

地震数データから応力変化量を推定する手法の試行

A trial for an estimation of stress change from the number of earthquakes

廣瀬 仁¹⁾

Hitoshi Hirose

卯川 知希²⁾

Tomoki Ukawa

概要: 地下の応力は地震の発生メカニズムを議論する上で重要な物理量であるが、それを測定する一般的な手法は存在しないのが現状である。*Dieterich et al.* (2000) は、ある地域で観測された地震数からその場での応力変化を推定する手法を提案している。本研究では *Dieterich et al.* (2000) で提案された手法を独自に実装し、地震数データに適用することで、手法が持つ特性や限界などについて調べることを目的とした。房総半島沖で数年おきに繰り返し発生しているスロースリップイベントに伴う群発地震活動の地震数データに本手法を適用したところ、その適用可能性が示された。

キーワード: 地震活動度, 震源, Dieterich の地震活動度理論, 速度状態依存摩擦則

1 はじめに

地震発生のメカニズムを理解するため、また地震発生を予測するために、地下の地震が発生する深さでの応力状態を知ることは大変重要であるが、応力という基本的な物理量を直接測定する手段は非常に限られており、地下深部に一般的に適用できる手法はないのが現状である。そこで通常は、連続体力学と弾性体などの構成則を仮定したモデル計算によって、地下の応力状態が推定されている。一方で、*Dieterich et al.* (2000) では、地震活動度理論 (*Dieterich*, 1994) に基づき、単位時間あたりの地震発生数から応力変化量を推定する手法が提案されている。単位時間あたりの地震発生数は、地震観測に基づき定常的に震源が決定されていれば算出できる量であるため、この手法が適用できるケースは幅広いと考えられる。

そこで本研究では、*Dieterich et al.* (2000) で提案された手法を独自に実装し、スロースリップイベントに伴う群発地震活動が2-7年間隔で繰り返し発生している房総半島付近の領域で得られた地震数のデータに適用することを試み、適用可能性を調査するとともに、この手法が持つ特性や限界などについて調べることを目的とした。

2 手法

岩石の摩擦すべり実験から提唱された速度状態依存摩擦則 (*Dieterich*, 1979; *Ruina*, 1983) に基づき、応力変化から地震数を算出する地震活動度理論が提案されている (*Dieterich*, 1994)。これに関する日本語で書かれた解説としては、遠田 (2002)、岩田 (2009) などがある。以下ではこれらの文献を参考に、その理論と本研究で用いた計算手法を概説する。この理論によれば、地下のある領域における単位時間あたりの地震数 (地震発生率; Seismicity rate) $R(t)$ は、以下のように、状態変数 γ を介して応力変化 dS と結ばれる:

$$R(t) = \frac{r}{\gamma(t)\dot{S}_r} \quad (1)$$

$$d\gamma = \frac{1}{A\sigma}(dt - \gamma dS) \quad (2)$$

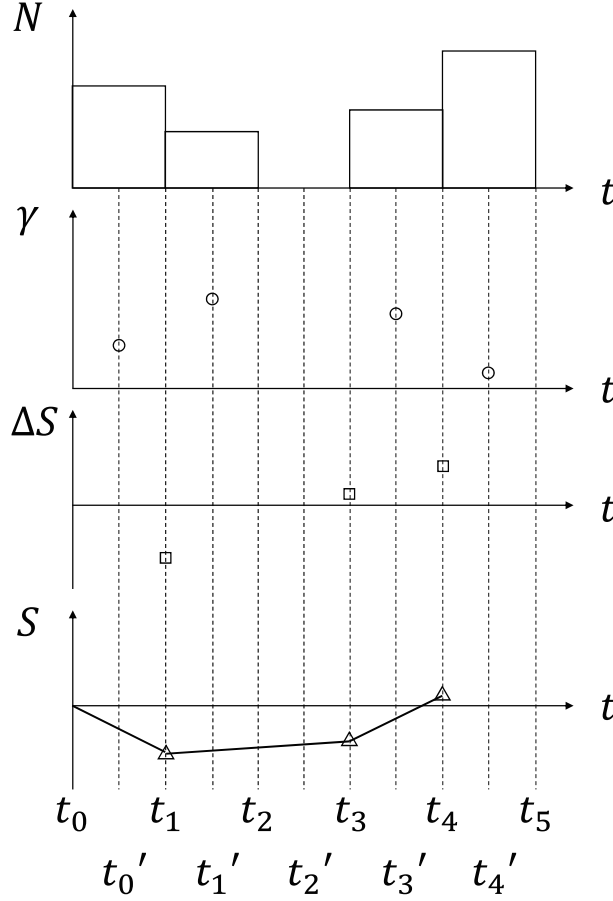


図 1: 計算手順の模式図. 図の見方は本文を参照.

ここで $\gamma(t)$ は時刻 t における状態変数、 S はクーロン応力関数、もしくは、せん断応力、 r は定常状態 (応力速度が基準応力速度 $\dot{S}_r$ で一定の状態) での地震発生率、 A は断層摩擦構成則における無次元の構成パラメタ (通常 0.005-0.015 の値を取る)、 σ は法線応力である (Dieterich, 1994; Dieterich et al., 2000; 遠田, 2002)。なお、この式は法線応力の変化がない場合である。

この系の挙動を具体的に見るために、遠田 (2002) に挙げられている応力時間変化の 2 例について触れる。まず定常状態、すなわち、応力速度が一定の状態では、 γ も一定なので、式 (2) より $dS/dt = 1/\gamma_{ss}$ (γ_{ss} は定常状態 (steady-state) の γ を表す)、すなわち

$$\gamma_{ss} = \frac{1}{\dot{S}} \quad (3)$$

となる。このとき式 (1) より

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

となり、地震発生率の定常状態に対する比率は、応力速度の定常状態に対する比率に一致する。すなわち、応力速度が 10 倍に増加すれば、(ある経過時間ののち) 地震発生率も 10 倍に増加する。この状況が示されているのが、遠田 (2002) の図 3 である。

次に、大地震の発生時など、応力が瞬時にステップ的に増加する場合、遠田 (2002) の図 1 に示されるように、瞬間的な地震発生率の増大に引き続き、余震の大森公式で表現されるような $1/t$ に比例した時間の経過に伴う地震発生数の減少が表現される。同様に、応力がステップ的に減少する場合は、瞬間的な地震発生率の減少に引き続き、 $1/t$ に比例して地震発生数が増大する。

さて Dieterich et al. (2000) では、地震発生率から応力変化を求める方法として 2 つの方法が提案されているが、本研究ではそのうちの 1 番目の方法を試みる。まず、定常状態における応力速度 $\dot{S}_r$ を仮定したのち、対象

領域での定常的な地震発生率 r を求めておき、式 (1) を変形した

$$\gamma(t) = \frac{r}{R(t)\dot{S}_r} \quad (5)$$

によって、観測量である $R(t)$ から $\gamma(t)$ を求める。そのとき、離散的な時間区間 $[t_i, t_{i+1}]$ において生じる応力変化量 ΔS は

$$\Delta S = A\sigma \ln \left(\frac{\gamma_i + \frac{\Delta t}{2A\sigma}}{\gamma_{i+1} - \frac{\Delta t}{2A\sigma}} \right) \quad (6)$$

となる (Dieterich *et al.*, 2000, の第 3 式)。 $R(t)$ の時系列データを、式 (5) と式 (6) に順次適用していくことで ΔS の時系列が得られる。これを積算することで S の時系列も算出できる。

これらの式に実際の地震発生率 $R(t)$ を適用する際には、 $R(t)$ が式 (5) 右辺の分母に現れていることが問題になる。すなわち、単位時間のとり方によっては $R(t) = 0$ となる場合があり、その場合には式 (5) が評価できないことになる。対処法としてはいくつか考えられるが、ここでは、簡便に実装することができる次のような方法をとった。図 1 に計算手順の模式図を示す。この図の最上段が、単位時間あたりの地震数 N の時系列データである。ここで時間区間は $t_1 - t_0 = t_2 - t_1 = t_3 - t_2 = \dots$ とする。このそれぞれの時間区間での地震数が、与えられるデータとなる。このそれぞれの時間区間の N を時刻 $t'_i = (t_{i+1} + t_i)/2$ での値とし $N(t'_i)$ と書くことにすると $R(t'_i) = N(t'_i)/(t_{i+1} - t_i)$ となり、式 (5) から $\gamma(t'_i)$ が計算でき、さらに時間区間 $[t'_i, t'_{i+1}]$ において $\gamma(t'_i)$ および $\gamma(t'_{i+1})$ の値から、式 (6) によって $\Delta S(t_{i+1})$ が求められる。ここで図の例では区間 $[t_2, t_3]$ で $N = 0$ となっているが、この区間では γ を計算することができないので、この場合、区間長を延長し $\Delta t = t_4 - t_2$ として $\gamma(t'_3)$ の値とする。このように $N = 0$ の時間区間があった場合、次に $N \neq 0$ となる時間区間まで区間長を延長し γ 、 ΔS を計算することとした。その場合の ΔS 、 S の時刻は、図 1 に示すように、 $N = 0$ ではない次の時間区間 (この例では $[t_3, t_4]$) と $N = 0$ の区間 (同 $[t_2, t_3]$) で評価される応力値が与えられるべき時刻 (同 $t = t_3$) とする。最終的に各時間ステップで求められた ΔS を、最初の時刻から積算していき S の時系列を得る。

3 計算例

この節では、前節で述べた方法を、房総半島沖の領域の地震活動に適用した例を示す。この領域では、群発地震活動を伴うスロースリップイベント (SSE) が 2-7 年間隔で繰り返し発生している (例えば, Ozawa *et al.*, 2019)。2013 年 12 月終わり頃から 2014 年 1 月にかけて房総 SSE が再来し、GNSS 等でその地殻変動が観測され、それに伴う群発地震活動も記録されている (例えば, Ozawa, 2014)。この群発地震活動を含む、2013-2014 年の 2 年間の地震数を、気象庁一元化震源カタログを利用して抽出し解析に用いた。図 2 の点線で囲まれた領域内で発生した、深さ 0-30 km の地震を対象とした。房総 SSE に伴う群発地震活動はほとんどこの領域内で発生し、沈み込んだフィリピン海プレートの上面の深さ付近で発生する地震が多い。したがって、この地震活動から求められる応力変化は、フィリピン海プレートの沈み込みとその上盤側との力学的相互作用を反映したプレート境界付近の深さのものと考えられる。

地震発生率から応力変化を計算するために仮定したパラメータは以下のとおりである。摩擦構成パラメータ A は Dieterich *et al.* (2000) で用いられた値と同じ 0.005 とした。法線応力 σ としては、房総半島沖での群発地震が発生している深さの代表値として 20 km を考え、この深さでの静岩圧から、間隙流体圧として静水圧を仮定した値を差し引いた有効法線応力 340 MPa とした。定常状態での応力速度 $\dot{S}_r$ は、プレート間相対運動で増大したせん断応力が 1 回の房総 SSE ですべて降下すると仮定し、Hirose *et al.* (2012) で推定された 2011 年 SSE の応力降下量 0.26 MPa が平均再来間隔の 5 年間で増大するとしたときの応力速度 0.05 MPa/year とした。そして定常状態での地震発生率 r は、2003 年 1 月 1 日から 2006 年 12 月 31 日の 4 年間で定常状態とみなし、この期間での平均的な地震発生率 8.01×10^{-2} 個/day ($\simeq 29.3$ 個/year) とした。

なお、地震活動の厳密な議論のためには、用いる地震カタログのコンプリートネスを確認する必要がある。すなわち、一般に地震の規模が小さくなればなるほど検知されにくくなることから、地震カタログに含まれない地震が存在する (取り逃しが存在する) 可能性がある。本研究では地震数を扱うため、取り逃しを避けることは重要である。そこで、用いた地震カタログのマグニチュード M の頻度分布を対象地域の地震について調べた。横軸に地震のマグニチュード、縦軸に対数軸でそれぞれの累積頻度 (そのマグニチュード以上の地震数) をプロットしたところ、 $M \geq 1.5$ では概ね直線的に分布している (Gutenberg and Richter (1944) の関係に従っている) ことが確認できた。これより、 $M \geq 1.5$ では用いたカタログはコンプリートである (取り逃しなし) とみなし、その規模の地震のみをカウントした。

図 3 に計算結果を示した。上段に示した地震数のデータから計算された応力変化が下段である。まず図 3 上段から、2014 年 1 月はじめに急激な地震数の増加が見られる。最も活発な地震活動は、見方にもよるが 6 日間程

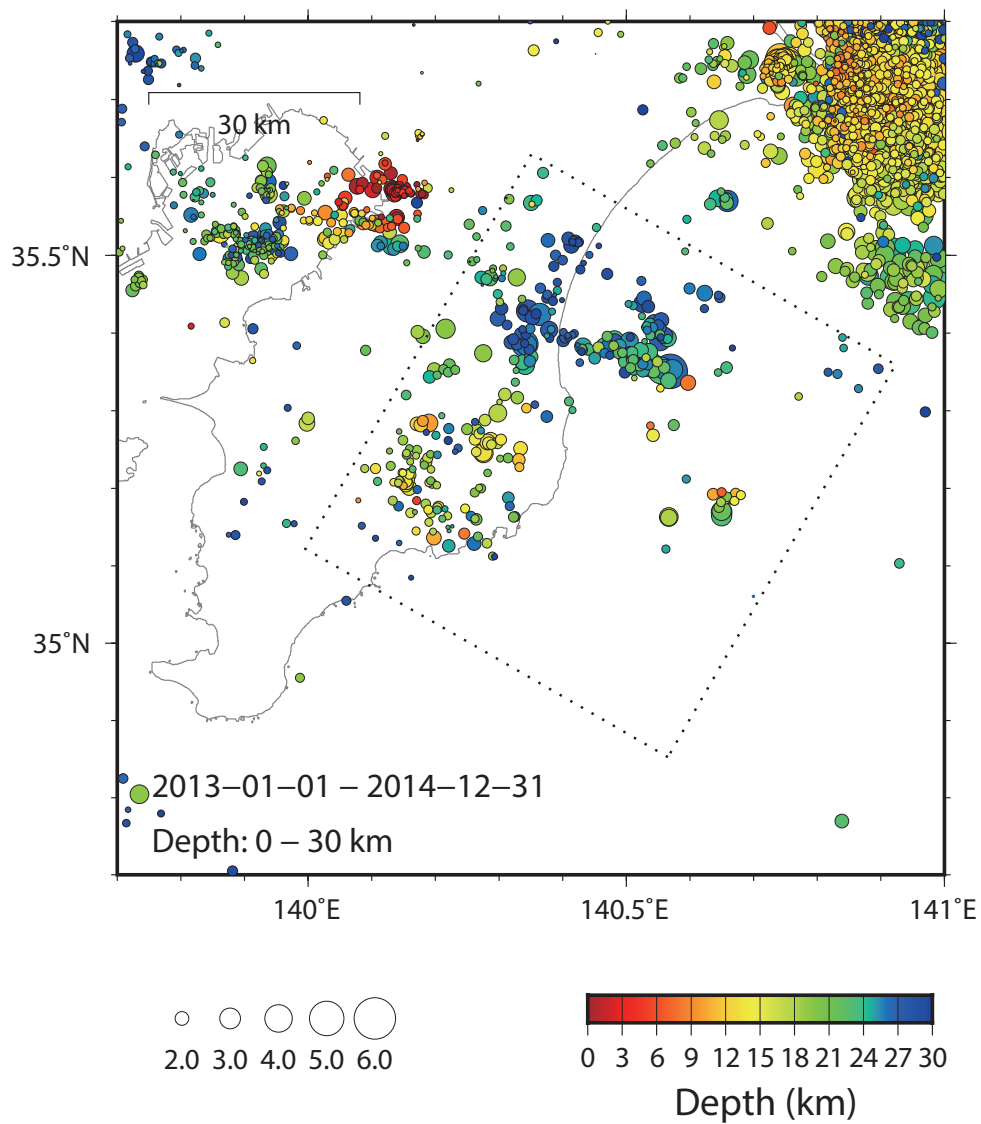
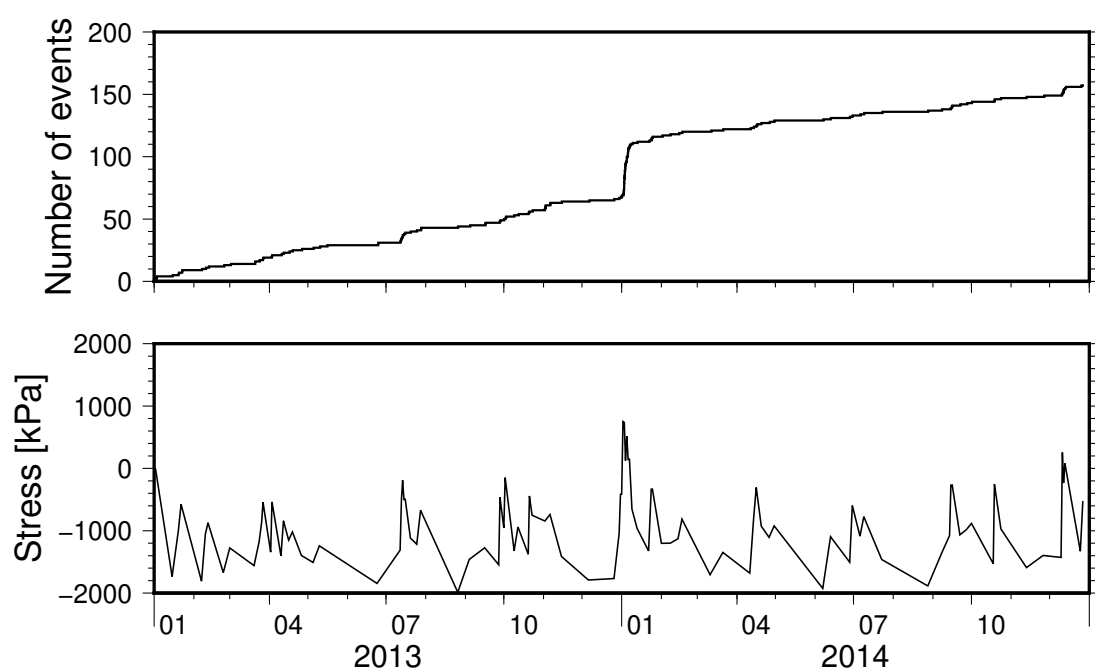


図 2: 2013 年 1 月～2014 年 12 月の深さ 30 km 以浅の震源分布. 円の大きさでマグニチュードを、色で震源の深さを示す. 点線で囲まれた四角の領域内の地震数をカウントした. なお、図の北東 (千葉県銚子付近) に見られるのは 2011 東北地方太平洋沖地震の余震.

(a)



(b)

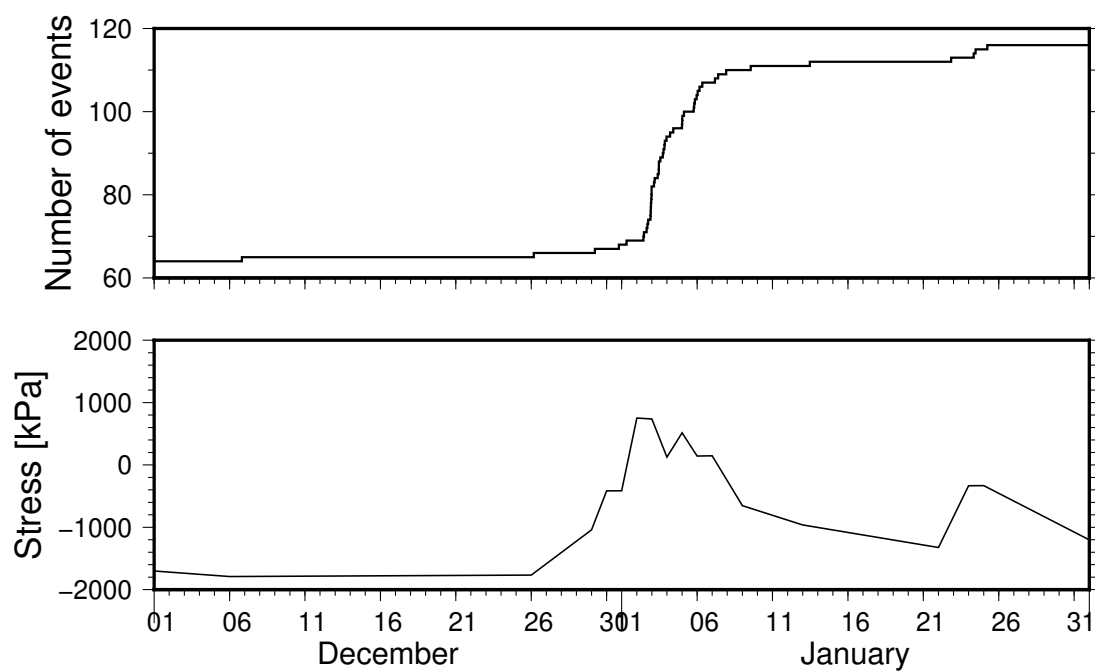


図 3: (a, b ともに) (上段) 研究対象領域における累積地震個数. (下段) 計算された応力変化 S . (a) 期間全体 (2013 年 1 月 ~ 2014 年 12 月). (b) 2013 年 12 月 - 2014 年 1 月の期間の拡大図.

度継続している。これが房総 SSE に伴う群発地震活動に相当する。その前後の地震活動は、長期的に見た場合、おおむね定常的と見られる。

これに対して、計算された応力変化 (図 3a,b 下段) は、解析期間を通して、かなり大きい振幅の変化が現れている。この原因としては、定常的な地震数がかなり少ない状況で、たまに地震が発生すると $R(t)$ が短期的に大きく変動し、これが式 (5) を通じて $\gamma(t)$ の大きい変化になり、それが S の大きい変化になっていると定性的には考えられる。この点に関しては、*Dieterich et al. (2000)* では、応力変化の計算を行う前に $R(t)$ に low-pass フィルターをかけることで短期的な変動を抑えているようである。すなわちそのような変化は、基本的には、見ないほうが良い変化であると考えられる。

一方、房総 SSE 発生期間で、応力変化はピークに達し、その後、地震発生率が徐々に低下するとともに応力値も徐々に低下している (図 3b)。細かく見ると、応力がピークに達した時刻には、まだ地震発生率はそれほど増加していない (図 3b)。短期的な応力変化は、先に触れたように、見かけの変化を含んでいる可能性もあるが、その変化の推移は非常に興味深い。

改善の必要な点としては、上記の短期的な見かけの変動の他に、応力変化の絶対値がどこまで信頼できるか、という点がある。式 (6) から明らかなように、応力変化の値は、仮定する $A\sigma$ の値に大きく依存する。このため $A\sigma$ の妥当な値の検討が非常に重要である。

4 まとめ

Dieterich et al. (2000) で提案された手法を房総 SSE に伴う群発地震活動の地震数データに適用して、応力の時間変化の計算が可能であることが示された。ただし、得られた値の吟味やデータ処理方法、その解釈などには検討すべき点が多々ある。この手法を改善していくことで、房総 SSE に関連した応力変化が、測地学的な観測データだけでなく、地震活動のデータからも得られ、SSE と群発地震の同期現象のよりよい理解につながると期待される。

謝辞：気象庁・文部科学省が協力してデータを処理した結果（気象庁一元化震源カタログ）を使用させていただきました。本研究は、JSPS 科研費 JP16H06474 の助成を受けたものです。記して感謝いたします。

参考文献

- Dieterich, J. (1994). A constitutive law for rate of earthquake production and its application to earthquake clustering. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 99(B2), 2601–2618. <https://doi.org/10.1029/93JB02581>
- Dieterich, J., Cayol, V., and Okubo, P. (2000). The use of earthquake rate changes as a stress meter at Kilauea volcano. *Nature*, 408(6811), 457–460. <https://doi.org/10.1038/35044054>
- Dieterich, J. H. (1979). Modeling of rock friction: 1. Experimental results and constitutive equations. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 84(B5), 2161–2168. <https://doi.org/10.1029/JB084iB05p02161>
- Gutenberg, B., and Richter, C. F. (1944). Frequency of earthquakes in California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 34(4), 185–188.
- Hirose, H., Kimura, H., Enescu, B., and Aoi, S. (2012). Recurrent slow slip event likely hastened by the 2011 Tohoku earthquake. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 109(38), 15157–15161. <https://doi.org/10.1073/pnas.1202709109>
- 岩田貴樹 (2009). 地震活動の時空間分布を表すための定量的モデルの展開. *地震 第 2 輯*, 61(Supplement), S133–S141. <https://doi.org/10.4294/zisin.61.133>
- Ozawa, S. (2014). Shortening of recurrence interval of Boso slow slip events in Japan. *Geophysical Research Letters*, 41(8), 2762–2768. <https://doi.org/10.1002/2014GL060072>
- Ozawa, S., Yarai, H., and Kobayashi, T. (2019). Recovery of the recurrence interval of Boso slow slip events in Japan. *Earth, Planets and Space*, 71(1), 78. <https://doi.org/10.1186/s40623-019-1058-y>
- Ruina, A. (1983). Slip instability and state variable friction laws. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 88(B12), 10359–10370. <https://doi.org/10.1029/JB088iB12p10359>

遠田晋次 (2002). 応力ステップ・応力速度変化に伴う地震発生率の変化. 地學雜誌, 111(2), 233–247.

著者： 1) 廣瀬仁, 都市安全研究センター, 准教授; 2) 卯川知希, 神戸大学大学院理学研究科惑星学専攻, 学生

A trial for an estimation of stress change from the number of earthquakes

Hitoshi Hirose

Tomoki Ukawa

Abstract

Although stress state at depth is one of the most important physical quantities to discuss about earthquake generation mechanisms, there is no general way to measure it in reality. *Dieterich et al.* (2000) propose a method to estimate a time evolution of stress change from the number of earthquakes occurred in a volume. In this study, we implement their method by ourselves and apply it to seismicity data (that consist of a time-series of the number of earthquakes per unit time). The purpose of this study is to explore an applicability of the method to seismicity data and its limitations. We apply the method to a seismicity dataset during an earthquake swarm episode accompanied by the 2013–2014 Boso Peninsula slow slip event and show that this method is applicable to the dataset.

©2020 Research Center for Urban Safety and Security, Kobe University, All rights reserved.