

3. 4 動的破壊シミュレーションによる連動性評価

(1) 業務の内容

(a) 業務題目 動的破壊シミュレーションによる連動性評価

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
国立研究開発法人 産業技術総合研究所	主任研究員	加瀬 祐子

(c) 業務の目的

地震時変位量や断層形状、速度構造等を考慮した動的破壊シミュレーションを実施し、それぞれの活動時の地震後経過時間に応じた震源モデルを推定する。その結果から、連動可能性とその条件を検討する。

(d) 年度毎の実施業務の要約

1) 令和2年度：

動力的破壊シミュレーションのためのコード整備をおこなうとともに、既存情報を基にしたプロトタイプの震源モデルを用いた試計算をおこなった。

2) 令和3年度：

前年度の調査結果等を基に、プロトタイプの震源モデルを用いた試計算をおこなう。

3) 令和4年度：

本課題で得られた成果等を反映した動力的震源モデルを構築し、連動可能性とその条件を検討する。

(2) 令和2年度の成果

(a) 業務の要約

動的破壊シミュレーションを基に、連動可能性とその条件を議論するためには、断層帯の置かれた条件を反映した動力的震源モデルを構築する必要がある。今年度は、中央構造線断層帯讃岐山脈南縁東部区間、同西部区間、石鎚山脈北縁区間、同西部区間を対象として、既存情報を基にプロトタイプの震源モデルを構築し、連動可能性について調べるための試計算をおこなった結果、ごく限られたモデルでの結果ではあるが、各区間の応力状態に応じて、複数の連動パターンが得られた。讃岐平野南縁東部区間、同西部区間から、石鎚山脈北縁区間へは連動しやすく、逆は連動しにくい、これは、主応力軸の向きと応力降下量の設定によって生じている。そのため、次年度以降、調査結果等を基に震源モデルを改良していく際には、応力場モデルの設定を特に慎重におこなう必要がある。

(b) 業務の成果

本業務では、主に、地形・地質学的データに基づいて断層形状と応力場を想定し、その

条件下で物理的に起こりうる破壊過程を数値計算で求めるという手順で、動力学的震源モデルを構築する。これにより、対象とする断層の置かれた条件を反映し、実現性の高い地震シナリオを求める。ここでは、本業務が対象とする中央構造線断層帯讃岐山脈南縁東部区間、同西部区間、石鎚山脈北縁区間、同西部区間をモデル化する。

1) 既存情報を基にした震源モデルの構築

a) 断層モデル

断層モデル各区間の走向と長さは、都市圏活断層図（後藤・他，1998；中田・他，1998；岡田・他，1998；堤・他，1998；後藤・他，1999；中田・他，1999；岡田・他，1999；堤・他，1999；中田・他，2009；岡田・他，2009；岡田・他，2014）を基に決定した（図1）。また、傾斜角と地震発生層の深さは、地震調査研究推進本部（2017）を参考にした。地震調査研究推進本部（2017）では、断層深部の傾斜角について、中角度と高角度を併記しているが、今年度は、計算負荷も考慮して、高角度（鉛直）の場合のみを扱うこととした。以上のように決定した断層モデルの各パラメータを、表1にまとめる。

モデルは半無限媒質とし、地震波速度構造は Nakajima and Hasegawa（2007）の紀伊半島・中国四国地方のモデルを、密度は日本列島基盤岩類物性データベース（大熊・金谷，2007）を参考に、表2のように仮定した。

b) 応力場モデル

最大主圧縮応力（ σ_1 ）および最小主圧縮応力（ σ_3 ）の向きと大きさは、佐々連における応力解放法による応力測定データ（Tanaka, 1986；斎藤・他，1988）より、 σ_1 は東西方向、 σ_3 は南北方向で、

$$\sigma_1 = 34.0 z \text{ [MPa]}$$

$$\sigma_3 = 11.0 z \text{ [MPa]}$$

とした。ただし、 z [km]は深さである。この地域では横ずれ応力場となっていることから、中間主応力（ σ_2 ）は鉛直でかぶり圧に等しいとすると、

$$\sigma_2 = 26.166 z \text{ [MPa]}$$

となった。

破壊開始領域を仮定し、破壊の始まる領域の応力降下量を

$$\Delta \tau = a z \text{ [MPa]}$$

として、1回の活動によるすべり量を概ね再現できるような比例係数 a を試行錯誤的に求める。

破壊の始まる領域の応力降下量の比例係数 a を仮定し、静水圧条件が成り立つとすると、動摩擦係数（ μ_d ）を決めることができる。更に、破壊の始まる区間での強度と応力降下量の比（ S 値；Andrews, 1976；Das and Aki, 1977）を 1.6 と仮定すると、静摩擦係数（ μ_s ）が決まる。このときの摩擦係数は、破壊の始まる領域の走向によって異なるが、応力降下量の比例係数 a が 0.5～2.0 で、間隙水圧を考慮しない場合、動摩擦係数は概ね 0.1～0.6 程度となった。

1回の活動によるすべり量について、地震調査研究推進本部（2017）では、讃岐山脈南縁東部区間で 2～7 m 程度の右横ずれ、讃岐山脈南縁西部区間で 2～7 m 程度の右横ずれ、

石鎚山脈北縁区間で6～8 m程度の右横ずれ、石鎚山脈北縁西部区間で2～5 m程度の右横ずれ、としている。これらの値を満たすようなパラメータを探索することになるが、今年度は試計算として、応力降下量の比例係数 a を 1.0 として計算し、すべり量がどの程度になるかを把握する。

応力降下量の比例係数 a を 0.5～2.0 として、破壊の始まる領域を変えて摩擦係数を求め、それぞれの領域にはたらく剪断応力、動摩擦応力、静摩擦応力の初期値を、それぞれの走向について求めたものを図 2 に示す。破壊の始まる領域の走向と各区間の走向に応じて、そこにはたらく応力はかなり異なるが、強度（静摩擦応力と剪断応力の差）が大きいほど、破壊は広がりにくく、応力降下量（剪断応力と動摩擦応力の差）が大きいほど、破壊は広がりやすい傾向があることから、ある領域から始まる破壊が、どの区間に広がりやすいか、あるいは、広がりにくい、ある程度、推測することができる。ただし、初期剪断応力が初期静摩擦応力を越えている領域では、すでに破壊が終わってしまっていると解釈し、初期剪断応力を動摩擦応力に設定した。

2) 数値計算手法

断層面の境界条件には、Coulomb の破壊基準とすべり弱化的摩擦構成則 (Ida, 1972 ; Andrews, 1976) を仮定し、弾性体の運動方程式を数値的に解くことによって、断層面上の破壊伝播過程を求めた。臨界すべり量 (D_c) は、全セグメント共通で 0.50m とした。

数値計算には、差分法 (Kase and Day, 2006) を用いた。空間グリッド間隔は、断層面内方向に 200m、断層面外方向に 200m、時間刻みは、0.02 秒とした。

上記の条件で、破壊開始領域を変えて数値計算をおこない、応力降下量の比例係数 a を 1.0 の場合のすべり量分布と、実際の 1 回の活動によるすべり量を比較した。

3) シミュレーション結果

讃岐山脈南縁東部区間東端から破壊が始まる場合 (図 3)、讃岐山脈南縁西部区間と石鎚山脈北縁西部区間の一部で壊れ残る部分があるものの、大部分の領域に破壊が広がった。各区間にはたらく応力 (図 2 a) を見ると、走向が $N80.8^\circ E$ の領域 (讃岐山脈南縁西部区間の東側部分) と $N81.0^\circ E$ の領域 (石鎚山脈北縁西部区間の西側部分) では、強度が大きく、応力降下量が小さいため、破壊が広がりにくいと推測される。また、走向が $N53.1^\circ E$ の領域 (石鎚山脈北縁西部区間の中央部分) では、初期剪断応力が初期静摩擦応力よりも大きく、初期剪断応力を動摩擦応力とする、つまり、応力降下量をゼロとするため、破壊が広がりにくいと推測される。計算結果は、応力場から推測される傾向と調和的となっている。走向が $N80.8^\circ E$ の領域 (讃岐山脈南縁西部区間の東側部分) の強度が大きく、破壊は減速しているものの、走向が $N75.0^\circ E$ の領域 (讃岐山脈南縁西部区間の中央部分) の強度が小さく、応力降下量が大きいため、断層深部が壊れ残りながらも、破壊が広がることができる、計算結果からわかる。

地表でのすべり量は、讃岐山脈南縁東部区間、石鎚山脈北縁西部区間では、実際の 1 回の活動によるすべり量の範囲 (地震調査研究推進本部, 2017) に概ね収まるが、讃岐山脈南縁西部区間ではやや大きめ、石鎚山脈北縁区間では不十分となっている。この場合の M_0 は 3.8×10^{20} [Nm]、 $M_w 7.7$ となった。

讃岐山脈南縁西部区間西端から破壊が始まる場合（図 4）、讃岐山脈南縁西部区間東側部分と石鎚山脈北縁西部区間西側部分で破壊が停止し、讃岐山脈南縁東部区間へは伝播しなかった。各区間にはたらく応力（図 2 c）を見ると、走向が $N77.4^{\circ}E$ の領域（讃岐山脈南縁東部区間）、 $N80.8^{\circ}E$ の領域（讃岐山脈南縁西部区間の東側部分）、および、 $N81.0^{\circ}E$ の領域（石鎚山脈北縁西部区間の西側部分）では、強度が大きく、応力降下量が小さいため、破壊が広がりにくいと推測される。計算結果は、応力場から推測される傾向と調和的となっている。

地表でのすべり量は、讃岐山脈南縁西部区間、石鎚山脈北縁西部区間では、実際の 1 回の活動によるすべり量の範囲（地震調査研究推進本部，2017）に概ね収まるが、石鎚山脈北縁区間では不十分となっている。この場合の M_0 は 2.1×10^{20} [Nm]、 $M_w 7.5$ となった。

石鎚山脈北縁区間西端から破壊が始まる場合（図 5）、石鎚山脈北縁区間のみが破壊し、他の区間に破壊が広がることはなかった。各区間にはたらく応力（図 2 d）を見ると、走向が $N53.1^{\circ}E$ の領域（石鎚山脈北縁西部区間の中央部分）以外のすべての領域で、強度が大きく、応力降下量が小さい傾向が顕著で、破壊が広がりにくいと推測される。また、石鎚山脈北縁区間は短く、全面で破壊してもすべり量が大きくないため、破壊が他区間へ乗り移るほどの応力変化を生じさせられず、単独の破壊になっている。比較的破壊しやすいと推測される走向が $N53.1^{\circ}E$ の領域（石鎚山脈北縁西部区間の中央部分）でも破壊が広がらないのは、このためと考えられる。

石鎚山脈北縁区間の地表でのすべり量は、実際の 1 回の活動によるすべり量の範囲（地震調査研究推進本部，2017）に比べて、不十分となっている。この場合の M_0 は 1.7×10^{19} [Nm]、 $M_w 6.8$ となった。

石鎚山脈北縁西部区間東端から破壊が始まる場合（図 6）、石鎚山脈北縁西部区間と石鎚山脈北縁区間のみが破壊し、讃岐山脈南縁西部区間より東に破壊が広がることはなかった。各区間にはたらく応力（図 2 e）を見ると、走向が $N71.2^{\circ}E$ の領域（石鎚山脈北縁区間）と $N53.1^{\circ}E$ の領域（石鎚山脈北縁西部区間の中央部分）では、強度が小さく、応力降下量が大きく、破壊が広がりやすいのに対し、その他の領域では、強度が大きく、応力降下量が小さい傾向が顕著で、破壊が広がりにくいと推測される。計算結果は、応力場から推測される傾向と調和的となっている。 $N81.0^{\circ}E$ の領域（石鎚山脈北縁西部区間の西側部分）では、初期剪断応力が動摩擦応力よりも小さく、破壊はかなり広がりにくいと推測されるが、 $N53.1^{\circ}E$ の領域（石鎚山脈北縁西部区間の中央部分）の応力降下量が大きいため、破壊がしみだして広がることが、計算結果からわかる。

地表でのすべり量は、石鎚山脈北縁西部区間では、実際の 1 回の活動によるすべり量の範囲（地震調査研究推進本部，2017）に概ね収まるが、石鎚山脈北縁区間では不十分となっている。この場合の M_0 は 7.8×10^{19} [Nm]、 $M_w 7.2$ となった。

石鎚山脈北縁西部区間西端から破壊が始まる場合（図 7）、石鎚山脈北縁西部区間の西側部分のみが破壊し、他の区間に破壊が広がることはなかった。各区間にはたらく応力（図 2 g）を見ると、走向が $N75.0^{\circ}E$ の領域（讃岐山脈南縁西部区間の中央部分）、走向が $N71.2^{\circ}E$ の領域（石鎚山脈北縁区間）、走向が $N74.2^{\circ}E$ の領域（石鎚山脈北縁西部区間の東側部分）、走向が $N53.1^{\circ}E$ の領域（石鎚山脈北縁西部区間の中央部分）で、初期剪断応力が初期静摩擦応力よりも大きく、応力降下量をゼロとするため、破壊が広がりにくいと

推測される。計算結果は、応力場から推測される傾向と調和的となっている。走向が $N77.4^{\circ}E$ の領域（讃岐山脈南縁東部区間）と $N80.8^{\circ}E$ の領域（讃岐山脈南縁西部区間の東側部分）では、比較的破壊が広がりやすい応力場となっているが、石鎚山脈北縁西部区間から距離があるため、破壊することはない。

石鎚山脈北縁西部区間の西側部分の地表でのすべり量は、実際の活動によるすべり量の範囲（地震調査研究推進本部，2017）に比べて、不十分となっている。この場合の M_0 は 6.8×10^{18} [Nm]、 $M_w 6.5$ となった。

以上のように、各区間の応力状態に応じて、様々な連動パターンが得られた。今年度の限られた計算結果からは、讃岐平野南縁東部区間、同西部区間から、石鎚山脈北縁区間へは連動しやすく、逆は連動しにくいという傾向が見られるが、これは現状の応力場モデル、特に、最大主圧縮応力（ σ_1 ）の向きを東西としていることと、応力降下量の比例係数 a を 1.0 としていることに強く支配されていることに注意が必要である。

表 1 本研究で用いた断層モデルのパラメータ。讃岐山脈南縁東部区間と同西部区間の間は、幅 0.4km の左ステップで長さ 0.6km のギャップで、讃岐山脈南縁西部区間と石鎚山脈北縁区間の間は、幅 1.6km の右ステップで長さ 6.4km のオーバーラップで、石鎚山脈北縁区間と同西部区間の間は、幅 2.0km の右ステップで長さ 1.4km のオーバーラップで区切られている。

区間名	讃岐山脈南縁西部			讃岐山脈南縁東部	
走向	N71.2° E	N75.0° E	N80.8° E	N77.4° E	
長さ [km]	6.4	50.2	24.6	52.7	
傾斜角		90°		90°	
地震発生層の深さ [km]		15		15	
幅 [km]		15		15	

区間名	石鎚山脈北縁西部			石鎚山脈北縁	
走向	N81.0° E	N53.1° E	N74.2° E	N71.2° E	N71.2° E
長さ [km]	10.6	8.2	12.0	1.4	17.0
傾斜角		90°			90°
地震発生層の深さ [km]		15			15
幅 [km]		15			15

表 2 本研究で用いた速度構造モデル。

上端の深さ [m]	P 波速度 [m/s]	S 波速度 [m/s]	密度 [kg/m ³]
0	6200	3600	2680

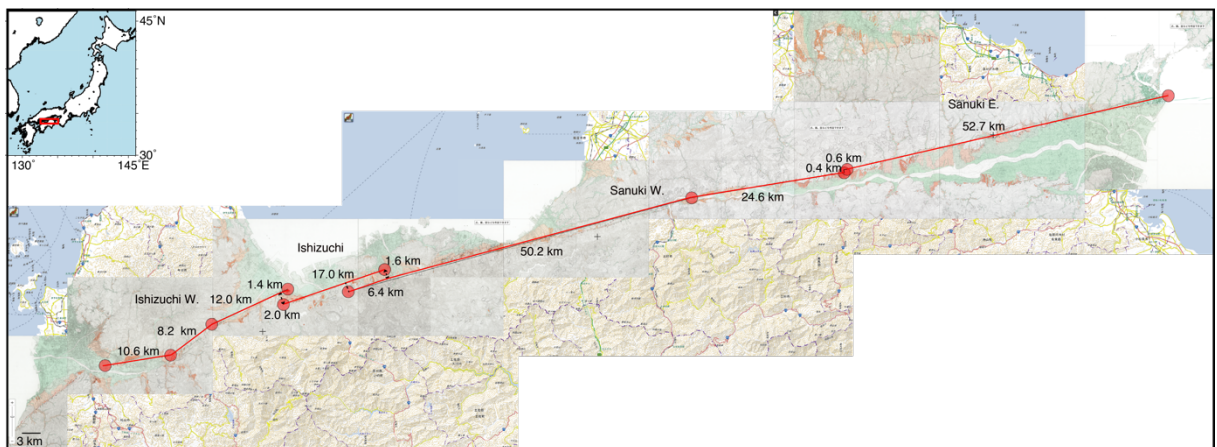


図 1 本研究で用いた断層モデル。地理院地図（国土地理院）に加筆。

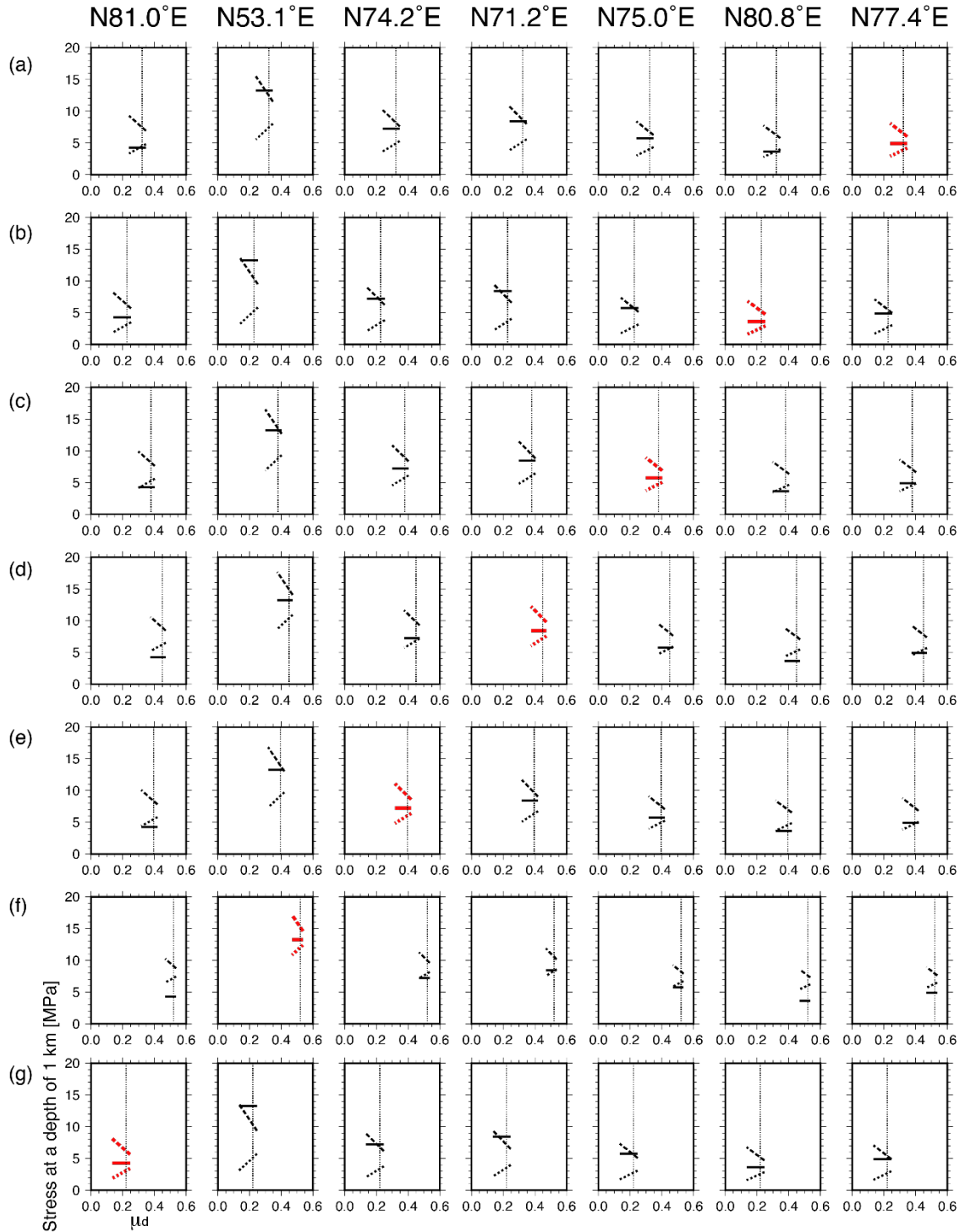


図2 初期剪断応力（実線）、初期静摩擦応力（破線）、初期動摩擦応力（点線）の動摩擦係数（ μ_d ）の値に対する変化。応力降下量の比例係数 a の値が 0.5～2.0 の範囲について、破壊の始まる領域の走向に対する値を赤線で、それ以外の走向に対する値を黒線で示す。黒細点線は、応力降下量の比例係数 a が 1.0 となる動摩擦係数を示す。それぞれ、(a) 走向 N77.4°E（讃岐山脈南縁東部区間）、(b) N80.8°E（讃岐山脈南縁西部区間）、(c) N75.0°E（讃岐山脈南縁西部区間）、(d) N71.2°E（石鎚山脈北縁区間）、(e) N74.2°E（石鎚山脈北縁西部区間）、(f) N53.1°E（石鎚山脈北縁西部区間）、(g) N81.0°E（石鎚山脈北縁西部区間）の領域から破壊が始まるとした場合。

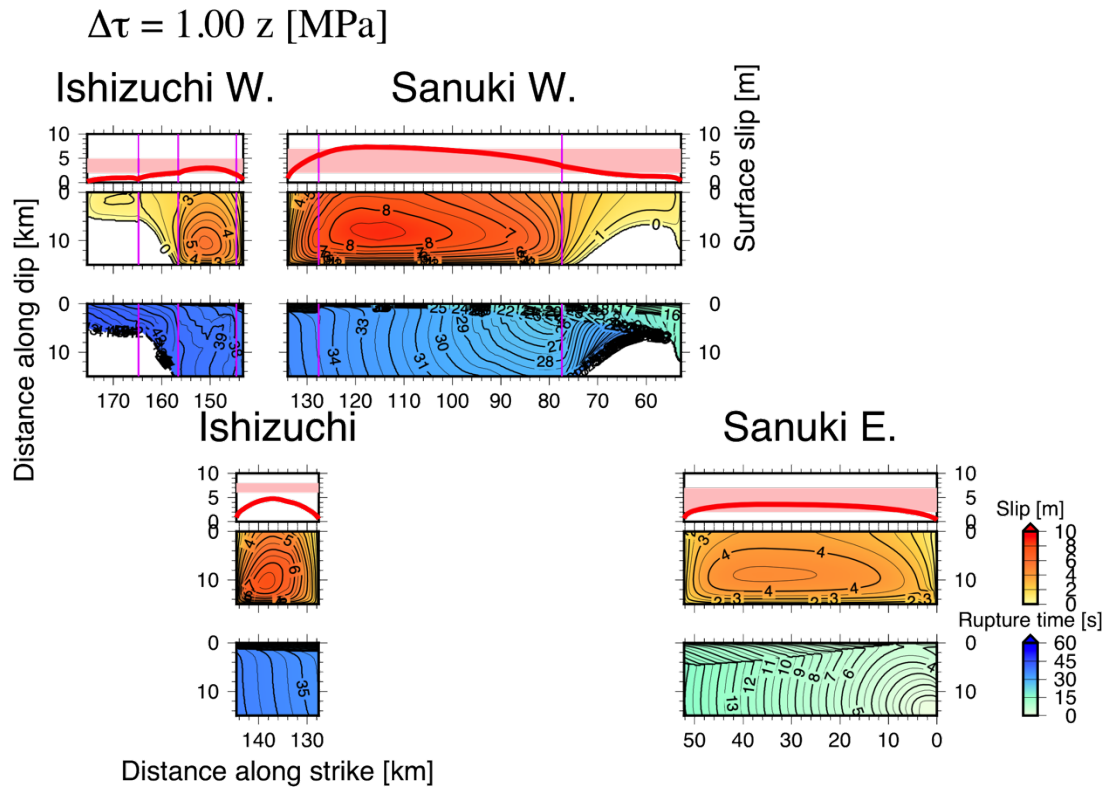


図3 讃岐山脈南縁東部区間東端から破壊が始まる場合の破壊過程の例。それぞれ、下段が断層面上の破壊時刻、中段が断層面上のすべり量、上段の赤線が地表でのすべりの分布、薄赤帯が実際の1回の活動によるすべり量の範囲（地震調査研究推進本部，2017）を示す。桃色線は、断層の折れ曲がり地点を示す。

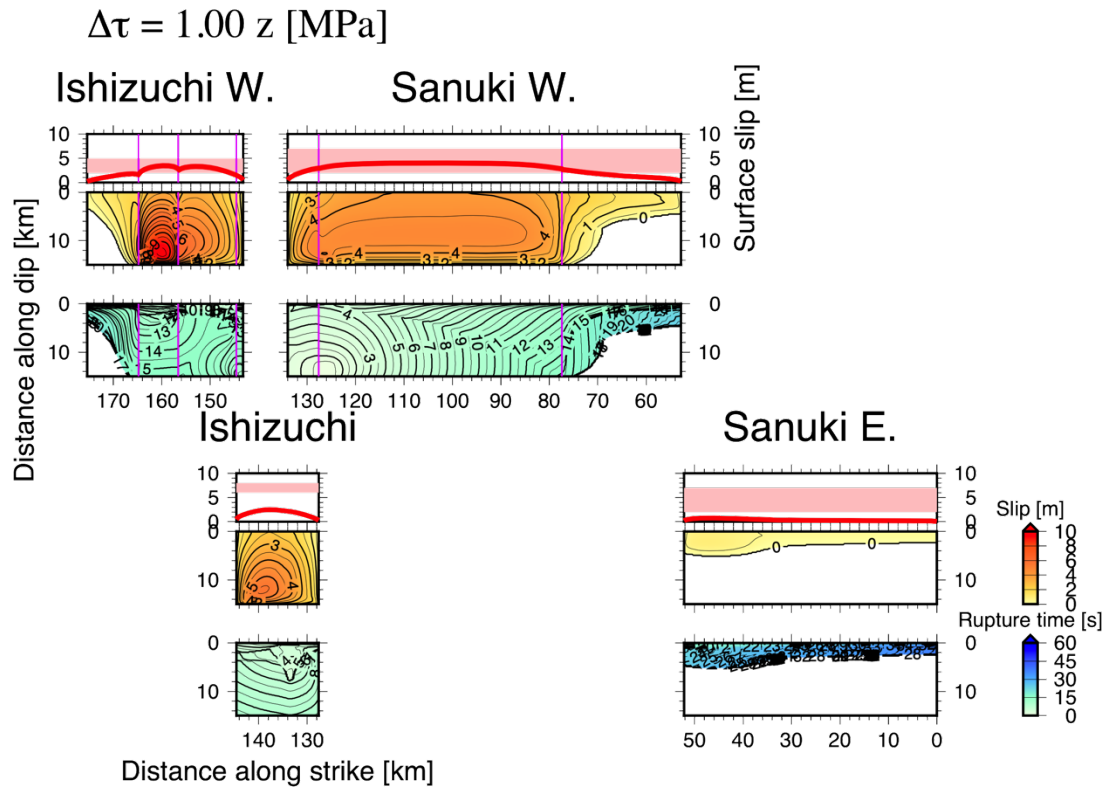


図4 讃岐山脈南縁西部区間西端から破壊が始まる場合の破壊過程の例。図の詳細は、図3と同じ。

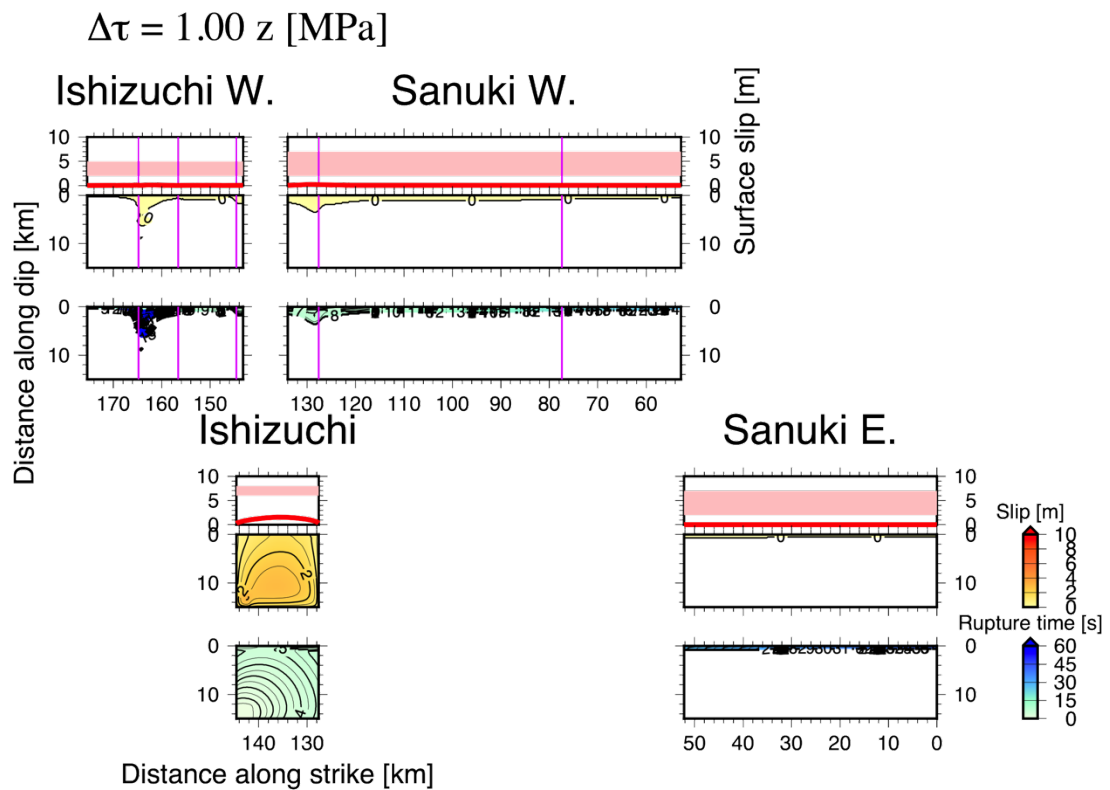


図5 石鎚山脈北縁区間西端から破壊が始まる場合の破壊過程の例。図の詳細は、図3と同じ。

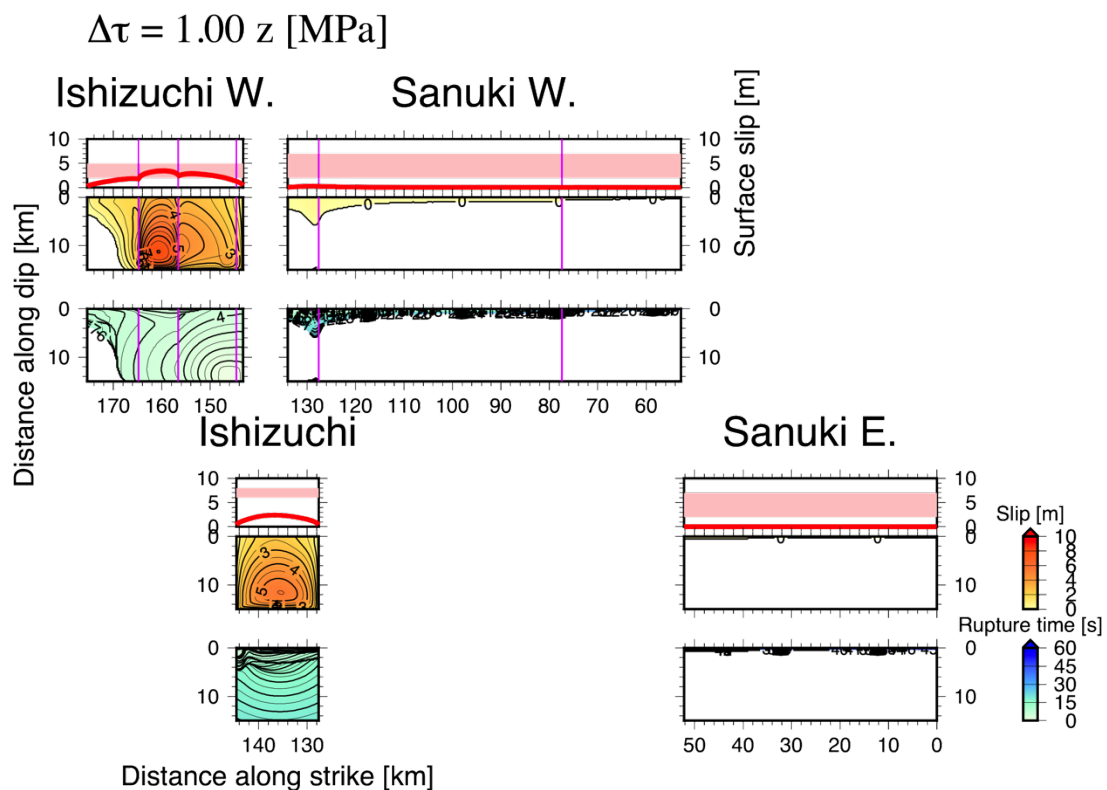


図6 石鎚山脈北縁西部区間東端から破壊が始まる場合の破壊過程の例。図の詳細は、図3と同じ。

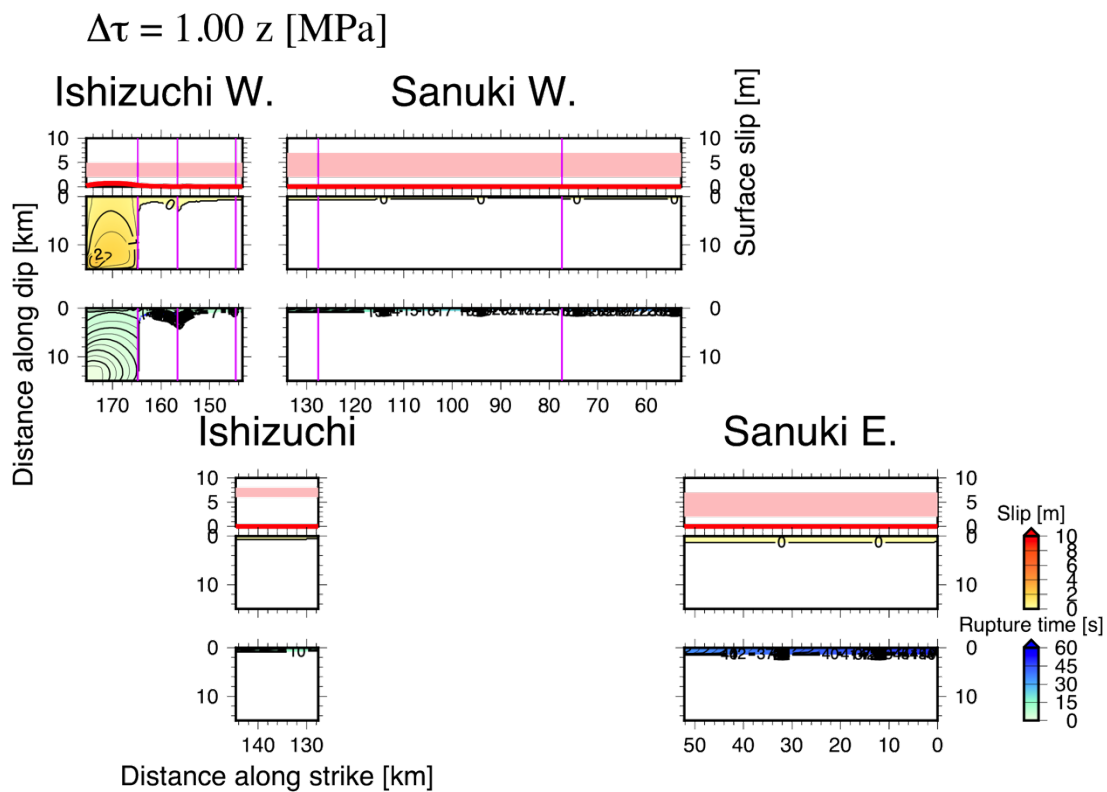


図7 石鎚山脈北縁西部区間西端から破壊が始まる場合の破壊過程の例。図の詳細は、図3と同じ。

(c) 結論ならびに今後の課題

中央構造線断層帯讃岐山脈南縁東部区間、同西部区間、石鎚山脈北縁区間、同西部区間を対象として、既存情報を基にプロトタイプの震源モデルを構築し、連動可能性について調べるための試計算をおこなった。

今年度は、ごく限られたモデルでしか計算することができなかったが、各区間の応力状態に応じて、単独破壊も含め、複数の連動パターンが得られた。現状の応力場モデルでは、讃岐平野南縁東部区間、同西部区間から、石鎚山脈北縁区間へは連動しやすく、逆は連動しにくい。また、間隙水圧を考慮すると、摩擦係数を相当大きく設定せざるを得ないという問題もあるが、これらのモデルの特徴は、主応力軸の向きと応力降下量の設定に強く依存している。

来年度以降は、サブテーマ1～3の結果を反映させて断層モデルを改良していくことになるが、特に、応力場モデルの設定を慎重におこない、各区間、各地点でのすべり量を説明しうるパラメータの範囲を調べる必要がある。

謝辞：図はGeneric Mapping Tool version 5.4.5 (Wessel et al., 2013) で作成しました。

(d) 引用文献

- Andrews, D.J., Rupture velocity of plane strain shear cracks, *J. Geophys. Res.*, 81, 5679-5687, 1976.
- Das, S. and K. Aki, A numerical study of two-dimensional spontaneous rupture propagation, *Geophys. J. R. Astro.*, 50, 643-668, 1977.
- 後藤秀昭・丹羽俊二・中田 高・岡田篤正・堤 浩之, 1:25,000 都市圏活断層図「松山」, 国土地理院, 1998.
- 後藤秀昭・中田 高・岡田篤正・堤 浩之・丹羽俊二・小田切聡子, 1:25,000 都市圏活断層図「池田」, 国土地理院, 1999.
- Ida, Y., Cohesive force across the tip of a longitudinal-shear crack and Griffith's specific surface energy, *J. Geophys. Res.*, 77, 3796-3805, 1972.
- 地震調査研究推進本部, 中央構造線断層帯(金剛山地東縁-由布院)の長期評価(第二版), 162p, 2017.
- Kase, Y. and S.M. Day, Spontaneous rupture processes on a bending fault, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L10302, doi:10.1029/2006GL025870, 2006.
- Nakajima, J. and A. Hasegawa, Tomographic evidence for the mantle upwelling beneath southwestern Japan and its implications for arc magmatism, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 254, 90-105, 2007.
- 中田 高・後藤秀昭・岡田篤正・堤 浩之・丹羽俊二, 1:25,000 都市圏活断層図「西条」, 国土地理院, 1998.
- 中田 高・後藤秀昭・岡田篤正・堤 浩之・丹羽俊二・小田切聡子, 1:25,000 都市圏活断層図「高松南部」, 国土地理院, 1999.

- 中田 高・後藤秀昭・岡田篤正・堤 浩之・丹羽俊二・小田切聡子, 1:25,000 都市圏活断層図「脇町第2版」, 国土地理院, 2009.
- 大熊茂雄・金谷 弘, 近畿地方西部地域, 中国地方東部地域および北海道地方南部地域, PB-Rock 21 (日本列島基盤岩類データベース), RIO-DB (研究情報公開データベース), 87, 産業技術総合研究所, 2007.
- 岡田篤正・堤 浩之・中田 高・後藤秀昭・丹羽俊二, 1:25,000 都市圏活断層図「郡中」, 国土地理院, 1998.
- 岡田篤正・堤 浩之・中田 高・後藤秀昭・丹羽俊二・小田切聡子, 1:25,000 都市圏活断層図「徳島」, 国土地理院, 1999.
- 岡田篤正・堤 浩之・中田 高・後藤秀昭・丹羽俊二・小田切聡子, 1:25,000 都市圏活断層図「川島第2版」, 国土地理院, 2009.
- 岡田篤正・楳原京子・熊原康博・澤 祥・廣内大助, 1:25,000 都市圏活断層図「鳴門海峡」, 国土地理院, 2014.
- 斎藤敏明・石田 毅・寺田 孚・田中 豊, 実測結果に基づくわが国の地下岩盤内の初期地圧状態の検討, 土木学会論文集, 394, III-9, 71-78, 1988.
- Tanaka, Y., State of crustal stress inferred from in situ stress measurements, *J. Phys. Earth*, 34, S57-S70, 1986.
- 堤 浩之・岡田篤正・中田 高・後藤秀昭・丹羽俊二, 1:25,000 都市圏活断層図「新居浜」, 国土地理院, 1998.
- 堤 浩之・岡田篤正・中田 高・後藤秀昭・丹羽俊二・小田切聡子, 1:25,000 都市圏活断層図「伊予三島」, 国土地理院, 1999.
- Wessel, P., W.H.F. Smith, R. Scharroo, J. Luis, and F. Wobbe, Generic Mapping Tools: Improved version released, *EOS Trans. AGU*, 94(45), 409-410, 2013. doi:10.1002/2013EO450001.