

断層滑りの支配的な変形機構の遷移を考慮に入れた 動的地震サイクルシミュレーション

野 田 博 之*

Dynamic Earthquake Cycle Simulations Considering Changes in Dominant Deformation Mechanisms of a Fault Slip

Hiroyuki NODA*

[Received 6 September, 2018; Accepted 15 March, 2019]

Abstract

Development of suitable algorithms and an increase in computational capability have enabled dynamic earthquake cycle simulations (ECS) to be conducted in which both coseismic rapid slip associated with inertial effects and interseismic quasistatic processes are simulated in a single framework. The rate- and state-dependent friction (RSF) law is a very useful tool in ECS, because it is able to reproduce a spectrum of fault behaviors including steady slip, aseismic transient, and earthquakes when coupled with an elastic medium. The RSF law has, however, been developed with a rather narrow range of experimental conditions where cataclasis dominates. Recent experimental and theoretical studies have developed fault constitutive laws that are applicable to different conditions where different deformation mechanisms are important. The ECS is useful for realizing and quantifying fault motions based on different hypotheses of fault slip deformation mechanisms, such as brittle-plastic transition at a deeper extent of a seismogenic fault, pressure solution creep, and remarkable weakening at a coseismic high slip rate. In the field of structural geology, conceptual fault models, which represents distribution of dominant deformation mechanisms and strength along the depth of a major fault, have been proposed and updated since the 1970s on a basis of field observations of fault rocks and laboratory experiments. Since the development of ECS, it has become possible to build them as objective numerical models once fault constitutive laws are formulated, and to compare behaviors under different hypotheses. Recent studies on the significance of changes in deformation mechanisms of a fault slip for fault behavior and reviewed and perspectives are discussed.

Key words : earthquake cycle, simulation, deformation mechanism, fault model, fault constitutive law

キーワード : 地震サイクル, 数値シミュレーション, 変形機構, 断層モデル, 断層構成則

* 京都大学防災研究所

* Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, Uji, 611-0011, Japan

I. はじめに

一言に地震サイクルシミュレーション (Earthquake Sequence Simulation, もしくは Earthquake Cycle Simulation, ECS) といってもさまざまなタイプのものが存在し、本稿でそのすべてを網羅的に紹介することは不可能である。もっとも単純な例では、1 自由度のバネ-ブロックモデル (例えば, Ruina, 1983) におけるスティック-スリップを地震サイクルのアナログとみることができるかもしれない。また、それらを連結した Burridge-Knopoff モデル (例えば, Burridge and Knopoff, 1967) や、Forest-fire モデル (例えば, Turcotte *et al.*, 2000) のような確率論的なモデルは、しばしば地震の統計学的な性質と比較可能な出力が得られる。本稿では、連続体力学の境界値問題としての ECS に焦点を置く。多くの地球物理学的観測の解析・解釈の際には、連続体力学 (とくに弾性体力学) が大変強力なツールとして用いられる。ゆえに連続体力学に則ったモデルは、地球物理学的観測から得られる理解の深化や、地質学、実験岩石力学等の周辺異分野の進展をとり入れる際に大変有用である。

「連続体力学の境界値問題としての ECS」では、境界面として近似した断層帯の内部で進行する微視的な物理・化学プロセスを、周辺弾性領域側からみた剪断応力と変形 (滑りや滑り速度) の関係 (断層構成則) として記述し境界条件として用いる。断層帯内の微視的な物理・化学プロセスは多様であり、そのうちのどれが構成則を支配するかは温度、圧力、間隙流体圧等の環境条件および時間・空間スケールに強く依存する。

大地震を繰り返す断層の滑り挙動の理解は、「地殻ダイナミクス」の解明において大きな柱の 1 つといえるだろう。断層滑りに関する観測・観察としては、地震学的なものから測地学的、地形学的、熱学的、地質学的なものまで、広い時間・空間スケールにわたるさまざまなタイプのデータが存在する。これらを解釈して理解と呼べる知見を生み出すためには、同様に広い時間・空間スケールにわたる現象を表現可能なモデルが必要となる。

本稿で主題としてとりあげる ECS は、慣性項が効く動的な地震の解像のみではなく、余効変動や地震間の応力蓄積といった準静的な過程をも解像することを目指した、広い時間スケールにわたる現象の理解を目的としている。また空間スケールに関しては、シミュレーションの対象とする断層全長のスケールから、動的破壊の先端で強度低下が起こる部分 (プロセスゾーンあるいはブレイクダウンゾーン) まで、広いスケールを扱うことができる。このため原理的には、測地学的観測から断層岩の露頭観察程度のスケールまでのデータをモデルと比較することが可能である。また断層構成則として巨視化した物理過程には、ガウジの粒子間の接触部のような微小な長さスケールまでを考慮した物もある。

本稿では ECS のなかでもとくに、断層滑りの変形機構やその時空間変化に焦点を置いた例をとりあげたい。断層面に与える境界条件である断層構成則はモデルの基本的な構成要素の 1 つであり、断層の滑り様式 (地震性滑り、定常滑り、ゆっくりした変動、等) に直結する重要な部分であるにもかかわらず、十分な精度で明らかになっているとはいえない。断層構成則を高度化する方向性の 1 つとして、断層岩から得られる構造地質学的な情報や室内実験の結果を反映することが考えられる。そのような方針でこれまでに多くの研究が行われ、また現在進行形で行われている。

以下に本稿の構成を述べる。II 章では 1970 年代後半から提唱・修正されている構造地質学における概念的な断層モデルを概説する。また、地殻の深さ方向への力学的性質の変化を特徴づける上で基本的な「強度断面」の考え方と、定常的な変形の安定性に関与する「速度依存性」の考え方を紹介する。III 章では、初期の ECS である、速度・状態依存摩擦構成則 (Rate- and State-Dependent Friction law; RSF 則) を用いたモデル (Lapusta *et al.*, 2000) を紹介する。このモデルはその後の多くの ECS の研究で引用された標準的なモデルであるが、断層構成則の部分に関しては比較的狭い実験条件でのみ成り立つ、簡易的なものであった。IV 章では、剪断帯の脆性-塑

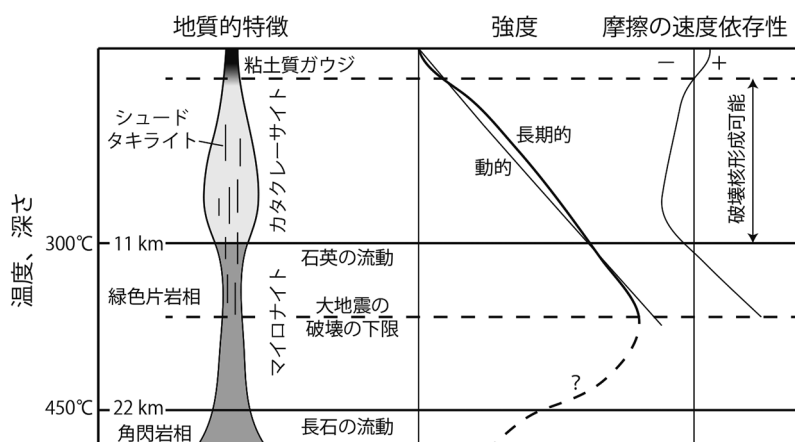


図 1 Scholz (1988) による断層モデル。地温勾配は、Lachenbruch and Sass (1980) による San Andreas 断層に対する見積 (model b) が用いられている。この概念モデルでは、石英の流動がはじまる深さまで破壊核の形成が可能であり、破壊はさらに数キロ深部に到達する。図は Scholz (1988) から簡略化。

Fig. 1 Conceptual fault model by Scholz (1988). In this model, earthquake nucleation is possible above the depth of onset of quartz crystalline plasticity and earthquake rupture can penetrate to several kilometers below it. The figure is simplified from Scholz (1988).

性遷移を導入したモデル、V 章では断層ガウジの圧力溶解クリープを導入したモデルを紹介する。これらは、概念的な断層モデルを数値モデルに具体化した例である。VI 章では、地震時の高速滑りによる顕著な弱化（例えば、Tsutsumi and Shimamoto, 1997; Rice, 2006）を ECS に導入した例を紹介する。これは準静的な期間の断層面上の応力分布が高速滑り時の断層の性質に大きく影響を受ける例であり、断層の長期的な挙動と地震時の性質の相互作用を考える上で大変示唆的である。VII 章では今後の展望に関する議論行いたい。

II. 概念的断層モデル、強度断面と速度依存性

断層滑りの変形機構と様式の空間的分布に関しては、1970 年代後半から構造地質学の分野において、おもに野外観察と室内実験に基づく概念的なモデルが提唱 (Sibson, 1977) され、修正が続いている（例えば、Strehlau, 1986; Scholz, 1988; Kawamoto and Shimamoto, 1997; Bos and Spiers, 2002）。これは異なるタイプの断層岩の生成条件とその分布に関するモデルであり、断層岩に関する構造地質学の究極目標の 1 つといえ

よう。Scholz (1988) による横ずれ断層を想定した断層モデルを図 1 に示す。大まかにいうと、浅部では摩擦的（剪断強度 $\propto$ 有効垂直応力 = 垂直応力 - 間隙流体圧）な脆性変形が卓越して地震が発生し、深部では鉱物の結晶塑性変形が卓越して地震は発生しない。このような変形機構の遷移を脆性-塑性遷移という。図 1 にも示されている重要な観察事実として、マイロナイトを生成する結晶塑性変形が卓越する変形と、シュードタキライトを生成する地震性滑りが同じ場所で繰り返していた証拠がある（例えば、Sibson, 1980; Lin *et al.*, 2005）。これは、断層滑りの変形機構が空間のみならず時間的にも変動していることを示している。

図 1 では米国 San Andreas 断層に対して見積もられた Lachenbruch and Sass (1980) による地温勾配と、深さに対して線形に増加する垂直応力 (= 上載岩圧) と間隙水圧 (= 静水圧) が仮定されている。そのため、異なる深さの点を一定の滑り速度で変位させるために必要な剪断応力 (剪断強度) は、浅部では有効垂直応力の増加に伴い Byerlee 則 (摩擦係数 0.6-0.85) に従って線形に

増加し、深部では温度上昇に伴い減少する。十分深い部分では、剪断強度は有効垂直応力にほぼ依存しなくなる。このような特徴を本稿では「流動」と呼ぶことにする。このような剪断強度の分布（地殻の強度断面）は、しばしば「クリスマスツリー」や Brace-Goetze 強度断面 (Molner, 1992) と呼ばれる。Behr and Platt (2014) は、天然のマイロナイトの変形条件に関する報告を集め、100 MPa 程度の大きさの「クリスマスツリー」のピークの存在を示した。一方で、結晶塑性変形が卓越する深さよりも浅い条件で石英の圧力溶解（例えば, Rutter, 1976; Shimizu, 1995）が卓越して面状カタクレサイトを生じ（例えば, Jeffereys *et al.*, 2006）、断層の強度を顕著に低下させる (Bos and Spiers, 2002) との指摘がある (図 2)。

Dieterich (1979) や Ruina (1983) らの研究により岩石摩擦の構成則モデルとして RSF 則が提案され、弾性体との相互作用における定常解の線形安定性条件 (Rice and Ruina, 1983; Ruina, 1983) が明らかになると、断層の強度そのものよりもむしろ、その速度依存性が重要視されるようになった。断層面をある一定の滑り速度 V で変位させ続けた場合、剪断応力 τ は理想的にはある一定の値 τ_{ss} に漸近し定常状態となる。 $d\tau_{ss}/dV > 0$ のときには早く滑らせるために多くの力が必要となる。これを速度強化と呼び、逆に $d\tau_{ss}/dV < 0$ のときに速度弱化と呼ぶ。1 自由度のバネ・ブロックモデルでは速度強化のときは定常解が線形安定であり、速度弱化のときはバネが十分弱いと定常解が線形不安定となる。また、高温高压での花崗岩の摩擦実験（例えば, Stesky, 1978; Blanpied *et al.*, 1991）から、地震発生層に対応する 100 ~ 300°C 程度の温度で速度弱化となることが指摘され、非定常な滑り様式である地震の繰り返しは速度弱化の領域に対応することが示唆された。

地震発生層と速度弱化の対応は大変重要な指摘であり、その後の多くの室内実験の研究では、摩擦の速度依存性を調べるのが大きなテーマとなった。しかし、「室内実験で得られる摩擦の速

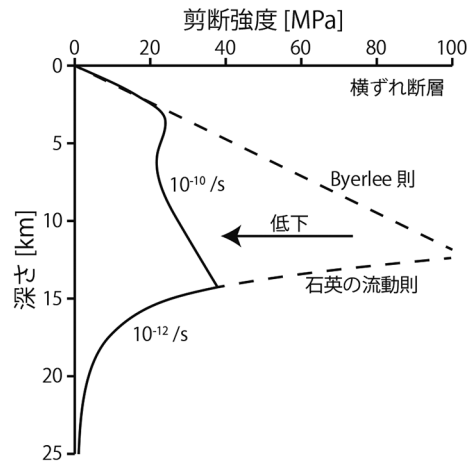


図 2 Bos and Spiers (2002) による強度断面。石英の圧力溶解に伴い強度が著しく低下している。浅部での歪集中を想定して、深部と浅部で異なる歪速度が用いられている。図は Bos and Spiers (2002) より加筆・簡略化。

Fig. 2 Strength profile by Bos and Spiers (2002) for a strike-slip fault. Smaller strain rate is assumed in the plastic regime accounting for a wider shear zone than in the brittle regime. The figure is simplified from Bos and Spiers (2002).

度依存性の正負を調べれば、断層の地震性・非地震性がわかる」という考えは、多くの仮定のもとでのみ正しいことに注意が必要である。速度依存性と滑り様式に関する議論は、定常解の線形安定性解析が本質的な部分であるが、地震を繰り返している断層の挙動は定常解からはかけ離れている。また断層滑りの変形機構は深さ（有効垂直応力と温度）のみならず変形速度にも依存し（例えば, Scholz, 1988）、それに応じて断層構成則の線形化した特徴も変化し得る。実際、1 mm/s 以下の比較的低い速度で数ケタにわたる広い滑り速度レンジにおける摩擦実験を行ったとき、定常状態の速度依存性が変化する結果が多くの物質について得られている（例えば, Dieterich, 1978; Shimamoto, 1986; Bos *et al.*, 2000）。変形機構の遷移を考慮に入れた地震サイクルの挙動を調べるには、直観的な議論や速度依存性のような線形化した局所的な議論からの類推では不十分な場合が多く、非線形な系を数値的に解く手法が重要と

なってくる。

III. RSF 則を用いた ECS

前章では断層滑りの変形機構の時空間的变化や、それに伴う断層構成則の複雑性に少し触れた。ここでは、参考として、比較的単純な RSF 則を用いた場合の地震サイクル挙動を紹介したい。RSF 則とは、もっとも広義には剪断応力 τ が

$$\tau = \sigma_e f(V, \theta) \quad (1)$$

と表されることを意味する (Ruina, 1983)。ここで σ_e は有効垂直応力であり、多くの場合垂直応力 σ から間隙流体圧 p を引いたものとして表される。摩擦係数 f が滑り速度 V に陽に依存し、ほかにも何か面の「状態」と呼べる量 (スカラーでもベクトルでもよい) θ に依存する。原理的には、 θ が σ_e を含んでもよいので、流動則なども RFS 則に含まれるといえるかもしれないが、通常は近似的に $\tau \propto \sigma_e$ が成り立つ場合に摩擦則という言葉を用いる。RSF 則には多くのバリエーションが存在し、もっともよく用いられるものは Slip law および Aging law であろう。摩擦係数およびその定常状態での値は

$$f(V, \theta) = f_0 + a \ln\left(\frac{V}{V_0}\right) + b \ln\left(\frac{\theta}{\theta_0}\right) \quad (2)$$

$$f_{ss}(V) = f_0 + (a - b) \ln\left(\frac{V}{V_0}\right) \quad (3)$$

と書ける。ここで θ はスカラーの状態変数であり、添え字の 0 は適当に選んだ基準滑り速度 V_0 における定常状態での値を表す。状態変数の発展は、Slip law では

$$d \ln\left(\frac{\theta}{\theta_0}\right) = \frac{V dt}{L} \left(\ln\left(\frac{V_0}{V}\right) - \ln\left(\frac{\theta}{\theta_0}\right) \right) \quad (4)$$

Aging law では

$$d\theta = \frac{V dt}{L} \left(\frac{V_0}{V} - \theta \right) \quad (5)$$

などと表される。すなわち、状態変数の定常値は滑りの遅さ (slowness) V_0/V であり、一定速

度で滑らせた場合 Slip law では $\ln(\theta)$ が, Aging law では θ が特徴的長さスケール L で定常値に指数関数的に減衰する。 $a - b$ は摩擦の速度依存性を表し、正/負が速度強化/弱化に対応する。これらの構成則の特徴や利点、難点、改善点に関しては、例えば Ruina (1983), Marone (1998), Kato and Tullis (2001), Ampuero and Rubin (2008), Nagata *et al.* (2012) 等を参照していただきたい。 θ が増加すると、任意の滑り速度に対して f が増加するので摩擦強度が増加したといえる。本稿では慣習に則り、Aging law や Slip law に代表される対数的な V 依存性をもつ摩擦則を RSF 則と呼ぶことにする。

本稿では焦点をあてないが、陽的な V 依存性をもたない断層構成則も提唱されている。Matsu'ura *et al.* (1992) はさまざまな波数成分をもつ断層面の形状が滑りに伴い滑らかになる物理的考察から、断層強度が滑り量の関数で書けるタイプの摩擦構成則を提唱した。その後、この構成則は、Aochi and Matsu'ura (2002) によって接触時間に伴う各波数成分の増大の効果が付加され、“Slip- and Time-Dependent Friction Law” と呼ばれる構成則へと発展し、ECS へと実装されている (例えば, Hashimoto and Matsu'ura, 2002)。

2 次元問題の直線断層に対する RSF 則を用いた ECS は、はじめ Tse and Rice (1986) により準静的な場合が試みられたが、解が有限時間で発散してしまう問題があった。これを解決するために Rice (1993) により準動的近似が導入され、その後 Ben-Zion and Rice (1997) により動的な場合へ拡張され、Lapusta *et al.* (2000) により効率化、時間刻みの選択による解の安定性や空間解像度に関する解析が行われ、手法として確立した。手法の詳細はこれらの論文を参照されたい。

Lapusta *et al.* (2000) によって示されたモデルの一例を図 3 に示す。地下深部に過剰間隙水圧の存在が仮定されており、有効垂直応力は 50 MPa で頭打ちとなっている。速度依存性は最浅部で正、地震発生層に相当する深さでは負、14 km 程度より深い部分では正と仮定されている。

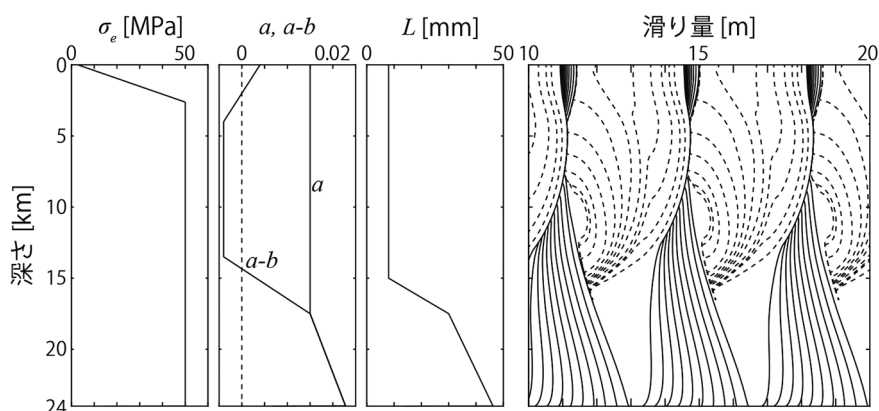


図 3 RSF 則を用いた ECS の例. 横ずれ断層を深さ方向に離散化した 2 次元モデル. Lapusta *et al.* (2000) の Figure 5 に示されたケースを同様の手法で再計算した. 左の 3 つのパネルは有効垂直応力と物性値の分布を示している. 右のパネルでは, 実線は 10 年ごとの滑り分布を, 点線は地震時 (滑り速度が 0.15 m/s を超える場所が存在する時間帯) の滑り分布を 1 秒ごとに示している.

Fig. 3 Example of two-dimensional ECS for a strike-slip fault with an RSF law by Lapusta *et al.* (2000). The case reported in their Figure 5 was re-calculated. The left three panels represent distribution of effective normal stress and frictional parameters. In the right panel, solid and dashed lines represent slip distribution every 10 years and 1 sec during earthquakes.

このケースでは $L = 8$ mm であり, それより導出される破壊核サイズは約 3.2 km となっている. 深部からゆっくりした滑り, 「固着の剥がれ」がより浅部へ侵入して行き, $a - b < 0$ の十分広い領域が剥がれると滑りが加速, 震源核の形成へ至る過程が再現されている. 動的破壊は 17 km 程度で停止し, より深部では顕著な余効滑りが発生している.

RSF 則を用いた ECS では, 支配方程式を人為的に切り替えることなく, 地震の繰り返しを解くことができた. また, a , b , L などのパラメータは適度に理解しやすい意味をもっており, それらの分布を任意に変更して多彩な断層の滑り様式を実現することができた (例えば, Kato, 2003, 2004; Liu and Rice, 2005; Chen and Lapusta, 2009). それゆえ, 摩擦パラメータの分布と断層挙動に関する数値実験的な研究が多数生み出された. これらは本稿の主題から外れているので, 立ち入った紹介はここでは行わない. さらに最近では, データ同化の手法を用いて天然断層における摩擦パラメータの推定 (例えば, Kano *et al.*, 2015) や今後の予測に役立てようとの試みもある

(例えば, Hori *et al.*, 2014)。

このように, RSF 則を用いた ECS に関してはすでに研究が蓄積され, またツールとして応用, 社会貢献への実装が模索される段階にある. しかし RSF 則自体が, 試料が摩擦的挙動をする比較的狭い条件での実験に基づき提案されたものであり, いくつかの難点が存在する. 例えば図 3 に示した例のような単純なモデルの場合, 剪断応力の全体的なレベルを規定する基準の摩擦係数 f_0 をどのように変えても滑り速度の時空間的分布は一切変化しない. このように, モデルからの応力の絶対値に関する拘束が困難であり, 近年明らかになりつつある地殻の応力レベルの議論 (例えば, Yoshida *et al.*, 2014) への貢献や, そのような観測を用いたモデルの更新や高度化が難しい. また RSF 則では断層滑りの変形機構の変化が考慮されておらず, 断層層に関する物質科学的観察に対しても貢献が難しい. より多くの種類の観測・観察の情報をとり入れるためには, RSF 則をより実験岩石力学的に現実的なものへと精緻化する試みが重要となってくる.

IV. 脆性-塑性遷移を考慮した ECS

大断層の深部延長には延性剪断帯が存在するが(例えば, Sibson, 1977), 実際の岩石を用い天然に近い条件で変形実験を行うことは人間のもつ時間スケールの制約から不可能である。そのため, 本質的な物理プロセスが変わらないと仮定して, 実験時に温度を上げることによって変形に要する時間の短縮が試みられる(例えば, Tullis and Yund (1977) による花崗岩の実験など)。そのような高温・高圧実験は, 圧媒質と変形を与えるピストンとの摩擦の影響や, 与えることのできる歪量の制約から, 断層構成則の詳細に関して制約を与えるのに十分な精度の力学データの取得が現状では困難である。岩石ガウジを用いた通常の摩擦実験では, 単純剪断の変形で1より十分大きな工学歪を与える。また代表的な RSF 則の摩擦パラメータとしては, $f_0 \sim 0.7$ 程度に対し $a \sim b \sim 0.01$ 程度であり, 測定する剪断応力の絶対値に対して2ケタほど小さい変動を解像する必要がある。重要な岩石種を用いた実験の重要性は論を俟たず, 今後の実験技術の向上を期待する。

一方で, 現在の技術で取得可能な実験データを用いて断層構成則を高度化することも重要であろう。花崗岩等の岩石よりも容易な条件で脆性-塑性遷移を調べることが可能な, アナログ物質を用いた実験も多く行われている。例えば Shimamoto (1986) は岩塩を用い, 室温の条件下で封圧を 150 MPa 程度まで上げると, 10^{-5} /s から 10^{-4} /s 程度の歪速度で剪断強度に封圧依存性がなくなることを示した。また Kawamoto and Shimamoto (1997) は, 容易に達成可能な 500°C 以下の温度と 50 MPa 以下の垂直応力の範囲内で, 岩塩の脆性-塑性遷移を完全にカバーできることを示し, 垂直応力, 温度, 歪速度に対する定常状態の強度の依存性に関しさまざまな実験データを得ている。またこの実験は, サンプル周りにジャケットを用いない二面剪断摩擦試験機(嶋本ほか, 2006)を用いて行われ, 精度のよい力学データの取得が可能であったことから, Noda and Shimamoto (2010) は塑性領域での速度ステップ実験を行

い, 塑性領域における速度・状態依存タイプの構成則を提案した。Shimamoto and Noda (2014) は, これらのデータを統一的に再現できる現象論的な構成則(摩擦-流動構成則)を提案した。

図4に Shimamoto and Noda (2014) で用いられた構成則の概略を示す。摩擦-流動構成則は, 摩擦強度 τ_{fric} と流動強度 τ_{flow} の弱い方が正味の強度 τ を支配する形で, 両者をスムーズに繋いでいる(図4b)。 τ_{fric} は RSF 則(式(2)および(5))で与えられ, 流動強度が十分に高い低温や高変形速度では τ はほぼ τ_{fric} に一致する。滑り速度が急増した場合, τ は急増し, その後定常状態まで漸減する(図4a上)。流動強度 τ_{flow} は冪乗則で与えられ, 定常状態に関しては $\tau_{flow} \propto V^{1/n}$, 瞬間的な応答に関しては $\tau_{flow} \propto V^{1/m}$ と異なる冪をもち得る。また, 一定滑り速度で変位を続けると, 特徴的歪量 γ_c (特徴的滑り量 $w\gamma_c$; w : 剪断帯の幅)で定常状態へ漸近する。Noda and Shimamoto (2010) の岩塩の実験では $m > n$ であった。すなわち滑り速度急変時には, τ にピークが現れる摩擦とは異なり, 定常状態への単調な遷移となる(図4a下)。アナログ物質を用いた実験では, 脆性-塑性遷移付近では τ は両者より低い値となり,

$$\tau = \tau_{flow} \tanh\left(\frac{\tau_{fric}}{\tau_{flow}}\right) \quad (6)$$

なる関数でデータをよく説明することができる(図4b)。提案されたこの接続の部分には新たなパラメータが現れないため, 摩擦則と流動則のみを与えることで, 脆性-塑性遷移域での断層の力学的性質を表すことができる。この接続は純粹に現象論的であり, 摩擦と流動が実際にどのような幾何学的関係性をもって混在しているのかに関するモデルが介在していない。微物理モデルの構築が重要な課題である。

Shimamoto and Noda (2014) は岩塩の実験に基づいて得られた構成則の流動則の部分に石英の流動則(Hirth *et al.*, 2001)を適用し, ECS に実装した。図5に示した例では 300 m の幅の延性剪断帯を想定し, 垂直応力と間隙流体圧は静岩圧と静水圧を仮定している。またこのモデルで

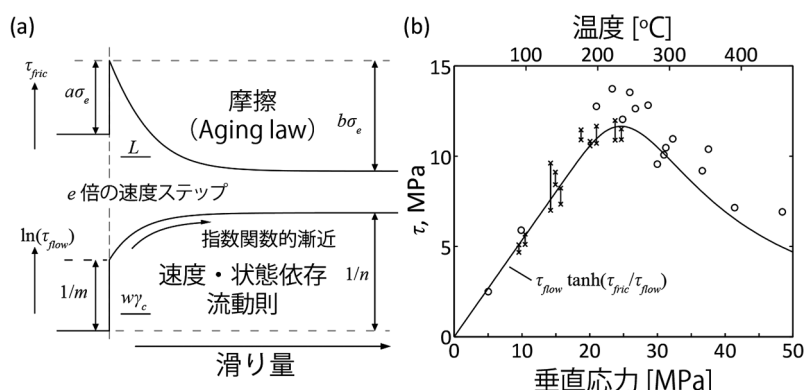


図 4 Shimamoto and Noda (2014) で用いられた摩擦-流動断層構成則. (a) 摩擦 (上) と流動 (下) のエンドメンバー (式 (2), (5)). w は剪断帯の幅, γ_c は特徴的歪量, n は定常状態の冪, m は直接効果の冪. (b) Kawamoto and Shimamoto (1997) による実験データへのフィッティング. 最適解の導出には, この図にプロットされていない異なるタイプのデータも用いている. 図は Shimamoto and Noda (2014) に加筆.

Fig. 4 Friction-to-flow law used by Shimamoto and Noda (2014). (a) End-member behaviors on a velocity step for a friction law (Eq. (2), top) and a flow law (Eq. (5), bottom). w is shear zone thickness, γ_c is characteristic shear strain, n and m are power exponents for steady-state and transient rate-dependency. (b) Experimental data by Kawamoto and Shimamoto (1997) and the best fit model for all data reported by them. Note, plotted here is only a subset of the data used in the optimization. The figure is modified from Shimamoto and Noda (2014).

は深部に 10^{-9} m/s の定常滑りを想定しており, この速度で断層が様に滑る不安定な定常解が存在する. 定常解での剪断応力分布 (図 5a) はすなわち, 図 1 に示したような強度分布と同様の物であり, この場合は「クリスマスツリー」が現れる. しかし実際のモデルの挙動は定常解とはならず, 厳密には強度分布が応力分布として実現されることはない. 速度依存性の分布は想定する滑り速度に依って大きく変化する (図 5b). Shimamoto and Noda (2014) では, $\tau < 0.99 \min(\tau_{fric}, \tau_{flow})$ で遷移領域が定義されている. この遷移領域内に存在する速度弱化的下端より数 km 深い部分で, 顕著に大きい正の速度依存性が現れる. これは流動則の速度依存性が低温で増大することに起因している.

実際に ECS を実施した結果が図 5c である. 定性的には RSF 則のみを使用した結果 (図 3) とよく似ているが, 大地震後の余効滑りがそれほど大きくない点は興味深い. 遷移領域と流動領域の境界付近の顕著に大きな速度依存性はいい換えれば, 滑り速度を変えるために多大な応力擾乱が必要であることを示している. このような部分は,

多少の応力擾乱があろうとも, 長期的な平均からあまり滑り速度が変化しない. シミュレーション中の 5 個目のイベント (図 5c の黄色で示した地震) 前後の応力分布をみると, 剪断応力は時間的に変化するが, おおむね強度断面と似た形をしていることがわかる (図 5d). これは, ここで用いた構成則では滑り速度が桁で変わろうとも摩擦強度の絶対値がそれほど変化しない ($f_0 \ll a, b$) からである (図 1 中の「強度」の「動的」と「長期的」の比較). また地震性破壊は 19 km 付近で停止してその先端部に応力集中を残し, その手前の破壊域では数 km にわたって負のストレスドロップとなる領域が存在する. このモデルでは, 破壊エネルギーの大きい部分がバリアとなるのではなく, 負のストレスドロップを生じる部分がエネルギー解放率を低下させて破壊を停止させている. ストレスドロップが負の部分は, 地震により弾性歪エネルギーを解放ではなく蓄積するため, 破壊の動的伝播を妨げるように働く.

図 5e には, ECS の結果のまとめと予想される断層岩の分布を示している. 大地震の破壊域のなかでも, サイスマック・カップリング (地震性滑

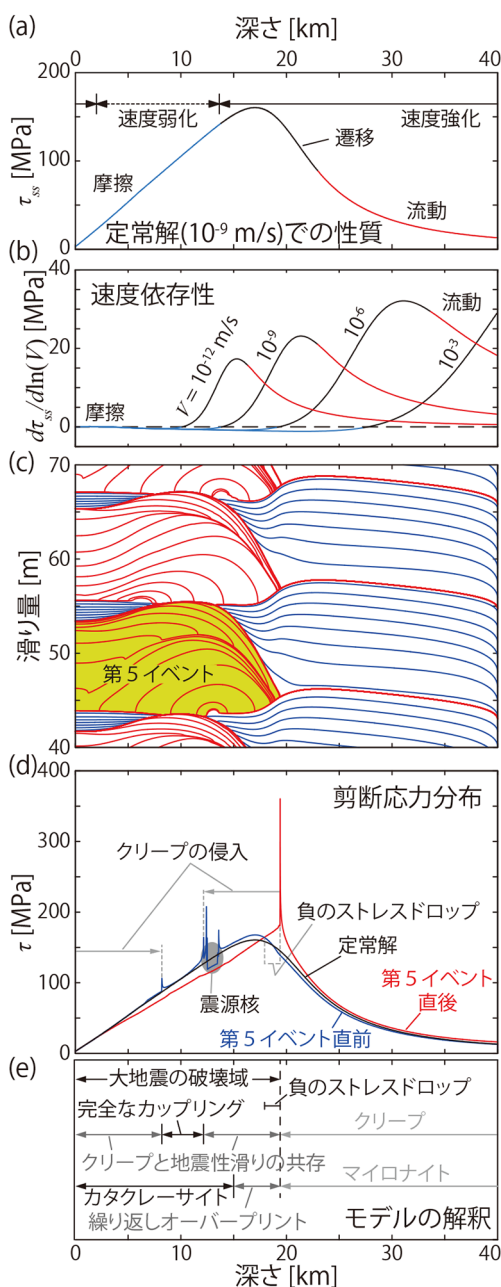


図 5 Shimamoto and Noda (2014) による脆性-塑性遷移を考慮した ECS. (a) 定常解 ($V = 10^{-9}$ m/s) での強度分布. 静岩圧の垂直応力, 静水圧の間隙流体圧を仮定. (b) 摩擦の $(a - b)\sigma_e$ に相当する速度依存性の分布. (c) 滑りの蓄積. 青線は 50 年ごと, 赤線は地震時 (0.1 m/s を超える場所がある時間帯) の 1 秒ごとの分布. (d) 地震前後の剪断応力の分布. (e) モデルから予想される断層の変形様式と断層岩の分布. 図は Shimamoto and Noda (2014) に加筆.

Fig. 5 Example of ECS accounting for brittle-plastic transition by Shimamoto and Noda (2014). (a) Strength profile at a steady-state solution ($V = 10^{-9}$ m/s). (b) Rate-dependency comparable to $(a - b)\sigma_e$ in the RSF law. (c) Slip distribution every 50 years (blue) and 1 sec during earthquakes (red) defined by a threshold of 0.1 m/s. (d) Shear stress distributions just before (blue) and after (red) the earthquake indicated in yellow in (c). (e) Interpretation of the ECS in terms of mode of fault slip and the distribution of fault rocks. The figure is modified from Shimamoto and Noda (2014).

で発生している。ここでは SC マイロナイトを生じるような変形 (Hiraga and Shimamoto, 1987) と地震時の変形が上書きを繰り返す (例えば, Sibson, 1980; Lin *et al.*, 2005) ことが期待される。

本章で紹介した例は、複数ある概念的断層モデルのうちでもっとも初期の Sibson (1977) のモデルを数値化したものであり、このモデルが完全に正しいと主張するつもりは著者にはない。複数種類の鉱物が存在する影響 (例えば, Strehlau, 1986) や、以降の章で述べる圧力溶解クリープ、高速摩擦による動的弱化の影響など、考慮すべき機構はほかにも複数考えられる。またモデル設定としては、地下の過剰間隙水圧の存在 (例えば, Rice, 1992) の可能性や、長期的滑り速度の与え方など、実際の断層への適用では検討しなければならない点が多く存在する。しかしこの章で著者が強調したいことは、「断層の構成則を書き下すことができれば ECS へ実装することができ、人為的に設定した条件から滑り様式と変形機構の時空間分布への演繹が、客観的手続き (偏微分方程式の数値解法) によって行える」ということであ

り/全滑り) が 1 となるのはその中心部のみで、その両側は地震性滑りと固着、クリープが繰り返し発生する。そのような領域内の深部、約 15 km 以深の部分では、低速滑りは遷移領域の条件

る。この点で ECS は非常に有用なツールである。以下の章で紹介するような、さまざまな変形機構の地震サイクル挙動への影響に関する研究が、今後発展するのではないかと期待している。

V. 圧力溶解クリープ

前章で紹介した ECS は、実験を説明する経験則に基づいた断層構成則を用いており、構成則の微物理的なモデルは存在しなかった。極論だが、温度・圧力・変形速度のみならず化学組成等を含めた十分に広い実験条件から得られた経験則であれば、下手な微物理モデルに基づいた構成則よりも正確だと思われる。しかし実際に可能な実験条件は限られており、微物理モデルを用いた実験条件外への構成則の外挿、スケーリングが重要となる。また微物理モデルの構築は、それ自体が「理解」と呼べる創造的な活動であって、理学的価値が高い。本章では、圧力溶解クリープを伴う断層ガウジの微物理モデルを ECS に実装した例を紹介する。

断層ガウジはしばしば基質中に層状珪酸塩鉱物を伴う。圧力溶解により変形するクラストと層状珪酸塩鉱物を含む基質の混合物の力学的挙動に関して、岩塩と層状珪酸塩鉱物混合物（例えば、Bos and Spiers, 2000; Niemeijer and Spiers, 2005）や石英とイライト混合物（例えば、den Hartog *et al.*, 2013）を用いた実験的研究が行われてきた。これに平行して微物理モデルが提案されてきた（例えば、Bos and Spiers, 2002; Niemeijer and Spiers, 2007）。なかでも den Hartog and Spiers (2014) により提案されたモデルでは、圧力溶解が十分に早くクラスト周囲に空隙が開かない領域と、クラスト同士の乗り上げが卓越し高い空隙率で変形が進行する領域との遷移を記述することができた。そこで Noda (2016) はこの微物理モデルを基礎として、広義の速度・状態依存摩擦構成則とよべる断層構成則を定式化し ECS へ実装した。

図 6a に den Hartog and Spiers (2014) による剪断帯の微物理モデルの概念図を示す。式が煩雑なため構成則の完全な記述はここでは避けるが、

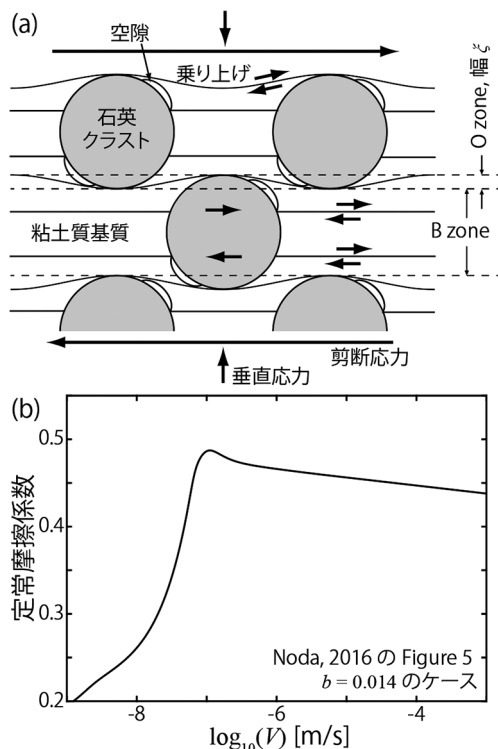


図 6 (a) den Hartog *et al.* (2014) による微物理モデルの概念図。石英クラストおよび粘土質基質の剪断変形と、波打った剪断面での乗り上げ変形が考慮されている。den Hartog *et al.* (2014) に加筆修正。(b) Noda (2016) による断層構成則の一例。用いたパラメータは同論文 Table 1 を参照。温度は 300°C を仮定している。Noda (2016) に加筆。

Fig. 6 (a) Schematic diagram of micro-physical model by den Hartog *et al.* (2014). Dilatant deformation due to slip on wavy slip planes is considered in addition to shear deformation of both quartz crust and clayey matrix. The figure is corrected and modified from den Hartog *et al.* (2014). (b) Example of the steady-state rate-dependency presented by Noda (2016). The figure is modified from Noda (2016).

ECS に実装されたものに関しては Noda (2016) を参照されたい。クラストの粒子が粘土質の基質に支持された構造が想定されており、(1) クラスト本体の変形が重要となるゾーン (B zone: 剪断応力 τ_B , 滑り速度 V_B)、(2) クラスト同士がオーバーラップしているゾーン (O zone: 幅 ξ ,

剪断応力 τ_o , 滑り速度 V_o), (3) クラストを迂回して繋がる波打った滑り面 (剪断応力 τ_{dil} , 滑り速度 V_{dil}) の3つの変形要素が考えられている。これら変形要素が応力を共有し, それぞれの滑り速度を足し合わせることによって全体としての滑り速度が得られる。

$$\tau = \tau_B = \tau_o = \tau_{dil} \quad (7)$$

$$V = V_B + V_o + V_{dil} \quad (8)$$

τ_B , τ_o , τ_{dil} はクラストの圧力溶解の強度と基質の摩擦の強度が組み合わさった形で表現され, それぞれに対応する滑り速度および ξ に依存する。

$$\tau_B = F_B(\xi)f_B\sigma_e + \eta_B(\xi)V_B \quad (9)$$

$$\tau_o = F_o(\xi)f_o\sigma_e + \eta_o(\xi)V_o \quad (10)$$

$$\tau_{dil} = F_{dil}(\xi, f_{dil})f_{dil}\sigma_e \quad (11)$$

波打った滑り面が滑ることによって空隙が生まれ ξ が減少する。一方で, 剪断帯へ働く垂直応力によるクラストの圧力溶解クリープにより空隙率は減少し, ξ は増加する。

$$\dot{\xi} = -F_{\xi}(\xi)V_{dil} + \frac{1}{\eta_{\xi}(\xi)}\sigma_e \quad (12)$$

ここで添え字付きの F は無次元で正の幾何学的因子であり, η は粘性率に対応する量, f は基質の異なる部分の摩擦係数である。 F や η はクラストの粒径に依存する。このモデルでは単一粒径が仮定されているが, 粒径分布を考慮に入れたモデルの構築は今後の重要な課題だろう。Noda (2016) はこれらの摩擦係数に速度依存性を入れることによって広義の速度・状態依存構成則を構成した。とくに, 高速になった際に τ を支配する f_{dil} に関しては通常の脆性領域で確立された RSF 則を用いた。得られた定常状態の断層強度の一例を図 6b に示す。乗り上げによる変形はこの例では 10^{-7} m/s 程度から顕著になる。これより低速部では圧力溶解クリープによる強い速度強化が現れ, より高速部では速度弱化となる。とくに, 乗り上げがはじまる空隙率の変化が大きい領域では, f_{dil} に対して仮定した速度弱化よりも急激な速度弱化が現れる。

ECS の結果の一例を図 7 に示す。このケースでは Lapusta *et al.* (2000) と同様に, σ_e が 50 MPa で頭打ちとなる有効垂直応力分布 (図 3 のもっとも左の図) を仮定した。図 7a は累積滑り量の分布を示しているが, 脆性-塑性遷移を考慮したモデル (図 5c) とよく似ている。とくに RSF 則のみを用いたケース (図 3) と比較して, 大地震後の余効滑りがあまり表れない。このような挙動は, 測地学的な余効変動に関する観測と今後比較していくことが重要であろう。図 7b および c には, V と ξ (間隙比 e に換算可能) の時空間分布を示した。図中の ξ_0 は空隙が完全に閉まったときの ξ の値である。示した例では大地震の 20 年ほど前に, 破壊開始点付近にゆっくり滑りのイベントが発生している。この時および, 核形成の過程において, 乗り上げの変形による間隙比の増加が認められる。また大地震では, 破壊の到達する 14 km 付近まで広い範囲にわたり間隙比が増加するが, 地震後に圧密を受け間隙比が減少する過程がみられた。

これまでの章で紹介した RSF 則のみを用いた ECS や, 脆性-塑性遷移に関する経験則を用いた ECS に現れた状態変数は, 数学的定義 (式 (4) や (5)) ははっきりしていたが, その物理的意味は少しあいまいであった。一方, 本章で紹介した微物理モデルに則った ECS では, 状態変数 ξ は具体的な物理量 (間隙比, 空隙率) と直接換算が可能である。これは, 観察可能な岩石の構造と強度を比較できる可能性を示唆し, 岩石実験のみならず天然の断層岩の観察との融合的研究に資する可能性が高い。また, 空隙率の変化に伴う間隙水圧の変化 (例えばダイレタンシー・ハードニング (例えば, Scholz *et al.*, 1973; Segall and Rice, 1995)) や断層に沿った流体移動 (例えば断層バルブモデル (Sibson, 1992)) といった, 他の物理プロセスの導入が比較的容易に行えると思われる。

圧力溶解クリープに関しては, ここで紹介した微物理モデル以外にも, 乗り上げ変形が支配的な領域までもカバーした微物理モデル (CNS モデル (Chen *et al.*, 2017)) や, それを準動的地震

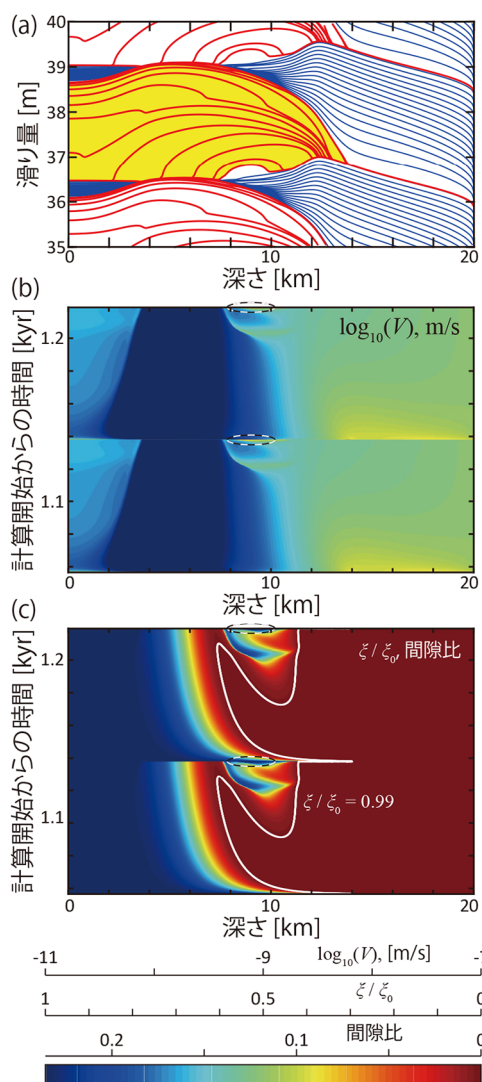


図 7 Noda (2016) による ECS の一例。(a) 滑りの蓄積。青線は 5 年ごと、赤線は地震時 (0.1 m/s を超える場所がある時間帯) の 1 秒ごとの分布。(b) 滑り速度, (c) 状態変数 ξ と間隙比の時空間分布。図中央の水平な不連続は (a) に黄色で示した地震に対応する。白黒の破線は震源核。Noda (2016) より加筆。

Fig. 7 Example of ECS by Noda (2016). (a) Distribution of slip every five years (blue) and every 1 sec during earthquakes defined by a threshold of 0.1 m/s (red). (b-c) Spatio-temporal distributions of (b) V and (c) ξ or void ratio. The horizontal discontinuity in the middle corresponds with the earthquake indicated by yellow in (a). Dashed ellipses indicate nucleation of earthquakes. The figure is modified from Noda (2016).

サイクルシミュレーションに導入したより最近の研究 (van den Ende *et al.*, 2018) が存在する。彼らのモデルでは地震発生層に相当する深さ全域にわたって非常に大きな余効滑りが生じるなど、地震を繰り返す大断層のモデルとしては多少非現実的な部分があるが、野心的な試みといえよう。

VI. 高速摩擦時の断層の急激な弱化

これまでに紹介したモデルは、おもに 1 mm/s 程度より低速での室内摩擦実験の結果に基づいて推定された強度断面 (例えば, Sibson, 1977; Bos and Spiers, 2002) に関して、その数値モデルへの具体化を行った例であった。一方で 1990 年代後半から、0.1 m/s 以上の地震性滑り時の断層の力学的性質が盛んに研究され (例えば, Tsutsumi and Shimamoto, 1997; Rice, 2006), 断層力学の分野に大変大きなインパクトを与えた。例えば Di Toro *et al.* (2011) によって多くの室内実験の結果がコンパイルされている。滑り速度 1 mm/s 以下では Byerlee 則から予想される摩擦係数 (0.6–0.85) を示す試料が、0.1 m/s 以上では 0.4 以下、ときには 0.1 以下のとても低い摩擦係数を示す。このような強烈な弱化の原因として、実験条件や試料の化学組成に応じて複数の微物理プロセスが提唱されている。その多くに共通して摩擦発熱による温度上昇が重要視されている (例えば, Rice, 2006)。この章では「高速」なる言葉を、摩擦発熱によるさまざまなスケールでの温度上昇が重要となる滑り速度の意味で用いている。高速摩擦による断層の弱化に関しては、すでに邦語の総説論文 (嶋本ほか, 2003; 堤, 2009) が存在するので、詳しくはそちらを参照していただきたい。本章では、ECS へ導入された例として、摩擦発熱による間隙水圧の上昇 (thermal pressurization; TP) (例えば, Sibson, 1973; Lachenbruch, 1980; Mase and Smith, 1987; Rice, 2006; Noda and Lapusta, 2010) について紹介する。

図 8a に TP の模式図を示す。摩擦発熱により断層近傍の温度が上昇するとき、断層岩を構成する鉱物粒子と間隙流体の両方の温度が上昇する。鉱物粒子の体積熱膨張率は $10^{-5}/\text{K}$ のオーダーで

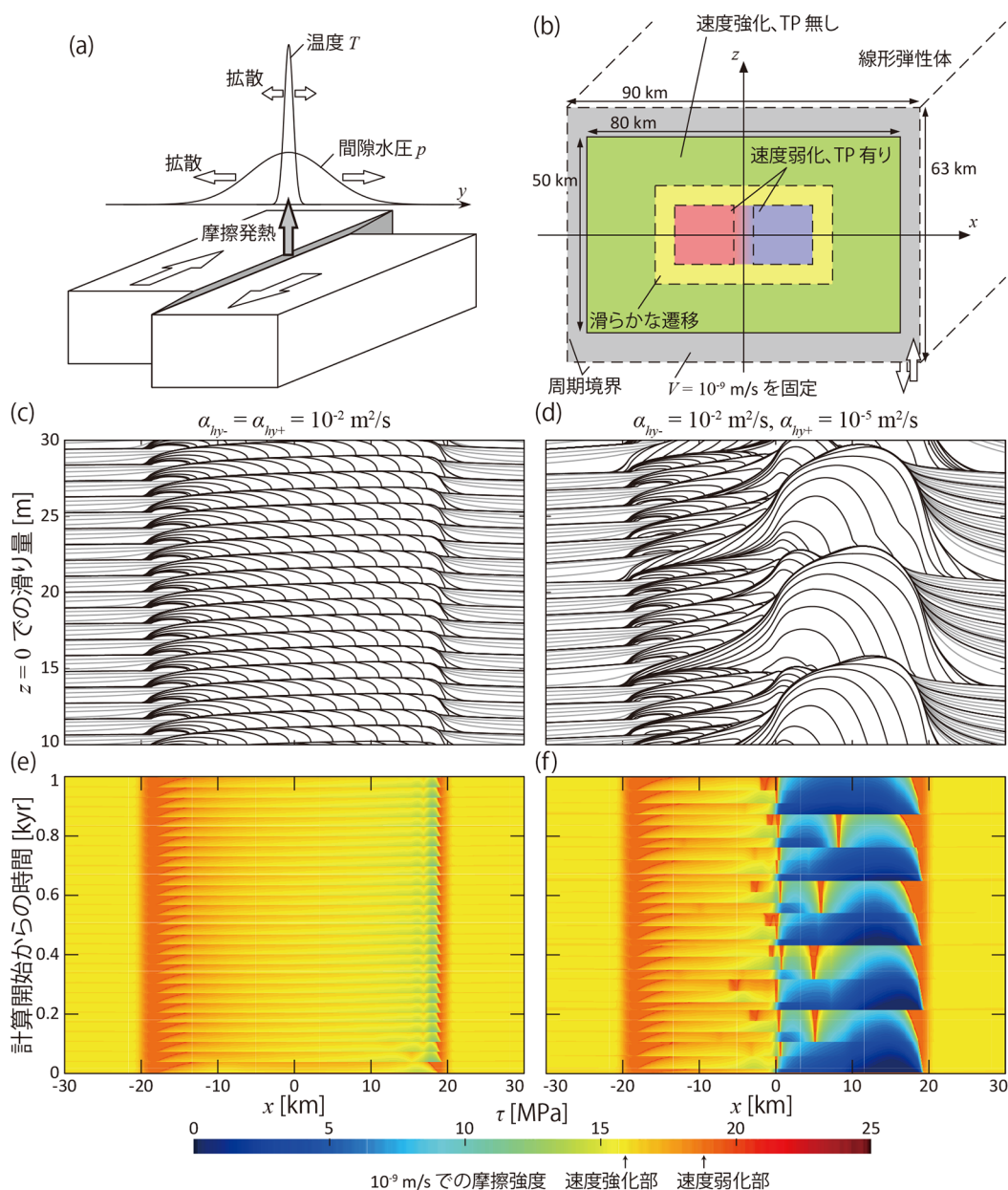


図 8 (a) 摩擦発熱による間隙水圧上昇 (TP) の模式図. (b) Noda and Lapusta (2010) により調べられた問題設定. 赤-青のパッチ内の間隙水圧の拡散係数 α_{hy} を変化させ、系の振る舞いを調べた. (c-d) $z = 0$ での滑りの蓄積. 灰色は 10 年ごと、黒は地震時 (0.1 m/s を超える場所がある時間帯) の 1 秒ごとの分布. (e-f) $z = 0$ での剪断応力の時空間分布. (c, e) では両パッチで TP があまり効かず、(d, f) では右のパッチで TP が有効に働く. Noda and Lapusta (2010) より加筆.

Fig. 8 (a) Schematic diagram of TP. (b) Problem setting investigated by Noda and Lapusta (2010). They examined system behavior for cases with different hydraulic diffusivity α_{hy} in the red and blue patches. (c-d) Slip distribution on $z = 0$. Gray and black lines are plotted every 10 years and 1 sec during earthquakes defined by a threshold of 0.1 m/s. (e-f) Spatio-temporal distribution of shear stress on $z = 0$. TP is not efficient in both patches in the case shown in (c) and (e), and efficient in the right patch in the case shown in (d) and (f).

あるのに対し（例えば, Fei, 1995）、水の体積熱膨張率はおおむね $10^{-3}/\text{K}$ 程度であるため、熱膨張した水が低温部へ流出するか、もしくは水圧の上昇が起こる。熱および間隙流体は近似的には 1 次元の拡散方程式に従い、変形集中域から外へ拡散する（Lachenbruch, 1980）。

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \alpha_{th} \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} + \frac{\tau V}{\rho c} \omega(y) \quad (13)$$

$$\frac{\partial p}{\partial t} = \alpha_{hy} \frac{\partial^2 p}{\partial y^2} + \Lambda \frac{\partial T}{\partial t} \quad (14)$$

ここで T は温度、 p は間隙水圧、 ρc は単位体積あたりの熱容量、 ω は積分値が 1 となる摩擦発熱の分布を表す関数、 Λ は流体移動がない場合の単位温度変化あたりの間隙水圧変化、 α_{th} および α_{hy} は温度および間隙水圧の拡散係数である。式 (13) および (14) で右辺の第 1 項は拡散を示しており、第 2 項は摩擦発熱と温度上昇に因るソースタームである。簡単のため、物性値の空間変化や流体によって運ばれる熱の影響などの非線形項（Mase and Smith, 1987）は無視している。水が周囲へ逃げることができず間隙水圧が上昇すると、摩擦に関する有効応力則

$$\tau = (\sigma - p_0)f \quad (15)$$

が成り立つ場合、高速滑り時に断層強度が動的に低下することとなる。ここで σ は断層に加わる全垂直応力、 p_0 は変形集中域における間隙水圧である。

地震発生層における垂直応力程度の剪断応力で、地震時程度の高速な滑りが発生すると、摩擦発熱により岩石の溶融が期待される。しかし断層露頭において摩擦溶融の証拠であるシュードタキライトは（近年報告事例が増えているが）比較的稀であり、Sibson（1973）は TP によって摩擦発熱が抑制されることがその原因であると提唱した。またより長期的な視点からは、断層での摩擦発熱により断層周辺において地表での熱流量が増加するはずである。しかし、例えば San Andreas 断層沿いではそのようなシグナルがまったく得られない（地殻熱流量パラドクス（例えば, Lachen-

bruch and Sass, 1980））。Lachenbruch（1980）は、高垂直応力下にある断層であろうとも、おもに滑りが生じる高速滑り時に TP によって断層が動的に弱化し、長期的な摩擦発熱の総量が抑えられることを主張した。

TP の有効性を考える上で重要となるのが、変形集中域周辺の水利特性（ α_{hy} , Λ ）である。岩石の熱的性質（ α_{th} , ρc ）は岩石の種類や構造によって桁で変化することは稀だが、水利特性は割れ目の有無や粒径、破碎の程度によって大変大きく変化する。断層露頭から得た試料（例えば, Wibberley, 2002; Noda and Shimamoto, 2005）や断層を貫いた掘削コアの試料（Tanikawa and Shimamoto, 2009; Sawai *et al.*, 2017）について、高封圧下での透水実験が実施され、粘土質断層ガウジをもつ成熟した断層については TP が有効に働く可能性が示された。

拡散方程式を数値的に解く場合、例えば有限差分法の陽的解法等では、とれる時間ステップの幅に制限（Courant-Friedrichs-Lewy 条件）がある。そのため、動的破壊先端での弱化（Andrews, 2002; Rice, 2006）、震源核サイズに対する影響（Schmitt *et al.*, 2011）、地震後の間隙水圧や温度の拡散による強度上昇等の対数的に広い時間スケールにわたる現象を含む地震サイクルに用いる際には、数値計算法に工夫が必要となる。例えば、境界積分法（Bizzari and Cocco, 2006）を用いて準動的な地震サイクルシミュレーションに導入した例（Mitsui *et al.*, 2012）がある。Noda and Lapusta（2010）は、式 (13) および (14) を波数空間において対数スケールで離散化し、Exponential time differencing 法を用いて時間積分することにより、対数的に変化する時間ステップに対して誤差が少なく安定な陽的解法を構成し、ECS へ実装した。その後、断層を貫いた掘削コアに対して実測された物性値を用いた例（Noda and Lapusta, 2013; Noda *et al.*, 2017）や、速度強化・弱化が混在する領域への動的破壊伝播と大地震間の挙動に関する研究（Jiang and Lapusta, 2016）などに応用されている。ここでは断層面上での応力分布を話題の中心に据え、Noda and

Lapusta (2010) によって調べられた例を紹介する。

図 8b に紹介する例の問題設定を示す。詳細な物性値等は、Noda and Lapusta (2010) を参照していただきたい。3 次元の無限弾性体中の平面断層内に、速度弱化の長方形領域を仮定する。TP の影響がなくとも RSF 則の速度弱化により、この長方形パッチで繰り返し地震が発生する。この内部に 2 つの正方形領域を仮定し、それぞれの α_{hy} を変化させることにより、TP が有効な場所とそうでない場所との相互作用について調べた。図 8c および d には両パッチの中心を通る直線上での滑り分布を示している。両パッチおよびその間に関して TP が有効でない場合、地震サイクルはシンプルであり、1 つのサイズの地震が一定間隔で繰り返すこととなる。一方、片方のパッチで TP が有効に作用する場合、地震時にこの部分で大きな滑りが生じ得る。そのようなイベントが存在すると、その場所はすべてのイベントで滑ることはあり得ない。結果として、TP が有効でない部分のみを破壊する比較的小さなイベントと、両者を割り TP が有効な場所に大きな滑りを生じる大イベントを含む長いリミットサイクルが現れることとなる。

図 8e および f は図 8c および d と同じ線上における剪断応力の分布を示している。繰り返し現れる水平な不連続は地震を表しており、摩擦発熱がない場合の初期有効垂直応力に低速で摩擦係数 $\sim f_0$ をかけた値（低速での摩擦強度）は黄-橙色で表される。両パッチにおいて TP が有効に働かない場合、地震間の剪断応力のレベルは低速での摩擦強度に近い数字となる。一方、TP が有効に働く部分に関しては、地震間の剪断応力のレベルは顕著に低くなる。前述した TP が有効でない部分のみを破壊する小さな地震は、「TP が有効な領域は応力の蓄積が進んでおらず、準備不足のため小さい破壊で終わった」と解釈できる。

前章までで紹介した強度断面は、各点に定常的な変形速度を仮定した場合に実現される剪断応力の分布であった。図 8e-f に示した例では、低速滑りにおける強度は 2 つのパッチで同じであ

る。一方のパッチで高速変位時の強度を下げたところ、非常に滑り速度の低い地震間における剪断応力に大きな違いが現れた。低速の変形が定常的に続く部分に関しては、低速での室内実験結果等から推定される断層強度が剪断応力とほぼ一致すると考えてよいだろう。しかし、地震が繰り返し発生する著しく非定常な挙動を示す部分に関しては、強度分布が実際に剪断応力の分布として実現されるかどうかは自明ではない。断層やその周りで達成される応力分布を考える上では、地震サイクル全体を見通した議論が重要となると思われ、ECS はそのための重要な手法であるといえる。核形成、動的破壊、余効変動、地震間の応力蓄積等の過程を別々に考えた場合、それぞれの初期条件はその前の過程の結果として与えられる。この章で示した例は、これら異なる時間スケールの過程を互いに整合的に解く重要性が如実に表れたものといえよう。

VII. 議論と展望

脆性-塑性遷移を扱った III 章や圧力溶解を扱った IV 章では、低速での変形実験で得られる強度断面がおおむね ECS で再現されたが、高速摩擦時の TP による弱化を導入した V 章では、低速での断層強度が応力分布としては現れなかった。V 章の例は一見、III 章および IV 章のモデルを否定しているようにみえるが、それはあまりに表面的な見方である。確かに地震時にのみ滑る領域（例えば図 8b のパッチ内部）に関しては、低い滑り速度で定常状態に近い変形が実現されることはほぼなく、その条件下での断層構成則を如何に高度化しようとも ECS の結果にはほぼ影響がないであろう。しかし、地震性の変形とマイロナイトを生じる変形の繰り返し（例えば、Sibson, 1980; Lin *et al.*, 2005）や、圧力溶解が卓越する面状カタクレサイト（例えば、Jefferies *et al.*, 2006）は地質学的観察から明らかになっている事実であり、脆性-塑性遷移や圧力溶解が起こらない ECS は地質学的観察に照らして適切なモデルとはいえない。大地震の破壊域下限付近で、高速摩擦とこれらの変形機構がどのように相互作用

しているかは、今後の重要な課題であろう。

これまでの章で例示したように、断層の滑りと剪断応力の関係を広義の速度・状態依存構成則で（陽的であれ陰的であれ）定式化できれば ECS への導入はおおむね可能である。本稿では脆性変形、結晶塑性変形、圧力溶解、TP をとりあげたが、ほかにも多くの変形機構に関してその重要性が指摘されている。網羅的にこれらを紹介することはしないが、そのなかにはすでに定式化ができあがっており、時間と労力さえええれば ECS へ実装可能な段階のものも複数あるように筆者は感じている。今回紹介した ECS はせいぜい 2 つの変形機構の間の遷移をとりあげたもので、まだまだ未熟なモデルといえるかもしれない。複数の変形機構を考慮した ECS の高度化は今後一層進むことが期待される。

一方、このような ECS の高度化はパラメータ数の増加に直結する。例えば、限られた地球物理学的観測を説明することを目的とした場合には、明らかにパラメータ数が過剰であろう。実際、シンプルな RSF 則でも測地学的データの説明がある程度可能であることを示し、RSF 則のパラメータを推定した研究が存在する（例えば、Perfettini and Avouac, 2004, 2007; Chang *et al.*, 2013; Kano *et al.*, 2015）。そのような研究で扱う変形では、地表での観測のもつ感度と解像度から、比較的浅部での余効滑りのような脆性領域での低速摩擦が支配的な場合が多いと思われる。脆性-塑性遷移域のような深部については、測地学的観測データからパラメータを拘束することは困難かもしれない。また、RSF 則と弾性体からなる系はさまざまな挙動を再現できるので、実際には脆性領域での低速摩擦以外の変形機構が支配的なイベント（例えば地震破壊）に対して、RSF 則のパラメータをチューニングすることで説明できてしまうかもしれない。

I 章で述べたように、断層滑りに関する観測・観察としては、地震学的、測地学的、地形学的、熱学的、地質学的な情報といった、広い時間・空間スケールにわたる異なるタイプのデータが存在する。なかでも地質学的観察には、鉱物組成、化

学組成、年代、構造、変形の前後関係、それらの空間的分布等、さまざまなタイプが存在し、多くの場合地質学的時間スケールでの過去の事象の記録である。これらをどのように扱うのが適切かは簡単な問題ではなく、例えば概念的断層モデルの構築や、重要な変形機構の提唱、といった形で一般的な理解へと落とし込まれてきた。「よいモデル」とは、異なる観点から異なる定義が可能だが、複数分野の融合的研究の観点からすると、「より多くのタイプのデータを説明できるモデル」との定義が可能であろう。概念的断層モデルの数値モデル化、異なる変形機構の遷移の断層構成則への導入は、この意味でのモデルの改良といえる。

地震サイクルモデルに対して、工学的価値がもっとも期待されている応用は、地球物理学的データからの将来の予測（例えば、Hori *et al.*, 2014）やリスク評価（例えば、Shaw *et al.*, 2018）であろう。本稿で紹介したさまざまな変形機構を考慮したモデル、RSF 則のみを用いた地震サイクルシミュレーション、断層セグメントごとに離散化した離散的なモデル（Mitsui and Hirahara, 2004）など、さまざまなモデルが応用可能なモデルの候補として考えられるが、将来の予測に関してどのようなモデルがよい性能を出すか、今後の重要な研究課題であろう。断層岩の物質科学的に現実的な変形機構を追求したモデルがこの意味でよいモデルとなるとは限らないが、少なくとも吟味する価値はあるのではないかと筆者は思っている。

VIII. ま と め

地殻を横断する大断層の力学的性質に関して、おもに 2 つの捉え方がある。一方は断層滑りの変形機構、断層岩と強度の分布を考える構造地質学における概念的な断層モデルであり、もう一方は速度・状態依存摩擦構成則（RSF 則）の速度依存性から断層の滑り様式（地震性・非地震性、等）を論じるモデルである（例えば、Scholz, 1988）。RSF 則は狭い変形条件における実験結果に基づいた構成則であったが、弾性体と組み合わせると地震サイクルを生み出す数値モデル

を構築することができた。1990年代に動的地震サイクルシミュレーション (ECS) が可能となると、RSF 則のパラメータ分布と断層の滑り様式に関する多くの研究が行われてきた (例えば, Lapusta *et al.*, 2000)。近年, より広い条件における断層摩擦に関する研究が進み, 断層滑りの変形機構の遷移を考慮した断層構成則が提唱されている。このことにより, 長年隔絶していた断層岩の変形機構と滑り様式に関する研究が, ECS を通じて結び付きつつある。

本稿では, 断層滑りの変形機構の遷移を考慮した ECS の例として, 脆性-塑性遷移 (Shimamoto and Noda, 2014), 圧力溶解 (Noda, 2016), 摩擦発熱による間隙水圧の上昇 (TP) (Noda and Lapusta, 2010) を紹介した。脆性-塑性遷移を導入した ECS に関しては, 初期の構造地質の概念的断層モデル (例えば, Sibson, 1977) が如何に数値モデルとして具体化できるかを紹介した。圧力溶解を考慮したモデルに関しては, den Hartog *et al.* (2014) による微物理モデルに基づいた断層構成則を用いた。この微物理モデル中の状態変数は RSF 則のものとは異なり空隙率と直接換算可能であるため, 他の素過程との連成が容易である。TP を用いた ECS では, 断層の低速変位を想定した強度と実際の応力分布の差が有意であった。広い変形条件における構成則の特徴と, 地震サイクルの各ステージを一貫して扱うことの重要性を示している。

今回紹介した以外にも多くの変形機構に関して重要性が指摘されている。これらを数値モデルとして実現し, 地震を繰り返す断層に関する理解を深めていくうえで, ECS は重要なツールである。今後そのような方向性で, 地球物理学的観測研究と断層滑りの変形機構に関する研究が融合していくことを期待している。

謝 辞

本論文を書く機会を下さった特別号の編集者の方々に感謝を申し上げる。松浦先生ともう 1 人の査読者の方, および編集者の深畑先生には, 本稿を改善するために有益なコメントをいただいた。本稿で紹介した研

究は科学研究費補助金・課題番号 26109007 の補助を受けた。

文 献

- Ampuero, J.-P. and Rubin, A. (2008): Earthquake nucleation on rate and state faults—Aging and slip laws. *Journal of Geophysical Research*, **113** (B1), B01302, doi:10.1029/2007JB005082.
- Andrews, D.J. (2002): A fault constitutive relation accounting for thermal pressurization of pore fluid. *Journal of Geophysical Research*, **107** (B12), 2363, doi:10.1029/2002JB001942.
- Aochi, H. and Matsu'ura, M. (2002): Slip- and time-dependent fault constitutive law and its significance in earthquake generation cycles. *Pure and Applied Geophysics*, **159**, 2029–2044.
- Behr, W.M. and Platt, J.P. (2014): Brittle faults are weak, yet the ductile middle crust is strong: Implications for lithospheric mechanics. *Geophysical Research Letters*, **41**, 9067–8075, doi:10.1002/2014GL061349.
- Ben-Zion, Y. and Rice, J.R. (1997): Dynamic simulations of slip on a smooth fault in an elastic solid. *Journal of Geophysical Research*, **102** (B8), 17771–17784.
- Bizzarri, A. and Cocco, M. (2006): A thermal pressurization model for the spontaneous dynamic rupture propagation on a three-dimensional fault: 1. Methodological approach. *Journal of Geophysical Research*, **111**, B05303, doi:10.1029/2005JB003862.
- Blanpied, M.L., Lockner, D.A. and Byerlee, J.D. (1991): Fault stability inferred from granite sliding experiments at hydrothermal conditions. *Geophysical Research Letters*, **18**, 609–612.
- Bos, B. and Spiers, C.J. (2000): Effect of phyllosilicates on fluid-assisted healing of gouge-bearing faults. *Earth and Planetary Science Letters*, **184**, 199–210.
- Bos, B. and Spiers, C.J. (2002): Frictional-viscous flow of phyllosilicate-bearing fault rock: Microphysical model and implications for crustal strength profiles. *Journal of Geophysical Research*, **107** (B2), 2028, doi:10.1029/2001JB000301.
- Bos, B., Peach, C.J. and Spiers, C.J. (2000): Frictional-viscous flow of simulated fault gouge caused by the combined effects of phyllosilicates and pressure solution. *Tectonophysics*, **327**, 173–197.
- Burridge, R. and Knopoff, L. (1967): Model and theoretical seismicity. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **57**, 341–371.
- Chang, S.H., Avouac, J.-P., Barbot, S. and Lee, J.C. (2013): Spatially variable fault friction derived from dynamic modeling of aseismic afterslip due to the 2004 Parkfield earthquake. *Journal of Geophysical Research*, **118**, 3431–3447, doi:10.1002/jgrb.50231.
- Chen, J., Niemeijer, A.R. and Spiers, C.J. (2017):

- Microphysically derived expressions for rate-and-state friction parameters, a , b , and D_c . *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **122**, 9627–9657, doi:10.1002/2017JB014226.
- Chen, T. and Lapusta, N. (2009): Scaling of small repeating earthquakes explained by interaction of seismic and aseismic slip in a rate and state fault model. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **114**, B01311, doi:10.1029/2008JB005749.
- den Hartog, S.A.M. and Spiers, C.J. (2014): A microphysical model for fault gouge friction applied to subduction megathrusts. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **119**, 1510–1529, doi:10.1002/2013JB010580.
- den Hartog, S.A.M., Niemeijer, A.R. and Spiers, C.J. (2013): Friction on subduction megathrust faults: Beyond the illite-muscovite transition. *Earth and Planetary Science Letters*, **373**, 8–19, doi:10.1016/j.epsl.2013.04.036.
- Di Toro, G., Han, R., Hirose, T., De Paola, N., Nielsen, S., Mizoguchi, K., Ferri, F., Cocco, M. and Shimamoto, T. (2011): Fault lubrication during earthquakes. *Nature*, **471**, 494–498, doi:10.1038/nature09838.
- Dieterich, J.H. (1978): Time-dependent friction and the mechanics of stick-slip. *Pure and Applied Geophysics*, **116**, 790–806.
- Dieterich, J.H. (1979): Modeling of rock friction: 1. Experimental results and constitutive equations. *Journal of Geophysical Research*, **84**(B5), 2161–2168.
- Fei, Y. (1995): Thermal expansion. in *AGU Reference Shelf, Volume 2, Mineral Physics & Crystallography: A Handbook of Physical Constants* edited by Ahrens, T.J., 29–44.
- Hashimoto, C. and Matsu'ura, M. (2002): 3-D simulation of earthquake generation cycles and evolution of fault constitutive properties. *Pure and Applied Geophysics*, **159**, 2175–2199.
- Hiraga, H. and Shimamoto, T. (1987): Textures of sheared halite and their implications for the seismic slip of deep faults. *Tectonophysics*, **144**, 69–86.
- Hirth, G., Teyssier, C. and Dunlap, W.J. (2001): An evaluation of quartzite flow laws based on comparisons between experimentally and naturally deformed rocks. *International Journal of Earth Science (Geo Rundsh)*, **90**, 77–87, doi:10.1007/s005310000152.
- Hori, T., Hyodo, M., Miyazaki, S. and Kaneda, Y. (2014): Numerical forecasting of the time interval between successive M8 earthquakes along the Nankai Trough, southwest Japan, using ocean bottom cable network data. *Marine Geophysical Research*, **35**, 285–294, doi:10.1007/s11001-014-9226-8.
- Jefferies, S.P., Holdsworth, R.E., Shimamoto, T., Takagi, H., Lloyd, G.E. and Spiers, C.J. (2006): Origin and mechanical significance of foliated cataclastic rocks in the cores of crustal-scale faults: Examples from the Median Tectonic Line, Japan. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **111**, B12303, doi:10.1029/2005JB004205.
- Jiang, J. and Lapusta, N. (2016): Deeper penetration of large earthquakes on seismically quiescent faults. *Science*, **352**, 1293–1297, doi:10.1126/science.aaf1496.
- Kano, M., Miyazaki, S., Ishikawa, Y., Hiyoshi, Y., Ito, K. and Hirahara, K. (2015): Real data assimilation for optimization of frictional parameters and prediction of afterslip in the 2003 Tokachi-oki earthquake inferred from slip velocity by an adjoint method. *Geophysical Journal International*, **203**, 646–663, doi:10.1093/gji/ggv289.
- Kato, N. (2003): Repeating slip events at a circular asperity: Numerical simulation with a rate- and state- dependent friction law. *Bulletin of Earthquake Research Institute, the University of Tokyo*, **78**, 151–166.
- Kato, N. (2004): Interaction of slip on asperities: Numerical simulation of seismic cycles on a two-dimensional planar fault with nonuniform frictional property. *Journal of Geophysical Research*, **109**, B12306, doi:10.1029/2004JB003001.
- Kato, N. and Tullis, T.E. (2001): A composite rate- and state-dependent law for rock friction. *Geophysical Research Letters*, **28**, 1103–1106.
- Kawamoto, E. and Shimamoto, T. (1997): Mechanical behavior of halite and calcite shear zones from brittle to fully-plastic deformation and a revised fault model. in *Proceedings of the 30th International Geological Congress, Vol. 14*, 89–105.
- Lachenbruch, A. (1980): Frictional heating, fluid pressure, and the resistance to fault motion. *Journal of Geophysical Research*, **85**(B11), 6097–6112.
- Lachenbruch, A. and Sass, J.H. (1980): Heat flow and energetics of the San Andreas Fault Zone. *Journal of Geophysical Research*, **85**(B11), 6185–6222.
- 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. *Journal of Geophysical Research*, **105**(B10), 23765–23789.
- Lin, A., Maruyama, T., Aaron, S., Michibayashi, K., Camacho, A. and Kano, K. (2005): Propagation of seismic slip from brittle to ductile crust: Evidence from pseudotachylyte of the Woodroffe thrust, central Australia. *Tectonophysics*, **402**, 21–35, doi: 10.1016/j.tecto.2004.10.016.
- Liu, Y. and Rice, J.R. (2005): Aseismic slip transients emerge spontaneously in three-dimensional rate and state modeling of subduction earthquake sequences. *Journal of Geophysical Research*, **110**, B08307, doi:10.1029/2004JB003424.
- Marone, C. (1998): Laboratory-derived friction laws

- and their application to seismic faulting. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **26**, 643–696.
- Mase, C.W. and Smith, L. (1987): Effects of frictional heating on the thermal, hydrological, and mechanical response of a fault. *Journal of Geophysical Research*, **92** (B7), 6249–6272.
- Matsu'ura, M., Kataoka, H. and Shibazaki, B. (1992): Slip-dependent friction law and nucleation processes in earthquake rupture, *Tectonophysics*, **211**, 135–148.
- Mitsui, N. and Hirahara, K. (2004): Simple spring-mass model simulation of earthquake cycle along the Nankai trough in southwest Japan. *Pure and Applied Geophysics*, **161**, 2433–2450, doi:10.1007/s00024-004-2574-6.
- Mitsui, Y., Kato, N., Fukahara, Y. and Hirahara, K. (2012): Megaquake cycle at the Tohoku subduction zone with thermal fluid pressurization near the surface. *Earth and Planetary Science Letters*, **325–326**, 21–26, doi:10.1016/j.epsl.2012.01.026.
- Molner, P. (1992): Brace-Goetze strength profiles, the partitioning of strike-slip and thrust faulting at zones of oblique convergence, and the stress-heat flow paradox of the San Andreas Fault. in *International Geophysics, Vol. 51, Fault Mechanics and Transport Properties in Rocks* edited by Evans, B. and Wang, T.-F., 435–459.
- Nagata, K., Nakatani, M. and Yohida, S. (2012): A revised rate- and state-dependent friction law obtained by constraining constitutive and evolution laws separately with laboratory data. *Journal of Geophysical Research*, **117**, B02314, doi:10.1029/2011JB008818.
- Niemeijer, A.R. and Spiers, C.J. (2005): Influence of phyllosilicates on fault strength in the brittle-ductile transition: insights from rock analogue experiments. *Geological Society, London, Special Publications*, **245**, 303–327, doi:10.1144/GSL.SP.2005.245.01.15.
- Niemeijer, A.R. and Spiers, C.J. (2007): A microphysical model for strong velocity weakening in phyllosilicate-bearing fault gouges. *Journal of Geophysical Research*, **112**, B10405, 10.1029/2007JB005008.
- Noda, H. (2016): Implementation into earthquake sequence simulations of a rate- and state-dependent friction law incorporating pressure solution creep. *Geophysical Journal International*, **205**, 1108–1125, doi:10.1093/gji/ggw058.
- Noda, H. and Lapusta, N. (2010): Three-dimensional earthquake sequence simulations with evolving temperature and pore pressure due to shear heating: Effect of heterogeneous hydraulic diffusivity. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **115**, B12314, doi:10.1029/2010JB007780.
- Noda, H. and Lapusta, N. (2013): Stable creeping fault segments can become destructive as a result of dynamic weakening. *Nature*, **115**, 518–521, doi:10.1038/nature11703.
- Noda, H. and Shimamoto, T. (2005): Thermal pressurization and slip-weakening distance of a fault: An example of the Hanaore Fault, Southwest Japan. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **95**, 1224–1233, doi:10.1785/0120040089.
- Noda, H. and Shimamoto, T. (2010): A rate- and state-dependent ductile flow law of polycrystalline halite under large shear strain and implications for transition to brittle deformation. *Geophysical Research Letters*, **37**, L09310, doi:10.1029/2010GL042512.
- Noda, H., Sawai, M. and Shibazaki, B. (2017): Earthquake sequence simulations with measured properties for JFAST core samples. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, **375**, 2103, doi:10.1098/rsta.2016.0003.
- Perfettini, H. and Avouac, J.-P. (2004): Postseismic relaxation driven by brittle creep: A possible mechanism to reconcile geodetic measurements and the decay rate of aftershocks, application to the Chi-Chi earthquake, Taiwan. *Journal of Geophysical Research*, **109**, B02304, doi:10.1029/2003JB002488.
- Perfettini, H. and Avouac, J.-P. (2007): Modeling afterslip and aftershocks following the 1992 Landers earthquake. *Journal of Geophysical Research*, **112**, B07409, doi:10.1029/2006JB004399.
- Rice, J.R. (1992): Fault stress states, pore pressure distributions, and the weakness of the San Andreas Fault. in *International Geophysics, Vol. 51, Fault Mechanics and Transport Properties in Rocks* edited by Evans, B. and Wang, T.-F., 475–503.
- Rice, J.R. (1993): Spatio-temporal complexity of slip on a fault. *Journal of Geophysical Research*, **98**, B6, 9885–9907.
- Rice, J.R. (2006): Heating and weakening of faults during earthquake slip. *Journal of Geophysical Research*, **111**, B05311, doi:10.1029/2005JB004006.
- Rice, J.R. and Ruina, A.L. (1983): Stability of steady frictional slipping. *Journal of Applied Mechanics*, **50**, 343–349.
- Ruina, A. (1983): Slip instability and state variable friction laws. *Journal of Geophysical Research*, **88** (B12), 10359–10370.
- Rutter, E.H. (1976): The kinetics of rock deformation by pressure solution. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, **283**, 203–219.
- Sawai, M., Niemeijer, A.R., Hirose, T. and Spiers, C.J. (2017): Frictional properties of JFAST core samples and implications for slow earthquakes at the Tohoku subduction zone. *Geophysical Research Letters*, **44**, 8822–8831, doi:10.1002/2017GL073460.
- Schmitt, S.V., Segall, P. and Matsuzawa, T. (2011): Shear heating-induced thermal pressurization during earthquake nucleation. *Journal of Geophys-*

- ical Research, **116**, B06308, doi:10.1029/2010JB008035.
- Scholz, C.H. (1988): The brittle-plastic transition and the depth of seismic faulting. *Geologische Rundschau*, **77**, 319–328.
- Scholz, C.H., Sykes, L.R. and Aggarwal, Y.P. (1973): Earthquake prediction: A physical basis. *Science*, **181**, 803–810.
- Segall, P. and Rice, J.R. (1995): Dilatancy, compaction, and slip instability of a fluid-infiltrated fault. *Journal of Geophysical Research*, **100**(B11), 22155–22171.
- Shaw, B.E., Milner, K.R., Field, E.H., Richards-Dinger, K., Gilchrist, J.J., Dieterich, J.H. and Jordan, T.H. (2018): A physics-based earthquake simulator replicates seismic hazard statistics across California. *Science Advances*, **4**, 68–71, doi:10.1126/sciadv.aau0688.
- Shimamoto, T. (1986): Transition between frictional slip and ductile flow for Halite Shear Zones at room temperature. *Science*, **231**, 711–714.
- Shimamoto, T. and Noda, H. (2014): A friction-to-flow constitutive law and its application to a 2D-modeling of earthquakes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **119**, 8089–8106.
- 嶋本利彦・廣瀬丈洋・溝口一生・野田博之 (2003): 断層の高速摩擦と地震の発生過程—現状と展望—. 地学雑誌, **112**, 979–999. [Shimamoto, T., Hirose, T., Mizoguchi, K. and Noda, H. (2003): High-velocity friction of faults and earthquake generation process: Current status and future perspectives. *Journal of Geography (Chigaku Zasshi)*, **112**, 979–999. (in Japanese with English abstract)]
- 嶋本利彦・堤 昭人・廣瀬丈洋・相澤康隆・曾根大貴・上原真一・谷川 亘・野田博之・溝口一生 (2006): 京都大学の摩擦・変形・透水試験機. 構造地質, **49**, 49–71. [Shimamoto, T., Tsutsumi, A., Hirose, T., Aizawa, Y., Sone, H., Uehara, S., Tanikawa, W., Noda, H. and Mizoguchi, K. (2006): Friction, deformation and fluid-flow apparatuses at Kyoto University. *Japanese Journal of Structural Geology*, **49**, 49–71. (in Japanese with English abstract)]
- Shimizu, I. (1995): Kinetics of pressure solution creep in quartz: Theoretical considerations. *Tectonophysics*, **245**, 121–134.
- Sibson, R.H. (1973): Interactions between temperature and pore-fluid pressure during earthquake faulting and a mechanism for partial or total stress relief. *Nature*, **243**, 66–68.
- Sibson, R.H. (1977): Fault rocks and fault mechanisms. *Journal of the Geological Society of London*, **133**, 191–213.
- Sibson, R.H. (1980): Transient discontinuities in ductile shear zones. *Journal of Structural Geology*, **2**, 165–171.
- Sibson, R.H. (1992): Implications of fault-valve behaviour for rupture nucleation and recurrence. *Tectonophysics*, **211**, 283–293.
- Stesky, R.M. (1978): Mechanisms of high temperature frictional sliding in Westerly granite. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **15**, 361–375.
- Strehlau, J. (1986): A discussion of the depth extent of rupture in large continental earthquakes. in *Geophysical Monograph, Vol. 37, Earthquake Source Mechanics* edited by Das, S., Boatwright, J. and Scholz, C.H., 131–145.
- Tanikawa, W. and Shimamoto, T. (2009): Frictional and transport properties of the Chelungpu fault from shallow borehole data and their correlation with seismic behavior during the 1999 Chi-Chi earthquake. *Journal of Geophysical Research*, **114**, B01402, doi:10.1029/2008JB005750.
- Tse, S.T. and Rice, J.R. (1986): Crustal earthquake instability in relation to the depth variation of frictional slip properties. *Journal of Geophysical Research*, **91**(B9), 9452–9472.
- 堤 昭人 (2009): 岩石の摩擦強度弱化的機構—摩擦熔融を伴わない場合について—. 地震第2輯, **61**, S527–S533. [Tsutsumi, A. (2009): Weakening mechanisms of rocks at fast slip rates: Example from the cases without frictional melting. *Journal of Seismological Society of Japan. 2nd Series (Zisin)*, **61**, S527–S533. (in Japanese with English abstract)]
- Tsutsumi, A. and Shimamoto, T. (1997): High-velocity frictional properties of gabbro. *Geophysical Research Letters*, **24**, 699–702.
- Tullis, J. and Yund. R.A. (1977): Experimental deformation of dry westerly granite. *Journal of Geophysical Research*, **82**, 5705–5718.
- Turcotte, D.L., Newmann, W.I. and Gabrielov, A. (2000): A statistical physics approach to earthquakes. in *Geophysical Monograph, Vol. 120, Geocomplexity and the Physics of Earthquakes* edited by Rundle, J.B., Turcotte, D.L. and Klein, W., 83–96.
- van den Ende, M.P.S., Chen, J., Ampuero, J.-P. and Niemeijer, A.R. (2018): A comparison between rate- and state friction and microphysical models, based on numerical simulations of fault slip. *Tectonophysics*, **733**, 273–295, doi:10.1016/j.tecto.2017.11.040.
- Wibberley, C.A.J. (2002): Hydraulic diffusivity of fault gouge zones and implications for thermal pressurization during seismic slip. *Earth, Planets, and Space*, **54**, 1153–1171, doi:10.1186/BF03353317.
- Yoshida, K., Hasegawa, A., Okada, T. and Iinuma, T. (2014): Changes in the stress field after the 2008 M7.2 Iwate-Miyagi Nairiku earthquake in north-eastern Japan. *Journal of Geophysical Research*, **119**, 9016–9030, doi:10.1002/2014JB011291.