

応力ステップ・応力速度変化に伴う地震発生率の変化

— 地震発生確率予測の高精度化に向けて —

遠 田 晋 次*

Seismicity Rate Changes Associated with Static Stress Step and Change in Stressing Rate: A Prospect of Precise Earthquake Probabilistic Forecasting

Shinji TODA *

Abstract

Traditionally, long-term earthquake probability has been estimated using regional seismicity or a characteristic earthquake hypothesis without considering any recent stress perturbations caused by sudden crustal deformation or nearby earthquakes. The conventional calculation method ignores such processes observed time dependent clustering of earthquakes, and the occurrence of aftershocks or anti-shocks (seismicity rate decreases). I have thus introduced a method to seek the time-dependent seismicity rate based on stress interaction, incorporating the rate- and state-dependent friction law. Regarding earthquake productivity response to the stress state, coseismic stress step controls amplification of seismicity rate increase. In addition, assuming that the constitutive parameter and normal stress are constant throughout time, the aftershock or anti-shock duration is inversely proportional to the regional tectonic stressing rate. Thus, influence of the stress step lasts longer where the loading rate is slow, and the long-term probability retains the stress-related change longer. In addition, change in the loading rate proportionally causes the change in the earthquake productivity, in other words earthquake probability, with some delay estimated by a new loading rate. The response time to the sudden loading rate change depends on a new loading rate as predicted by the rate- and state-friction theory.

To make further validations about this theory and method, I have investigated two cases of stress triggering, 2000 seismic swarm activity in and around the Izu Islands, and the October 6, 2000, M7.3 Tottori-ken-seibu earthquake. In the Izu swarm activity, the factor of the stressing rate changes was focused. Observed hundreds- to thousands-fold increases of seismicity rate than usual during the active two-month period are almost equivalent to the increases in the tectonic stressing rate caused by a dike intrusion. In contrast, long aftershock duration and long influence of the stress perturbation associated with a low stressing rate were tested in the Tottori case. Even though we need to incorporate additional factors such as viscoelastic behavior and change in earthquake size distribution, this method is expected to contribute more precise long-term earthquake probabilistic forecasting together with well-determined data from recent GPS and seismic networks.

* 産業技術総合研究所活断層研究センター

* Active Fault Research Center, Geological Survey of Japan, National Institute of Advanced Science and Technology (AIST)

Key words : static stress change , Coulomb stress change , rate-and state-dependent friction law , earthquake probability

キーワード : 静的応力変化 , クーロン応力変化 , 速度および状態依存摩擦構成則 , 地震発生確率

I. はじめに

来るべき大地震を確率値を用いて定量的に評価することは、地震災害軽減の具体策を講じる際に必要不可欠である。1995 年兵庫県南部地震以降、我が国においても一部の断層や地域で個別に地震発生確率予測が行われるようになり、その確率値が地震防災に活用されつつある。しかしこれまでのところ、その算定確率値は歴史地震やトレンチ調査結果のデータをもとにした超長期的視点（数十年～百年オーダー）によるものである。一方で、地震現象は個別に切り離して評価されるべきものではなく 相互依存的である。短～長期的にみると、余震活動・群発地震活動・連鎖性地震に代表されるような時空間的クラスタリング・相互作用で特徴づけられる。したがって、何らかの地殻変動が近傍の地震活動に影響を与え、周辺地域の地震発生率、すなわち地震確率が変化することが十分に考えられる。場合によっては 超長期的評価よりも、ごく短期間の変動による地震活動への影響が重要な場合もあり得よう。

1992 年に発生したランダース地震以降、大地震前後の静的応力変化と地震活動変化の相関が数多く、しかも定量的に報告されるようになり、1 つの断層運動が隣接地域の地震活動（断層活動）に影響を与えることがわかってきた（Harris , 1998 ; Stein , 1999）。したがって、将来の地震発生確率を評価する場合には、そのような断層相互作用・地震連鎖性を考慮し、応力変化・変動を取り入れた、より高精度な評価を行う必要がある。

本報告では、このような地震発生確率高精度化に資するため、大地震に伴う静的応力変化や地殻変動に伴う応力速度変化を考慮した地震発生率算出の考え方を示す。その際に、速度および状態依存摩擦構成則を取り入れた手法を紹介する。また、2000 年に発生した伊豆諸島群発地震と鳥取県西

部地震を例にその妥当性・適用性を検証する。

II. 速度および状態依存摩擦構成則と地震発生率

地震後、震源断層周辺の応力場はその断層運動により突然変化する。つまり、震源断層に隣接する断層面にかかる応力状態に変化が生じる。この応力変化を定量的に評価するために、2 つの応力成分である剪断応力と法線応力の変化を半無限弾性体上（例えば、Okada , 1992）で見積もる。特に、この 2 つの応力成分の変化を用いてクーロン破壊応力変化（Coulomb failure stress change , 以下 ΔCFS とする）,

$$\Delta CFS = \Delta \tau + \mu (\Delta \sigma + \Delta P) \quad (1)$$

を計算し、地震の前後で断層面がすべりやすくなったかどうかを定量的に評価する。ここに、 $\Delta \tau$ は剪断応力変化、 μ は摩擦係数、 $\Delta \sigma$ は法線応力変化（断層面から離れる向きに正）、 ΔP は間隙圧変化を示す。間隙圧変化については不明な点が多いので、間隙圧変化の項を摩擦項に含めて見かけ摩擦係数 μ (apparent friction coefficient) とし、

$$\Delta CFS = \Delta \tau + \mu' \Delta \sigma \quad (2)$$

と簡略化する場合が多い（例えば、Reasenber and Simpson , 1992）。断層面での応力蓄積過程が線形であれば、 ΔCFS の増減により、次の地震（断層運動）までの時間が早まったり遅れたりすることが予想される。また、限界応力状態直前にあった断層が誘発されて地震を発生させることも考えられる。

最近の静的応力変化と地震活動の関係に関する定量的な研究では、0.01MPa ~ 0.1MPa 程度のわずかな ΔCFS の増加・減少でもその後の地震活動

の活発化・静穏化がみられることが報告されている（例えば、Reasenbergs and Simpson, 1992; Toda *et al.*, 1998）。通常、地震時応力降下量は数 MPa ~ 10MPa 程度なので、この結果は、応力降下量の 1/100 ~ 1/1000 程度の応力増加率で地震活動が活発になることを示している。日本内陸部の断層の活動間隔を数 100 ~ 数 1000 年とすると、 ΔCFS の一般的な増加量では次の地震をわずかに数年 ~ 数 10 年程度早めているにすぎない。現実には、大地震発生後には周辺地域の地震活動は一時的に通常の数 100 倍以上に跳ね上がるので、通常の数 10 年分の“前倒し”をして、圧倒的に地震数が足りない。したがって、当然、 ΔCFS を活動間隔の変化として確率算定に用いても都合が悪い。 ΔCFS によって新しく変化した断層の活動間隔 T は、本来の平均活動間隔 T_{ave} 、剪断応力速度 $\dot{\tau}$ （正確にはクーロン応力速度）を用いて

$$T = T_{ave} - \frac{\Delta CFS}{\dot{\tau}} \quad (3)$$

と表現されるが（Working Group on California Earthquake Probabilities, 1990）、これを確率密度関数に取り込んででもその変化はきわめて小さい（例えば、Toda *et al.*, 1998: 図 1）。以上のことから、単純な線型・スレショールドモデルでは余震活動や地震のトリガリングを説明することはできない。

そこで、余震活動、地震のバースト的活動、トリガリングを説明するために、Stein *et al.* (1997), Toda *et al.* (1998), Parsons *et al.* (2000) は、速度および状態依存摩擦構成則（rate-and state-dependent constitutive friction law: Dieterich, 1994. 以下、R/S friction と略す）を最近の大地震の応力変化と地震活動の解析に適用した。単純なクーロン破壊応力関数の考え方と異なり、R/S friction では断層面はある応力値で突然すべるのではなく、地震の前から長期間静的・準静的にすべっており、そのすべりが徐々に加速されて不安定すべり（地震）に至る。近傍の地震による応

力増加は、すべり速度の加速をもたらす、次の時間までの時間を短縮する。応力増加に対するすべり速度の増加率は震源核の地震サイクルにおける時間的な位置づけ（次の不安定すべりまでの時間）により異なる。地震サイクルの初期であればあるほど、基本的には時間短縮量は大きくなる。このような応力増加に対する時間短縮量の非線形性により、加速されたすべりが遅れながら次々に地震を発生させることになり、余震の大森公式を再現できる。また、クーロン破壊応力によるモデルとは異なり、かならずしも応力変化直後に全ての地震を誘発させることはない。R/S friction は室内の岩石摩擦実験をもとに数式化されたものであるが、自然地震にも適用できることが示されている（Dieterich, 1994; Dieterich and Kilgore, 1996）。

以上のような R/S friction の特性を利用して、地震発生確率が定式化されている（Dieterich, 1994）。基本的に R/S friction では、引き続く大地震の連動やトリガリングは地震発生率（地震生産性）の増加による地震活動の 1 つととらえる。つまり、地震サイズ分布が大地震前後で有意に変化しなければ、小地震の発生頻度増加は、大地震の発生頻度の増加につながる。

以下では、R/S friction による応力場変動（応力ステップと応力速度変化）による地震発生率の計算ステップを記述する（Dieterich, 1994; Dieterich personal communication, 2001）。なお、後述する 2000 年伊豆諸島群発地震と鳥取県西部地震ではこの手法を用いた。

大地震等による応力ステップ直後の地震発生率 R は、

$$R = \frac{r}{Y \dot{\tau}_r} \quad (4)$$

で示される。ここに、 r は剪断応力速度 $\dot{\tau}_r$ での評価対象地域の地震発生率の定常値で、その後の計算過程での参照値となる。 Y は状態変数を示す。 Y は常に定常値に向かって変化し、固有緩和時間（characteristic relaxation time） t_0 を経て新しい剪断応力速度 $\dot{\tau}$ での定常値、

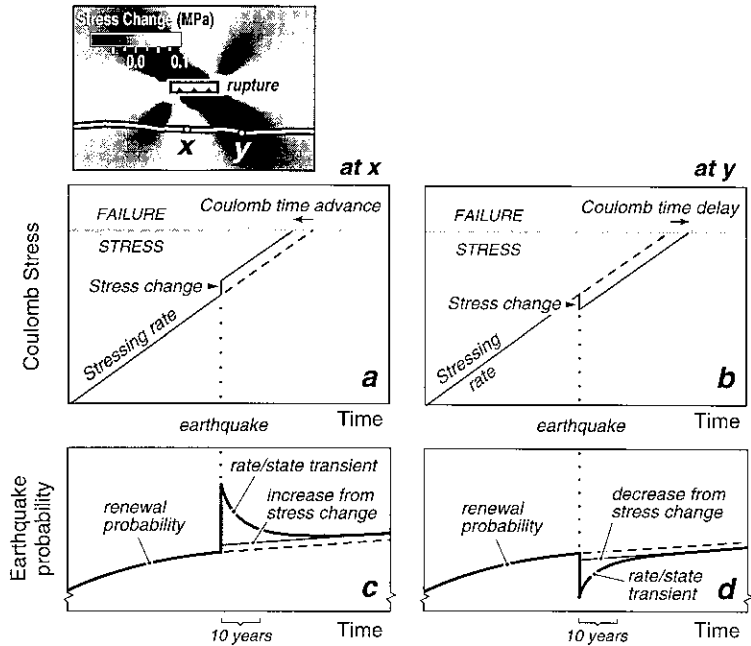


図 1 近傍地震による評価対象断層上での静的応力の増減 (x 地点, y 地点) と, それに対応する次の地震までの時間の前進後退 (a, b) と地震発生確率の増減 (c, d).
速度および状態依存摩擦構成則を考慮することにより, 小さな応力変化でも顕著な地震活動度 (地震発生確率) の変化を説明できる. また, 地震活動変化の時間依存性も予測できる.

Fig. 1 Schematic illustration of the effect of negative (at point x) and positive (at point y) stress changes on earthquake probability along a strike-slip fault, given an arbitrary off-fault fault earthquake source (modified from Toda *et al.*, 1998).
(a) Clock advance and (b) delay to the next earthquake based on a simple stress threshold model. (c) Earthquake probability increase and (d) decrease incorporating rate-and state-friction law. The 10-yr probability is the integral over the period in question.

$$\gamma_{ss} = \frac{1}{t} \quad (5)$$

となる。したがってこの場合 (4) 式から,

$$\frac{R}{r} = \frac{t}{t_r} \quad (6)$$

となり, 剪断応力速度の変化率は緩和時間 t_a を経て地震発生率の変化率と等しくなる。なお, この固有緩和時間, すなわち応力状態の変化が発生し

てから定常状態になるまでの時間 t_a は,

$$t_a = \frac{A\sigma}{\dot{t}} \quad (7)$$

で表される。A は摩擦構成則における構成パラメータ (一般に実験室から得られる値は 0.0016-0.03 : Harris and Simpson, 1998), σ は断層面にかかる全法線応力を示す。ただし, 厳密に定常値となるには緩和時間の数倍かかる (Dieterich, 1994 の Figure 2 を参照)。

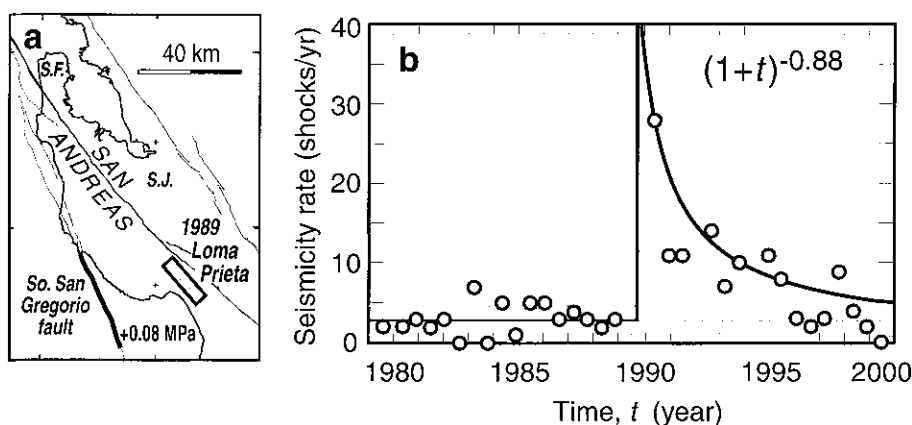


図 2 (a) 1989 年ロマプリエータ地震によるサングレゴリオ断層へのクーロン応力変化と、
(b) 本震前後の $M \geq 1.5$ の地震発生頻度 (Stein, 1999 に加筆)。
余震減衰過程を示す大森公式は震源断層周辺だけでなく、静的応力が増加した断層周辺の地震活動 (ここではサングレゴリオ断層) にもあてはまる。実線は理論曲線とその標準偏差 (灰色線) を示す。

Fig. 2 Influence on the San Gregorio fault due to stress change associated with the Loma Prieta earthquake on $M \geq 1.5$ seismicity rates (modified from Stein, 1999).
(a) Map showing 0.08 MPa increase of Coulomb stress on the San Gregorio fault.
(b) Seismicity rate change on the San Gregorio fault before and after the Loma Prieta earthquake. A solid black line shows the theoretical curve based on rate- and state- friction. Gray lines indicate 95% confidence limits.

実際の剪断応力速度変化に対応した地震発生率変化の計算過程では、細分した時間ステップ毎に状態変数 γ を以下の式 (Dieterich 1994, B17 式に基づく) で計算する。

$$\gamma = \left[\gamma_0 - \frac{1}{t} \right] \exp \left[\frac{-\Delta t \dot{\tau}}{A\sigma} \right] + \frac{1}{t}$$

ここでは、全法線応力は一定で変化せず、剪断応力速度が線形であると仮定している。 γ_0 は直前の時間ステップでの状態変数の値、 Δt は区切った時間間隔を示す。時間ステップ毎に求めた状態変数 γ を参照すべき剪断応力速度 $\dot{\tau}$ と地震発生率 γ とともに (4) 式を使って新しい地震発生率を求める。

途中に応力ステップ (地震に伴う応力変化) が存在する場合は、応力ステップが生じた時間で (8) 式から求めた γ を γ_0 とし、以下の式 (Dieterich 1994, B11 式に基づく) で γ を再度計算した後、

(6) 式から地震発生率を求める。

$$\gamma = \gamma_0 \exp \left(\frac{-\Delta \tau}{A\sigma} \right) \quad (9)$$

ここに、 $\Delta \tau$ は剪断応力変化量を示す。ちなみに、Stein *et al.* (1997), Toda *et al.* (1998), Parsons *et al.* (2000) では近似的に $\Delta \tau$ のかわりに ΔCFS を用いている。

図 1c, d は応力ステップ (増・減) を考慮した地震発生率 (地震発生確率) 変化の模式図を示す。応力が増加した断層では地震発生率の急増と $1/t$ での減衰、応力が減少した断層沿いでは地震発生率の急減と $1/t$ での回復が予想される。重要なことは、地震活動の $1/t$ の減衰・回復が震源断層のみならず隣接する断層沿いでも認められる点にある。図 2 に 1989 年ロマプリエータ地震前後におけるサングレゴリオ断層の地震活動の時系列的変化と R/S friction による理論曲線を示した (Stein,

1999)。サングレゴリオ断層上ではロマブリエータ地震直後に地震活動が著しく増加し、その後約10年かかって通常の地震活動に戻っている。地震のサイズ分布がロマブリエータ地震前後で一定であれば、本震直後の地震発生率の増加に伴って大地震が誘発されやすい状況が生じたことになる。

図3は、剪断応力速度変化に伴う地震発生率の時系列的変化の計算例を示す。ここでは、2年経過時に応力速度が0.01MPa/年から0.05MPa/年に、0.01MPa/年から0.1MPa/年に上昇する2通りの場合(図3a)を考え、それぞれ $A\sigma$ 0.01MPaと0.05MPaの場合の4通りの地震発生率を計算した(図3b)。いずれの場合も、定常状態に落ち着くと応力速度変化率に比例して地震発生率が増加している。また、(7)式から、応力速度が速くなるほど、 $A\sigma$ が小さくなるほど、固有緩和時間 t_a が短くなることがわかる。

このような応力速度変化と地震発生率との関係については、これまでハワイ島キラウエア火山周辺の地震活動で若干議論されている(Dieterich *et al.*, 2000)。ただし、具体的な観測事例との検証には乏しい。以下に述べる2000年伊豆諸島群発地震では、応力速度変化に対応したと考えられる地震発生率の変化が観測された。また、鳥取県西部地震では、伊豆諸島群発地震の対例として、剪断応力速度の遅い地域に発生した大地震の影響を議論する。

III. 2000年伊豆諸島群発地震活動にみられる地震発生率の時空間変化

6月26日の三宅島火口直下の群発地震に端を発した2000年伊豆諸島群発地震では、同年8月末までの約2ヶ月間でM4以上の地震数500個以上(そのうちM6地震が5個)を記録する、国内史上最大規模の群発地震活動となった。この間、三宅島の噴火活動とともに、三宅島北西沖から神津島東沖かけてダイクの貫入・成長があったことがGPS観測結果から推定された(例えば、Nishimura *et al.*, 2001)。ただし、一部の正断層解と三宅島直下の長周期地震(Kumagai *et al.*, 2001)を除いては、発生した地震は横ずれ断層の

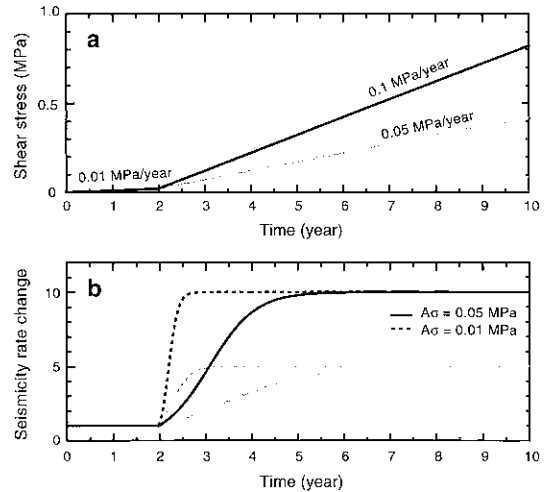


図3 剪断応力速度増加(a)に対応した地震発生率の増加(b)の理論曲線。2年経過時に剪断応力速度を0.01MPa/年から0.1MPa/年と0.05MPa/年に増加させ、それぞれ $A\sigma = 0.01$ MPaと0.05MPaの条件下で地震発生率増加を時系列的に示した。変化前の地震発生率を1としてある。計算過程は本文中(4)式と(8)式による。地震発生率の変化率は応力速度変化率に等しい。剪断応力速度が大きく、 $A\sigma$ が小さいほど、途中の増加率が速い。

Fig. 3 Theoretical curves of time-dependent seismicity rate increase caused by shear stressing rate increase.

- (a) The stressing rate changes to five and ten times larger than before at the time of 2 years.
- (b) Corresponding seismicity rate increases calculated by equations (4) and (8) in the text under two different conditions of $A\sigma$. The initial seismicity rate was set to 1.

メカニズム解を示し、通常の北西-南東圧縮場の地震発生環境の延長ととらえることができる。以下では、神津島南東沖から三宅島北東沖にかけて板状のマグマが貫入・成長するモデルを用いて、横ずれ断層における剪断応力速度の増加と地震活動との関係を調べる。

1)ダイクモデルとドッグボーン型応力速度増加域

本研究で用いたダイクモデルは、北西-南東走向

(走向 130°), 鉛直, 長さ 15 km, 幅 5 km (上端深度 8 km, 下端深度 13 km) である。その位置は酒井ほか (2001) が海底地震計観測によって求めた深度 9 ~ 12 km の地震密集域に一致する (図 4)。群発地震活動中約 2 ヶ月間 (6 月 26 日 ~ 8 月 23 日) の神津島-新島, 新島-利島の GPS 基線はほぼ線形勾配で伸張・収縮していることから (国土地理院, 2001a), ダイクは一定の速度 (0.34 m/日) で成長 (開口) したと仮定した。なお, 式根島の変位ベクトルの向きがダイクモデルのみでは説明できないことから, Nishimura *et al.* (2000) はダイク北西端から神津島にかけてクリープ断層を設定している。しかし, このクリープ断層を支持する明確な証拠にかけることから, ここでは単純にダイクのみモデルとした。また, 三宅島のマグマ収縮による変形はここでは取り扱わない。

図 4 には, 上記フォワードモデルを用いて計算した走向 110° の右横ずれ断層もしくは走向 20° の左横ずれ断層にかかる剪断応力速度を示す。計算深度は 4 km とした。ダイク直上, 幅約 10 km の地域では剪断応力速度が数 10 MPa/年以上, 新島や神津島など周辺地域では数 MPa/年以上になったと見積もられる。全体としてダイク両端から Y 字状に応力速度増加域が伸びる, いわゆる “ドッグボーン” 型の分布を示す。この 2 ヶ月間に発生した地震の分布は, 三宅島周辺の火山活動に直接関係する地震活動を除いて, ほぼ剪断応力速度増加域と一致している。したがって, 一連の群発地震活動は神津島東沖から三宅島北西沖のダイク貫入・成長にともない地殻浅部の横ずれ断層運動が誘発された結果であると考えられる。

2) 応力速度増加率と地震活動増加率との相関

国土地理院の 1997 年 ~ 1999 年の GPS 観測では, 伊豆諸島北部では顕著な北東-南西方向の伸張が認められており, 剪断ひずみは日本列島の他の地域に比べて 1 オーダー以上大きい (Sagiya *et al.*, 2000)。この観測結果がダイク貫入の前駆的な変形である可能性は排除できないが, 仮に定常的な動きと考えると, 通常横ずれ断層に 0.01 MPa/年前後の剪断応力が働く計算となる。したがって, 図 4 に示される約 2 ヶ月間の剪断応力速度は通常

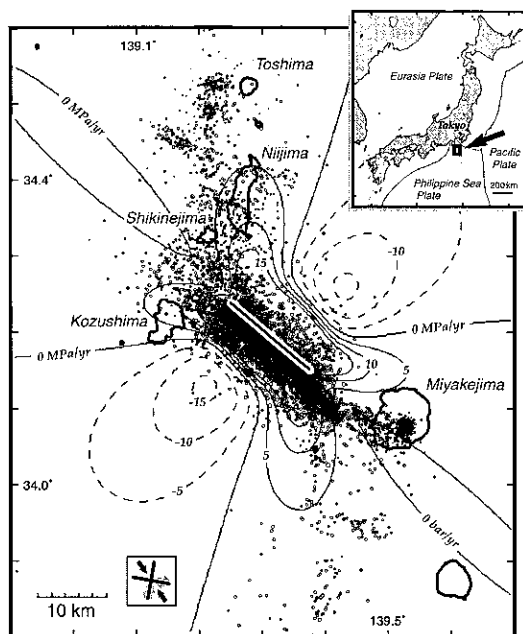


図 4 2000 年伊豆諸島群発地震の分布とダイク貫入イベント中の浅部横ずれ断層にかかる剪断応力速度。深度 4 km での計算値を示す。震央分布は東京大学地震研究所のデータ (2000 年 6 月 26 日 ~ 8 月 23 日) を用いた。ダイクを中心とした “ドッグボーン” 型の剪断応力速度増加域と地震発生域がほぼ一致する。

Fig. 4 Shear stressing rate calculated on vertical strike-slip faults caused by a modeled dike intrusion during the 2000 Izu Islands' swarm activity. The model explained in the text is used for stress calculation at a depth of 4 km. Epicenters (6/26/00 – 8/23/00) are from ERI, University of Tokyo. Most of the earthquakes that occurred in the areas strike-slip faults have been brought closer to failure.

の数 100 ~ 数 1000 倍に達していたと考えられる。

一般に, 応力変化 (ここでは応力速度変化) と地震活動の空間的相関を調べるためには, 通常地震活動 (以下, バックグラウンド) とイベント発生後の地震発生率の変化を調べる必要がある。ここでは, M3 以上 30 km 以浅の気象庁カタログを用い, 群発地震活動前 15 年間と群発地震活動中

の 59 日のデータを比較した。図 5 には、群発地震活動中の地震発生率をバックグラウンドレートで割った変化率の空間分布を示す。Reasenbergs and Simpson (1992), Toda *et al.* (1998) の手法を用いて、半径 3 km のガウス分布関数フィルターをかけて円滑化を行い可視化している。これにより、地震発生率の増加とその程度が明瞭に検出できる。一方で、群発地震活動が短期間のため、地震発生率の減少域を有意に検出することは基本的に困難である。そこで、群発地震活動がみられない地域でも、バックグラウンド地震発生率で 2 ヶ月間で少なくとも 1 個の地震が見込まれる地域では変化率を 0.1 と設定した。群発地震活動の中心ではバックグラウンドレートを定義できない地域があるが、近傍地域の値から 1000 倍以上の地震発生率の増加が推定される。また、ダイクから離れた新島・神津島周辺では数 100 ~ 1000 倍の地震発生率の増加がみられる。このことから、大まかな傾向として、応力速度変化率と地震発生率の変化率に空間的な相関がみられる。つまり、(6) 式の関係が 2000 年伊豆諸島群発地震活動について成り立つ。

今回の群発地震活動では、 M_6 以上の地震が 5 個発生した。これらは図 4 の剪断応力速度増加域に含まれ、 M_5 以下の地震と同様にダイク貫入により誘発されたものと考えることができる。地震発生率が剪断応力速度に比例することを考えると、次のような考察が成り立つ。すなわち、過去 75 年間に図 4 の範囲 (75×90 km) で M_6 以上の地震は 7 個発生しており、 M_6 地震発生率は 0.09/年である。ここで、図 4 における応力速度の平均は 4MPa/年であり、通常の応力速度 (0.01MPa/年) の約 400 倍となる。したがって、群発地震活動期間内に予測される M_6 地震の数は 6 個 ($0.09 \times 400 \times (59/365)$) となり、実際に発生した地震の数 (5 個) に近い値が予測できたことになる。

3) M_6 地震による応力変化と R/S friction による地震発生率の時空間変化

図 6 は、7 月 1 日 ($M_6.4$) と 7 月 9 日 ($M_6.1$)、7 月 15 日 ($M_6.3$) の地震による静的クーロン応力変化とその後 5 日間の地震活動を示す。各断層

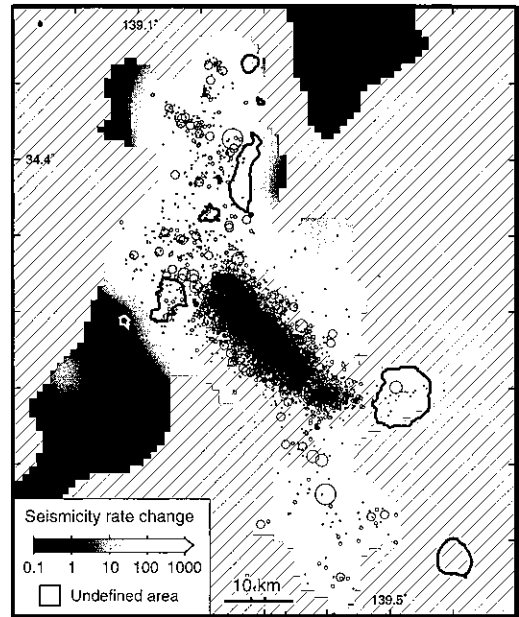


図 5 2000 年伊豆諸島群発地震ダイク貫入イベント中とバックグラウンド地震活動との地震発生率の変化。気象庁カタログ ($M_{3.0}$ 以上) を用いて活動中 2 ヶ月の地震発生率を群発地震活動前 15 年間の発生率で割り、Reasenbergs and Simpson (1992) の手法を用いて可視化した。可視化には半径 3 km のガウス分布フィルターをかけている。ダイク近傍で 1000 倍以上、利島・新島・神津島周辺では数 100 倍程度、地震発生率が上昇した。

Fig. 5 Seismicity rate change of $M \geq 3$ shocks between 15 years before and two months during the 2000 Izu Islands' swarm activity. Calculations and visualizations are based on the method described in Reasenbergs and Simpson (1992). A smoothing radius of 3 km is used for Gaussian filtering for visualization. The seismicity near the dike and the off-dike jumps more than thousands times and hundreds times of the background rate, respectively.

モデルには菊地・山中 (2000) を用い、深度 4 km での鉛直横ずれ断層にかかる応力変化を表示した。見かけの摩擦係数は 0.4 とした。

7 月 1 日の地震は群発地震活動の中心に位置す

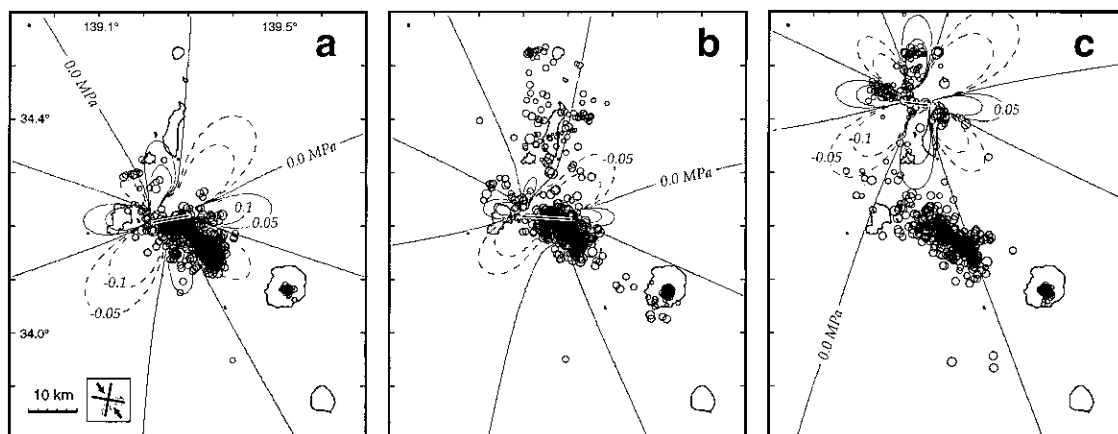


図 6 (a) 7 月 1 日 M6.4, (b) 7 月 9 日 M6.1, (c) 7 月 15 日 M6.3 の地震による鉛直横ずれ断層にかかるクーロン応力変化と本震後 5 日間の震央分布。
断層モデルに菊地・山中 (2000) を用い, 深度 8 km において計算を行った。震央分布は東大地震研究所のデータによる。

Fig. 6 Coseismic Coulomb stress change on the vertical strike-slip faults at a depth of 4 km caused by $M \sim 6$ shocks (a. July 1, M6.4, b. July 9, M6.1, c. July 15, M6.3) during the 2000 Izu Islands' swarm activity. The fault models are based on Kikuchi and Yamanaka (2000). Epicenters five days after the occurrence of each mainshock are plotted (data from ERI).

ることもあるが, 静的応力の増減と地震活動との空間的相関は不明瞭である。ほぼ同じ位置に発生した 7 月 9 日の地震では, その直後の新島周辺の地震活動と ΔCFS の増加が関係している可能性がある。一方, ダイクから離れた新島北西に発生した 7 月 15 日の地震では北側と西側の ΔCFS 増加域とその後の地震発生域がほぼ一致している。7 月 1 日と 9 日の地震は, 剪断応力速度が通常の 1000 倍以上の地域に発生したのに対して, 7 月 15 日の地震は 1 オーダー低い 100 倍程度の地域に発生している。R/S friction では, $A\sigma$ が一定であれば, 応力速度 $\dot{\tau}$ が速いほど固有緩和時間 t_0 が短くなるので (式 7), 神津島東沖では, 新島周辺よりも 10 倍以上速く M6 地震の余震活動が消滅することが予想される。新島周辺における応力変化は長く影響を及ぼし, 7 月 1 日では顕在化しなかった新島周辺の地震活動は, 2 つ目の M6 地震である 7 月 9 日の地震で多くが誘発されたとも考えることも可能である。

次に, これらダイク周辺 (神津島東沖) とダイ

クから離れた新島周辺の地震活動の時系列変化を考える。図 7 には単純化した剪断応力速度変化モデルと R/S friction によって予想される地震発生率の時系列変化を示す。モデル化された地震発生率の計算には 2 節でまとめた計算手順を用いた。図 7b と d には, 対象範囲と M3 以上の地震活動の日毎の地震発生率 (実測値) を重ねている。ここでの地震発生率は 1 日の地震数を活動前 15 年間のバックグラウンドレート (ダイク近傍で 0.03 個/日, 新島周辺で 0.07 個/日) で割ったものである。モデルでは図 4 の計算結果に基づき, ダイク貫入前の剪断応力速度を 0.01 MPa/年とし, 貫入イベント中にはダイク周辺で 10 MPa/年, 新島周辺で 1 MPa/年, その後それぞれ 1/20 の応力速度となったと仮定した。ここでは $A\sigma$ は 0.01 MPa とした。 t_0 は貫入イベント中にきわめて短くなる (図 7a c)。したがって, ダイク近傍では新しい応力速度のもとで数日以内に定常状態に落ち着く。すなわち, 剪断応力速度が 1000 倍に増加するのに対応して, 地震発生率も数日以内に 1000 倍になる。一方で,

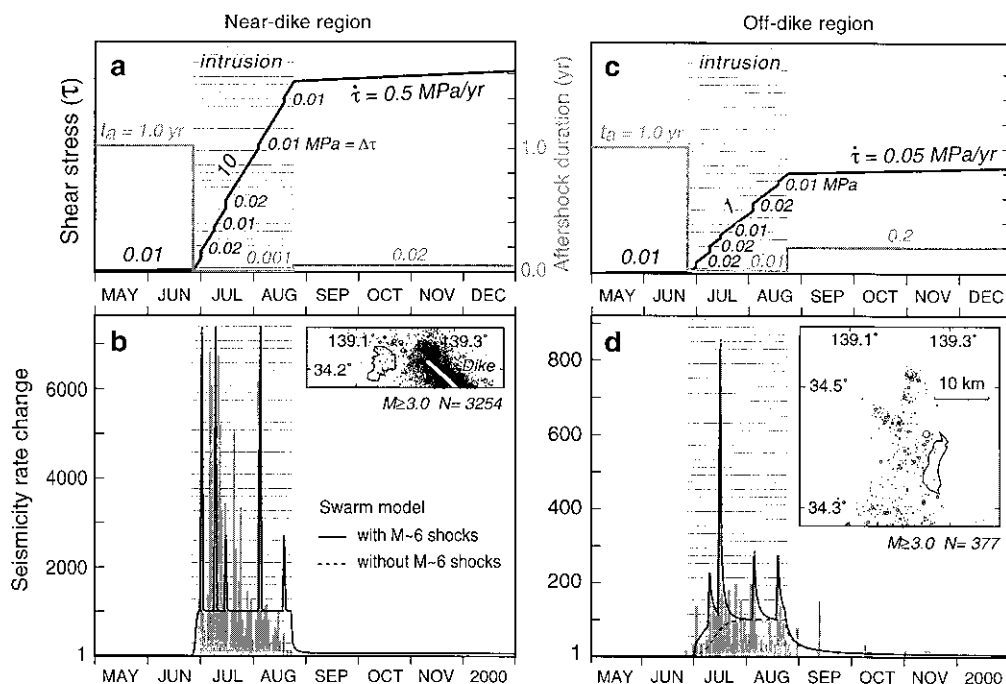


図 7 速度および状態依存摩擦構成則を考慮した地震発生率の時系列モデルと観測結果。
 (a) ダイク近傍と(c)ダイク遠方新島周辺での推定応力速度変化と M6 地震による応力変化(ステップ)。
 (b) ダイク近傍と(d)ダイク遠方新島周辺での計算された地震発生率の変化(実線)と観測値のヒストグラム

A $\sigma = 0.01$ MPa と仮定した。剪断応力速度の変化率にあわせて地震発生率が変化するが、その変動時間は固有緩和時間 t_a による。M6 地震発生時には既に応力速度変化により高まった地震発生率がさらに増幅させられている。M6 の余震活動はダイク近傍では短くスパイク状になるのに対し、遠方では数日以上にわたる減衰過程がみられる。

Fig. 7 Observed seismicity time series compared to a rate/state model.

(a) Inferred stressing rate and resulting aftershock duration, t_a , near the dike with estimated coseismic steps ($\Delta \tau$) of M-6 shocks included. (b) Resulting seismicity rate change for the area shown in the inset map. Aftershock durations are brief because the stressing rate is high. Peak seismicity rates are amplified above the already elevated swarm rates. (c) Stressing model and (d) seismicity rate change north of the dike. Because the stressing rates are lower off the dike, background seismicity takes longer to reach a steady state and aftershock durations are longer. A $\sigma = 0.01$ MPa is used for the modeled curves.

新島周辺では t_a が 1 オーダー長いので、群発地震活動開始後 1 ヶ月程度経過するまでは 100 倍の地震活動増加に達しない。観測された地震発生率の変化は大まかにはこれらの増加傾向と整合し、貫入イベント中の発生率の変化の平均はそれぞれ、1000 倍、100 倍前後となっている。また、神津島周辺に比べて新島周辺の地震活動の顕在化は遅い。

次に、誘発された M6 地震による応力ステップ

の影響を入れた(図 7a, c)。なお、7 月 30 日の三宅島南西沖 M6.4 の地震は対象地域より離れているために除外し、8 月 4 日に発生した神津島新島間の GPS 基線のステップ状の伸張は応力ステップに取り込んでいる。それぞれの応力ステップ量は、各実測された地震発生率のピークにあわせるように選んだ(結果として対象地域の平均的な増加値を示している)。重要な点は、同じ

0.01-0.02MPa の応力増加に対して、ピーク時地震発生率がダイク近傍と遠方で絶対値にして1オーダー程度異なることである。これは、応力速度増加で既に急減した状態変数をもとに、応力ステップによる新しい状態変数を求め地震発生率を計算するためである。すなわち、M6地震発生直前の地震発生率を増幅させているためである。また、M6地震の影響によって、ダイク周辺では地震発生率はほぼ1日程度のスパイク状の増加になるのに対して、新島周辺では10日前後余震活動が続く。観測結果からも、新島周辺では数日～10日ほどで減衰する余震活動が観測されるのに対し、ダイク周辺ではそのような余震活動は見あたらない。以上のことから、応力ステップの影響（ピークと減衰過程）には応力速度が密接に関わっていることが明らかになったといえよう。

IV. 2000年鳥取県西部地震

1) 静的応力変化とオフフォルト余震活動

2000年10月6日鳥取県西部地震(M7.3)は、最近数年間の剪断歪み速度がきわめて遅い地域(Sagiya *et al.*, 2000)に発生した。この点で伊豆諸島群発地震域と対称的である。震源断層は北西-南東にのびる約30kmの左横ずれ断層(関口・岩田, 2000; 八木・菊地, 2000; 国土地理院, 2001b)で、1945年鳥取地震(M7.2)の東西走向右横ずれの震源断層とは共役の関係にある。広義の余震活動は、震源断層沿い以外に約20km以上離れた東西2地域でも発生した(図8)。断層端延長上の余震活動は逆に低調であった。

図8は鳥取県西部地震による地殻内横ずれ断層への剪断応力変化を示す。震源断層と同じ走向・傾斜・レイク(152°/86° - 7°)に対して深度8kmで計算した。震央分布は本震後1ヶ月間(気象庁カタログ)を示す。上記オフフォルト余震(off-fault aftershocks)は剪断応力増加域と一致し、M5.4の広義の最大余震もその地域で発生している。この最大余震の両節面(防災科学研究所, 2000)上での剪断応力、クーロン応力ともに増加を示し、本震によりトリガーされた可能性を示唆する。また、これらのオフフォルト余震には、本

震発生後1日以上経過して活動が始まり、その減衰が顕著に遅い特徴がある(Toda *et al.*, 2001)。オフフォルト余震がみられる地域が法線応力変化の小さなところであるため、流体圧変化によるものとは考えにくい。Toda *et al.* (2001)は、R/S frictionを考慮することにより、時間遅れや余震活動の低減衰を説明できる可能性を示唆している。

2) 地震活動度変化と断層端での低調な地震活動

図9に本震前15年間と本震後1ヶ月間の地震活動度の変化を示す。計算とその可視化には伊豆諸島群発地震の解析と同様の手法を用いた。ここでは扱う地震数をできる限り多くするようにM2.5以上で比較した。ただし、気象庁の最近のM検知能力向上のため、変化率が増加偏向となっている可能性がある。地震発生率が顕著に増加したのは、震源断層沿いと上記のオフフォルト余震が発生した地域である。大山付近や最大余震域西方でも発生率の増加がみられる。一方で、通常観測される震源断層端延長部分の地震活動はここではきわめて低調である。特に応力増加が期待される北側の島根半島では全く地震活動が認められない。これらの地域では本震前にもほとんど地震活動が観測されていない。つまり、本震前の地震発生率が広域にわたって0に近い地域では、多少応力が増加しても地震は発生しないことがわかる(式4)。このことから、断層端延長の剪断応力増加域で余震が発生していないのは、もともと地震発生ポテンシャルがきわめて小さい地域である可能性が考えられる。

3) 1943年鳥取地震との比較と今後の周辺地域の地震活動予測

隣接地域で過去に発生した同規模の地震に1943年の鳥取地震がある。この鳥取地震と今回の本震地域周辺は、前述の伊豆諸島とは対称的にきわめて剪断ひずみ速度が遅い(Sagiya *et al.*, 2000)。余震活動継続時間(固有緩和時間, t_a)は剪断応力速度に反比例するため(式7)、剪断応力速度が低いこの地域では、一度大地震が発生すると応力変化の地震活動への影響が長く続くことが予想される。事実、鳥取地震の震源断層周辺の広義の余震活動は、少なくとも10年～数10年続い

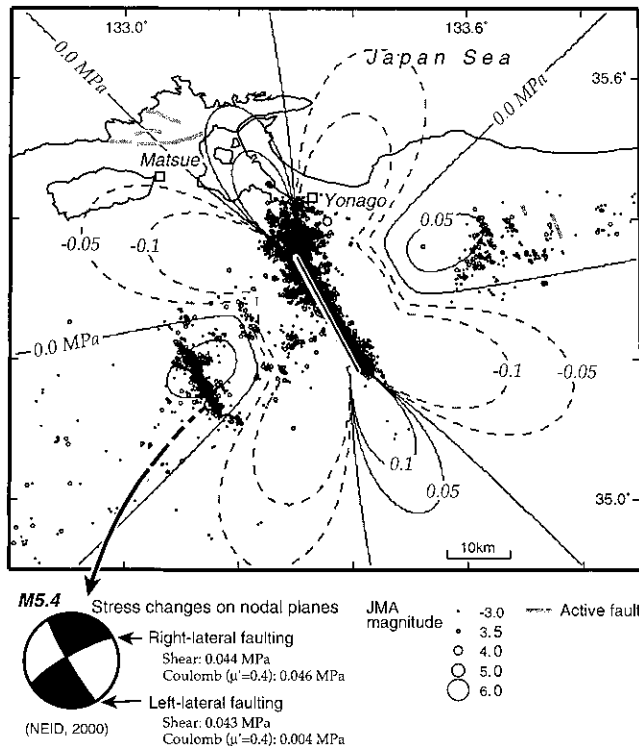


図 8 2000 年鳥取県西部地震 (M7.3) による静的剪断応力変化と本震後の震央分布。
震源断層モデルに国土地理院 (2000b) を用い、震源断層と同じ走向・傾斜・レイク ($152^\circ/86^\circ/-7^\circ$) の断層を地殻内に想定して深度 8 km で計算した。震央は気象庁の本震後 1 ヶ月間の分布を示す。最大余震 M5.4 の節面でも剪断応力・クーロン応力がともに増加していたと考えられる。

Fig. 8 Static shear stress change on vertical strike-slip faults caused by the October 6, 2000 M7.3 Tottori-ken-seibu earthquake at a depth of 8 km. Fault model from GSI (2000b). One-month aftershocks are from the JMA catalog. Vigorous off-fault aftershocks occurred in the areas shear stress calculated to have increased. Shear and Coulomb stress changes on the nodal planes of the largest aftershock (NEID, 2000) are calculated as all positive.

たものとみられる (図 10)。鳥取県西部地震の余震の減衰は鳥取地震と同様の経過をたどっているため、図 8 に示されるような静的応力増減の影響は今後少なくとも 10 年以上持続される可能性が高い。これは、伊豆諸島群発地震で発生した M6 地震の余震活動と対照的であり、地域的な応力速度の差によるものと考えられる。このような明瞭

な時間依存性については、周辺地域の今後の地震確率予測に反映させる必要がある。

V. 地震確率予測高精度化への応用と今後の課題

以上のように、本稿では断層運動を静的・準静的に記述する速度および状態依存摩擦構成則を用

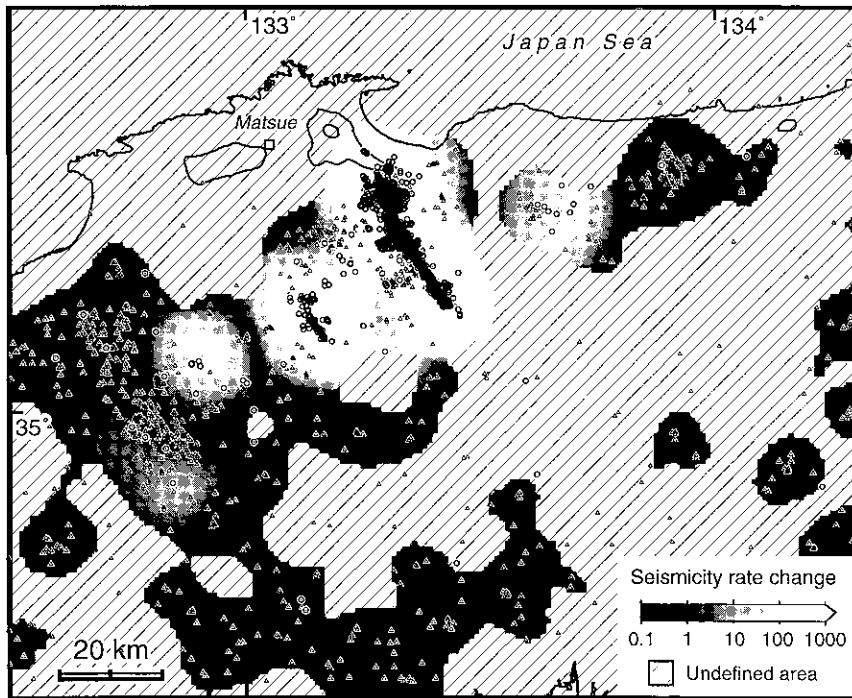


図 9 2000 年鳥取県西部地震前後の地震活動度の変化。
気象庁カタログ M2.5 以上を用いて本震前 20 年間 () と本震後 1 ヶ月間 (○) の地震発生率の変化を半径 3km のガウス分布フィルターをかけ可視化した。震源断層沿いと東西のオフフォルト地域で地震発動が活発化している。断層端の南北では応力が増加したと考えられるが、本震前後を通じて地震活動がみられない。

Fig. 9 Seismicity rate change of $M \geq 2.5$ shocks between 20 years before and one month after the Tottori-ken-seibu earthquake.

Epicenters before and after are plotted as small triangles and circles, respectively. Seismicity rates along the source fault and west/east of off-fault areas were increased after the mainshock, while there was no seismicity observed in the fault-edge lobes where static stress was calculated to have increased.

いて、応力ステップ・応力速度変化を地震発生率の変化として計算する方法を紹介した。また、伊豆諸島群発地震と鳥取県西部地震を例としてその妥当性・有用性を検証した。

本稿では具体的な確率評価結果については示さなかったが、実際に確率密度関数を用いて特定の地域や活断層の地震発生確率を計算する際には、予想される地震発生率の変化率を確率密度関数に組み込めば良い (例えば, Toda *et al.*, 1998)。したがって、超長期的なデータをもとに算定された

地震確率値に、最近の大・中規模地震の影響や継続的な地殻変動を取り入れることによって、より高精度で短期的 (数ヶ月～数年間) な地震確率評価を行うことが可能と考えられる。特に、近年発達著しい GPS 観測網、地震観測網から得られる高精度・高密度のデータを地震予知・予測に役立てる有効な手法になるものと期待される。

本来、地震発生の素過程研究の成果として確立された速度および状態依存摩擦構成則であったが、マクロにも地震活動を説明できることが示された。

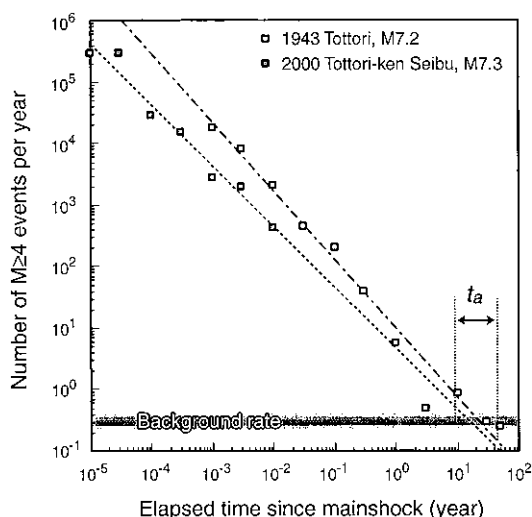


図 10 1943 年鳥取地震 (M7.2) と 2000 年鳥取県西部地震 (M7.3) の余震減衰過程の比較。鳥取地震・鳥取県西部地震の余震はそれぞれ Sato (1973)・国土地理院 (2000b) の震源断層位置から約 20 km の範囲の地震をカウントしたものである。バックグラウンド地震活動は、同地域内の本震前のカタログを用いて推定した。鳥取地震の余震減衰期間 (t_a) は 10 年 ~ 50 年と推定される。同様の経過をたどっている鳥取県西部地震の応力変化の影響も数年以上の長期にわたる可能性が考えられる。

Fig. 10 Aftershock decays in both the 1943 M7.2 Tottori earthquake and the 2000 M7.3 Tottori-ken-seibu earthquake. Earthquakes larger than or equal to M4 within 20 km from the source faults (Sato, 1973; GSI, 2000) are counted in the JMA catalog. Because the decay of the 2000 shock has been following the one of the 1943 shock and background seismicity is quite low, influence of the stress change by the 2000 shock on the local seismicity will last longer.

しかし、考えられるその他の原因 (例えば、間隙流体圧の変化や応力腐食等) についても今後検討が必要であることは言うまでもない。また、長期的な変動については下部地殻・マントルの粘弾性効果を取り入れた評価 (例えば, Freed and Lin, 2001) も必要となろう。

最後に、ここで議論しなかった重要な問題とし

て、地震のサイズ分布の時系列変化があげられる。近年、大地震前後で周辺の b 値が時間的に変化する例や、サイズ分布の変動を地震確率評価に応用する例が報告されている (例えば, Weimer and Wyss, 1997; Wyss and Wiemer, 2000)。今後、そのような地震サイズ分布の変動に対する応力変化の影響を解明して、地震発生率の変化とともに確率予測に取り入れていく必要がある。

謝 辞

本研究成果は、米国地質調査所 Ross Stein 博士、James Dieterich 博士との研究・議論によるところが大きい。東京大学地震研究所の鶴岡 弘博士には鳥取県西部地震の余震減衰過程に関する議論をしていただくとともに、TSEIS (鶴岡, 1998) を使用させていただいた。国土地理院鷲谷 威博士からは伊豆諸島群発地震の地殻変動に関するデータをいただいた。東京大学地震研究所の菊地正幸教授には伊豆諸島群発地震の M6 地震に関する解析結果をご教示いただいた。本研究の地震データ解析にあたっては、東京大学地震研究所ならびに気象庁一元化データを用いた。ここに感謝の意を表します。

文 献

- 防災科学研究所 (2000) 地震のメカニズム情報。
<http://argent.geo.bosai.go.jp/freesia/event/tdmt/20001008041600/update1/index-j.html>
- Dieterich, J. H. (1994) A constitutive law for rate of earthquake production and its application to earthquake clustering. *J. Geophys. Res.*, **99**, 2601–2618.
- Dieterich, J. H. and Kilgore, B. (1996) Implications of fault constitutive properties for earthquake prediction. *Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A.*, **93**, 3787–3794.
- Dieterich, J. H., Cayol, V. and Okubo, P. (2000) The use of earthquake rate changes as a stress meter at Kilauea volcano. *Nature*, **408**, 457–460.
- Freed, A. and Lin, J. (2001) Delayed triggering of the 1999 Hector Mine earthquake by viscoelastic stress transfer. *Nature*, **411**, 180–183.
- Harris, R. A. (1998) Introduction to special section: Stress triggers, stress shadows, and implications for seismic hazard. *J. Geophys. Res.*, **103**, 24347–24358.
- Harris, R. A. and Simpson, R.W. (1998) Suppression of large earthquakes by stress shadows: A comparison of Coulomb and rate-and-state failure. *J. Geophys. Res.*, **103**, 24439–24451.
- 菊地正幸・山中佳子 (2000) EIC 地震学ノート (No.

- 80, 81, 83). 東京大学地震研究所地震予知情報センター, http://kea.eri.u-tokyo.ac.jp/EIC/EIC_News/
 国土地理院 (2001a): 伊豆半島およびその周辺の地殻変動. 地震予知連絡会会報, **65**, 170-269.
 国土地理院 (2001b): 中国地方の地殻変動. 地震予知連絡会会報, **65**, 592-618.
 Kumagai, H., Ohminato, T., Nakano, M., Ooi, M., Kubo, A., Inoue, H. and Oikawa, J. (2001) Very-long-period seismic signals and caldera formation at Miyake Island, Japan. *Science*, **293**, 687-690.
 Nishimura, T., Ozawa, S., Murakami, M., Sagiya, T., Tada, T., Kaidzu, M. and Ukawa, M. (2001) Crustal deformation caused by magma migration in the northern Izu Islands, Japan. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 3745-3748.
 Okada, Y. (1992) Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, **82**, 1018-1040.
 Parsons, T., Toda, S., Stein, R.S., Barka, A. and Dieterich, J. H. (2000) Heightened odds of large earthquakes near Istanbul: An interaction-based probability calculation. *Science*, **288**, 661-665.
 Reasenberg, P. A. and Simpson, R.W. (1992) Response of regional seismicity to the static stress change produced by the Loma Prieta earthquake. *Science*, **255**, 1687-1690.
 Sagiya, T., Miyazaki, S. and Tada, T. (2000) Continuous GPS array and present-day crustal deformation of Japan. *Pure Appl. Geophys.*, **157**, 2303-2322.
 酒井 慎一・山田知朗・井出 哲・望月将志・塩原 肇・ト部 卓・平田 直・篠原雅尚・金沢敏彦・西澤あずさ・藤江 剛・三ヶ田 均 (2001) 地震活動から見た三宅島 2000 年噴火時のマグマの移動. 地学雑誌, **110**, 145-155.
 Sato, H. (1973) A study of horizontal movement of the earth crust associated with destructive earthquakes in Japan. *Bull. Geogr. Surv. Inst.*, **19**, 89-130.
 関口春子・岩田知孝 (2000) K-net, KiK-net 地震記録を用いた断層破壊過程の推定. <http://sms.dpri.kyoto-u.ac.jp/iwata/ttr.source.html>
 Stein R.S. (1999) The role of stress transfer in earthquake occurrence. *Nature*, **402**, 605-609.
 Stein R.S., Barka, A.A. and Dieterich, J. H. (1997) Progressive failure on the northern Anatolian fault since 1939 by earthquake stress triggering. *Geophys. J. Inst.*, **128**, 694-604.
 Toda, S., Stein, R.S., Reasenberg, P.A., Dieterich, J.H. and Yoshida, A. (1998) Stress transferred by the 1995 Mw = 6.9 Kobe, Japan, shock: Effect on aftershocks and future earthquake probabilities. *J. Geophys. Res.*, **103**, 24543-24565.
 Toda, S., Tsuruoka, H. and Stein, R.S. (2001) Delayed but vigorous off-fault aftershocks triggered by the 6 October 2000 M = 7.3 Tottori-ken-Seibu earthquake, Japan as a test of rate/state friction. *Seism. Res. Lett.*, **72**, 252.
 鶴岡 弘 (1998) WWW を用いた地震情報検索・解析システムの開発. 情報学基礎, **49**, 65-70.
 Weimer, S. and Wyss, M. (1997) Mapping the frequency-magnitude distribution in asperities: An improved technique to calculate recurrence times? *J. Geophys. Res.*, **102**, 15115-15128.
 Working Group on California Earthquake Probabilities (1990) Probabilities of large earthquakes in the San Francisco Bay region, California. *U. S. Geol. Surv. Circ.*, 1053.
 Wyss, M. and Wiemer, S. (2000) Change in the probability for earthquakes in southern California due to the Landers magnitude 7.3 earthquake. *Science*, **290**, 1334-1338.
 八木勇治・菊地正幸 (2000) Source rupture process of the Tottori-ken Seibu earthquake of Oct. 6, 2000. <http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/yuji/tottori/index.html>
 (2001 年 12 月 3 日受付, 2002 年 3 月 8 日受理)