV-6 に、これらを細密な点震源に内外挿した分布を図IV-7 に示す。また、各小断層で得られたすべりの時刻歴を図IV-8 に示す（図中青線）。



図IV-6 Sato et al.(2005)の震源モデルから抽出したパラメーター
 Strike Direction は断層の走向方向、Downdip Direction は傾斜方向を示す。(左上) すべり量分布、(右上) 破壊時刻の分布、(左下) 応力降下量の分布、(右下) ライズタイムの分布 (小断層内部の破壊伝播にかかる時間を含む)



図IV-7 抽出したパラメーターを 600m メッシュに内・外挿したもの (関口ほか,2007)
 (左上) すべり量分布、(右上) 破壊時刻の分布、(左下) 応力降下量の分布、(右下) ライズタイムの分布 (小断層内部の破壊伝播にかかる時間を含む)



図IV-8 すべりの時刻歴の比較 (関口ほか、2007)

(青線) Sato et al.(2005) の震源インバージョンによる震源モデルから抽出した震源時間関数 (単位はすべり速度)、(赤線) 震源インバージョンモデルから抽出したパラメーターを基に中村・宮武(2000)に従い設定したすべり速度時間関数、(緑線) 赤線のすべり速度時間関数に小断層内部の破壊伝播を畳み込み積分して得られる震源時間関数 (単位はすべり速度)

次に、すべり量と破壊時刻の分布に以下の手順で不均質を付加し、 ω^{-2} 則（図IV-9）に従う震源モデルを作成した。不均質を付加することで、周期 2.5 秒程度以下の成分が補われる。この手順は、関口・吉見(2006)が、中央防災会議(2003)のモデルを基に南海地震の広帯域震源モデルを作成した際に用いたものと同様である。

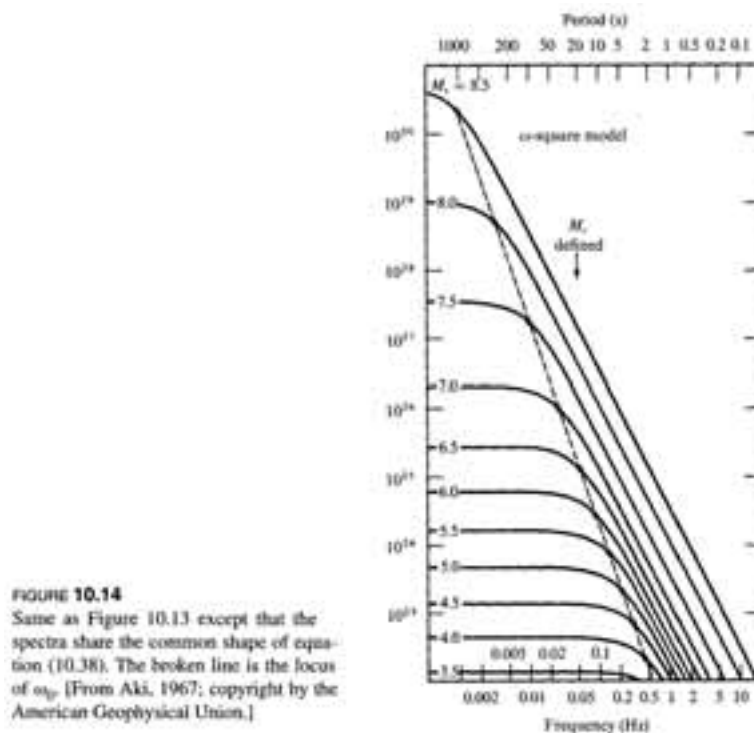


FIGURE 10.14 Same as Figure 10.13 except that the spectra share the common shape of equation (10.38). The broken line is the locus of α_{ω} . [From Aki, 1967; copyright by the American Geophysical Union.]

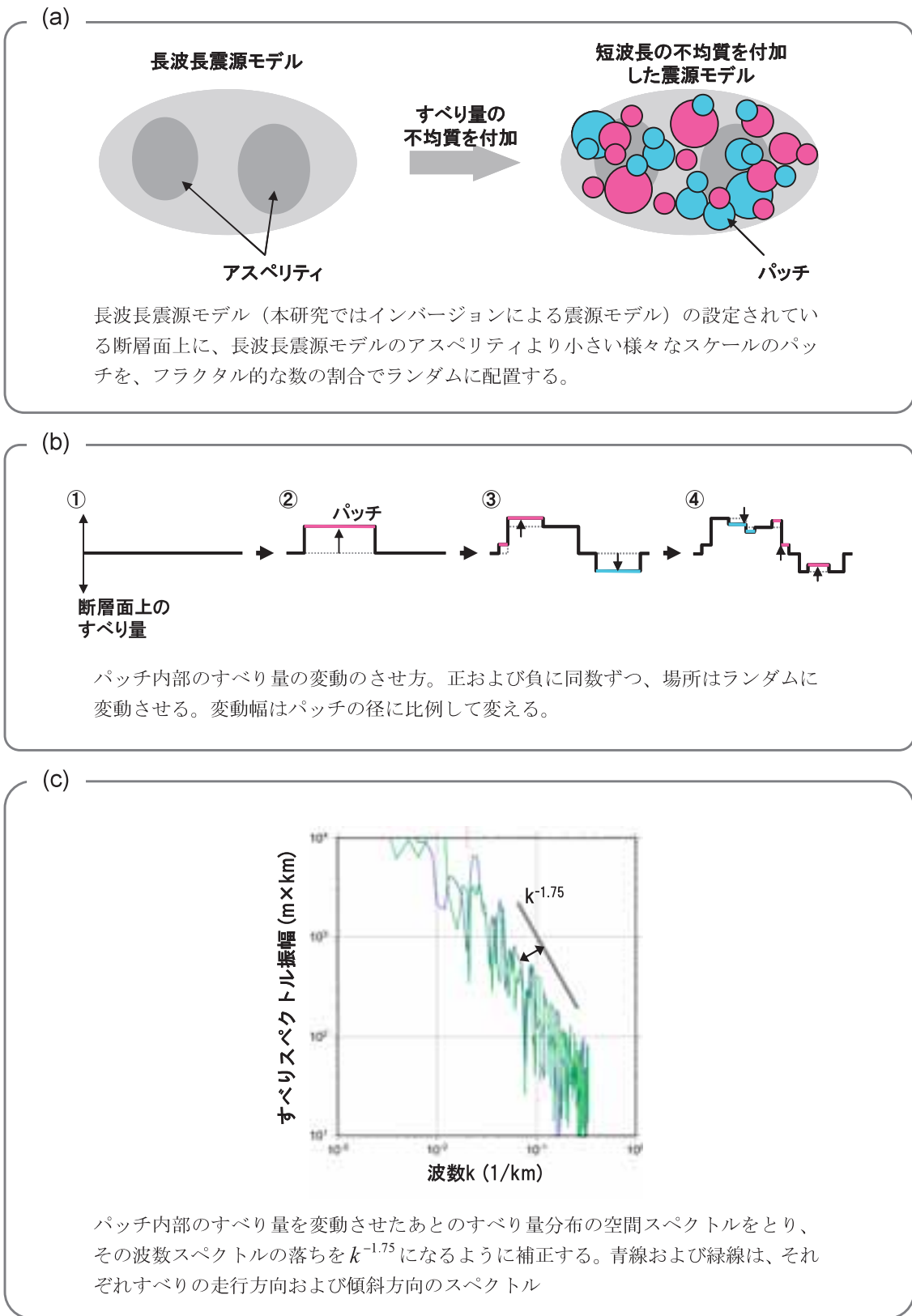
図IV-9 震源の ω^{-2} 則（図は Aki and Richards(2002)による。）

震源から放射される地震波の変位波形のフーリエ振幅スペクトルを両対数軸で見ると、低周波数（長周期）では一定値を示し、地震の規模に依存するある特徴的な周波数よりも高周波数（短周期）では、およそ周波数の-2乗に比例して小さくなっている。このような特性は ω^{-2} 則と呼ばれている（Aki,1967）。

すべり量分布に不均質を付加するには、

- 1) 断層面上に最小のアスペリティより一回り小さいパッチをランダムに配置する。パッチの数は、パッチの総面積がアスペリティの総面積とほぼ等しくなるよう決める。
- 2) 各パッチ内のすべり量を断層面全体の平均すべり量の半分の値だけプラスあるいはマイナスに変化させる。この際、平均すべり量が変わらないよう、すべり量をプラスに変化させるパッチとマイナスに変化させるパッチを同数にする。

この2つの操作を、パッチサイズを徐々に小さくし、パッチの径に比例してすべりの変動量を小さくしながら繰り返す。この一連の操作によりマルチスケールの不均質をすべり量に付加する。最後にすべり量分布の波数スペクトルが過去の地震のすべり分布から抽出された経験的な波数スペクトルの高波数での落ちの形状 $k^{-1.75}$ (Mai and Beroza, 2002) を持つよう調整する。この作業の概念図を図IV-10に示す。



図IV-10 すべり量分布の不均質の付加手順（概念図）

破壊伝播に不均質を載せるには、まず破壊時刻分布の初期モデルから断層面上の各点の破壊伝播速度ベクトルを計算する。次に、すべり量分布に不均質を付加したときと同じパッチ群を使って破壊伝播速度ベクトルの大きさに変動を与える。ここでは、各パッチに与える変動量は一定とする。初期モデルの破壊時刻分布と変動を含んだ破壊伝播速度ベクトル分布を使って、破壊の伝播に沿って新たに破壊時刻を決める。

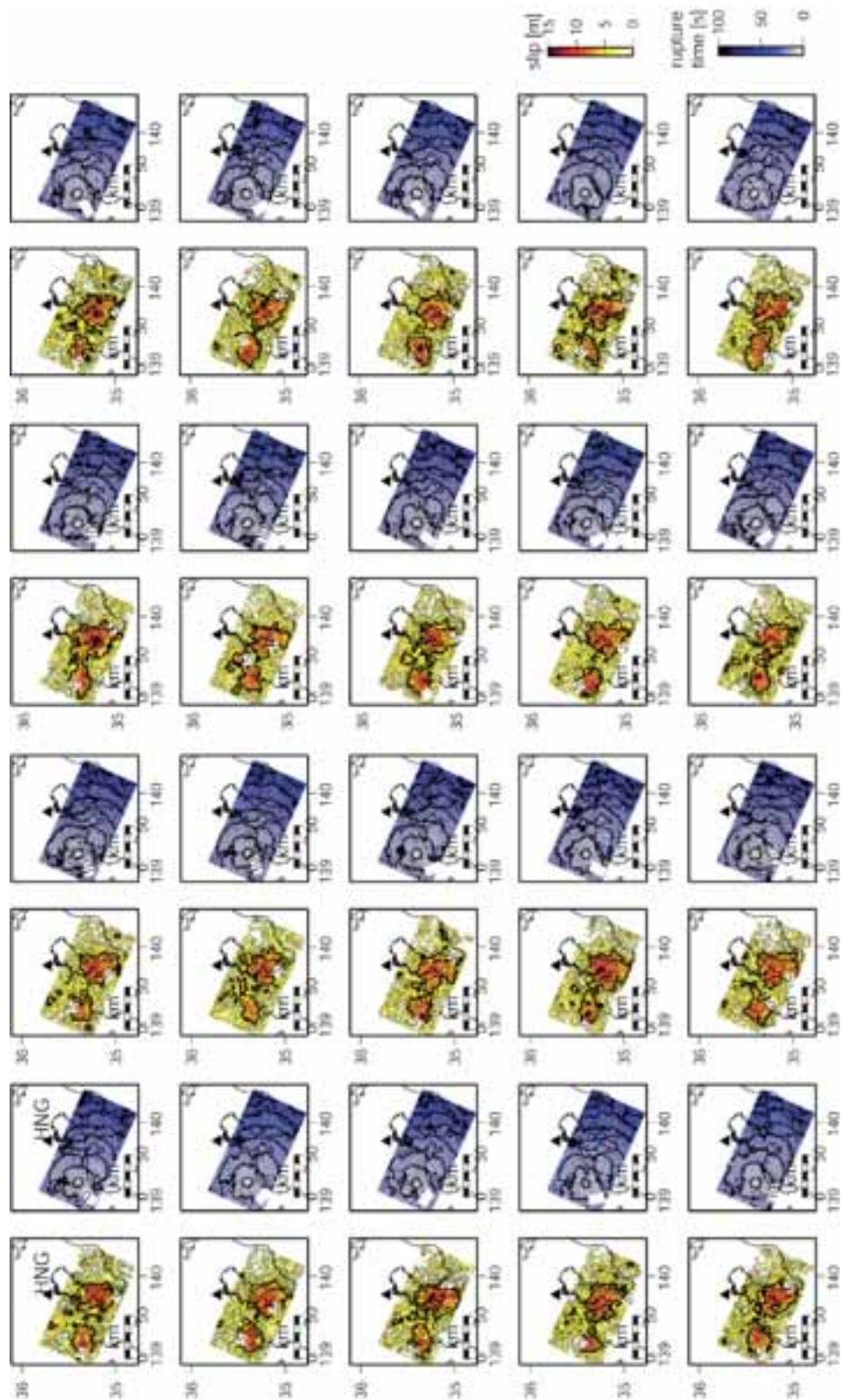
最後に、各点震源のすべり速度時間関数を中村・宮武(2000)に従って決める。その際、上記で得られた応力降下量、ライズタイム、すべり量を用いる。中村・宮武(2000)の関数を規定するパラメーターの1つである“幅”については、アスペリティモデル型の震源のモデル化の場合、アスペリティ内ではアスペリティの幅、背景領域では断層面の幅が与えられることが多いが、ここではインバージョン結果を基にしているためそのような分け方がしにくい。そこで、ここではクラックのライズタイムの式

$$\tau = \frac{w}{2v_r}$$

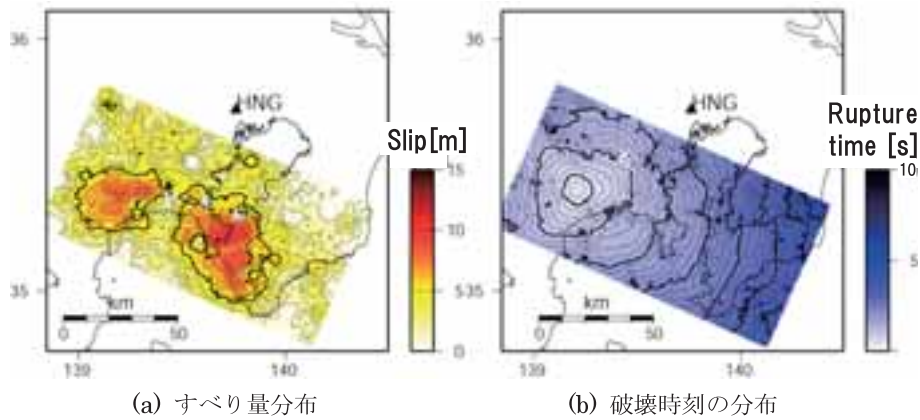
を用い、インバージョン結果から抽出されたライズタイムから、その地点のライズタイムを決めた“幅”のサイズを導出して用いた。 τ, w, v_r はそれぞれ、ライズタイム、幅、破壊伝播速度を表す。

なお、震源インバージョンの断層面は平面であり、3次元地下構造モデルの中で曲面によって表現されているフィリピン海プレート上面とは近い位置にあるものの、ずれが生じている。地震波のシミュレーションで堆積層内部に震源が入ると、断層面から下方に放射された地震波が地震基盤で反射し、堆積層内部にとどまることになり、地震動を過大評価する方向に誤差が生じると考えられる。そこで、震源インバージョンの平面断層面上に配された点震源を上下方向に移動させ、プレート上面から1 km 深い位置に点震源を設定した。この移動に伴い、点震源のすべりベクトルが移動した先の断層面の局所的な面内に含まれ、かつ、その地表へ投影された方向が、移動前のすべりベクトルが地表へ投影された際の方向と同じ方向になるように修正した。

このようにして生成した20個の震源モデルのすべり量分布と破壊時刻の分布を図IV-11に示す。不均質の空間的な配置はランダムに行うためモデルには不確実性があり、つまり異なる乱数列によって無数のモデルを作ることができる。ここでは、人口が高度に集中している東京都の代表点として、東京都庁（東京都新宿区）を選び、1923年関東地震の再現計算の目的のために生成した20個の震源モデルの中から、当該地点において最も平均的な地震動を発生させる震源モデル（当該地点における20個のモデルのすべり量の震源時間関数の最大値を求め、その平均値に一番近いモデル）を選択した（図IV-12）。生成した震源モデルの数が十分であるかの確認のため、20個の場合と30個の場合で震源時間関数の最大値等のばらつきを比較し、両者がほぼ等しいことを確認している。図IV-8にはすべり速度時間関数とその各小断層の寄与を足し合わせた（小断層内部での破壊伝播を考慮して積分した）震源時間関数の一例を示す（図中緑線）。



図IV-11 不均質を付加した 20 組のすべり量分布と破壊時刻の分布 (Sekiguchi et al.,2008)
 (黄色-赤色) すべり量分布、(青色) 破壊時刻の分布



図IV-12 20個の震源モデルの中から選択した震源モデル (Sekiguchi et al., 2008)

2-2. 統計的グリーン関数法による短周期成分の計算のための震源モデル

統計的グリーン関数法では、適当な大きさ（ターゲットの地震の規模に応じてある程度の大きさが必要）の要素震源を規則に従った個数足し合わせて地震波を計算する必要があるため、差分法に用いた震源パラメーターをそのまま用いることはできない。しかし、両計算法で用いる震源モデルの特徴ができるだけ整合するように、差分法で用いた震源モデルから、統計的グリーン関数法による短周期成分を計算するための震源モデルを作成した。

統計的グリーン関数法の震源のモデリングでは、矩形アスペリティと背景領域からなる単純な不均質震源モデルが仮定され、それぞれの内部は均質なパラメーターが設定されることが多い。しかし本研究では、長周期成分の地震動モデリングの震源として、複雑な様相の不均質震源モデルを構築している。そこで、その複雑な震源像をできるだけとりこみ、かつ大地震と小地震の相似則を満たす合成法 (Irikura, 1986) の基本を保持するように、短周期成分の震源モデルを作成した。Irikura(1986)の方法では、大地震と小地震の応力降下量比が C 、モーメント比が $C \cdot N^3$ となるような N を用い、 ω^{-2} のスペクトル形状を持つ小地震を空間方向に N^2 個、時間方向に N 個の計 N^3 個足し合わせることで大地震を作る。これにより地震規模と断層面積のスケーリング則、ライズタイムと断層径のスケーリング則および幅広い地震規模に見られる震源の ω^{-2} のスペクトル形状を同時に満たすことができる。適当な大きさの小地震を想定し、ターゲットの地震シナリオと小地震の規模（地震モーメント）の違いから、空間的・時間的な足し合わせ数を決める。断層面を空間的な足し合わせ数で分割し、各小領域の平均的な応力

降下量、ライズタイムおよび破壊時刻を求める。時間的な足し合わせ数は、ライズタイムの各小領域での平均値に比例するように配分し、断層面全体で足し合わせ総数はほぼ守られるようにする。また、大地震と小地震の応力降下量の比を補正する係数 C を各小領域の変数とすることにより、震源モデルの応力降下量分布を反映する。

