

活断層情報から推定した不均質応力場中の動的破壊過程のシミュレーション： 上町断層系・生駒断層系への応用

Simulation of rupture process in heterogeneous stress field estimated from active fault information: Application to the Uemachi and Ikoma fault systems

加瀬祐子¹・関口春子²・石山達也³・堀川晴央⁴・佐竹健治⁵・杉山雄一⁶

Yuko Kase¹, Haruko Sekiguchi², Tatsuya Ishiyama³, Haruo Horikawa⁴,
Kenji Satake⁵ and Yuichi Sugiyama⁶

^{1,2,3,4,5,6}活断層研究センター (Active Fault Research Center, GSJ/AIST, kasep@ni.aist.go.jp, haruko.sekiguchi@aist.go.jp, t-ishiyama@aist.go.jp, h.horikawa@aist.go.jp, kenji.satake@aist.go.jp, sugiyama-y@aist.go.jp)

Abstract: Laterally heterogeneous stress field is introduced into dynamic rupture simulation for realistic modeling of earthquakes. We estimated heterogeneous stress fields from distributions of average geological uplift rates (Sekiguchi *et al.*, in this report) and fault geometry, and simulated spontaneous rupture processes. We applied this new method to rupture processes on the Uemachi and Ikoma fault systems, intraplate active faults in the Osaka sedimentary basin, central Japan. Our simulations yield quite smooth rupture propagation but heterogeneous slip distribution. The rupture area depends on fault geometry and initial crack location. When an initial crack is located at a wide region of large stress drop, rupture results in a large area.

キーワード: 断層モデル, 断層形状, 不均質初期応力場, 動力学的破壊過程, 上町断層系, 生駒断層系

Keywords: fault model, fault geometry, heterogeneous initial stress field, dynamic rupture process, Uemachi fault system, Ikoma fault system

1. はじめに

断層系の地震時のふるまいを知るため, 断層モデルと応力場について, 活断層情報からモデルパラメータを推定し, 動的破壊過程のシミュレーションを試みている. 昨年度の報告(加瀬ほか, 2002)では, 深さのみに依存する応力場のもとでの破壊過程の数値計算を行った. 水平方向に均質な応力場中の破壊過程は, 極めてなめらかになり, 実際の地震の複雑な破壊過程とは様相が異なる. 複数のセグメントの連動性を議論する上では, 均質なモデルでの数値計算結果は参考にはなるが, 破壊過程全体を再現する上では, 水平方向の不均質を考慮する必要がある.

Aochi and Fukuyama (2002) は, 非平面の断層形状と局所的に変化する応力場を考慮することによって, 1992 年 Landers 地震の破壊過程を再現した. 彼らのモデルでは, 動力学的パラメータの水平方向の不均質は考慮されていないにも関わらず, 現実の破壊伝播過程とすべり量分布を比較的よく説明できている. これは, 断層形状と応力場をモデル化できれば, 地震が起こる前に, 破壊過程をある程度予測し得ることを意味する. 一方, Aochi and Madariaga (2003) では, 1999 年 Izmit 地震の破壊過程をよく説明する動力学的モデルと, 地表で観察された断層トレースか

ら推測される断層モデルとは一致していない. これは, 断層トレースは地表のごく浅い構造を反映している一方, 地震の破壊過程はより深部の断層構造に支配されているためと考えられる. したがって, 断層トレースから推測される断層形状を考慮するだけでは, 必ずしも現実的な破壊過程を再現できるとは限らない.

本研究では, 震源モデルの不均質を与えるためのデータとして, 断層形状以外に, 地表の断層トレースにおける過去の地震時の変位量分布を用いる. その一例として, 上町断層系へ適用した結果について報告する. 一般に, 過去の地震の 1 イベントあたりの断層に沿った変位量分布を推定することは難しいので, 平均変位速度の分布を用いる. これらは地表付近のすべりについてのデータであるため, 断層深部のすべりとの相関については検討を要する. また, 将来の地震が過去の地震と同じようなすべり分布となるかどうかもわからない. これらの検討, および, 不均質なすべり量分布を得る手法については, 本活断層・古地震研究報告の関口ほか(2003)において述べられている.

平均変位速度の分布が得られない場合については, 断層形状から推定される初期応力場の不均質を導入

する．この場合の例として，生駒断層系をとりあげる．

本研究では，初期応力場の不均質を推定する際のみ断層形状を考慮し，破壊過程の計算の際には，断層系は複数の平面で近似し，形状は考慮しない．傾斜角が 90° ではない逆断層を扱うため，数値計算に差分法を用いる方が有利だからである．

本研究で得られた動的破壊過程は，大阪平野の 3 次元地下構造モデル(堀川ほか, 2003)を用いた地震動シミュレーションの起震断層モデルとして用いられる(関口ほか, 2003)．活断層情報を取り入れた 3 次元地下構造モデルと動的破壊過程を用いることで，高精度の地震動予測図を作成する試みである．

2. 手法

2.1 断層モデルの構築

断層モデルは，基盤構造と地表での断層のトレースから推定する．

上町断層系については，加瀬ほか(2002)と同様に，傾斜角(δ)が東傾斜 60° の逆断層とし，全長 45.2 km のひとつのセグメントとして活動する場合と，北側 23.8 km と南側 26.0 km の 2 つのセグメントから成る場合とを考慮した(Fig. 1)．断層上端の深さは，断層が基盤岩と堆積層の境界まで達していると考え，1.4 km とした．また，断層下端の深さは，この地域の地震発生層の深さが約 15 km であること(例えば，Ito, 1990)と，それより深いところへ伝播した破壊が徐々に停止することを考慮して，19 km とした．

生駒断層系については，石山(2003)より，傾斜角(δ)が東傾斜 55° の逆断層とし，誉田(こんだ)断層(8.2 km)，生駒断層(18.8 km)，交野(かたの)断層(11.6 km)，枚方(ひらかた)断層(18.8 km)，田口断層(8.2 km)の 5 つのセグメントを考慮した(Fig. 1)．ただし，枚方断層と交野断層，枚方断層と田口断層は，それぞれ近接して並行しており，同時に活動するとは考えにくい．そこで，断層モデルとしては，誉田断層，生駒断層，交野断層，田口断層の 4 セグメントで活動する場合(誉田・生駒・交野・田口断層モデル)と，誉田断層，生駒断層，枚方断層の 3 セグメントで活動する場合(誉田・生駒・枚方断層モデル)との 2 通りを考慮した．断層上端の深さは，断層が基盤岩と堆積層の境界まで達していると考え，1.6 km とした．また，断層下端の深さは，上町断層系の場合と同様に 19 km とした．

上町断層系，生駒断層系ともに，セグメント間の距離とジョグの幅は，地表での断層トレースに合わせた．また，破壊開始点の位置は，各セグメントの両端に仮定して，パラメータスタディを行った．ただし，生駒断層系の田口断層と誉田断層は他のセグメントに比べて短く，複数のセグメントを連動させるような地震を起こすとは考えにくいから，これら

のセグメントは破壊開始点の候補からはずした．

2.2 広域応力場の仮定

加瀬ほか(2002)と同様に，テクトニックな応力場を考慮し，(1) 主応力は全て深さに比例する，(2) 最小主応力(σ_3)の向きは鉛直方向で，大きさはかぶり圧に等しい，(3) 最大主応力(σ_1)の向きは東西方向，と仮定した．すなわち，

$$\sigma_1 = az'$$

$$\sigma_3 = \rho gz'$$

ここで， a は後で求める比例係数， ρ は媒質の密度， g は重力加速度， z' は深さである．速度構造，強度と応力降下量の比(S 値: Andrews, 1976)，動摩擦係数(μ_d)，臨界変位量(D_c)は，Table 1 に示すように仮定した．

最大主応力の深さに対する比例係数(a)を変えて，北側セグメントのみを破壊させた場合についての予備的な数値計算を行い，1 イベントあたりの上下変位量が 1.8~2.8 m あるいは 1.6~2.4 m というボーリング調査結果(それぞれ三浦ほか, 2002; 杉山ほか, 2003)と調和する値を探索した．予備数値実験の結果から，Table 2 に示した値を用いた．

中間主応力(σ_2)の深さに対する比例係数は，この地域で発生した地震のモーメントテンソル解から， σ_2/σ_1 が約 0.9 と求められることを用いて，Table 2 に示した値を用いた．

2.3 不均質な初期応力場の導入

2.3.1 平均上下変位速度データの利用(上町断層系)

初期応力場の不均質を導入するため，平均上下変位速度のデータから推定された応力降下量の不均質分布を利用した．上町断層系の地表付近における累積上下変位量のデータは，反射法地震探査やボーリング調査などによって，複数地点で得られている．また，物理探査情報をもとに作成された大阪盆地の 3 次元地盤構造モデル(堀川ほか, 2003)の鍵層の深度からも，上町断層系の平均上下変位速度が推定できる．関口ほか(2003)は，平均上下変位速度のデータ(Figs. 2a, 3a)を用いて，想定地震のすべり分布モデル(Figs. 2b, 3b)を構築し，断層面上の応力降下量分布(Figs. 2c, 3c)を求めた．

本研究では，断層面上の応力降下量の走向方向成分と傾斜方向成分から，断層面上の強度と応力降下量の不均質分布を求める．応力降下量分布の不均質は，水平方向の主応力の不均質によって生じると仮定する．最大および中間主応力の広域応力場からのずれを，それぞれ $\Delta\sigma_1$ ， $\Delta\sigma_2$ とすると，静的応力降下量の走向方向成分，傾斜方向成分は，

$$\Delta\tau_{strike} = a_1(\sigma_1 + \Delta\sigma_1) + a_2(\sigma_2 + \Delta\sigma_2) + a_3\sigma_3 \quad (1)$$

$$\Delta\tau_{dip} = b_1(\sigma_1 + \Delta\sigma_1) + b_2(\sigma_2 + \Delta\sigma_2) + b_3\sigma_3 \quad (2)$$

と表される．ここで， a_1 ， a_2 ， a_3 ， b_1 ， b_2 ， b_3 は，走

向，傾斜角，動摩擦係数で決まる定数である．関口ほか（2003）で求められた応力降下量の走向方向成分，傾斜方向成分の値を満たすように式（1），（2）を連立させると，各点での $\Delta\sigma_1$ ， $\Delta\sigma_2$ を求めることができる．さらに静摩擦係数（ μ_s ）を Table 3 に示す値と仮定すると，断層面上の強度は，

$$\mu_s \sigma_n = \mu_s \{ \sigma_1 + \Delta\sigma_1 \cos^2 \theta \sin^2 \delta + (\sigma_2 + \Delta\sigma_2) \sin^2 \theta \sin^2 \delta + \sigma_3 \cos^2 \delta \}$$

と表される．ここで， θ は断層の各点での走向， δ は傾斜角である．求められた断層面上の応力降下量と強度の分布を Figs. 2, 3 に示す．応力降下量分布は2つのピークを持ち，北側のピークのほうが，面積も最大値も大きい．応力降下量と強度との間には，負の相関が見られる．

2.3.2 断層の走向の利用（生駒断層系）

生駒断層系では，平均上下変位速度のデータがほとんどないため，断層の走向を利用して，初期応力場の不均質を導入する．一様な外部応力場中では，断層面に働く剪断応力，法線応力は断層面の向きに依存する．石山（2003）で求められた断層の各点での走向（ θ ）と傾斜角（ δ ）から，各点にはたらく剪断応力の走向方向成分，傾斜方向成分，および，法線応力はそれぞれ，

$$\tau_{strike} = \sigma_1 \sin \theta \cos \theta \sin \delta - \sigma_2 \sin \theta \cos \theta \sin \delta$$

$$\tau_{dip} = -\sigma_1 \cos^2 \theta \sin \delta \cos \delta - \sigma_2 \sin^2 \theta \sin \delta \cos \delta + \sigma_3 \sin \delta \cos \delta$$

$$\sigma_n = \sigma_1 \cos^2 \theta \sin^2 \delta + \sigma_2 \sin^2 \theta \sin^2 \delta + \sigma_3 \cos^2 \delta$$

と求められる．得られた断層面上の応力降下量と強度の分布を Figs. 4, 5 に示す．応力降下量，強度ともに，上町断層系の場合に比べるとかなり均質であるが，走向がより南北に近い部分ほど，応力降下量は大きい．上町断層系の場合と同様，応力降下量と強度との間には，負の相関が見られる．

断層地形やトレンチ調査により，1 イベントあたりの上下変位量が，生駒断層（下川ほか，1997），交野断層（岡田・東郷，2000），誉田断層（寒川，1986）の各1点ずつで得られている．Figs. 4, 5 に示した応力降下量と強度の分布を用いて計算した結果が，これらの観察結果と矛盾しないことを確かめた．

2.4 数値計算の概要

3次元半無限均質弾性体中に置いた断層面上の破壊伝播過程を，波動方程式を解くことにより求める．

時刻 $t=0$ に，断層面上に仮定した破壊開始点で応力降下が起こり，破壊は自発的に広がっていく．剪断応力が強度（静摩擦係数と法線応力との積）を越えた点ですべりが起こり，その後は，すべり弱化的摩擦構成則（Andrews, 1976; Day, 1982）に従って，剪断応力は動摩擦応力まで降下する．その破壊によって生じる応力変化によって，もう一方のセグメント上での破壊が励起される．

動的破壊過程の数値計算には，加瀬ほか（2002）の差分法のコードを用いた（Fig. 6）．

3. 結果

3.1 上町断層系の破壊過程

破壊開始点を変えてパラメータスタディを行った結果，断層系全体に破壊が広がる場合から，ほとんど破壊が伝播しない場合まで，様々な規模の地震が再現された．また，セグメントを2つに分けるかどうかによっても，破壊の広がり方は異なった．破壊が起こった領域では，初期応力場の不均質を導入するために用いた最終すべり量をほぼ再現できている．破壊の伝播は，全体にかなりなめらかなものとなる．

断層系全体で1セグメントとした場合，破壊開始点を断層の北端付近に置くと，破壊は断層系のほぼ全体に広がる（Fig. 7a）．地震の規模は，Mw 6.9である．すべり量の分布は，初期応力場の不均質を導入するために用いたもの（Fig. 2b）とほぼ同じになる．すべり量がやや小さめなのは，断層系の端や深部で破壊が自然に停止しており，破壊面積が断層面積よりもやや小さいためである．破壊の伝播は，全体になめらかであるが，強度，応力降下量の分布に対応した不均質が見られる．特に，断層中央部よりやや南側で，応力降下量が小さく，強度が大きい領域があるが，この部分で破壊が減速，一時停止している．深部では比較的応力降下量が大きいため，破壊がなめらかに伝播しており，それにひきずられるようにして，浅部の破壊が再開している．

断層系全体で1セグメントとした場合，破壊開始点を断層の南端付近に置くと，破壊は応力降下量の2つのピークのうち，南側のピークの部分にしか伝播しない（Fig. 7b）．地震の規模は，Mw 6.4である．南側のピークの方が，面積も応力降下量も小さいため，2つのピークの間に応力降下量が小さく強度が大きい領域を越えて破壊が伝播できない．南側のピークに限って言えば，すべり量の分布は，初期応力場の不均質を導入するために用いたもの（Fig. 2b）とほぼ同じになる．

断層系を2セグメントとした場合，破壊開始点を断層系の北端付近に置くと，南側セグメントの北半分へは破壊が広がらない（Fig. 8a）．地震の規模は，Mw 6.8である．南側セグメントの北半分は強度が大きい（Fig. 3d）うえに，北側セグメントとオーバーラップして stress shadow (Yamashita and Umeda, 1994) に位置する部分もあり，破壊するのに十分な応力集中が起こらないためである．ただし，浅部では比較的強度が小さいため，ゆっくりとではあるが破壊は伝播している．その破壊が応力降下量の南側ピークまで達すると，十分な応力降下量を得て，深部へも破壊が伝播する．すべり量分布は，破壊していない南側セグメント北半分を除けば，初期応力場の不均質を導入するために用いたもの（Fig. 3b）とほぼ同じになる．

断層系を2セグメントとした場合，破壊開始点を断層の南端付近に置くと，破壊は応力降下量の南側

のピーク部分にしか伝播しない (Fig. 8b). 応力降下量の南側のピークは、断層系全体を 1 セグメントとした場合に比べて小さいため、地震の規模も小さく、Mw 6.1 である。南側セグメントの北半分で破壊が起こらないため、北側セグメントの破壊も励起されない。破壊が起こった領域では、すべり量の分布は、初期応力場の不均質を導入するために用いたもの (Fig. 3b) とほぼ同じになる。

3.2 生駒断層系の破壊過程

破壊開始点の位置によって、田口断層や誉田断層などの小さいセグメントへ破壊が伝播するかどうか異なる。応力降下量の分布に応じて、すべり量はやや不均質な分布を示すが、上町断層系での結果に比べると、かなりなめらかである。また、破壊の伝播はなめらかで、均質な応力降下量、強度分布の場合とそれほど変化は見られない。

誉田・生駒・交野・田口断層モデルでは、破壊開始点を生駒断層と交野断層の折れ曲がり部分に置くと、田口断層と誉田断層へは破壊が伝播しない (Fig. 9a)。地震の規模は、Mw 7.1 である。すべり量には 2 つのピークがあり、折れ曲がり部分の北東にある応力降下量が小さい部分 (Fig. 4a) で、すべり量が小さくなっている。この部分では、破壊の伝播もやや遅くなっている。

誉田・生駒・交野・田口断層モデルでは、破壊開始点を生駒断層南端に置くと、誉田断層では破壊が起こらないが、田口断層には、約 1 秒の遅れを伴って、交野断層から破壊が乗り移る (Fig. 9b)。モーメントは生駒断層と交野断層の折れ曲がり部分から破壊が始まった場合よりも大きい、Mw 7.1 である。すべり量には 2 つのピークがあるが、生駒断層と交野断層の折れ曲がり部分から破壊が始まった場合と比べて、北側のピークのすべり量は大きく、南側ピークのすべり量は小さい。この違いは、破壊の伝播してきた距離の違いによる。

誉田・生駒・枚方断層モデルでは、破壊開始点が生駒断層と枚方断層の折れ曲がり部分でも、生駒断層の南端でも、誉田断層では破壊がほとんど伝播しない (Fig. 10)。枚方断層北部の応力降下量が小さいところで、すべり量はやや小さくなるが、生駒断層の南端から破壊が伝播する場合には、破壊の伝播してきた距離が長いため、すべり量も大きくなっている (Fig. 10b)。

4. 議論

平均変位速度や断層形状から初期応力場に不均質を導入した数値計算の結果からは、実際の地震の破壊過程に比べると、破壊の伝播もすべり量分布もかなりなめらかなように見える。そこで、震源スペクトルにより「なめらかさ」がどのくらい改善されているかを確かめる。

初期応力場が深さにのみ依存するモデル、断層形状による初期応力場の不均質を考慮したモデル、平均変位速度の分布から推定された不均質な初期応力場を用いたモデルの 3 通りで、上町断層系の破壊過程を計算し、震源スペクトルを求めた (Fig. 11)。初期応力場が深さにのみ依存するモデルと断層形状による初期応力場の不均質を考慮したモデルの震源スペクトルは、それほど違いが見られず、どちらも平均変位速度の分布から推定された不均質な初期応力場を用いたモデルよりやや傾きが緩い。初期応力場が深さにのみ依存するモデルでは、0.2~0.3 Hz の振幅がやや小さいようにも見えるが、断層形状による初期応力場の不均質を考慮したモデルでは、この点は改善されている。平均変位速度の分布から推定された不均質な初期応力場を用いたモデルは、より ω^{-2} の傾きに沿っている。よりなめらかであるはずのモデルで、高周波数域の振幅が大きくなっているのは、断層の端で破壊が急に停止するためとも考えられる (Madariaga, 1976)。不均質の波長と改善された周波数域との対応については、さらに検討が必要である。

5. まとめ

平均変位速度の分布と断層形状を用いて、動的破壊過程に用いる初期応力場に不均質を導入し、上町断層系と生駒断層系の動的破壊過程を調べた。破壊開始点周辺の応力降下量が大きく、応力降下量が大きい領域の面積が広いほど、破壊の広がる面積は大きくなる傾向がある。すべり量の分布は、応力降下量の分布に対応した不均質を持つ。破壊の伝播は全体にかなりなめらかであるが、初期応力場の不均質に応じて、減速、停止する部分も見られる。平均変位速度の分布を用いた場合、震源スペクトルはより ω^{-2} の傾きに近くなる。

実際の地震の破壊過程が持つような不均質を再現するためには、より短波長の不均質を考慮しなければならない。本研究で用いた長波長の不均質に、統計的な処理により、短波長の不均質を重ねるなどの方法が必要となる。

謝辞 近畿地方で発生した地震のモーメントテンソル解は、京都大学大学院理学研究科の久家慶子氏のシステム、および、防災科学技術研究所のシステムによって自動決定されたものを使用させていただきました。また、それらのシステムでは、関西地震観測研究協議会 (CEORKA)、防災科学技術研究所 (K-net, F-net) で観測された地震波形が使用されています。本稿に用いた図の一部は、GMT (Generic Mapping Tool version 3.4: Wessel and Smith, 1998) を用いて作成しました。以上、記して感謝いたします。

文献

- Andrews, D.J. (1976) Rupture velocity of plane strain shear cracks. *Jour. Geophys. Res.*, **81**, 5679-5687.
- Aochi, H. and E. Fukuyama (2002) Three-dimensional nonplanar simulation of the 1992 Landers earthquake. *Jour. Geophys. Res.*, **107**, 10.1029/2001JB000500.
- Aochi, H. and R. Madariaga (2003) The 1999 Izmit, Turkey, earthquake: Nonplanar fault structure, dynamic rupture process, and strong ground motion. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **93**, 1249-1266.
- Day, S.M. (1982) Three-dimensional simulation of spontaneous rupture: the effect of nonuniform prestress. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **72**, 1881-1902.
- 堀川晴央・水野清秀・石山達也・佐竹健治・関口春子・加瀬祐子・杉山雄一・横田 裕・末廣匡基・横倉隆伸・岩淵 洋・北田奈緒子・Arben Pitarka (2003) 断層による不連続構造を考慮した大阪堆積盆地の 3 次元地盤構造モデル. 活断層・古地震研究報告, No. 3, 225-259 .
- 石山達也 (2003) 大阪平野下に伏在する上町および生駒断層帯の地質学的断層・褶曲モデル. 活断層・古地震研究報告, No. 3, 145-155.
- Ito, K. (1990) Regional variations of the cutoff depth of seismicity in the crust and their relation to heat flow and large inland-earthquakes. *Jour. Phys. Earth*, **38**, 223-250.
- 加瀬祐子・堀川晴央・関口春子・佐竹健治・杉山雄一 (2002) 上町断層系の動的破壊過程の推定. 活断層・古地震研究報告, No. 2, 325-340.
- Madariaga, R. (1976) Dynamics of an expanding circular fault. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **66**, 639-666.
- 三浦健一郎・七山太・内海 実・杉山雄一・安原盛明・横山芳春・北田奈緒子・竹村恵二 (2002) 新淀川群列ボーリングコアの高精度解析に基づく上町断層の完新世活動度評価. 活断層・古地震研究報告, No. 2, 109-123.
- 水野清秀・寒川旭・吉岡敏和・杉山雄一・刈谷愛彦・栗本史雄・吾妻 崇・須貝俊彦・粟田泰夫 (2002) 活構造図 (本図). 50 万分の 1 活構造図 11 「京都」 (第 2 版), 産業技術総合研究所地質調査総合センター
- 岡田篤正・東郷正美 (編). (2000) 近畿の活断層. 東京, 東京大学出版会.
- 寒川旭 (1986) 誉田山古墳の断層変位と地震. 地震 **2**, **39**, 15-24.
- 関口春子・加瀬祐子・堀川晴央・石山達也・佐竹健治・杉山雄一 (2003) 活断層情報を用いた想定地震の不均質すべり・応力分布の推定. 活断層・古地震研究報告, No. 3, 273-284.
- 下川浩一・刈谷愛彦・宮地良典・寒川旭 (1997) 生駒断層系の活動性調査. 地質調査所研究資料集, No. 303, 37-49.
- 杉山雄一・七山 太・三浦健一郎・吉川 猛・横田裕・末廣匡基・古谷正和・栃本泰浩・廣瀬孝太郎・横山芳春・北田奈緒子・竹村恵二 (2003) 上町断層系の補足調査 (その 2) - 新淀川北岸における追加ボーリングと S 波反射法地震探査データの再解釈に基づく上町断層の活動性評価 - . 活断層・古地震研究報告, No. 3, 117-143.
- Wessel, P. and W.H.F. Smith (1998) New, improved version of Generic Mapping Tools released. *Eos Trans. AGU*, **79**, 579.
- Yamashita, T. and Y. Umeda (1994) Earthquake rupture complexity due to dynamic nucleation and interaction of subsidiary faults. *Pure Appl. Geophys.*, **143**, 89-116.

(受付 : 2003 年 9 月 1 日 , 受理 : 2003 年 10 月 17 日)

第 1 表 . 数値計算に用いたパラメータ .

Table 1. Parameters used in this study.

P-wave velocity [km/s]	5.3
S-wave velocity [km/s]	3.0
Density: ρ [g/cm ³]	2.6
S	1.6
Critical displacement: D_c [m]	0.50
Dynamic coefficient of friction: μ_d	0.050
Grid interval in space: $\Delta x, \Delta z$ [km]	0.2
Grid interval in space: Δy [km]	$0.2 \tan \delta$
Grid interval in time: Δt [s]	0.02

第 2 表 . 外部応力場のパラメータ .

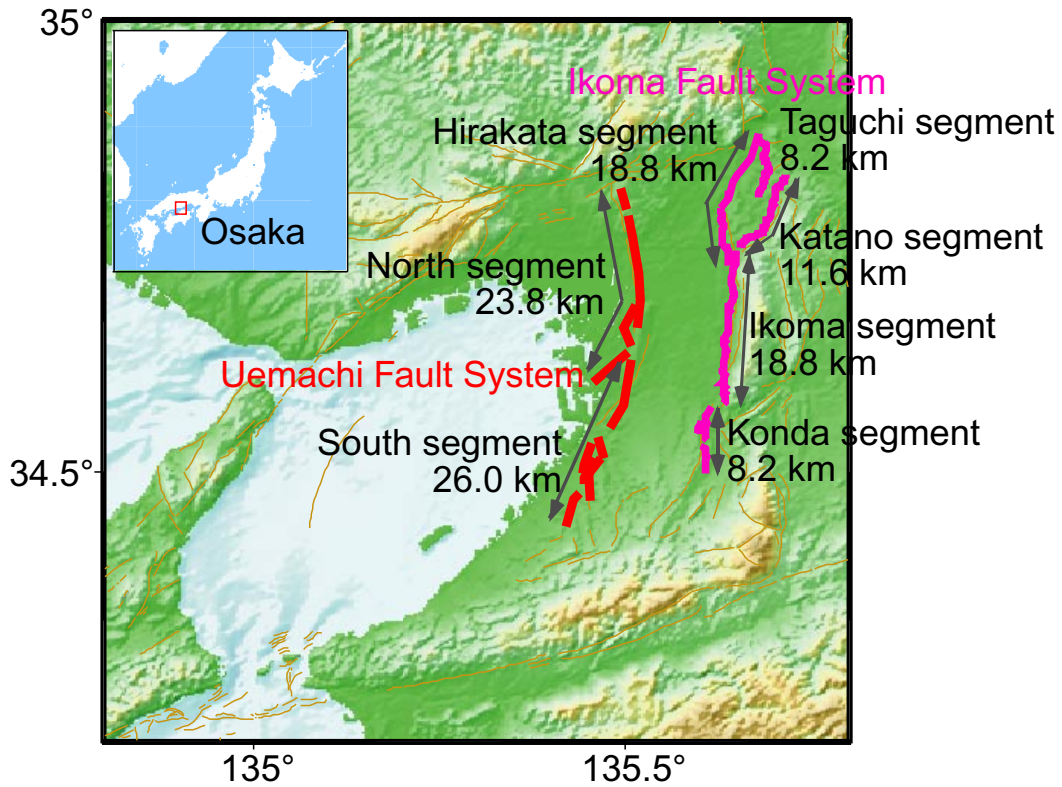
Table 2. Parameters for an external stress field.

Maximum compressional stress (σ_1) [MPa]	$32 z'$
Intermediate compressional stress (σ_2) [MPa]	$28.8 z'$
Minimum compressional stress (σ_3) [MPa]	$25.48 z'$

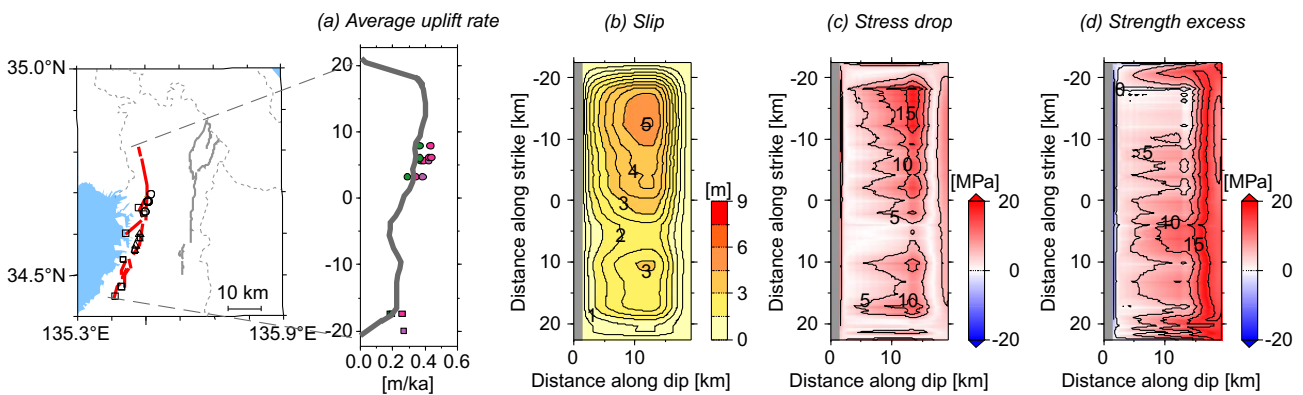
第 3 表 . 静摩擦係数 .

Table 3. Static coefficient of friction (μ_s).

Uemachi fault system (1-segment model)	0.10
Uemachi fault system (2-segment model)	0.11
Ikoma fault system	0.187

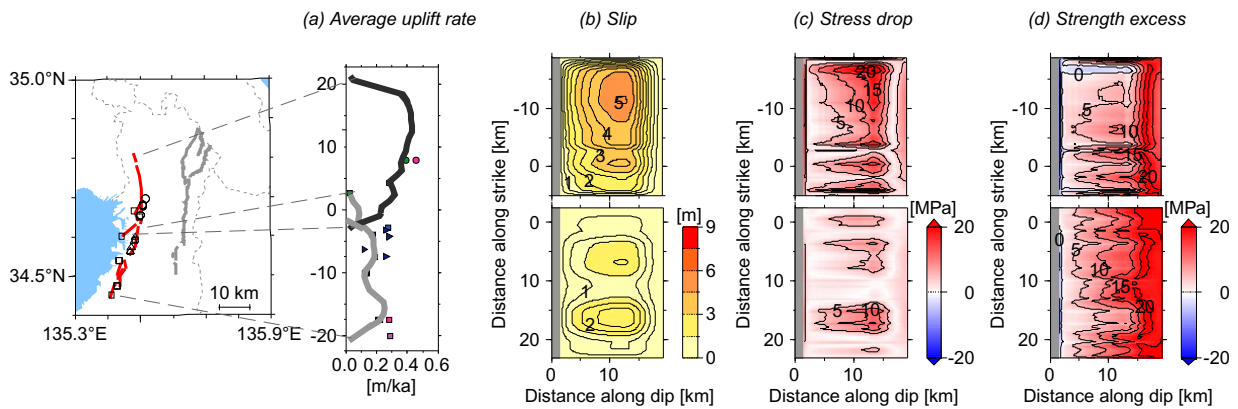


第1図. 上町断層系, 生駒断層系の断層トレースと, 数値計算に用いたセグメント区分. 上町断層系 (赤線) は水野ほか (2002), 生駒断層系 (ピンク色) は石山 (2003) による.
 Fig. 1. Fault traces of the Uemachi (red lines after Mizuno *et al.*, 2002) and Ikoma (pink lines after Ishiyama, 2003) fault systems and their segments used in this study.



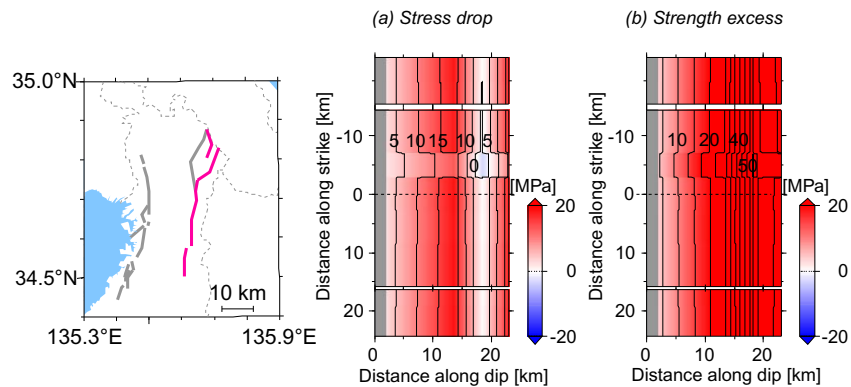
第2図. 上町断層系を1セグメントとした場合の初期応力分布. 灰色の部分は, 破壊が起こらない部分 (堆積層内) を示す. (a) 上町断層系の平均上下変位速度分布 (関口ほか 2003). (b) 関口ほか (2003) で推定された断層面上のすべり量分布. (c) 関口ほか (2003) で推定された断層面上の応力降下量分布. (d) 応力降下量分布から求めた断層面上の強度分布.

Fig. 2. Heterogeneous distribution of initial stress field for the Uemachi fault system (1-segment model). Grey areas indicate where rupture does not occur inside sediment layer. (a) Average uplift rate along fault trace (Sekiguchi *et al.*, 2003). (b) Slip distribution on the fault estimated by Sekiguchi *et al.* (2003). (c) Stress drop distribution on fault estimated by Sekiguchi *et al.* (2003). (d) Strength excess distribution on fault estimated from the stress drop distribution.



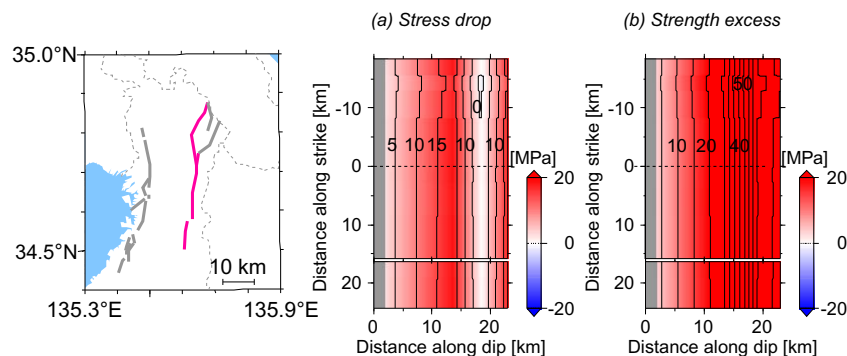
第3図. 上町断層系を2セグメントとした場合の初期応力分布. 灰色の部分, 破壊が起こらない部分 (堆積層内) を示す. (a) 上町断層系の平均上下変位速度分布 (関口ほか 2003). (b) 関口ほか (2003) で推定された断層面上のすべり量分布. (c) 関口ほか (2003) で推定された断層面上の応力降下量分布. (d) 応力降下量分布から求めた断層面上の強度分布.

Fig. 3. Heterogeneous distribution of initial stress field for the Uemachi fault system (2-segment model). (a) Average uplift rate along fault trace (Sekiguchi *et al.*, 2003). (b) Slip distribution on the faults estimated by Sekiguchi *et al.* (2003). (c) Stress drop distribution on the faults estimated by Sekiguchi *et al.* (2003). (d) Strength excess distribution on the faults estimated from the stress drop distribution.



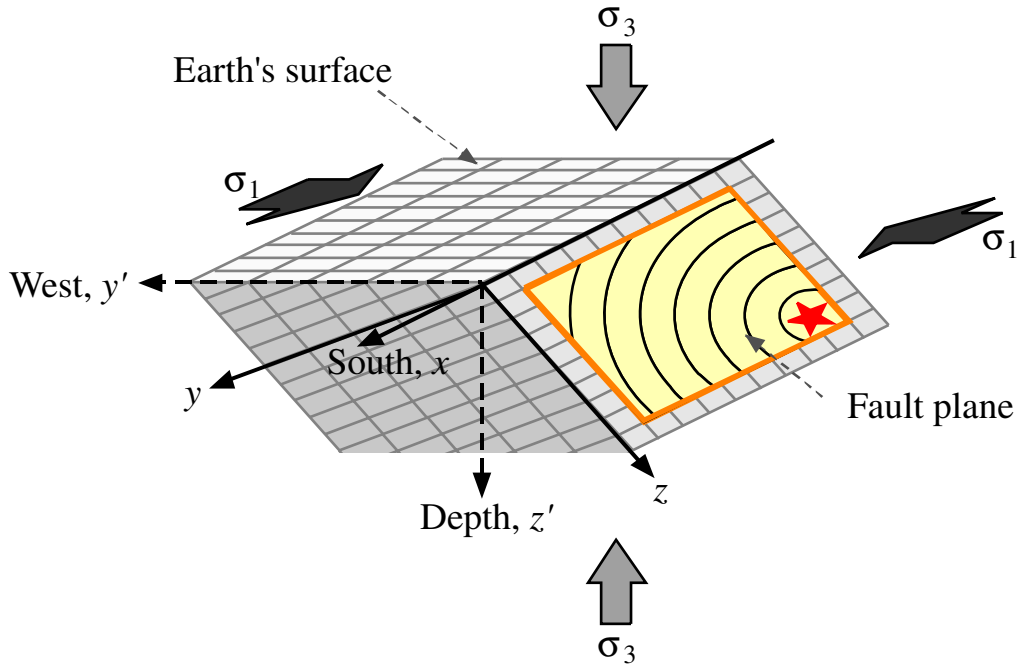
第4図. 生駒断層系 (誉田・生駒・交野・田口断層モデル) の初期応力分布. 点線は, 生駒断層と交野断層との境界を示す. (a) 応力降下量分布. (b) 強度分布.

Fig. 4. Heterogeneous distribution of initial stress field for the Ikoma fault system (Konda-Ikoma-Katano-Taguchi model). Dotted lines indicate the boundary between the Ikoma and Katano fault segment. (a) Stress drop distribution. (b) Strength excess distribution.

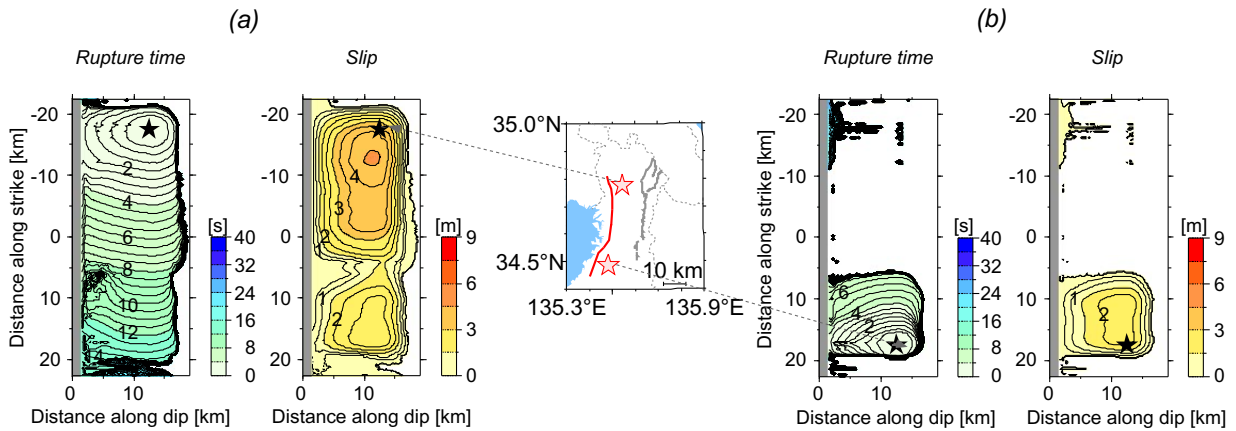


第5図. 生駒断層系 (誉田・生駒・枚方断層モデル) の初期応力分布. 点線は, 生駒断層と枚方断層との境界を示す. (a) 応力降下量分布. (b) 強度分布.

Fig. 5. Heterogeneous distribution of initial stress field for the Ikoma fault system (Konda-Ikoma-Hirakata model). Dotted lines indicate the boundary between the Ikoma and Hirakata fault segment. (a) Stress drop distribution. (b) Strength excess distribution.

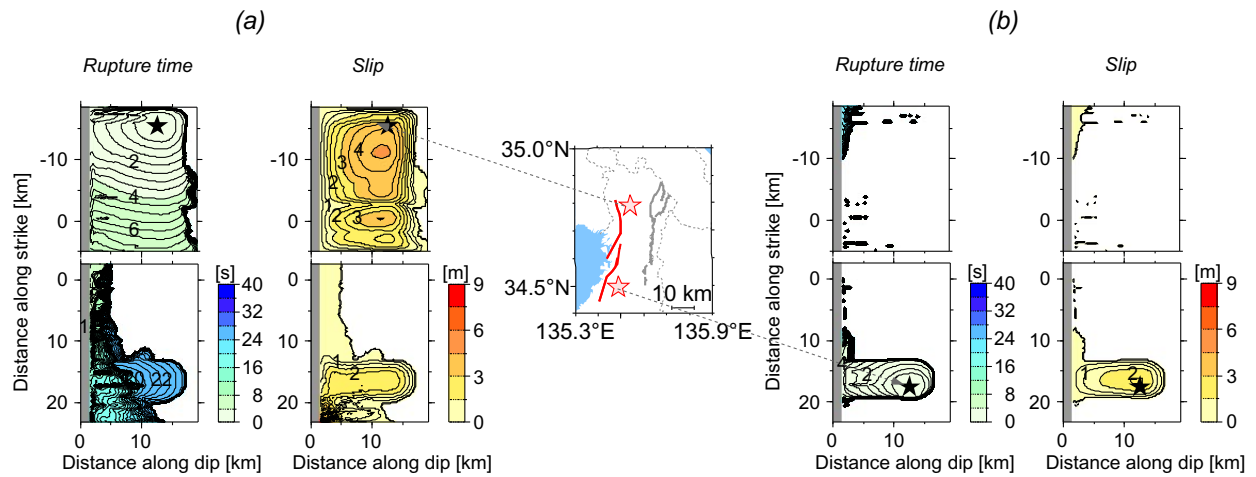


第6図. 数値計算のモデル.
Fig. 6. Numerical model used in this study.



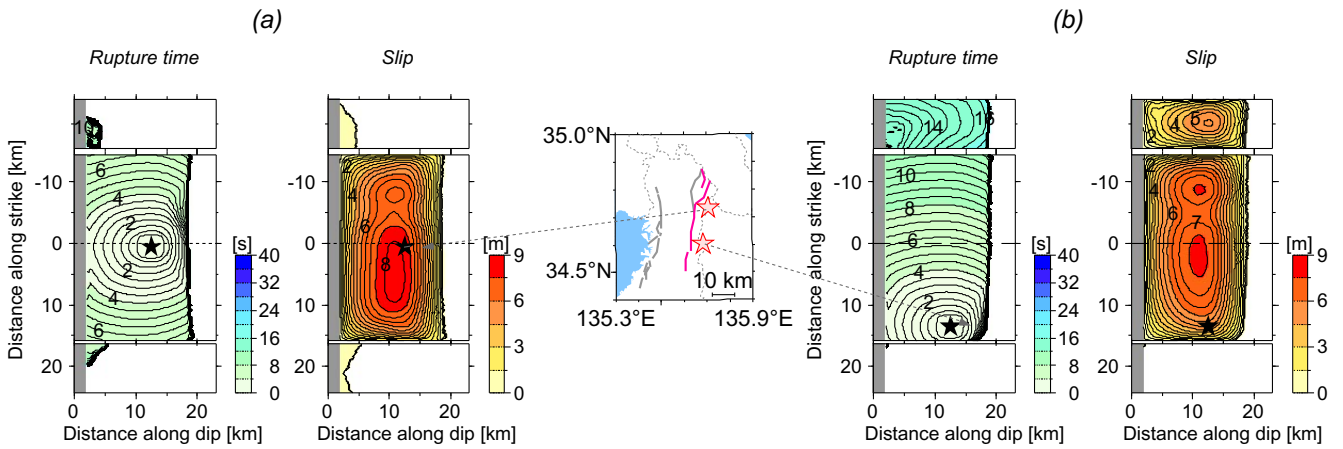
第7図. 上町断層系を1セグメントとした場合の破壊過程. (a) 破壊開始点を断層系の北端に置いた場合.
(b) 破壊開始点を断層系の南端に置いた場合.

Fig. 7. Rupture processes of the Uemachi fault system (1-segment model). (a) A hypocenter is located near the northern end of the fault system. (b) A hypocenter is located near the southern end of the fault system.

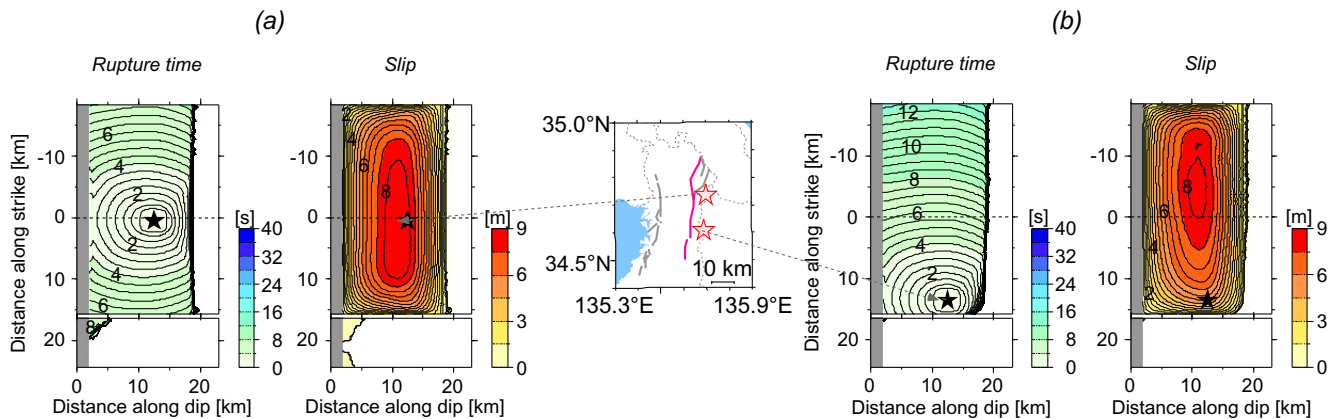


第8図. 上町断層系を2セグメントとした場合の破壊過程. (a) 破壊開始点を断層系の北端に置いた場合.
 (b) 破壊開始点を断層系の南端に置いた場合.

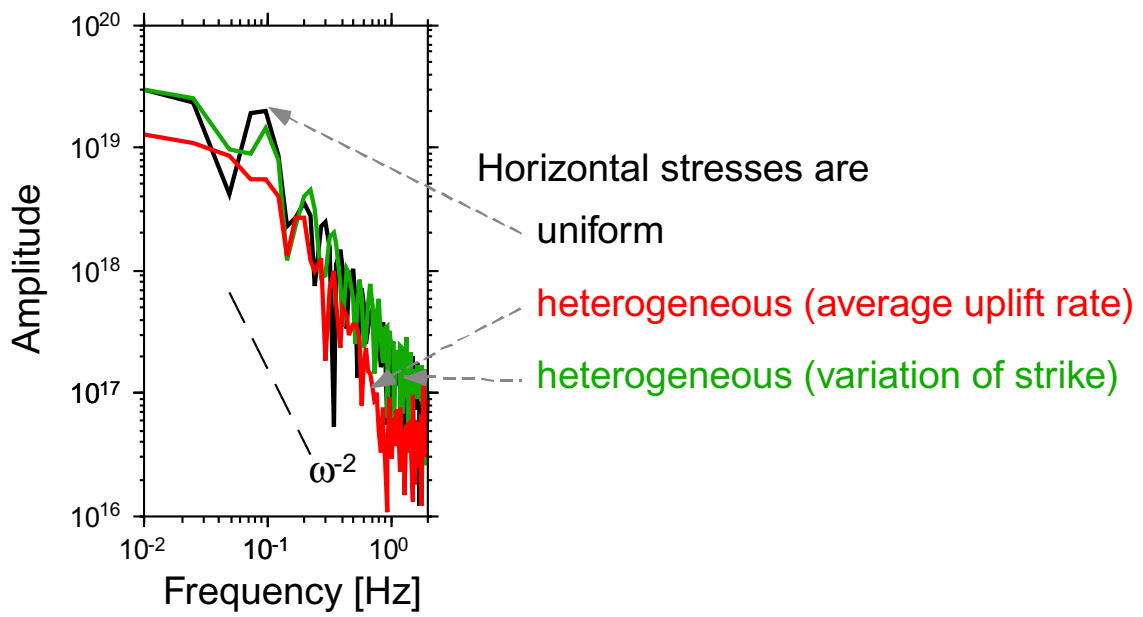
Fig. 8. Rupture processes of the Uemachi fault system (2-segment model). (a) A hypocenter is located near the northern end of the fault system. (b) A hypocenter is located near the southern end of the fault system.



第9図. 生駒断層系（菅田・生駒・交野・田口断層モデル）の破壊過程. 点線は、生駒断層と交野断層との境界を示す.
 (a) 破壊開始点を生駒断層と交野断層の折れ曲がり部分に置いた場合. (b) 破壊開始点を生駒断層の南端に置いた場合.
 Fig. 9. Rupture processes of the Ikoma fault system (Konda-Ikoma-Katano-Taguchi model). Dotted lines indicate the boundary between the Ikoma and Katano fault segment. (a) A hypocenter is located near the bend between the Ikoma and Katano fault segment. (b) A hypocenter is located near the southern end of the Ikoma fault.



第10図. 生駒断層系（菅田・生駒・枚方断層モデル）の破壊過程. 点線は、生駒断層と枚方断層との境界を示す. (a) 破壊開始点を生駒断層と枚方断層の折れ曲がり部分に置いた場合. (b) 破壊開始点を生駒断層の南端に置いた場合.
 Fig. 10. Rupture processes of the Ikoma fault system (Konda-Ikoma-Hirakata model). Dotted lines indicate the boundary between the Ikoma and Hirakata fault segment. (a) A hypocenter is located near the bend between the Ikoma and Hirakata fault segment. (b) A hypocenter is located near the southern end of the Ikoma fault.



第11図. 上町断層系の破壊過程の震源スペクトル. 黒は, 初期応力場が深さにのみ依存する場合. 緑は, 断層形状による初期応力場の不均質を考慮した場合. 赤は, 平均変位速度から初期応力場の不均質を導入した場合. 断層系全体を1セグメントとし, 破壊開始点は断層系の北端に置いた.

Fig. 11. Comparison of source spectra of rupture processes on the Uemachi fault system. A black line indicates that initial stress field depends only on depth. A green line indicates that fault geometry causes heterogeneous initial stress field. A red line indicates that heterogeneous initial stress field is estimated from average uplift rate. We use 1-segment model and locate an initial crack near the northern end of the fault.