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。その結果をもとに連動可能性とその条件を検討する。

(d) 3ヵ年の年次実施業務の要約

1) 平成 29 年度:

断層帯で近年生じた地震の震源過程に関する既存資料の収集整理をおこなった。主 に 2014 年長野県北部の地震の震源モデルについての研究をまとめ、周辺断層との連 動性を検討する上で必要な情報を整理した。

2) 平成 30 年度:

既存資料および前年度の調査結果を基に、動力学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。

3) 平成 31 年度:

既存資料および本課題で得られた成果を反映した動力学的震源モデルを構築し、動力学的破壊シミュレーションをおこなう。地震時変位量や活動履歴、テクトニック応力場を考慮してセグメントの応力降下量を変化させ、連動可能性とその条件を検討する。

(2) 平成 29 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学的震源モデルを構築する必要がある。今年度は、糸魚川一静岡構造線断層帯で近年生じた地震として、2014 年長野県北部の地震を対象に、震源モデルについての情報を収集し、本業務の動的破壊シミュレーションのプロトタイプとして、この地震の動力学的震源モデルを構築し、周辺断層との相互作用を検討した。発震機構解と CMT 解、および、余震分布を基に、南北 2 枚のセグメントと破壊開始点となる鉛直なセグメントの 3 面からなる単純な断層モデルを仮定し、強震波形インバージョン結果と概ね調和する破壊伝播過程を再現できた。また、過去の活動履歴を考慮して南側セグメントの

応力降下量を小さくすることで、観察された地表での最大上下変位量を説明することもできることから、各断層面の活動履歴を考慮してモデルを設定することにより、より起こりうる破壊過程を再現できる可能性を示した。

(b) 業務の成果

糸魚川-静岡構造線断層帯で近年生じた地震として、2014 年長野県北部の地震の動力学的震源モデルを構築し、周辺断層との相互作用を検討した。この地震については、Ando et al. (2017)が、Panayotopoulos et al. (2016)の断層形状に基づく複雑な断層モデルを用いて、動力学的破壊過程を検討している。それに対し、本業務の目的は、地震発生前の、あらかじめ詳細な断層形状がわからない活断層帯における連動型地震の発生可能性と連動条件を明らかにすることであるから、できるだけ単純な断層モデルを用いて、破壊過程を説明できる動力学的震源モデルを構築することを試みた。

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。平成30、31年度に予定される糸魚川-静岡構造線断層帯北部~中南部区間を対象とした動的破壊シミュレーションに先立ち、既に地震が発生し、地震学・測地学的データも用いることのできる2014年長野県北部の地震の動力学的震源モデルを構築し、周辺断層との相互作用を考慮したシミュレーションを試みた。

断層モデル(図1a)は、発震機構解(気象庁、2014)、CMT 解(防災科学技術研究所、2014)、および、余震分布(今西・内出、2015)を基に決定した。この地震では、発震機構解とCMT 解が異なる。余震分布(図1b)から、主として、南北2枚の断層面が破壊したと考えられ、その走向、傾斜角は、CMT 解の高角東傾斜の面と調和的である。そこで、主たる断層面として、走向N20°Eで、長さ12.1kmの北側セグメントと、長さ13kmの南側セグメントを設定した。一方、破壊開始点付近の余震分布を発震機構解の2枚の節面に対応する鉛直断面に投影すると、低角の面(図1c)よりも高角の面(図1d)との対応がよいことから、破壊開始点のあるセグメントとして、長さ6km、幅3.5kmの鉛直なセグメントを、北側セグメントと南側セグメントをつなぐように設定した(図1a)。

主たる断層面のうち、南側セグメントは、既知の神城断層北部に対応し、地表変位が観察されている(例えば、勝部・他、2017)。一方、北側セグメントでは、地表変位は観察されておらず、対応する活断層も知られていない(例えば、勝部・他、2017)。そこで、余震分布も参考に、断層上端の深さは、北側セグメントで $2 \, \mathrm{km}$ 、南側セグメントで $0 \, \mathrm{km}$ とした。断層下端の深さは、両セグメントとも $12 \, \mathrm{km}$ とした。また、傾斜角は、余震分布、 $1 \, \mathrm{nSAR}$ データの解析結果(矢来・他、2015)、および、神城断層の地表トレースの位置を基に、深さ $2 \, \mathrm{km}$ より浅いところでは $45 \, \mathrm{°}$ 、深いところでは $60 \, \mathrm{°}$ とした。

最大主圧縮応力 (σ_1) の向きは、応力テンソルインバージョン結果(文部科学省研究開発局・他,2010) より N60° W、大きさは、ボーリング孔での水圧破砕実験結果(Tanaka,1986) より

 $\sigma_1 = 53.0 z [MPa] (z [km]は深さ)$

とした。Takeda et al. (2004) に基づき、表1で示す水平2層構造を仮定し、最小主圧縮

応力 (σ₃) は鉛直でかぶり圧に等しく、静水圧条件が成り立つとすると、

 $\sigma_3 = \sigma_{\text{litho}} - \sigma_{\text{fluid}}$

 $(\sigma_{1itho}$ は静岩圧応力、 σ_{fluid} は間隙流体圧)なので、深さ 2 km 以浅では

$$\sigma_3 = 14.7 \text{ z [MPa]}$$

2 km 以深では

$$\sigma_3 = 16.7 \text{ z} - 3.0 \text{ [MPa]}$$

とした。また、中間主応力(σ_2)は、応力比(σ_2 - σ_3) / (σ_1 - σ_3) = 0.42 (文部科学省研究開発局・他, 2010) から、深さ 2 km 以浅では

$$\sigma_2 = 30.8 \text{ z [MPa]}$$

2 km 以深では

$$\sigma_2 = 31.8 \text{ z} - 1.8 \text{ [MPa]}$$

となった。

断層面の境界条件には、Coulombの破壊基準とすべり弱化の摩擦構成則 (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 (Dc) は、全セグメント共通で 0.10m とした。

数値計算には、斜め座標系の差分法(Kase, 2010)に、鉛直セグメントを計算するための直交座標系の差分法を入れ子構造にしたコードを用いた。空間グリッド間隔は、南北2枚のセグメントの断層面内方向に 0.1km、鉛直セグメントの断層面内方向に 0.087km、断層面外方向に 0.05km、時間刻みは、0.005秒とした。

上記の条件で、摩擦係数を変えて数値計算をおこない、実際の破壊過程と調和的になる 摩擦係数を探索した。本研究では、最終的に、南北2枚のセグメントの静摩擦係数は0.488、 動摩擦係数は0.470、鉛直セグメントの静摩擦係数は0.0894、動摩擦係数は0.0400を用い た。平均的な応力降下量は、南北2枚のセグメントで2.6MPa、鉛直セグメントで10.3MPa となった。

南北2セグメントが同じ応力条件にある場合の破壊過程を、図2に示す。鉛直セグメントで始まった破壊は、北側セグメントの鉛直セグメント下端部付近の破壊を励起し、北側セグメント全体に破壊が広がっていった。一方、南側セグメントでは、鉛直セグメントの破壊による応力変化では、破壊を励起するには不十分で、むしろ北側セグメントの破壊による応力変化によって破壊が励起された。そのため、南側セグメントの破壊は、北側セグメントより2秒程度遅れて広がった。これは、強震波形インバージョンの結果(例えば、引間・他、2015;堀川、2015)とも調和的である。

このときのすべりのピークは、北側セグメントの深部と、南側セグメントの浅部に現れた。北側セグメントの最大すべりは $0.83 \,\mathrm{m}$ で、引間・他(2015)のインバージョン結果とも調和的である。ただし、地震モーメントは $6.7 \times 10^{18} \,\mathrm{Nm}$ 、地表での最大上下変位量は $1.25 \,\mathrm{m}$ となり、観測された地震モーメント $2.9 \times 10^{18} \,\mathrm{Nm}$ (防災科学技術研究所,2014)や観測された地表上下変位量 $1.04 \,\mathrm{m}$ (廣内・他,2015)よりも大きかった。

南側セグメント付近では、1986年に M5.9、1998年に M5.0 の地震が発生した。そのために、北側セグメントに比べて、南側セグメントの応力降下量が小さい可能性があると考え、地表での最大上下変位量が観測値と調和的になるよう、南側セグメントの応力降下量を探索した。その結果、南側セグメントの応力降下量を 75%としたとき (図3)、地表での最

大上下変位量が $1.04\,\mathrm{m}$ となり、観測値と一致した。しかし、このときの地震モーメントは 5.7×10^{18} Nm となり、観測値よりもまだ大きかった。本研究では、南側セグメント全面で 応力降下量を小さくしたが、過去の地震規模が小さいため、断層深部のみの応力降下量を 小さくするなどの検討が必要と考えられる。

表1 本研究で用いた速度構造モデル。

	• •			~
上端の深さ	[m]	P波速度	S波速度 [m/s]	密度 [kg/m³]
		[m/s]		
0		4100	2300	2500
2000		5900	3400	2670

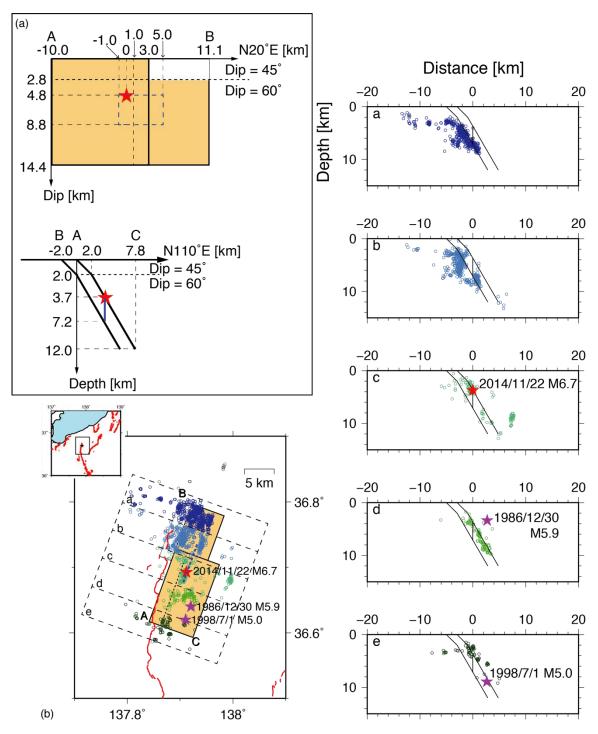


図1 本研究で用いた断層モデル。(a)断層面展開図(上図)と鉛直断面図(下図)。 (b)断層モデルと余震分布の地表面投影図(左図)と各領域の断層面(黒実線)に直交 する鉛直断面への投影図(右図)。赤星は震源位置を示す。

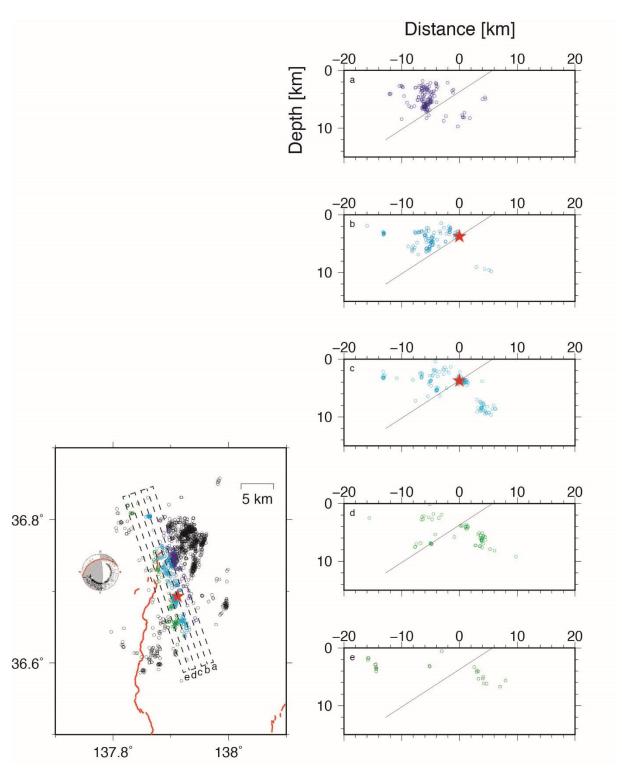


図1 (c)余震分布の地表面投影図 (左図) と破壊開始点付近の各領域の発震機構解の 低角な節面 (黒実線) に直交する鉛直断面への投影図 (右図)。

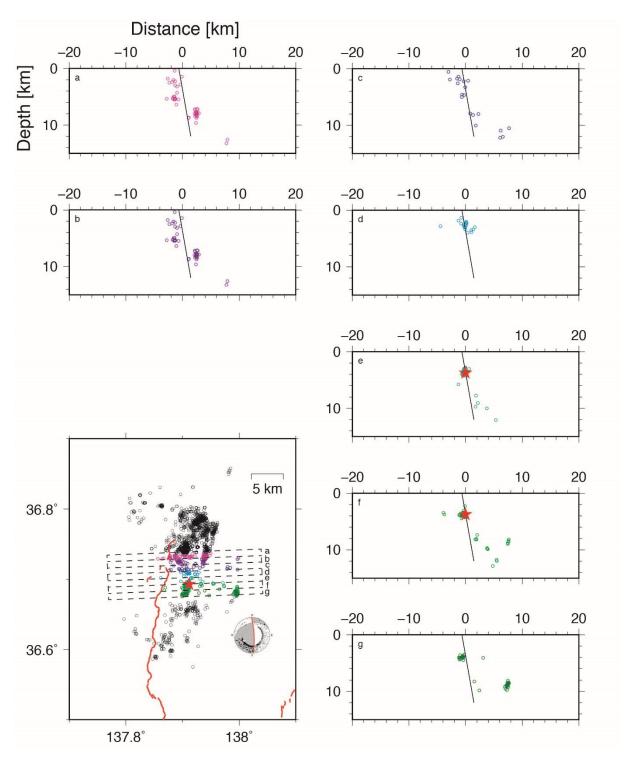


図1 (d)余震分布の地表面投影図(左下図)と破壊開始点付近の各領域の発震機構解 の高角な節面(黒実線)に直交する鉛直断面への投影図(右図)。

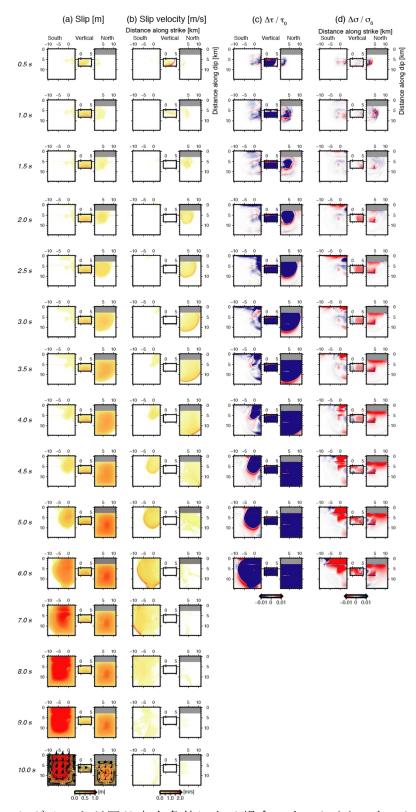


図2 南北2セグメントが同じ応力条件にある場合のすべり(a)、すべり速度(b)、初期値で規格化した剪断応力(c)、および、初期値で規格化した法線応力(d)のスナップショット。時刻10秒のすべり分布図には、各点のすべりベクトルの向きも示す。

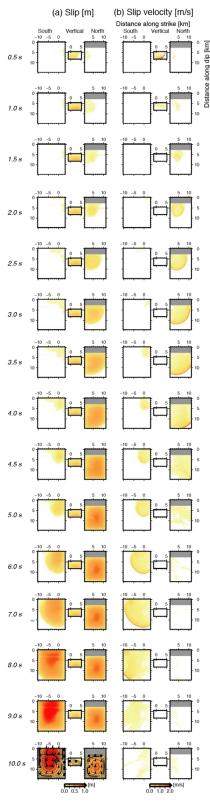


図3 南側セグメントの応力降下量を 75%とした場合のすべり (a) とすべり速度 (b) のスナップショット。時刻 10 秒のすべり分布図には、各点のすべりベクトルの向きも示す。

(c) 結論ならびに今後の課題

2014年長野県北部の地震の動力学的震源モデルを構築し、周辺断層との相互作用を検討した。南北2枚のセグメントと破壊開始点となる鉛直なセグメントの3面からなる単純な断層モデルで、強震波形インバージョン結果と概ね調和する破壊の伝播過程と最大すべりを再現できた。また、過去の活動履歴を考慮して南側セグメントの応力降下量を小さくすることで、観察された地表での最大上下変位量を説明することもでき、各断層面の活動履歴を考慮する必要性を示した。ただし、全体の地震モーメントはやや大きめに計算されるため、南側セグメントの応力降下量の与え方に、更なる工夫が必要である。

糸魚川-静岡構造線断層帯北部~中南部区間を対象としたシミュレーションをおこなうためには、地形・地質学的データから設定できる比較的単純な断層モデルを用いるといえども、各断層面の走向と傾斜角を反映できるよう、シミュレーションに用いるコードを改良する必要がある。来年度以降、コードを開発し、他サブテーマの成果を反映したシミュレーションをおこなう。

謝辞:図はGeneric Mapping Tool (Wessel and Smith, 1998) で作成しました。

(d) 引用文献

- Ando, R., K. Imanishi, Y. Panayotopoulos, and T. Kobayashi, Dynamic rupture propagation on geometrically complex fault with along-strike variation of fault maturity: insights from the 2014 Northern Nagano earthquake, Earth Planets Space, 69, doi:10.1186/s40623-017-0715-2, 2017.
- Andrews, D. J., Rupture velocity of plane shear cracks, J. Geophys. Res, 81, 5679-5687, 1976.
- 防災科学技術研究所,2014年11月22日長野県北部の地震(F-netによるメカニズム解), http://www.hinet.bosai.go.jp/topics/n-nagano141122/?LANG=ja&m=mecha,2014.
- 引間和人・中村亮一・植竹富一,2014年長野県北部の地震(M_J6.7)の震源過程~震源近傍の広帯域地震波形を考慮した解析~,日本地震学会2015年度秋季大会,S15-14,2015.
- 廣内大助・松多信尚・杉戸信彦・熊原康博・石黒聡士・金田平太郎・後藤秀昭・楮原京子・中田高・鈴木康弘・渡辺満久・澤祥・宮内崇裕,2014年神城断層地震変動地形調査グループ,糸魚川-静岡構造線北部に出現した2014年長野県北部の地震(神城断層地震)の地表地震断層,活断層研究,43,149-162,2015.
- 堀川晴央, 断層近傍の強震記録から推定される 2014 年長野県北部の地震の破壊過程 (その2), 日本地震学会 2015 年度秋季大会, S08-P17, 2015.
- 今西和俊・内出崇彦,2014年長野県北部の地震の前震と余震の震源パラメータ,日本地球惑星科学連合2015年大会,SSS30-11,2015.
- Kase, Y., Slip-length scaling law for strike-slip multiple segment earthquakes basedon dynamic rupture simulation, Bull. Seism. Soc. Am., 100, 473-481, 2010. 勝部亜矢・近藤久雄・谷口薫・加瀬祐子, 2014 年長野県北部の地震 (Mw6.2) に伴う地表地震断層の分布と変位量, 地質学雑誌, 123, 1-21, 2017.
- 気象庁, 地震月報 (カタログ編) 2014年11月, 2014.

- 文部科学省研究開発局・国土交通省国土地理院・東京大学地震研究所,糸魚川-静岡構造線断層帯における重点的な調査観測平成 17~21 年度成果報告書,362p,2010.
- Panayotopoulos, Y., N. Hirata, A. Hashima, T. Iwasaki, S. Sakai, and H. Sato, Seismological evidence of an active footwall shortcut thrust in the Northern Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line derived by the aftershock sequence of the 2014 M6.7 Northern Nagano earthquake, Tectonophysics, 679, 15-28, 2016.
- Takeda, T, H. Sato, T. Iwasaki, N. Matsuta, S. Sakai, T. Iidaka, and A. Kato, Crustal structure in the northern Fossa Magna region, central Japan, modeled from refraction/wide-angle reflection data, Earth Planets Space, 56, 1293-1299, 2004.
- Tanaka, Y., State of crustal stress inferred from in situ stress measurements, J. Phys. Earth, 34, S57-S70, 1986.
- Wessel, P. and Smith, W. H. F., New, improved version of the Generic Mapping Tools released, EOS Trans. AGU, 79, 579, 1998.
- 矢来博司・小林友勝・森下遊・山田晋也・飛田幹男, ALOS-2の SAR 干渉解析で捉えられた 長野県北部の地震の地殻変動,日本地球惑星科学連合 2015 年大会,STT54-02,2015.