

応力トリガリング評価法の高度化のための基礎解析

Preliminary analyses to develop a method for stress-triggering assessment

長 郁夫¹・桑原保人²

Ikuko Cho¹ and Yasuto Kuwahara²

^{1,2} 地質情報研究部門 (Institute of Geology and Geoinformation, GSJ/AIST, ikuo-chou@aist.go.jp)

Abstract: We have started a numerical study to evaluate a stress triggering based on a physical model of a two-dimensional fault plane that obeys a rate- and state-dependent friction law, aiming to construct a new methodological framework of forecasting an inland earthquake by a Monte Carlo simulation. In this study, one of the simplest cases was tested as a beginning of the numerical experiment. However, we obtained unexpected results, in which stress steps corresponding to positive changes in Coulomb failure function (ΔCFF) delayed the occurrence of a next earthquake. We turned back to fundamental analyses to interpret the simulation result. We applied a uniform shear stress step to the fault plane and observed the relation between an input time of a stress step and a time of a next earthquake. We found that the time of a next earthquake strongly depends on the input time of stress step and that a positive change in ΔCFF may extend a time to a next earthquake. Further examinations revealed that these results can be explained by a simple mechanism that a stress step triggers a sequence of a few episodic aseismic slips with almost constant time intervals, which finally changes into a seismic slip after a full growth of rupture nucleation patch generated beside the region of aseismic slip.

キーワード: 応力変化, トリガリング, 摩擦則, 地震サイクル, シミュレーション

Keywords: stress transfer, triggering, friction law, earthquake cycle, simulation

1. はじめに

2004年10月6日, 新潟県中越地域でM6.8の地震(2004年新潟県中越地震)が発生した. 同地域は新潟-神戸歪集中帯(Sagiya *et al.*, 2004)に位置し, 長野盆地西縁断層の活動による1847年善光寺地震と1828年三条地震に挟まれた第2種地震空白域として地震発生の危険性が指摘されていた(大竹, 2002). その地域の活断層は依然として活動の可能性がある(2節), 2004年新潟県中越地震がそれらに及ぼす影響を早急に評価する必要がある(桑原ほか, 2005).

近隣の地震による応力変化を原因とする地震の誘発現象は応力トリガリングと呼ばれ盛んに研究されてきており(Stein *et al.*, 1997; Toda *et al.*, 1998; Gomberg, 2000; Belardinelli *et al.*, 2003; Hardebeck, 2004; Gomberg *et al.*, 2005), 1自由度系(1質点にバネを付けて一定レートで強制的に引っ張るモデル)に速度と状態に依存する摩擦則(Rate- and State-Dependent Friction Law, RS摩擦則)を適用する理論(Dieterich, 1994)を基礎とする応力トリガリングの評価法は既に実用化されている(Stacy *et al.*, 2005). しかしこのモデルによる評価では, 断層深部の非地震性滑りの影響等, 現実的な応力蓄積過程が考慮されていない. 大地震の発生には応力蓄積が必要であ

るから, その原動力が定常的な非地震性滑りにあるならば, 応力トリガリング評価法の確立のためには, 近隣の地震が着目断層の非地震性滑りに与える影響も評価し, 更に地震性の滑りとの相互作用も考慮すべきと考えられる.

一方, 1980年代後半から, 2次元或いは3次元の断層面にRS摩擦則を適用して地震サイクルをモデル化する試みがなされてきている(Tse and Rice, 1986; Stuart, 1988; Tullis, 1988; Ben-Zion and Rice, 1995; Kato and Hirasawa, 1997; Kato, 2000; Kuroki *et al.*, 2002; Lapusta *et al.*, 2000; Hori *et al.*, 2004; Ziv and Cochard, 2006). このモデルでは断層全体あるいは断層端に一定レートの相対滑りが強制的に与えられる. 断層を構成する多数のセルは, 周囲の媒質を介して相互作用しながら, 地震性, 非地震性の滑りを起こす. 結果として, 地震時, 地震間を含む幅広い時間スケールで現実の断層運動を説明するような挙動が得られる. この物理モデルは, 地震発生予測のために有効なものとなると期待されている.

我々は2004年新潟県中越地震を機に, 上述のような断層の物理モデルを内陸地震の応力トリガリング評価に適用することで評価精度を向上させる試みに着手した. このような方法論的な枠組みを構築することが, タイトルに掲げた高度化の内容である. 内

陸地震の再来間隔は 1000 年のオーダーなので、断層上の応力変化の評価に用いるデータ、すなわち近隣の地震の規模や発生時期は基本的に地質、地形学的証拠と解釈に基づくことになり、一般にはデータ不足や無視できない曖昧さを伴う。我々としては、近年急激に蓄積しつつある地震学及び測地学的観測や解釈、及び実験室からの情報を物理モデルの上に参集することにより、応力トリガリングの評価精度向上を図りたいと考えている。

本研究ではその取り掛かりとして、2004 年新潟県中越地震に最も近接する六日町断層の 2 次元モデルを作成し、同中越地震を始めとする近隣の地震による静的応力変化（応力ステップ）が次の六日町断層の活動に与える影響を検討した。各種の情報から六日町断層の物理モデルを構築した上でその最新活動以降に活動した近隣の地震の規模と活動時期に確率的なゆらぎを与え、応力変化の影響を評価し、次の六日町断層の活動時期の分布を得るというモンテカルロ・シミュレーションを実施した。

モンテカルロ・シミュレーションの結果は、次の六日町断層の活動時期は近隣の地震の影響により大幅に遅れるという、意外なものであった。クーロン破壊応力関数の変化量 (ΔCFF) からは次の六日町断層の活動時期は早まると考えられるので (2 節)、既往の応力トリガリング評価法からすると、予想外の結果である。我々が採用した断層のモデル化方法に根本的な問題が含まれるか、場合によっては、既に実用化したと考えられている応力トリガリング評価法自体に再検討の必要がある。

我々は、すべてに先駆けて、このようなシミュレーション結果を生じた原因を把握する必要があると考えた。実は、これまで、セル間相互作用を考慮した断層モデルを用いた地震サイクル数値モデルに及ぼす応力ステップの影響はほとんど把握されていない。数少ない先駆的研究 (Kato, 2000) では、次の地震までの時間は地震サイクルのどの時期に応力ステップを与えるかに依存し、その原因は非地震性滑りの複雑な挙動にあることが示唆されている。そこで本研究では、断層面全体に均一な剪断応力ステップを与え、次の地震までの時間の変化を分析するという基礎的な解析を実施することで、その具体的な内容の一端を明らかにしたいと考える。

本論文の目的は、我々が試験的に着手したモンテカルロ・シミュレーションの内容を報告すること、及び、シミュレーションで用いられた断層モデルの応力トリガリングにおける非地震性滑りの具体的な役割を把握することである。以下、2 節で中越地域の活断層をモデル化し、3 節でシミュレーション内容を報告する。4 節で応力ステップと次の地震までの時間との関係に関する基礎分析を実施し、地震のトリガリングにおける非地震性滑りの役割を明らかにする。

2. 新潟県中越地方南部地域周辺の活断層

本研究で用いた活断層のモデルを第 1 図及び第 1 表に示す。長野盆地西縁断層及び六日町断層はそれぞれ長野盆地及び六日町盆地の西縁に位置する活断層の地表トレース（赤線）から地下深部に向かう平坦な矩形でモデル化した。2004 年新潟県中越地震は六日町断層の N30°E 方向の延長に位置するため、これら 2 つで 1 つのセグメントと見なす位置付けもある（例えば、産業技術総合研究所（産総研）(2007a)）。しかし本研究では深部形状が異なるという考え (Sato and Kato, 2006; Okamura *et al.*, 2007) に基づいてそれぞれ別の断層と位置付け、Okamura *et al.* (2007) を参考として各ジオメトリをモデル化した。

六日町断層の活動履歴は産総研 (2007b) による調査結果を参考として与えた。長野盆地西縁断層のジオメトリと活動履歴は地震調査研究推進本部 (2001) を参考として与えた。なお、六日町断層の西側に十日町盆地西縁及び東縁断層 (産総研, 2007a) が位置するが、その再来間隔と最新活動時期によれば、六日町断層の最新活動以降に活動していない可能性が高い。よって、ここでは六日町断層の次期活動には影響を及ぼさないと考え、モデル化しなかった。

我々は、数値解析に入る前に、2004 年新潟県中越地震の断層、長野盆地西縁断層の活動が六日町断層中央部 (第 1 図の 1 点鎖線) に及ぼす応力ステップを評価した (第 2 図)。具体的には、第 1 図、第 1 表の断層ジオメトリで断層面を表す矩形全体が均一に滑ると仮定し、弾性媒質の食い違い理論 (Okada, 1990) に基づいて、剛性率 30 GPa の半無限ポワソン物質を仮定して応力変化を計算した上で、次式で定義される ΔCFF を計算した。

$$\Delta CFF \equiv \Delta \tau - \mu' \Delta \sigma. \quad (1)$$

ここに、 μ' は見かけの摩擦係数、 $\Delta \tau$ 、 $\Delta \sigma$ はそれぞれ剪断及び有効法線応力ステップ（それぞれ、逆断層方向、圧縮方向を正とする）である。 ΔCFF が正（負）ならば、与えられた応力ステップにより断層が動きやすく（動きづらく）なったことを意味する。これは将来の地震発生時期が早まる（遅れる）ことに対応する。同図は六日町断層のほとんどの領域で ΔCFF が正となることを示している。従って、 ΔCFF を参考とする限り、次の六日町断層の活動は応力変化なしの場合と比べて早まると予想される。

3. シミュレーション

3.1 定式化

六日町断層の地震サイクルを 2 次元問題としてモデル化する。半無限弾性媒質に埋め込まれた断層面を多数のセル（線分）に分割し、最深セルを半無限として一定の相対速度 V_d で滑らせる。断層面には

slowness law と呼ばれる発展則による RS 摩擦則 (Dieterich, 1979; Ruina, 1983) が作用すると仮定する.

$$\begin{aligned}\tau_i &= \mu_i \sigma_i, \\ \mu_i &= \mu_0 + a_i \ln(\dot{\delta}_i / \dot{\delta}_{0i}) + b_i \ln(\theta_i \dot{\delta}_{0i} / L_i), \\ d\theta_i / dt &= 1 - \theta_i \dot{\delta}_i / L_i.\end{aligned}\quad (2)$$

添字 $i (i=1, \dots, M)$ はセル番号, μ は摩擦係数, σ は有効法線応力, τ は剪断応力, $\dot{\delta}$ は滑り速度 (δ は変位), θ は滑り面の状態を記述する状態変数, $a, b, L, \mu_0, \dot{\delta}_0$ は定数 (摩擦パラメータ) である.

各セルに作用する応力は次式で表される.

$$\begin{aligned}\tau_i(t) &= \sum_{j=1}^{M-1} K_{ij} \delta_j(t) + K_{iM} V_d t - (G/2c) \dot{\delta}_i(t) + P_i(t), \\ \sigma_i(t) &= \sum_{j=1}^{M-1} J_{ij} \delta_j(t) + J_{iM} V_d t + \sigma_i^{init} + Q_i(t).\end{aligned}\quad (3)$$

K_{ij}, J_{ij} は弾性体の食い違い理論から導かれるグリーン関数で, i 番目のセルの単位滑りによる j 番目のセルの中央部における応力変化を表す. t は時間, σ_i^{init} は初期有効法線応力, c は S 波速度, $P_i(t)$ と $Q_i(t)$ は系の外部から与える応力擾乱である. 式 (3) の第 1, 2 式 2 項目は最下部に与える強制相対変位による応力変化 (Kato, 2001) を, 第 1 式 3 項目は弾性波の放射による剪断応力の減衰を表す (Rice, 1993).

式 (3) で表される応力が摩擦力 (2) と平衡状態にあるとして式 (2), (3) を連立すれば, t に関する常微分方程式が得られる. そこで, 定数 $a_i, b_i, L_i, \mu_0, \dot{\delta}_{0i}$ を適当に仮定して与え, 諸量 $\tau_i, \sigma_i, \dot{\delta}_i$ および δ_i, θ_i の時間発展を Runge-Kutta 法 (Press *et al.*, 1992) で解く.

式 (3) の P, Q , すなわち近隣の地震による応力ステップは次式で表される.

$$P_i(t) = \sum_{n=1}^N \Delta \tau_{ni} h_n(t-t_n), Q_i(t) = \sum_{n=1}^N \Delta \sigma_{ni} h_n(t-t_n). \quad (4)$$

t_n は n 番目の地震の発生時刻, $\Delta \tau_{ni}, \Delta \sigma_{ni}$ は n 番目の地震が i 番目のセルの中央部に与える応力ステップ量である. $h(t)$ は $t < 0$ で 0, $t \geq 0$ で 1 となる階段関数である.

計算機コードには, $t=t_n$ で剪断及び有効法線応力, 速度の不連続を与える一方で状態変数の値は変えずに数値積分を続けるという方法で実装する. 応力ステップによる速度変化の計算方法は付録 A に示す通りである (式 (A3)).

3.2 地震サイクル・シミュレーション

本節では式 (4) を用いず, 式 (3) の P, Q を 0 と設定して応力ステップを考慮しない場合の地震サイクルの数値解を観察する. 断層の最浅部 (地表) から

最深セルまでの長さは 18 km (深さ 13.8 km) とし, 最深セルを半無限として $V_d=0.5$ mm/y の相対速度で強制的に相対変位を与える. 各セルのサイズ l は, 安定条件 (Rice, 1993) を考慮して $l < 0.05h$, ただし $h=4GL/[3(b-a)\sigma]$ (Dieterich, 1992) を満たすようにセルサイズを設定する. 具体的には, 断層は長さ 12.5 m から 50 m の 830 個のセルに分割される. グリーン関数は, 2 節と同様の方法 (Okada, 1990) で, 第 1 図の断層ジオメトリと第 2 表の弾性定数を用いて計算する. a, b, σ^{init} には, 第 3 図 a, b のような深さ依存性を与える. 摩擦パラメータ $a-b$ の値 (同図 a) は花崗岩を用いた実験 (Blanpied *et al.*, 1991; 1995) を参考として設定しており, 既往の研究 (例えば, Tse and Rice, 1986; Rice, 1993; Lapsta *et al.*, 2000; 加藤, 2005) でも類似する値が用いられている. 初期有効法線応力 (同図 b) は基本的には静岩圧, 静水圧を仮定して $(\rho-\rho_w)gy$ としている ($\rho=2.8 \times 10^3$ kg/m³, $\rho_w=1.0 \times 10^3$ kg/m³, $g=9.8$ m/s², y は深さ). ただし浅部では, 滑りによる法線応力の変動により法線応力が負になるのを避けるため, 加藤 (2005) に従って最小値を 50 MPa としている. 他のモデル・パラメータは, 第 2 表のように設定する. 初期変位, 初期状態変数及び初期剪断応力を 0, 最深セル以外の初期滑り速度を $0.02 V_d$ として数値計算を実行する.

第 4 図は数値計算結果である. 以下, 便宜上摩擦特性 (第 3 図) を参考として $a-b$ が一定値 -0.003 となる深度 10 km 以浅を地震滑り領域と呼び, 点 C (第 1 図) の計算結果を代表値とする. 12.5 km 以深を定常滑り領域と呼び点 F で, その中間点を遷移領域と呼び点 D, E でそれぞれ代表する. 同図より, 地震滑り領域は再来間隔 $T=6500$ 年で間欠的に地震滑り (滑り速度 1 m/s, 滑り量 3 m, 応力降下量 5 MPa 程度) が発生すること, 定常滑り領域は基本的には速度 10^{-11} m/s で定常的に滑ることが分かる.

第 5 図は断層沿いの滑り速度分布の時間発展である. 同図の縦軸 13 km 以下の部分 (白点線以下) は地震滑り領域, 13 km から 16.3 km の部分は遷移領域, 16.3 km 以上は定常滑り領域である. 同図から, 地震滑り領域は便宜的に設定した参照速度 (10^{-12} m/s) に対して 2 オーダー以上低速で滑ること (以下, 参照速度 10^{-12} m/s 以上の深部領域を単に高速度領域と呼ぶ), また参照速度以上で滑る深部の比較的高速の領域は浅部の地震滑り領域に向かい年間約 0.4 m のレートで拡大することが分かる.

詳細な観察によれば, 高速度領域と低速の地震滑り領域との境界 (高速度領域の拡大フロント, 第 5b 図) は高応力となっている. しかしその一方で, 高速度領域のうち地震滑り領域 (同図 a の白点線以浅) に含まれる領域のほとんどは, 滑り弱化により剪断応力が (正確には, 剪断応力と法線応力との比が) 低下している. よって高速度領域のうち地震滑り領域に張り出した部分のほとんどは, 他の領域よりも

摩擦が小さく、更に高速化しやすい。同地点のパラメータ値から計算した不安定滑りを起こすための臨界長 $4GL/[3(b-a)\sigma]$ (Dieterich, 1992) は数 100 m 程度となるから、高速度領域の張り出し部がこの長さを超えれば、地震性滑りを生じ得る。実際、拡大フロントが地震滑り領域に浸入して 500 m を超えた時点 ($0.85T$) でエピソード的な非地震性の滑り (Episodic Aseismic Slip, EAS) が生じ、800 m を越えた時点 (T) で次の地震が生じている。そして地震性の滑りはここから開始している。

第 6 図は、点 D の滑り速度の時間変化を第 4b 図から切り出して拡大したものである。同図より、遷移領域ではヒーリング期間 (地震直後滑り速度が定常値に戻るまでの期間、 $0.1T \sim 0.5T$ 程度) の終了時に EAS が生じること、及び、それ以降は 1000 年から 1170 年程度の時間間隔で EAS が繰り返し励起され、5 回目最後 ($0.85T$) の EAS ではピークが急激に大きくなるのが分かる。

以上の観察結果から、我々のモデルにおける地震発生メカニズムは次のようであると推測される。まず遷移領域のヒーリング終了時に EAS が生じる。その後、同領域では、間欠的に EAS が生じる。一方、隣接する地震滑り領域深部では高速度領域が深部の遷移領域から張り出し、徐々に拡大する。高速度領域が張り出した後に生じる EAS は振幅が大きくなり、張り出しが不安定滑りの臨界サイズ以上に拡大した後に生じる EAS は、地震性の滑りに変化する。この着想の妥当性は 4 節で検証される。

3.3 モンテカルロ・シミュレーション

前節の地震サイクル数値モデルから 1 サイクル分を切り出し、次の手順で各断層の活動時期と滑り量を確率変数として応力ステップ (式(4)) を与える計算 (試行) を繰り返し、六日町断層の次の活動時期の分布を得る。まず、六日町断層の最新活動時期および長野盆地西縁断層の過去 3 回の活動時期は第 1 表に示す通り推定値に幅があるので、一様分布を仮定して実現値を決める。その際、長野盆地西縁断層の活動 (3), (4) (第 1 表) は六日町断層の最新活動以前となる可能性があるが、数値計算では六日町断層の最新活動以降の応力擾乱のみを扱うこととし、その場合はそれらの活動は考慮しないこととする。例えば六日町断層の最新活動が 800BC、長野盆地西縁断層の (4) の活動が 1000BC の場合、(4) の活動は数値計算に考慮しない。こうして六日町断層の最新活動時期を地震サイクルの開始に一致させ、長野盆地西縁断層の (1)~(3) の活動時期および 2004 年新潟県中越地震 (1) の活動時期に合わせてそれぞれ応力ステップを与える。各イベントの滑り量も確率変数とし、第 1 表の範囲で一様分布を仮定して与える。

第 7 図は 300 回の試行の結果である。六日町断層

及び近隣の地震活動の時間分布を幅 200 年のヒストグラムで示している。1847 年の長野盆地西縁断層 (善光寺地震) 及び 2004 年新潟県中越地震は活動時期が固定されているので、それぞれ 300 回の頻度が計上されている。同図には、六日町断層の前の活動分布を単に 6500 年平行移動した分布も参考としてプロットしている。これは、近隣の地震による応力ステップの影響を考慮しない場合に得られる分布と解釈できる。シミュレーションによる六日町断層の次期活動時期分布をこれと比較すれば、近隣の地震が次の六日町断層の活動時期を遅らせるという結果が得られていることが一目瞭然である。

第 7 図より、シミュレーションで得られた六日町断層の次期活動時期分布はバイモーダルであり、各最頻値は 7300 AD と 8700 AD となることが分かる。前回の六日町断層の活動時期を 500 BC (-500 AD) とした場合、これらの最頻値までの時間間隔はそれぞれ 7800 年、9200 年となる。応力ステップを与えない場合の再来間隔 6500 年に対してそれぞれ 20%、42% 増である。

第 8 図はシミュレーションの結果得られた六日町断層の次の地震までの時間の分布である。分布は後方 (時間が伸びるセンス) により大きくばらつく。最頻値は 8100 年、平均値は 8443 年となる。最頻値は再来間隔 6500 年と比して 25% 伸びている。対応する対数正規分布 (平均値 8443 年、標準偏差 0.098) と比してシミュレーション結果は最頻値周辺部が突出するが、裾野の広がりには比較的良く一致する。

4. 応力ステップが次の地震までの時間に与える影響

4.1 解析と結果

3.2 節の地震サイクルの数値モデルから 1 サイクル分を切り出し、サイクル内の各時刻でそれぞれ全セルに均一な応力ステップ $\Delta\tau$ を与え、次の地震までの時間変化を観察する。 $\Delta\tau$ は、 $\pm 0.5, \pm 0.25, \pm 0.05$ [MPa] (点 C の地震時の応力降下量 5 MPa の 1% から 10% に相当) の 6 通り (逆断層センスを正) とする。地震の同定基準としては、まず地震領域におけるモーメント解放率 (走向方向のサイズは単位長さとする) の時間変化を計算し、その最大値と最小値の対数平均を超えた時点を地震発生と見なす。

第 9 図に解析結果を示す。上のパネルは、応力ステップを与える場合と与えない場合における地震発生時までの時間比 $(T'-t)/(T-t)$ と応力ステップを与える時期 t との関係である。下のパネルは、次の地震までの時間 T' と応力ステップを与える時期 t との関係である。以下、地震直後 (最新の地震の直後)、地震間、地震直前 (次の地震の直前) の傾向をそれぞれ観察し、解釈する。本研究において「地震直後」は遷移領域のヒーリングの影響が卓越する期間 ($0-0.1T$)、「地震直前」は遷移領域における最後の顕

著な EAS 以降 ($0.85T$ - T)、「地震間」はそれ以外の期間とする。同図によれば、各時期に応力ステップを与えた場合の次の地震までの時間の変化の様子は次のようになる。

- ・地震直後 $\Delta\tau$ の符号によらず $T'/T > 1$ で 1 に近い。
- ・地震間 T'/T は $\Delta\tau$ の符号によらず t/T と正の相関を持ち、グラフの形状は下に凸となる傾向がある。 t/T の増加に伴いある上限まで増加すると、不連続的にある下限まで減少する。上限、下限はそれぞれ概ね 0.9 から 1.4 程度となる。 $\Delta\tau$ により不連続部の開始位置が異なる。
- ・地震直前 $\Delta\tau$ が正、負の場合それぞれ $T'/T < 1$, $T'/T > 1$ となる。

4.2 解釈

以下では、1 節で触れたように、非地震性滑りの役割及び地震性滑りとの相互作用に注意しつつ、4.1 節の解析結果を与える原因として地震のトリガリング機構を分析する。説明の便宜上、地震間、地震直後、地震直前の順に述べる。

4.2.1 地震間に応力ステップを与えた場合

第 9 図に示される複雑な結果の原因を検討するために、第 9 図における各プロットを構成する個々のモデル計算結果を分析する。例として、第 10 図に $\Delta\tau=0.25$ MPa として $t/T=0.31$ に応力ステップを与えた場合のモデル計算結果を示す。同図 a-c によれば、応力変化を与えた直後から点 D, E で EAS が繰り返すことが分かる。3.2 節では遷移領域のヒーリング終了時に EAS が生じ、それ以降 EAS は間欠的に励起されることを示したが、ここで見られる EAS は、応力ステップによりトリガーされ、3.2 節の EAS と比して振幅が大きい点異なる。しかし、その繰り返し間隔は 1079 年から 1205 年であり、 $0.85T$ 程度で励起された EAS は大きなピーク値を持つという特長は良く似ている。

第 10 図の EAS のトリガリング機構は次の通りである。まず、正の応力ステップを与えると、深部の定常滑り領域 (点 F) と遷移領域 (点 D, E) の滑り速度は、瞬間的に最大 10% 程高速化する (付録 A)。その後、定常滑り領域、遷移領域ともにしばらく加速を維持するが、定常滑り領域は $a-b > 0$ かつ深部の滑り速度一定の領域に近接するために早期に加速が収まる。これに対し遷移領域は $a-b < 0$ なので滑りの高速化は更なる高速化を招き、長期間加速が維持される。結局、高速化した定常滑り領域と同程度の速度まで達する (第 11a 図)。一方、地震滑り領域 (点 C) は、もとの滑り速度が定常滑り領域や遷移領域よりも何オーダーも低いため、点 D, E と比較して無視できる程度の速度変化しか生じない (第 11a 図, 付録 A)。こうして遷移領域のみ加速する。

EAS が繰り返す理由には次の通りである。ま

ず遷移領域は EAS により応力蓄積レートが小さくなる。そのため徐々に減速し、ついには応力ステップ前の定常状態よりも低速となる。すると今度は応力蓄積レートが増加して加速し、ついには定常状態よりも高速となる。このような状況は、例えば Scholz (1990) が指摘するように、 $a-b$ が負で 0 に近い領域 (点 D, E はそれに該当する) で起こりやすいと考えられる。第 12a 図はこの様子を示す位相ダイアグラム (Rice and Gu, 1983) である。位相ダイアグラムとは、横軸を対数速度、縦軸を $a\sigma$ で正規化した剪断応力とし、定常滑り状態の値を原点とした図である。軌跡の開始点から傾き 1 の直線 (破線) に沿う直線部は、応力ステップによる剪断応力と速度の不連続を表している。引き続き現われる楕円の軌跡は、剪断応力と速度の間には、この段落の冒頭で述べたような位相のずれがあることを示している。

第 13 図は、応力ステップを与えた時刻 t と EAS (a1, a2, ..., a5) のピーク時刻 t_0 との関係である。同図より、EAS は応力ステップ後すぐにトリガーされ (同図 a1), 以降、一定時間間隔で繰り返すことが分かる (同図 a2, a3, ...)。同図には参考として地震のピーク時刻もプロットしているので、地震性滑りのピークは EAS のピークと非常に良く連続することが分かる。この結果は、EAS のピーク時刻が $t_0/T = 0.9$ を超えると EAS が地震性の滑りに変化することを意味する。EAS が地震になり得る時期は、地震滑り領域の最深部に高速度領域が張り出し十分に拡大した後と考えられる。

第 14 図は断層沿いの滑り速度分布の時間発展である。第 10 図と同様に、 $\Delta\tau=0.25$ MPa として $t/T=0.31$ に応力ステップを与えた場合を示す。応力ステップを与えない場合 (第 5 図) と同様に、遷移領域のヒーリング後は深部の定常滑り領域から地震滑り領域 (同図の白点線よりも下部) に向かって高速度領域が平均 0.4 m/y 程度の速度で拡大している。応力ステップを与えない場合との顕著な相違は、高速度領域の拡大速度が EAS により加速した後減速することである。加速するのは単に EAS の振幅が大きくエネルギーが大きいためであり、減速するのは遷移領域の滑り速度が減速するからであると考えられる。4 つ目の EAS による拡大速度の加速は顕著であり、EAS の発生直前 ($0.85T$)、高速度領域の地震滑り領域への張り出しは 500 m 程度だったが、EAS の発生により 1 km 程度まで成長している。こうして高速度領域は不安定滑りの臨界長よりも長くなり、次の EAS の励起時は地震性滑りが生じた。

まとめると、地震間の応力ステップによる地震のトリガリング機構は次のようになる。すなわち、時刻 t に応力ステップを与えると、その直後に遷移領域で EAS がトリガーされる。EAS は一定時間間隔で繰り返す、ピーク時刻が $t_0/T > 0.9$ を超えると地震となる。これは、深部の高速度領域が低速な地震

滑り領域に向かって拡大し、不安定滑りの臨界長に匹敵するための時間である。 t がある範囲内で増加すれば、(応力ステップを遅らせれば) その分 EAS のトリガーが遅れるので地震のトリガーも遅れ、結果として T'/T は大きくなる。更に t を増加すると、ある時点で最後の EAS のピーク時刻が $t_0/T > 0.9$ の領域に入り、地震に取って代わる。この時、 T'/T は不連続に減小する。

第 15 図は、EAS のピーク時刻とピーク速度との関係である。 t_0/T が 0.6~0.8 以下ではピーク速度の変化は小さいが、それ以降は、オンセット時間とともに著しく成長することが分かる。これは、高速度領域が地震滑り領域に 0.7T 程度浸入し、それ以降、単調に拡大することと関係する。地震滑り領域で比較的高速度の非地震性滑りが生じれば、速度弱化により摩擦力が低下する。地震滑り領域で高速度領域が拡大すれば遷移領域を支える力は減少し、結果として、遷移領域のピーク速度は大きくなる。

第 16 図は、EAS のピーク速度と次の EAS との間の時間間隔との関係である。最後の EAS のピーク速度と地震までの時間間隔も、特に分類せずにプロットしている。同図の通り、両者間には強い正の相関がある。ピーク速度が大きければその分直後の速度低下も顕著となり、従って速度回復に要する時間も長くなるからであると考えられる。

第 15, 16 図を合わせると次のことが分かる。すなわちピーク時刻 $t_0/T < 0.8$ では、EAS のピーク速度はピーク時刻にあまり依存しない(第 15 図) 一方で次の EAS との間の時間間隔と強い相関を持つ(第 16 図)。その結果、EAS の繰り返し時間間隔はほぼ一定となる。一方、 $t_0/T > 0.8$ で生じる最後の EAS は時間とともにピーク速度が増大するため(第 15 図)、第 16 図の関係により、地震に変化する次の EAS までの時間間隔が応力ステップを与える時刻 t とともに増加する。その結果として、 T'/T 関数の連続部は下に凸の形状を取る。

以上、応力ステップが正の場合を例として説明したが、応力ステップが負の場合も EAS はトリガリングされる。この場合、遷移領域の滑り速度はまず低下し、その後加速に転じる。この点では応力ステップが正の場合と反対である。しかしそれ以降のプロセスは応力ステップが正の場合と同様に(第 11b 図、第 12b 図)、遷移領域では EAS が繰り返し生じ、地震滑り領域深部では高速度領域が拡大する。高速度領域が十分に拡大した後に生じた EAS は地震滑りに発展する。

第 11 図 a と b の比較からも分かる通り、応力ステップが正負逆の場合、EAS がトリガーされてピーク(同図矢印)をとるまでの時間が異なる。結果として応力ステップを与える時刻と次の地震までの時間のプロットは、第 9 図に示すように、応力ステップの正負に依存して平行移動したようになる。

4.2.2 地震直後に応力ステップを与えた場合

地震直後(遷移領域のヒーリング中)に与えた応力ステップは EAS を直接トリガーしない。応力ステップ後の滑り速度は応力ステップの入力直前の滑り速度に比例するので(付録 A)、遷移領域のヒーリング中の応力ステップの影響は、地震間のそれと比して無視できる程度である。一方、遷移領域のヒーリング終了時は、応力ステップがない場合(3.2 節)と同様に、EAS を生じる。この EAS の励起時刻および振幅は、ヒーリング中に受けた応力ステップの影響で摂動を受けている。

ヒーリング終了時における EAS のトリガー以降のプロセスは、上述の「地震間に応力ステップを与える場合」と同様である。結果として、次の地震までの時間はヒーリング終了時刻及び振幅の摂動分だけ変化することになり、応力ステップを与えない場合と大きくは変わらない。 T'/T は 1 に近い値を取る。

$\Delta\tau$ が正の場合、応力ステップはヒーリングによる速度低下を抑制する。よって定常的な速度に戻るまでの時間は短縮され、ヒーリング終了時刻は早期化する。一方、ヒーリング終了時の速度は大きくなる。これは特に EAS と地震間の時間間隔の伸びに効き、次の地震までの時間の伸びに寄与する。これらの影響を比較すると後者がより強く、結果として次の地震までの時間は伸びる傾向となるようである($T'/T > 1$)。

$\Delta\tau$ が負ならば、応力ステップはヒーリングによる速度低下に拍車をかける。よって定常的な速度に戻るまでの時間は伸び、ヒーリング終了時刻は遅延する。ヒーリング終了時の速度はやや小さくなるが、EAS のヒーリング終了時刻は遅延の影響が強く、結局は $T'/T > 1$ となる。

4.2.3 地震直前に応力ステップを与えた場合

地震直前(応力ステップを与えない場合)に見られる最後の顕著な EAS のピーク時刻以降)に与えた応力ステップは EAS を直接トリガーしない。大きなピーク値を持つ最後の EAS により地震滑り領域に張り出した高速度領域の滑り速度はオーダーで低下するので(3.2 節)、「地震直後に応力ステップを与えた場合」と同様の理由により EAS はトリガーされない。地震直前に与えた応力ステップは、滑り速度の回復時期すなわち地震発生時期に擾乱を与える。 $\Delta\tau > 0$ ならば大振幅の速度低下は抑制されるので回復に要する時間は短縮され、 $\Delta\tau < 0$ ならばその逆となる。つまり、 $\Delta\tau$ が正、負の場合それぞれ $T'/T < 1$ 、 $T'/T > 1$ となる。

5. 議論とまとめ

本論前半では、2004 年新潟県中越地震および長野県西縁断層の活動による六日町断層の応力トリガリ

ングに関する評価精度向上の試みについて報じた。具体的には、六日町断層のモデルにセル間の相互作用を考慮して地震サイクルを数値計算し、近隣の地震による応力ステップの入力時期に確率的なゆらぎを与え、次の六日町断層の活動時期の分布を得るモンテカルロ・シミュレーションを実施した。その結果、近隣の地震による静的応力変化（応力ステップ）は六日町断層に正の ΔCFF を与えるにも関わらず、次の地震発生時期を遅らせることが示唆された。本論後半では、その原因を解明するための基礎分析の一環として、断層面全体に均一な剪断応力ステップを与える数値実験を実施し、応力ステップを与える時期と次の地震までの時間との関係を観察した。その結果、地震サイクルのどの時期に応力ステップを与えるかによって、次の地震までの時間は複雑に、しかし系統的に変化することが分かった。また、 ΔCFF の正負によらず伸びる時期があることが明らかにされた。

更に分析を進めると、応力ステップと次の地震までの時間は非地震性滑りを介して簡単な仕組で結びついていることが分かった。すなわち、応力ステップは直接地震をトリガーするのではなく、エピソード的な非地震性滑り（EAS）をトリガーする。一旦トリガーされた EAS はそれ以降も間欠的に励起され、その間、地震滑り領域深部では遷移領域から高速度領域が張り出し、拡大する。高速度領域が十分に拡大した後に励起された EAS は地震に発展し得る。応力ステップと次の地震までの時間の複雑な関係は、このような仕組で説明可能である（4.2 節）。

この分析結果は六日町断層に特化したパラメータ設定を用いて得られたものである。パラメータ設定により結果は少しずつ異なる。例えば 4.1 節（第 9 図）では、地震間に与えた正の応力ステップは地震を遅らせるように作用する傾向があった。しかしパラメータ設定によっては EAS の時間間隔は短く、また高速度領域の地震領域への浸入と拡大が比較的早期に行われるようになる。この場合、次の地震までの時間の上限と下限の幅は狭くなり、正の応力ステップは常に地震を早めるように作用する。その場合、モンテカルロ・シミュレーションは本研究で得られたものとは異なることになる。また、パラメータ設定によっては、地震直後や地震直前の挙動（4.1 節）がほとんど現れない場合も起こりえる。

本稿で示さなかった多くの試算によれば、 $a-b$ の最小値が小さければ（符号が負で絶対値が大）、4 節による地震間の挙動が顕著になるようである。逆に $a-b$ の最小値が大きければ（符号が負で絶対値が小）、例えば、 10^{-4} のオーダーであれば（本研究では $a-b$ の最小値は -0.003 で 10^{-3} のオーダーである）、地震滑り領域も非地震的に滑るようになり、結果として 4 節のような解析結果の解釈は複雑化する。このことは応力トリガリングの評価にとって非常に重要な

で、今後は、4 節のような結果が得られる条件として他のパラメータの影響を含めて明らかにすべく、更に検討を重ねる予定である。

付録 A

Rice and Gu (1983) は、応力ステップを加えた直後、速度、摩擦係数は瞬間的に変化する一方で、連続関数である状態変数は変化しないとして応力ステップの応答を計算した。近年は状態変数の有効法線応力依存性を考慮して状態変数の不連続を表現する試みもなされ始めているが (Liu and Rice, 2007)、本論では Rice and Gu (1983) に従って、応力ステップ前後で状態変数は変化しないとして定式化する。いずれにしても 4 節の基礎分析では有効法線応力は変化しないので結果は変わらない。

応力変化直後、式 (2) は次のように表現される。

$$\begin{aligned} \tau_i + \Delta\tau_i &= (\mu_i + \Delta\mu_i)(\sigma_i + \Delta\sigma_i), \\ \mu_i + \Delta\mu_i &= \mu_0 + a_i \ln \frac{\dot{\delta}_i + \Delta\dot{\delta}_i}{\dot{\delta}_{0i}} + b_i \ln(\theta_i \dot{\delta}_{0i} / L_i). \end{aligned} \quad (A1)$$

(2), (A1) より次式を得る。

$$\dot{\delta}_i + \Delta\dot{\delta}_i = \dot{\delta}_i \exp \left[\frac{\Delta\tau_i - \mu_i \Delta\sigma_i}{a_i (\sigma_i + \Delta\sigma_i)} \right]. \quad (A2)$$

式 (A2) に $\Delta\tau_i = \Delta\tau$, $\Delta\sigma_i = 0$ を代入すれば次式を得る。

$$\dot{\delta}_i + \Delta\dot{\delta}_i = \dot{\delta}_i \exp(\Delta\tau / a_i \sigma_i). \quad (A3)$$

本研究で与えた $\Delta\tau$ と断層モデルのパラメータの範囲において式 (A3) の指数項の最大値は断層面の場所により異なり、遷移領域で 1.1 程度、断層面全体では浅部の遷移領域が最大で 1.5 程度となる。滑り速度のオーダーは応力ステップによって変化しない。

謝辞 本研究の解析では東京大学地震研究所 加藤尚之博士から頂いたフォートランコードを改造して用いました。図は、Generic Mapping Tools (Wessel and Smith, 1998) で作成されました。ここに記して感謝いたします。

文献

- Belardinelli, M. E., Bizzarri, A. and Cocco, M. (2003) Earthquake triggering by static and dynamic stress changes, *J. Geophys. Res.*, 108, B3, 2135, doi:10.1029/2002JB001779.
- Ben-Zion, Y. and Rice, J. R. (1995) Slip patterns and earthquake populations along different classes of faults in elastic solids, *J. Geophys. Res.*, 100, B7, 12959-12983.

- Blanpied, M. L., Lockner, D. A. and Byerlee, J. D. (1991) Fault stability inferred from granite sliding experiments at hydrothermal conditions, *Geophys. Res. Lett.*, 18 (4), 609-612.
- Blanpied, M. L., Lockner, D. A. and Byerlee, J. D. (1995) Frictional slip of granite at hydrothermal conditions, *J. Geophys. Res.*, 100, 13045-13064.
- Dieterich, J. H. (1979) Modeling of rock friction: 1. Experimental results and constitutive equations, *J. Geophys. Res.*, 84, B5, 2161-2168.
- Dieterich, J. H. (1992) Earthquake nucleation on faults with rate- and state-dependent strength, *Tectonophysics*, 211, 115-134.
- Dieterich, J. H. (1994) A constitutive law for rate of earthquake production and its application to earthquake clustering, *J. Geophys. Res.*, 99, B2, 2601-2618.
- Gomberg, J., Beeler, N. M. and Blanpied, M. L. (2000) On rate-state and Coulomb models, *J. Geophys. Res.*, 105, B4, 7857-7871.
- Gomberg, J., Belardinelli, M. E., Cocco, M. and Reasenberg, P. (2005) Time-dependent earthquake probabilities, *J. Geophys. Res.*, 110, B05S04, doi:10.1029/2004JB003405.
- Hardebeck, J. L. (2004) Stress triggering and earthquake probability estimates, *J. Geophys. Res.*, 109, B04310, doi:10.1029/2003JB002437.
- Hori, T., Kato, N., Hirahara, K., Baba, T. and Kaneda, Y. (2004) A numerical simulation of earthquake cycles along the Nankai Trough in southwest Japan: lateral variation in frictional property due to the slab geometry controls the nucleation position, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 228, 215-226.
- 地震調査研究推進本部 (2001) 信濃川断層帯 (長野盆地西縁断層帯) の評価, <http://www.jishin.go.jp> (2007-8-17).
- Kato, N. (2000) Effect of large outer rise earthquake on seismic cycles of interplate earthquakes: A model study, *J. Geophys. Res.*, 105, B1, 653-662.
- Kato, N. (2001) Simulation of seismic cycles of buried intersecting reverse faults, *J. Geophys. Res.*, 106, B3, 4221-4232.
- Kato, N. and Hirasawa, T. (1997) A numerical study on seismic coupling along subduction zones using a laboratory-derived friction law, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 102, 51-68.
- 加藤尚之 (2005) 摩擦構成則を用いた長町一利府断層の地震サイクルモデル, *月刊地球 / 号外*, No.50, 198-202.
- Kuroki, H., Ito, H. M. and Yoshida, A. (2002) A three-dimensional simulation of crustal deformation accompanied by subduction in the Tokai region, central Japan, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 132, 39-58.
- 桑原保人・今西和俊・武田哲也 (2005) 新潟県中越地震の震源隣接域における微小地震観測, *地質ニュース*, 607号, 34-38.
- Lapusta, N., Rice, J. R., Ben-Zion, Y. and Zheng, G. (2000) Elastodynamic analysis for slow tectonic loading with spontaneous rupture episodes on faults with rate- and state-dependent friction, *J. Geophys. Res.*, 105, B10, 23765-23789.
- Liu, Y. and Rice, R. (2007) Spontaneous and triggered aseismic deformation transients in a subduction fault model, *J. Geophys. Res.*, 112, B09404, doi:10.1029/2007JB004930.
- Okada, Y. (1990) Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 82, 1018-1040.
- Okamura, Y., Ishiyama, T. and Yanagisawa, Y. (2007) Fault-related folds above the source fault of the 2004 Mid-Niigata Prefecture earthquake, in a fold-and-thrust belt caused by basin inversion along the eastern margin of the Japan Sea, *J. Geophys. Res.*, 112, B03S08, doi:10.1029/2006JB004320.
- 大竹政和 (2002) 日本海東縁の地震発生ポテンシャル, 日本海東縁の活断層と地震テクトニクス, 大竹政和・平朝彦・太田陽子編, 東京大学出版会.
- Press, W. H., Flannery, B. P., Teukolsky, S. A. and Vetterling, W. T. (1992) *Numerical Recipes*, 2nd edn, Cambridge Univ. Press, New York.
- Rice, J. R. (1993) Spatio-temporal complexity of slip on a fault, *J. Geophys. Res.*, 98, B6, 9885-9907.
- Rice, J. R. and Gu, J.-C. (1983) Seismic aftereffects and triggered seismic phenomena, *Pure Appl. Geophys.*, 121, 187-219.
- Ruina, A. L. (1983) Slip instability and state variable friction laws, *J. Geophys. Res.*, 88, 10359-10370.
- Sagiya, T., Miyazaki, S. and Tada, T. (2004) Continuous GPS array and present-day crustal deformation of Japan, *Pure Appl. Geophys.*, 157, 2303-2322.
- Sato, H. and Kato, N. (2006) Relationship between geologic structure and the source fault of the 2004 Mid-Niigata Prefecture earthquake, Japan, *Earth Planets Space*, 57, 453-457.
- 産業技術総合研究所 (2007a) 活断層データベース, 研究情報公開データベース, <http://riodb02.ibase.aist.go.jp> (2007-8-17).
- 産業技術総合研究所 (2007b) 六日町断層帯の活動性および活動履歴調査, 「基盤的調査観測対象断層帯の追加・補完調査」成果報告書 No.H17-3.
- Scholz, C. H. (1990) *The mechanics of earthquakes and faulting*, Cambridge Univ. Press, New York.
- Stacy, S., Gomberg, J. and Cocco, M. (2005) Introduction to special section: stress transfer, earthquake,

- triggering, and time-dependent seismic hazard, *J. Geophys. Res.*, 110, B05S01, doi:10.1029/2005JB003692.
- Stein, R. S., Barka, A. A. and Dieterich, J. H. (1997) Progressive failure on the North Anatolian fault since 1939 by earthquake stress triggering, *Geophys. J. Int.*, 128, 594-604.
- Stuart, W. D. (1988) Forecast model for great earthquakes at the Nankai Trough subduction zone, *Pure Appl. Geophys.*, 126, 619-641.
- Toda, S., Stein, R., Resenberg, P. A. and Dieterich, J. H. (1998) Stress transferred by the 1995 Mw=6.9 Kobe, Japan shock: Effects on aftershocks and future earthquake probabilities, *J. Geophys. Res.*, 103, B10, 24543-24565.
- Tse, S. T. and Rice, J. R. (1986) Crustal earthquake instability in relation to the depth variation of frictional slip properties, *J. Geophys. Res.*, 91, B9, 9452-9472.
- Tullis, T. E. (1988) Rock friction constitutive behavior from laboratory experiments and its implications for an earthquake prediction field monitoring program, *Pure Appl. Geophys.*, 126, 555-588.
- Wessel, P. and Smith, W. H. F. (1998) New, improved version of the Generic Mapping Tools released, *EOS Trans. AGU*, 79, 579.
- Ziv, A. and Cochard, A. (2006) Quasi-dynamic modeling of seismicity on a fault with depth-variable rate- and state-dependent friction, *J. Geophys. Res.*, 111, B08310, doi:10.1029/2005JB004189.

(受付: 2007年9月25日, 受理: 2007年10月30日)

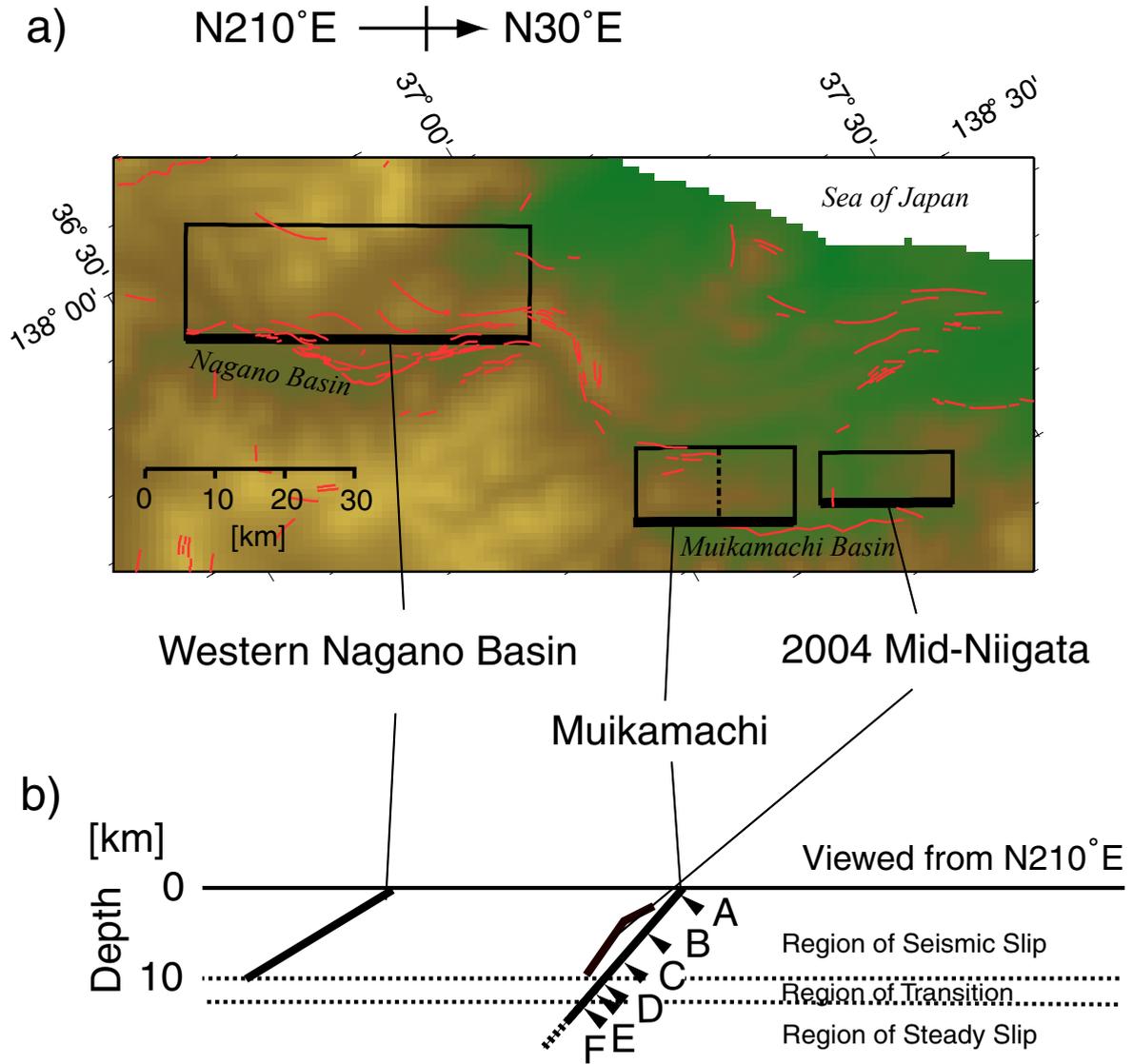
第1表. 活断層モデルのパラメータ.
Table 1. Parameters for a model of active faults.

断層名	L	W	D	s	d	r	U	T	H
六日町断層	24	18	0	210	50	90	2.0~3.0	6200~7200	(1) 893BC~7AD
長野盆地 西縁断層	52	20	0	210	30	90	4.0~6.0	—	(1) 1847 AD (2) 502 AD~969 AD (3) 705 BC~617 AD (4) 1031 BC~705 BC
2004年新潟県 中越地震断層	20	10.5	0	210	30(浅部) 55(深部)	90	3.0(浅部) 3.7(深部)	—	(1) 2004 AD

L =長さ [km], W =幅 [km], D =断層上端の深さ [km], s =走向 (strike) [°], d =傾斜 (dip) [°], r =滑り方向 (rake) [°], U =地震時の滑り量 [m], T =再来間隔 [y], H=最新活動時期及び既知の活動履歴 (最新活動を1として順次遡って列挙する) .

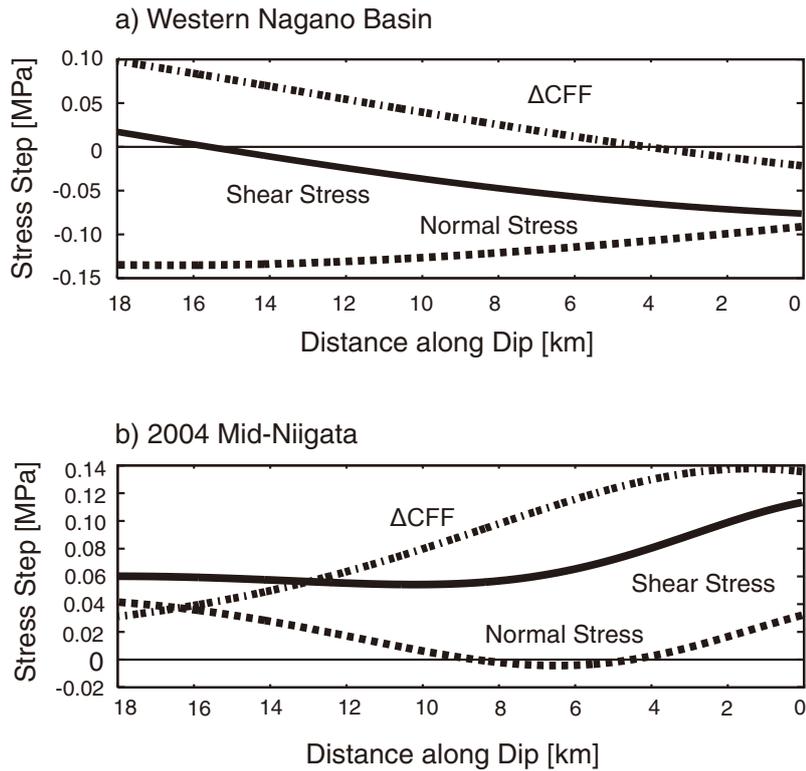
第2表. モデルパラメータ.
Table 2. Model parameters.

パラメータ	値
剛性率 G	30 GPa
ポアソン比	0.25
定常滑り速度 V_d	0.5 mm/y
参照摩擦係数 μ_0	0.6
S波速度 c	3.27 km/s
摩擦パラメータ L_i	5 mm



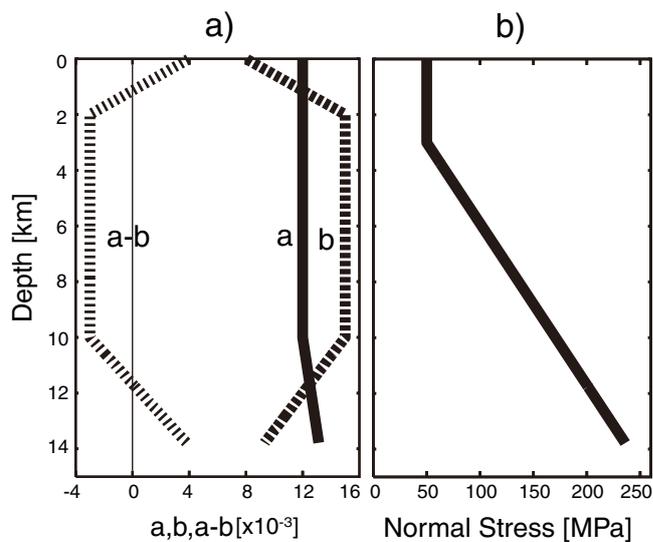
第1図. 活断層モデルのジオメトリ。(a)平面図. 赤線は活断層の地表トレース, 太線は断層面の最浅部を示す。
 (b) N210°E から見た断面図. 六日町断層の傾斜沿いに浅部から0.5 km, 5.5 km, 10.5 km, 13.5 km, 14.5 km, 16.5 km を点 A, B, C, D, E, F とする. 摩擦特性 (第3a 図) を考慮して, 便宜上, 点 C を地震滑り領域, D, E を遷移領域, F を定常滑り領域と呼ぶ。

Fig. 1. Geometry of an active-fault model. (a) Top view. A thick line and a red line indicate a shallower side of the fault plane and a trace of an active fault, respectively. (b) Vertical section viewed from N210°E. Points A, B, C, D, E and F are located along the dip of the Muikamachi fault at distances of 0.5 km, 5.5 km, 10.5 km, 13.5 km, 14.5 km and 16.5 km from the top. In this study, region in which Points A-C are located is called a region of seismic slip, as a matter of practical convenience, referred to the friction characteristics (Fig. 3a). Region of Points D and E is called a region of transition, while region of Point F is called a region of steady slip.



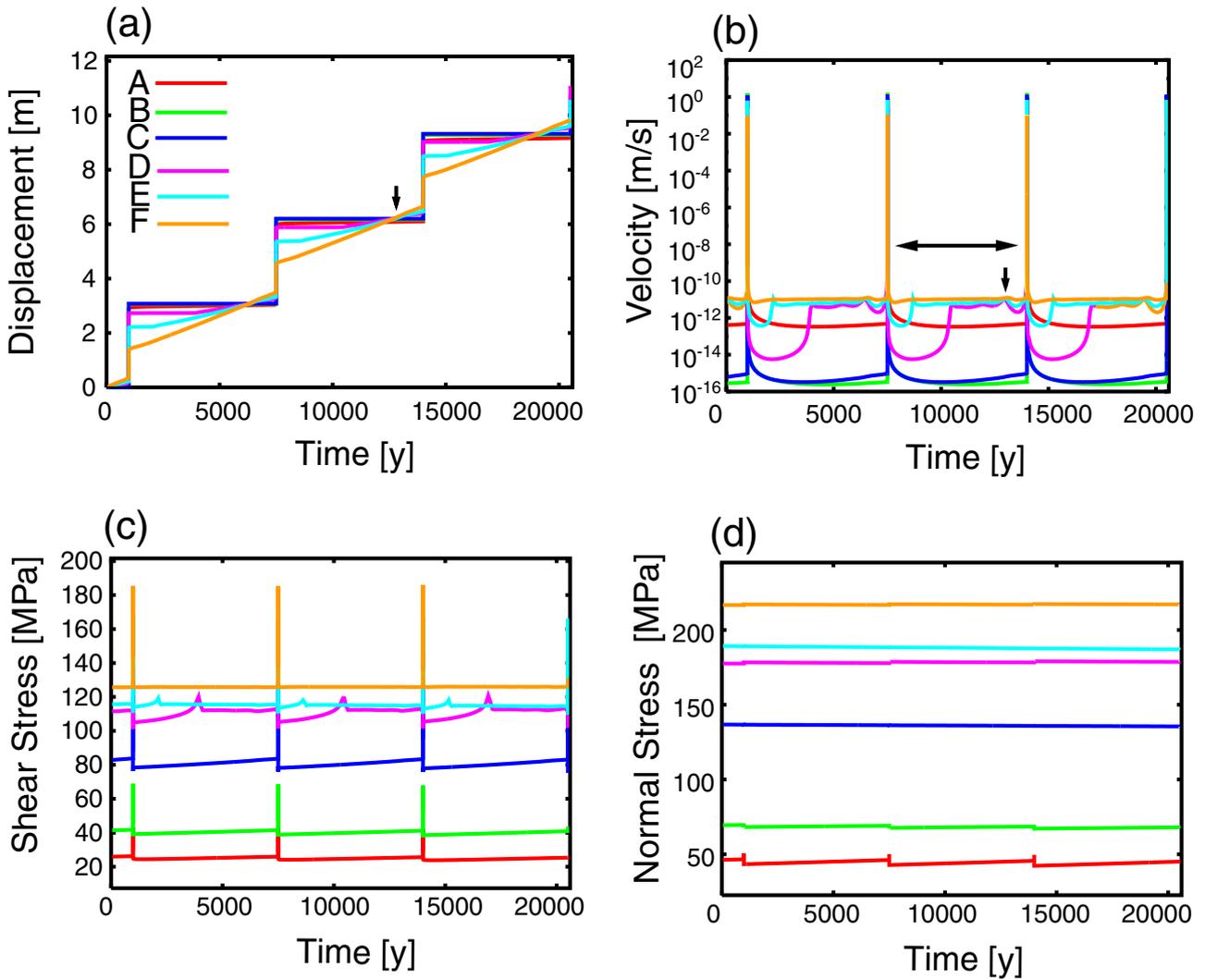
第2図. 近隣の地震が六日町断層中央部(第1図の1点鎖線)に及ぼす応力ステップ及び ΔCFF . 2004年新潟県中越地震については断層面の上半分で滑り量を3.0 m, 下半分で3.7 mとした場合の計算結果, 長野盆地西縁断層については断層面の上半分で滑り量を5.7 m, 下半分で4.7 mとした場合の計算結果を示す. ΔCFF の計算の際, $\mu'=0.6$ と設定した.

Fig. 2. Stress step and ΔCFF along a center line on Muikamachi fault (along dashed-dotted line in Fig. 1), induced by neighboring earthquakes. For evaluation of the stress steps, the amount of slips on the upper and lower halves of the fault plane for the 2004 Mid-Niigata earthquake were set to 3.0 m and 3.7 m, respectively. The amount of slips on the upper and lower halves of the fault plane for the Western Nagano basin fault were set to 5.7 m and 4.7 m, respectively. In the calculation of ΔCFF , the apparent friction coefficient, μ' , was set to 0.6.



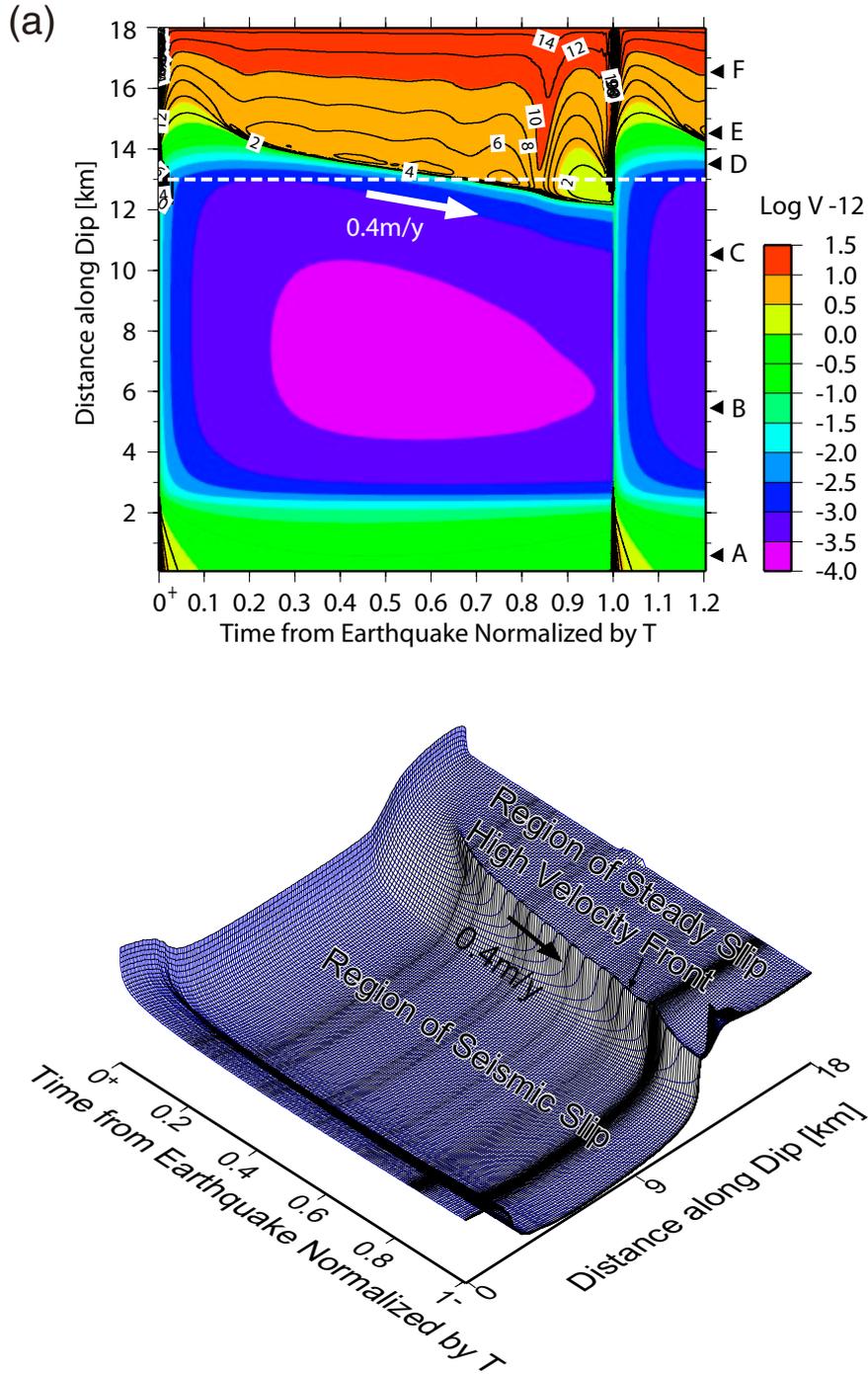
第3図. 摩擦パラメータ(a)及び初期有効法線応力(b)の深度分布.

Fig. 3. Depth-dependent parameters of a friction law (a) and initial effective normal stress (b).



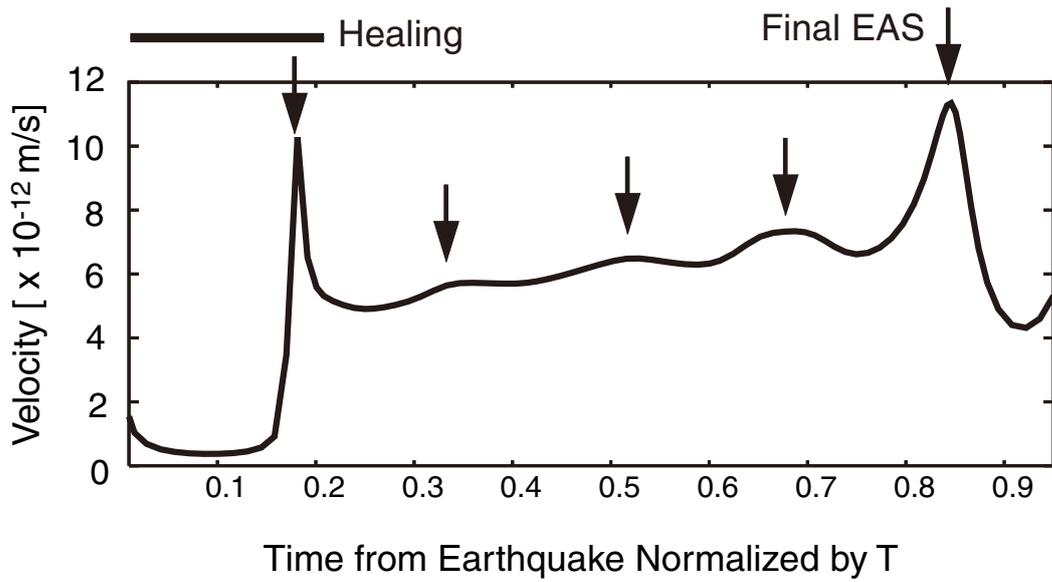
第4図. 地震サイクルモデルの数値解. (a) 変位, (b) 速度, (c) 剪断応力, (d) 有効法線応力. 点A-Fの位置は第1図を参照. (b)の水平の矢印で示される区間は第6図の拡大図に対応する.

Fig. 4. Numerical solutions of an earthquake cycle model: (a) displacement, (b) slip velocity, (c) shear stress and (d) effective normal stress. The locations of Points A-F are shown in Fig. 1. The interval indicated by a lateral arrow in (b) corresponds to a close up in Fig. 6.



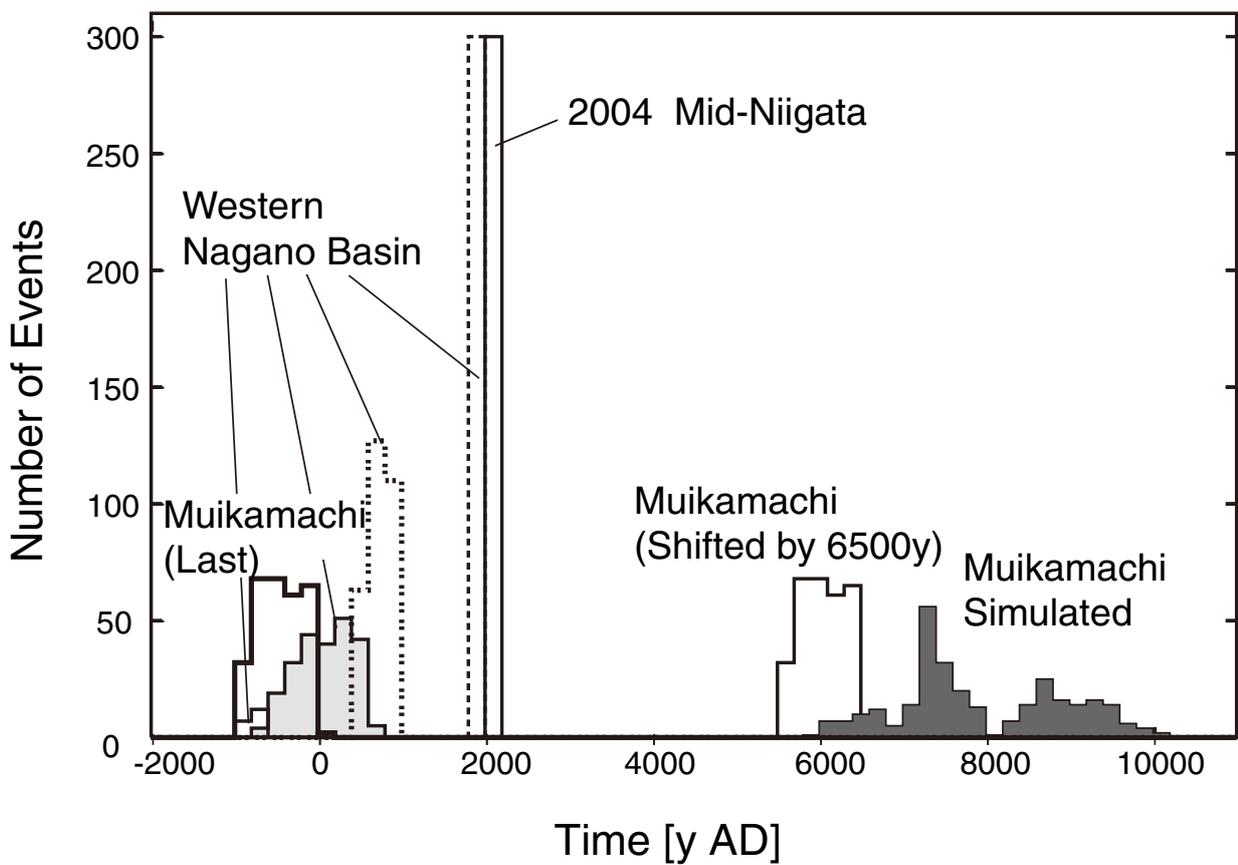
第 5 図. 断層面に沿う滑り速度分布の時間発展. 時間は $T=6500$ 年で正規化し, 地震発生直後を 0 とする. 断層の傾斜沿いの距離は最浅部 (地表) を 0 とする. 10^{-12} m/s を基準とする対数速度分布を色分けして示した上で 10^{-12} m/s 以上の部分には 10^{-12} m/s を単位とする等高線 (リニア) を示した. 白点線は断層沿いに地表から 13 km の地点で, 地震滑り領域と遷移領域の境界に対応する. (a), (b) はそれぞれ上面図と鳥瞰図を示す. 鳥瞰図の時間軸は $0^+ < T < 1^-$ までの範囲を示している.

Fig. 5. Time evolution of the slip velocities along the fault plane. Time is normalized by unperturbed recurrence interval, T of 6500y, and immediately after an occurrence of earthquake is set to the origin. The origin of the distance along dip is set to the shallower side (surface) of the fault plane. The color map indicates a distribution of logarithmic velocities with a reference velocity of 10^{-12} m/s. The contours with solid lines indicate a linear-velocity distribution above 10^{-12} m/s. A white dashed line corresponds to a boundary between the region of seismic slip and the region of transition. Top and bottom panels (a and b) indicate a top view and a bird-eye view, respectively. The time axis of the bottom panel ranges between 0^+ and 1^- .



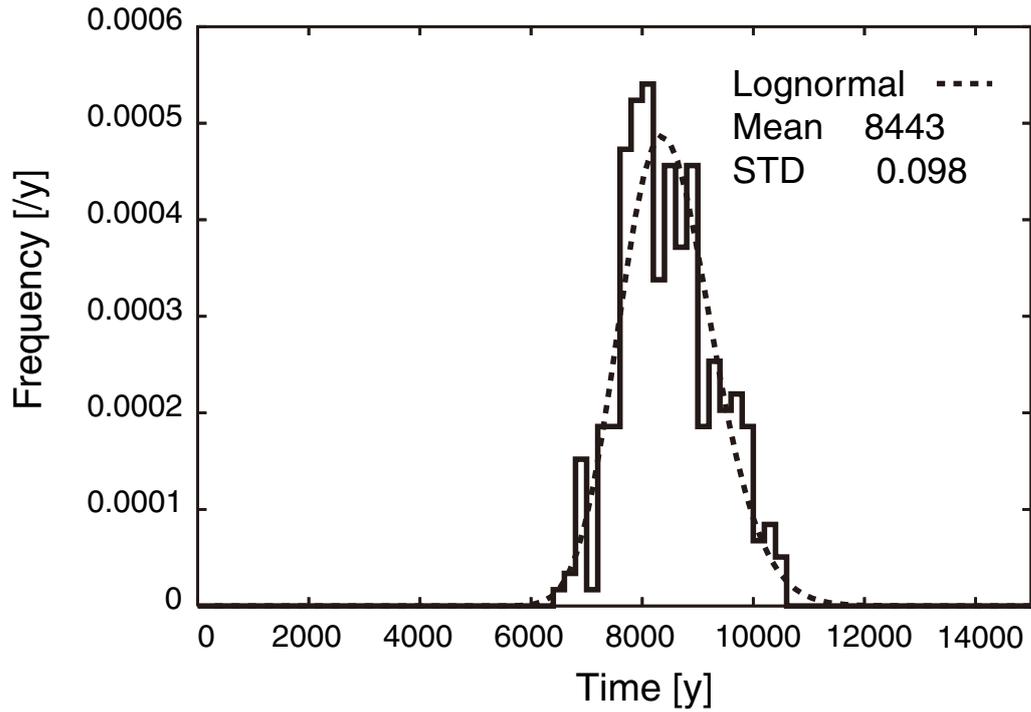
第 6 図. E 点の滑り速度の拡大図. 第 4b 図の水平の矢印部に対応する. エピソード的な非地震性滑りのピーク部に縦矢印を付す.

Fig. 6. Slip velocity of Point E, enlarged view of Fig. 4b. Arrows indicate Episodic Aseismic Slips (EASs).



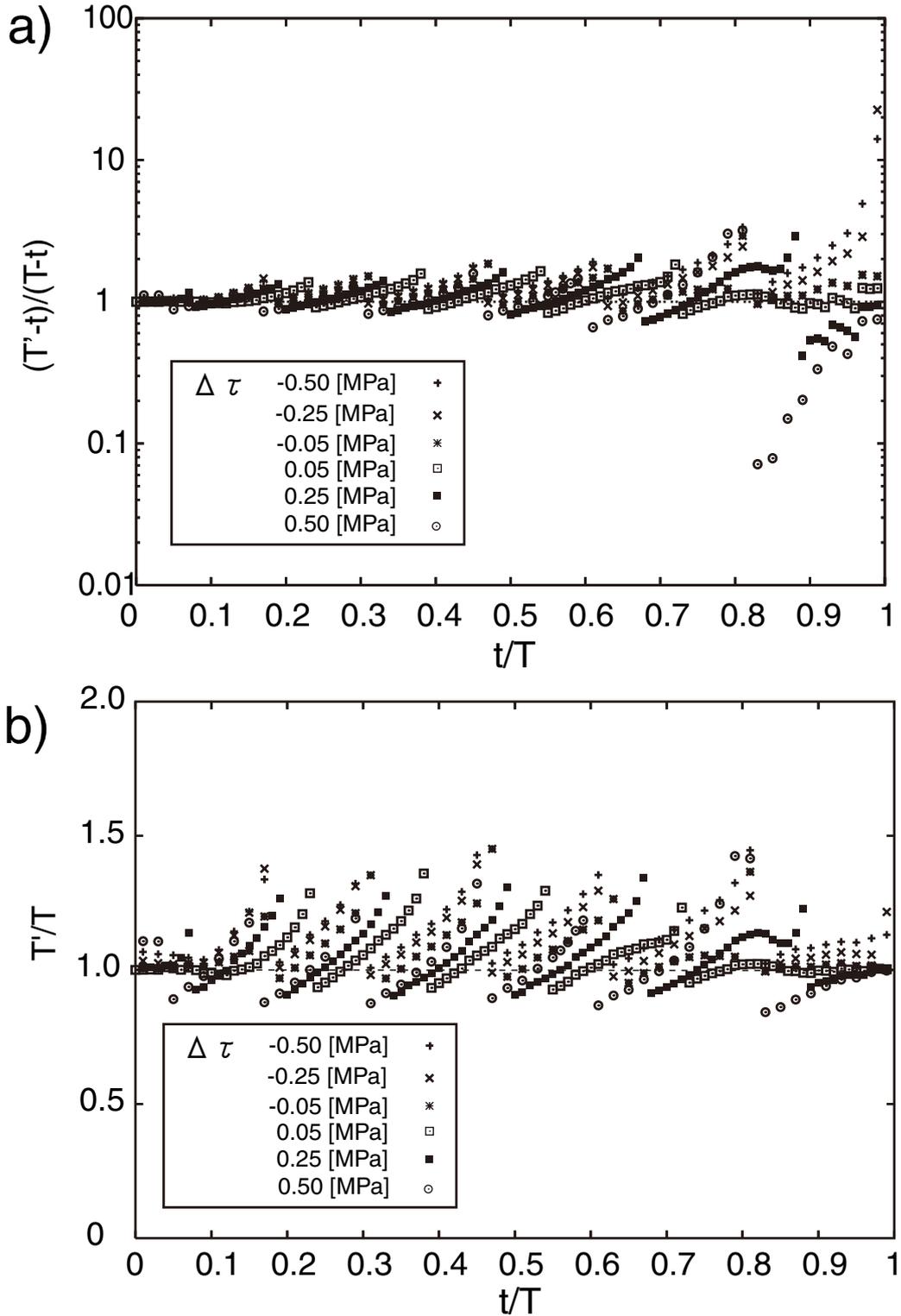
第 7 図. モンテカルロ・シミュレーション結果.

Fig. 7. Result of a Monte Carlo simulation.



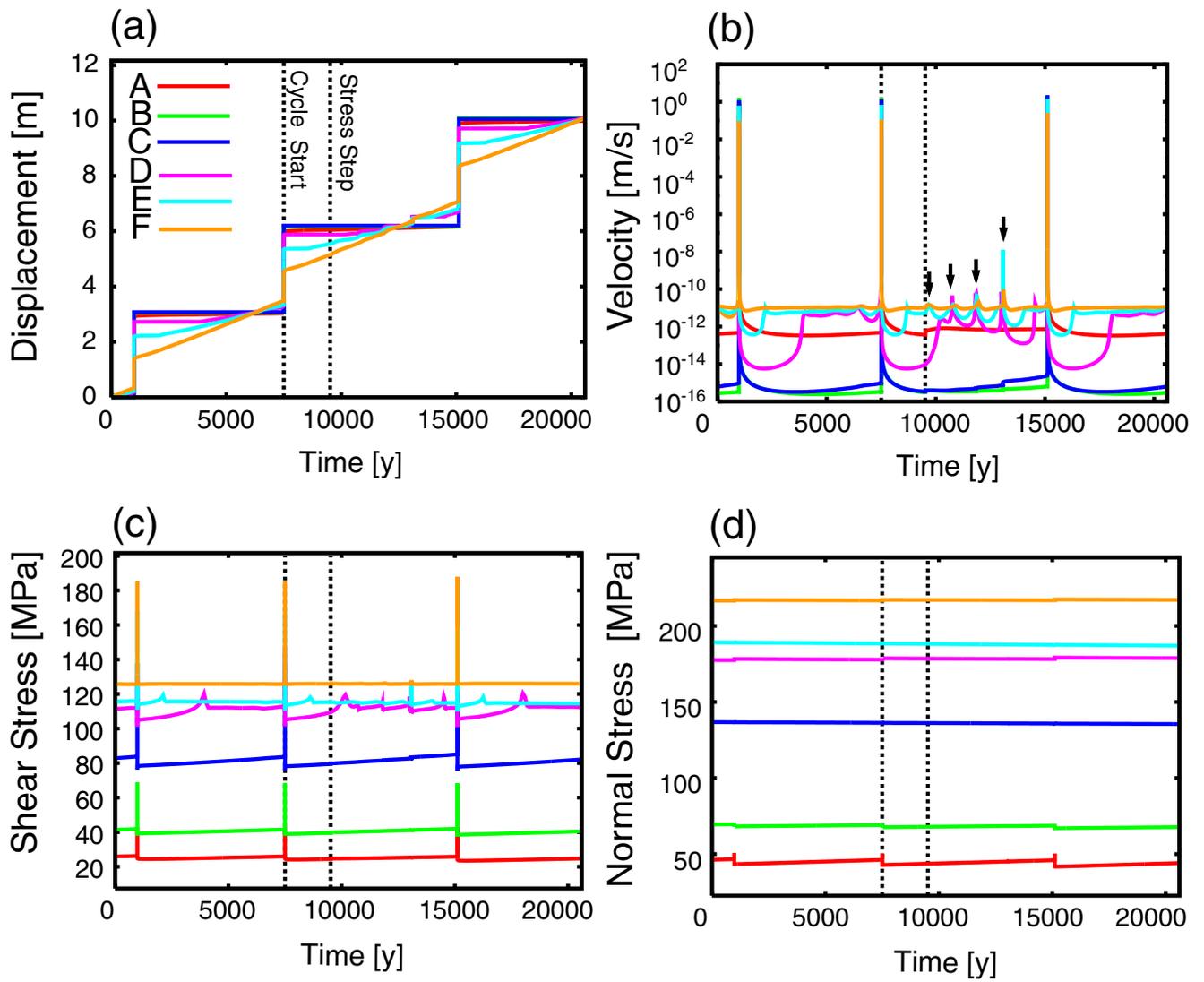
第 8 図. モンテカルロ・シミュレーションで得られた六日町断層の次の地震までの時間の分布 (実線). 最新活動を 0 とする. 点線は対応する対数正規分布 (平均値 8443 年, 標準偏差 0.098).

Fig. 8. Recurrence intervals of the Muikamachi fault obtained from a Monte Carlo simulation (Solid line). The time of the latest event is set to 0. Dashed line indicates a corresponding lognormal distribution with a mean value of 8443 and standard deviation of 0.098.



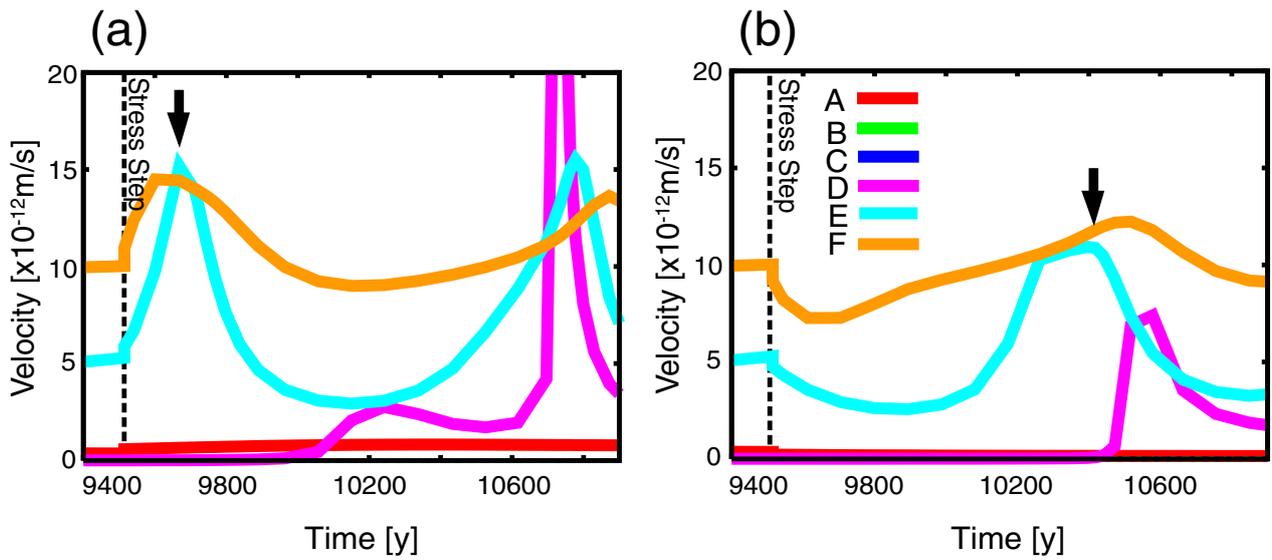
第9図. 応力ステップを与えた時期と次の地震までの時間の関係. 縦軸として $(T'-T)/(T-t)$ を取った場合 (a) と T'/T を取った場合 (b) を示す. t , T , T' はそれぞれ応力ステップ入力時刻, もとの再来間隔, 及び応力ステップを入れた場合における次の地震までの時間である ($T=6500$ 年).

Fig. 9. Relation between input time of stress step and time to a next earthquake. Top (a) and bottom (b) panels indicate with ordinate axes of $(T'-T)/(T-t)$ and T'/T , respectively, where the respective parameters t , T and T' are input time of stress step, recurrence time interval, and time to the next earthquake affected by a stress step.



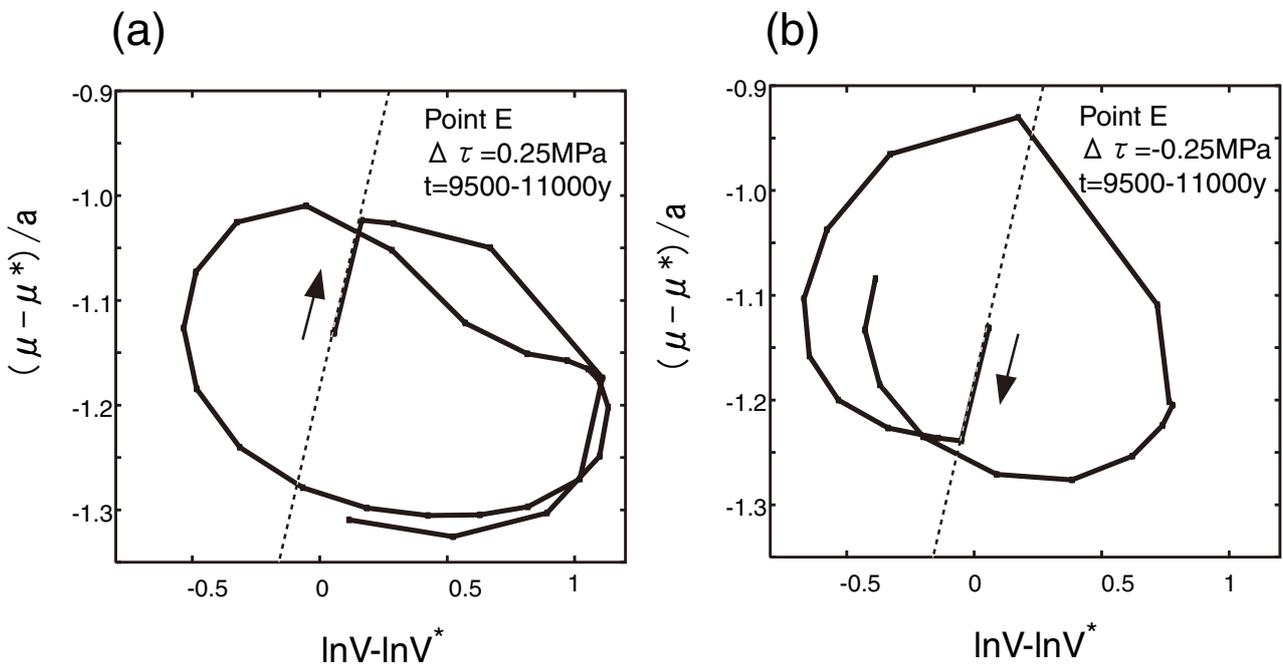
第10図. 第4図と同様. ただし, $t=0.31T$ (点線) に $\Delta\tau=0.25$ MPa の応力ステップを与えた場合.

Fig. 10. The same as in Fig. 4 except that a stress step $\Delta\tau$ of 0.25 MPa is given at time t of $0.31T$ (dashed line).



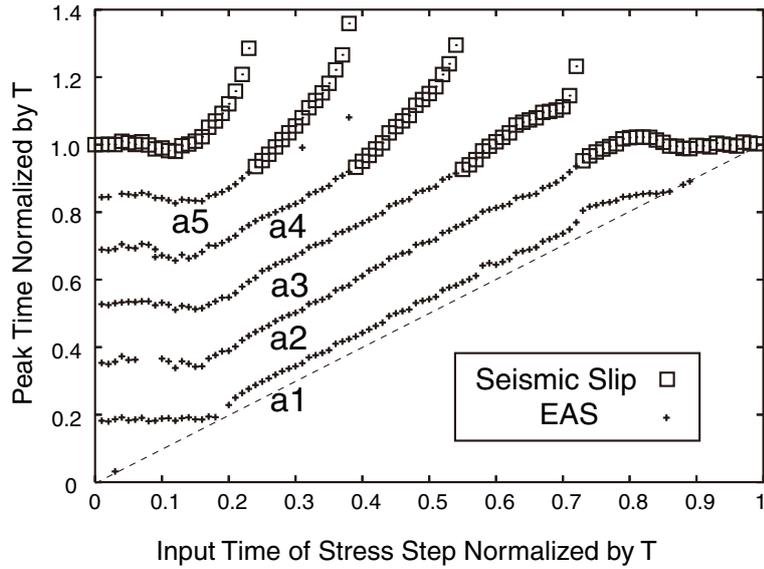
第 11 図. (a) 第 10b 図の速度の $t = 0.31T$ (点線) 周辺部の拡大図. 縦軸をリニアで表示している. B, C の線は D と重なって一本の線に見える. 矢印は応力ステップによってトリガーされた点 E の EAS のピーク位置を示す. (b) (a) と同様だが $\Delta\tau = -0.25$ MPa の場合.

Fig. 11. Slip velocities, enlarged view of Fig. 10b around $t = 0.31T$ (dashed line). The ordinate axis is linearly scaled. Plots for B and C are hidden by a plot for D. An arrow represents a peak position of EAS at Point E triggered by a stress step. (b) The same as (a) except for the stress step $\Delta\tau$ of -0.25 MPa.



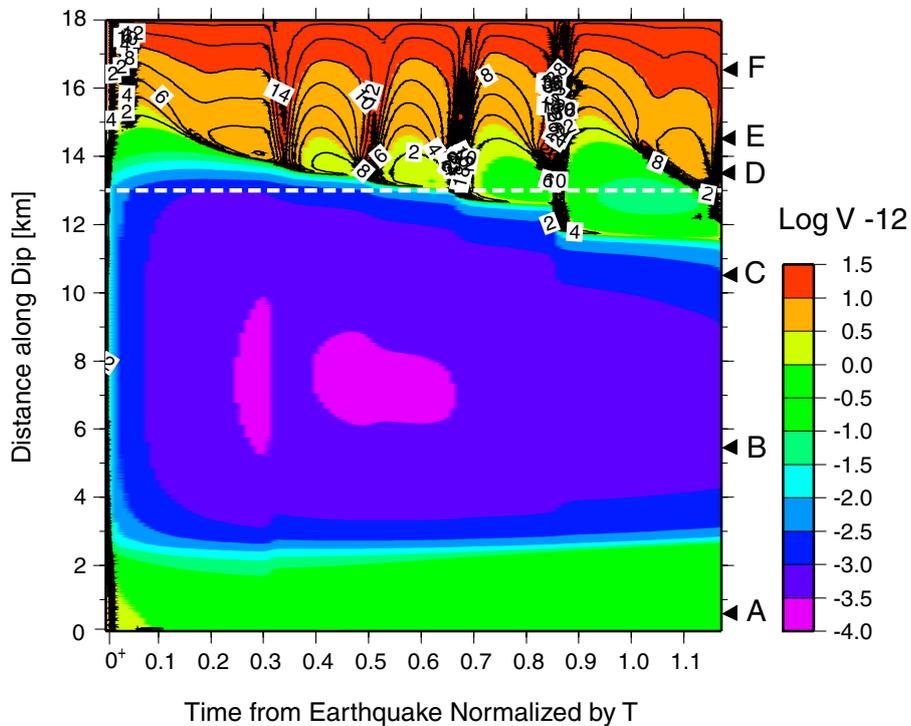
第 12 図. (a) 第 10 図 b, c から作成した点 E の位相ダイアグラム. $t = 0.31T$ を始点とする 1500 年分のプロットである. 破線は傾き 1 の直線を表す. (b) (a) と同様で $\Delta\tau = -0.25$ MPa の場合.

Fig. 12. (a) Phase diagram of point E, corresponding to Figs. 10b and c. The trajectory begins at 9500 y, nearly equal to the time of stress step, and ends at 11000y. A broken line has a slope of unity. (b) The same as (a) except for the stress step $\Delta\tau$ of -0.25 MPa.

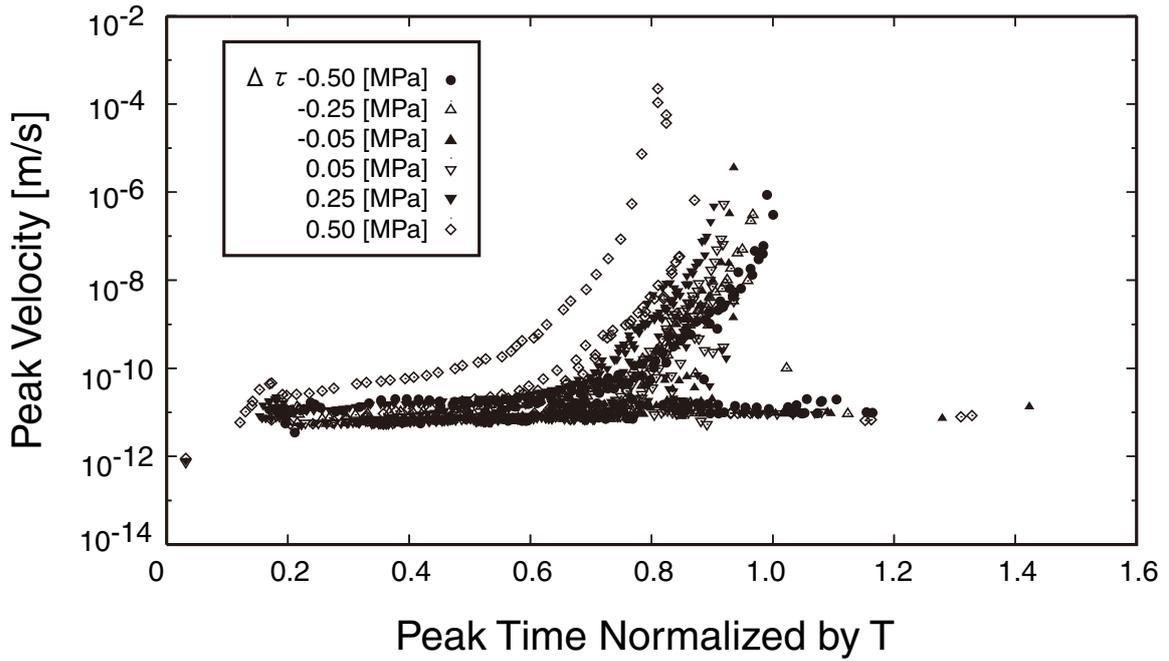


第 13 図. 応力ステップを与える時間と EAS / 地震の速度ピークの時刻との関係. 縦横軸とも再来間隔 $T=6500$ 年で正規化して示す. 例として, 応力ステップ $\Delta\tau$ を 0.25 MPa とした場合の点 D の速度ピークを読み取りプロットする. クロス (a1, a2, ..., a5) 及び四角はそれぞれ非地震性滑り, 地震性滑りのピーク時刻を表す.

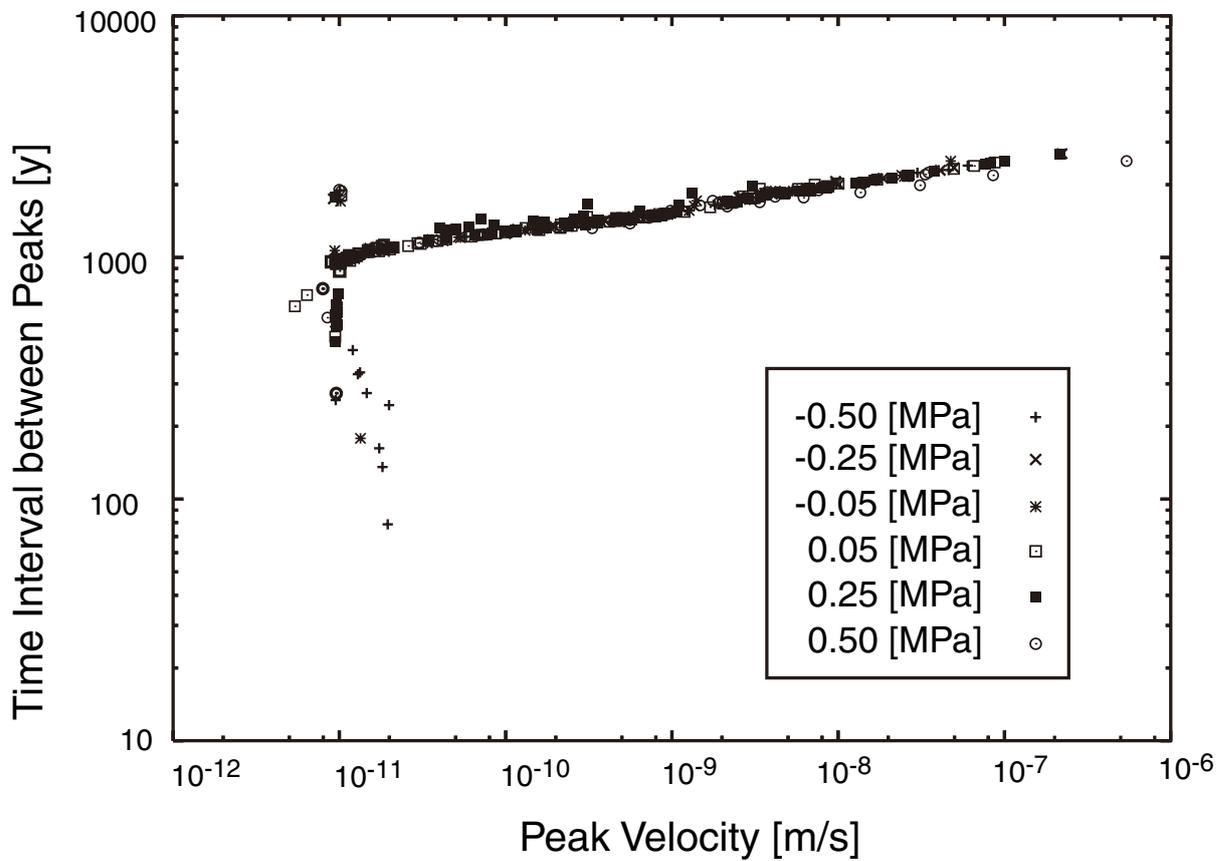
Fig. 13. Relation between input time of stress step, t , and velocity-peak times of EASs or earthquake, t_0 . The parameters t and t_0 are normalized by the unperturbed recurrence interval, T of 6500y. Velocity peaks were read from the calculated results at Point D with a stress step $\Delta\tau$ of 0.25 MPa. Solid small crosses and open squares indicate the peak times of EASs and seismic slips, respectively.



第 14 図. 第 5 図と同様. ただし, $t = 0.31T$ に $\Delta\tau = 0.25$ MPa 応力ステップを与えた場合.
Fig. 14. The same as in Fig. 5 except that stress step $\Delta\tau$ of 0.25 MPa is given at time t of $0.31T$.



第 15 図. EAS の速度ピークの時刻とピーク値との関係.
 Fig. 15. Relation between a velocity-peak time and a peak value of EAS. The peak time is normalized by the unperturbed recurrence interval, T of 6500y.



第 16 図. ピーク速度と次の滑りまでの時間間隔との関係.
 Fig. 16. Relation between peak velocity of EAS and time interval to the next peak.