

**流体の貫入と拡散を示唆する震源移動と背景地震活動度の時間変化：  
奈良県とその周辺における群発地震活動**

#弘瀬冬樹<sup>1</sup>・中村雅基<sup>1</sup>・木村一洋<sup>1</sup>

<sup>1</sup> 気象研究所地震津波研究部

**要旨**

2001 年 5 月末より奈良県南西端の和歌山県との境界付近で、次いで 2002 年 7 月末より奈良県中央部において群発地震活動が開始した。前者は発生から約 10 年間継続し、後者は 20 年以上経過した現在でも継続中である。波形相関に基づいた震源再決定カタログからは、これらの群発地震活動には拡散的なゆっくりとした震源移動が認められ、非定常 ETAS モデルからは、群発地震活動の背景地震強度の増加がみられ、同タイミングで地殻変動に短縮傾向の鈍化が現れた。これらの結果は流体の貫入を示唆する。推定した拡散係数や浸透率は、これまで報告されている群発地震活動の中では小さめであり、経験的に期待される群発地震活動の長寿命化と整合する。本研究の結果及び先行研究（地震探査、地震波トモグラフィ解析、希ガス・主要元素組織解析）から、本解析領域にはスラブから脱水した流体がマントルウェッジを経由し、北～北西傾斜の弱面に沿って上昇していると考えられる。スラブ起源の流体が群発地震活動に関与していることから、将来も定期的に流体の貫入による群発地震活動の発生が予想される。

**キーワード**

奈良県、群発地震活動、震源移動、流体、拡散

**1. はじめに**

群発地震活動や震源の拡散的な移動現象の要因のひとつとして、しばしば流体の存在が挙げられる [例えば, 中村 1971; Shapiro+ 1997]. 流体と震源移動の関係については、日本国内では 1965 年から始まった長野県松代群発地震活動が特に有名である [例えば, Yoshioka et al. 1970; 中村 1971; Ohtake 1974; 吉田・他 2002]. 観測された地学的現象がマグマ噴火によるものと類似していたものの、高温物質の上昇は観測されず、代わりに地下水の湧出量の増加が顕著であったことから、松代群発の発生要因として「水噴火」モデルが提案されている [中村 1971]. 近年では 2018 年頃から始まった石川県能登地方群発地震活動においても流体の関与が報告されている [例えば, Nakajima 2022; Nishimura+ 2023; Amezawa+ 2023; Kumazawa & Ogata 2024]. Nishimura+ [2023]は膨張性の地殻変動を、Amezawa+ [2023]は拡散的な震源移動を、Kumazawa & Ogata [2024]は統計モデルで得られた背景地震強度の時間変化を報告し、流体の貫入の可能性を指摘している。このように、群発地震活動と流体の貫入には密接な関係があると考えられる。能登地方ではその後、近傍

の活断層において 2024 年能登半島地震 (M 7.6) が発生し、甚大な被害をもたらした [例えば, Fujii & Satake 2024].

紀伊半島の中央部に位置する奈良県とその周辺においても群発地震活動が認められる。奈良県における陸プレートの地殻内地震活動は、周辺の府県に比べて低調である。このことは、気象庁カタログが整備されている 1919 年 1 月以降の過去約 100 年間について M 5.0 以上、深さ 20 km 以浅の震央分布を示した **Fig. 1b** から確認できる。また、大学や研究機関の観測データを統合し、気象庁一元化震源カタログが整備されることによって地震の検知能力が向上した 1997 年 10 月以降でも、2000 年 12 月以前の微小地震活動は低調であった (**Fig. 1b**)。そのような折、2001 年 5 月末より奈良県南西端の和歌山県との境界付近 (**Fig. 1c** の領域 B) [東大震研 2002] で、次いで 2002 年 7 月末より奈良県中央部 (**Fig. 1c** の領域 A) において群発地震活動が開始した。さらにこれらの群発地震活動には拡散的な震源移動が認められた (詳細は第 3 節参照)。

奈良県とその周辺の群発地震活動は開始から 20 年以上経過しているが、我々が知る限り、これらの群発地震活動に関する詳細な解析や発生要因の考察は行われていない。その後、イベントペアの相対位置の精度を大幅に向上させる Double-difference 法 [Waldhauser & Ellsworth 2000] が普及したり、外的要因による地震発生場の状態変化を表現する統計モデル [Kumazawa & Ogata 2024] が提案されたりしている。また、様々なテクトニック環境下における群発地震活動と流体拡散に関する知見 [例えば, Amezawa+ 2021; Danré+ 2024] が集積している。さらに、本エリアでは、重力異常・比抵抗構造 [上原・他 2005]、地震探査 [Ito+ 2006]、速度不連続面 [Doi & Kawakata 2013]、トモグラフィ解析 [Nakajima 2023] によって、地下構造に関する知見が集積している。また、特異的に高いヘリウム同位体比 [例えば, Sano & Wakita 1985; Wakita+ 1987; Sano+ 2009; Morikawa+ 2016] の存在が報告されている。

そこで、本研究では、奈良群発に対して様々な手法を用いて詳細な解析を行い、先行研究の知見と合わせて総合的に解釈し、奈良群発の発生要因を探ることを目的とする。第 2 節では、震源再決定方法や媒質の拡散係数／浸透率の推定方法、統計モデルや地殻変動の解析手法について述べる。第 3 節では、震源の拡散的移動現象や統計モデルによる背景地震強度の増加、同タイミングに地殻変動の短縮傾向の鈍化が認められたことを示す。これらの結果を踏まえて第 4 節では、流体貫入による地震発生場の状態変化や、その流体の起源と流路について考察する。また、2024 年能登半島地震 (M 7.6) のように群発地震活動の近傍の活断層で大地震が発生した例もあることから、奈良群発と周辺の活断層との関連についても考察する。最後に第 5 節でまとめを述べる。

## 2. 方法論

### 2.1. 震源再決定

地震活動の詳細な時空間分布を把握するためには、震源の正確な相対位置が必要である。そこで本研究では、気象庁カタログに Double-difference 法 [Waldhauser & Ellsworth 2000] の代替手法として GrowClust [Trugman & Shearer 2017] を適用して震源再決定したカタログ (以下, GrowClust カタログ) を作成した。GrowClust は、波形の相互相関に基づいて、イベントペアの相対位置の精度を大幅に向上させることが期待される。GrowClust カタログの作成手順は以下の通りである。

1. 気象庁でルーチン的に読み取られた検測値を用いて、**Fig. 1** に示された観測点に限定して仮震源を決定した。その際、7 観測点以上で読み取り値のある地震に限定した。
2. 「1」で得られた仮震源をもとに、各観測点について理論走時と観測走時の差の平均値を観測点補正值として求め、それを適用して仮震源を更新した。
3. 「2」で得られた仮震源を初期値として GrowClust を適用し、最終震源を決定した。このとき、「2」で得られた観測点補正值は用いていない。波形相関をとるにあたって、ObsPy [Beyreuther+ 2010] の `xcorr_pick_correction` を使い、DeepDenoiser [Zhu+ 2019] を適用したのち、2~8 Hz のバンドパスフィルタをかけた。P 波到達時の時間差は上下動成分で、S 波到達時の時間差は「2」で得られた仮震源を用いて計算した transverse 成分で取得した。GrowClust のパラメータとして、`rmin` を 0.6, `delmax` を 120 km, `rmsmax` を 0.5 秒に設定した。

### 2.2. 震源移動の拡散係数

震源移動の拡散係数の推定には一般的に、Shapiro+ [1997] によるトリガーフロントモデルが用いられる。

$$r_{tf} = \sqrt{4\pi Dt} \quad (1)$$

ここで、 $r_{tf}$  は圧力源から地震のトリガーフロント (地震活動が到達している地点) までの距離 [m]、 $t$  は拡散開始からの経過時間 [s]、 $D$  は拡散係数 [ $\text{m}^2/\text{s}$ ] である。この投影法では、2D・3D に関係なく地震活動が一方向に移動している場合は適用できる [De Barros+ 2024]。

一方、流体の注入終了後に地震活動が見られなくなる特徴 (バックフロント) に基づいて拡散係数を推定する手法もある [Shapiro & Dinske 2009; Parotidis+ 2004]。

$$r_{bf} = \sqrt{2dDt \left( \frac{t}{t_0} - 1 \right) \ln \left( \frac{t}{t - t_0} \right)} \quad (2)$$

ここで、 $r_{bf}$  は圧力源から地震のバックフロントまでの距離 [m]、 $t$  は拡散開始からの経過時間 [s]、 $t_0$  は流体注入の停止時刻 [s]、 $D$  は拡散係数 [ $\text{m}^2/\text{s}$ ]、 $d$  は震源の広がり (2 次元なら 2, 3 次元なら 3) である。

また、拡散係数が圧力に依存する（非線形の）場合のトリガーフロントは、式(1)とは異なるという指摘もある [Carcione+ 2018]. この場合のトリガーフロントモデルは、以下のよう表される.

$$r_{tf} = (at)^b \quad (3)$$

ここで、 $r_{tf}$ は圧力源から地震のトリガーフロントまでの距離 [m],  $t$ は拡散開始からの経過時間 [s],  $a, b$ は定数で、 $b$ は $1/3 \sim 1/2$ の間の値を取る. 浸透率がより低い媒質では $b \sim 1/3$ に近づくようである [Carcione+ 2018].  $b \neq 1/2$ の場合、式(3)の $a$ と式(1), (2)の $D$ とは単純に比較できないことに注意.

Amezawa+ [2021]は、拡散係数を厳密に推定するために、圧力源の位置をグリッドサーチで検索したりモデルフィッティングの終了時刻の定義を行ったりしている. 一方、本研究の興味は、群発地震の移動の要因であり、拡散係数 $D$ やその他のパラメータについてはオーダーがわかればよいと考える. そのため、流体貫入の時空間的起源は最初の地震（または別のクラスタの最初の地震）と仮定し、いくつか代表的な値を与えた場合のフィッティングから各パラメータのオーダーを推定した.

### 2. 3. 浸透率

媒質の浸透率と深さの関係については、Manning & Ingebritsen [1999]; Ingebritsen & Manning [2010]によって世界各地の大陸地殻で推定された値がコンパイルされている. Shimojo+ [2021]に倣って、浸透率（透過率、透水率） $k$ が拡散係数 $D$ を介して以下の式で表せる [Noir+ 1997] と仮定した.

$$k = D\phi\mu_v C_T \quad (4)$$

ここで、 $\phi$ は空隙率、 $\mu_v$ は粘性係数、 $C_T$ は等温圧縮係数である. 領域 A, B ともに活動の深さは約 10 km である. 大陸性地殻の空隙率の値をコンパイルした Chen+ [2020]によれば、深さ 10 km の空隙率は 0.02 である. 一般に深さ 100 km までの地温勾配は  $30^\circ\text{C}/\text{km}$  であるため、深さ 10 km の温度は約  $300^\circ\text{C}$  である. このとき、粘性係数 $\mu_v$ は以下の式 [Al-Shemmeri 2012] より、 $9 \times 10^{-5} \text{ Pa s}$  となる.

$$\mu_v = 2.414 \times 10^{-5} \times 10^{247.8/(T-140)} \quad (5)$$

ここで、 $T$ の単位は K (ケルビン) である. 体積弾性率の逆数で表される等温圧縮係数 $C_T$ については、Shimojo+ [2021]が用いた  $4 \times 10^{-10} / \text{Pa}$  を適用した.

### 2. 4. 非定常 ETAS モデル

地震活動は一般に、背景地震活動と余震活動の重ね合わせで表現した ETAS モデル [Ogata 1988] で近似できる.

$$\lambda_{\theta}(t|H_t) = \mu + K_0 \sum_{\{i: t_i < t\}} \frac{e^{\alpha(M_i - M_c)}}{(t - t_i + c)^p} \quad (6)$$

ここで、 $\lambda_{\theta}(t|H_t)$ は、時刻 $t$ より前の地震の発生履歴 $H_t$ に基づく時刻 $t$ における地震発生率であり、右辺第1項の $\mu$ は背景地震を規定する項（時間変化しない）、右辺第2項は余震の時間減衰を規定する項である。 $\theta$ は ETAS パラメータ  $(\mu, K_0, c, \alpha, p)$  を表す。 $t_i$ と $M_i$ はそれぞれ $i$ 番目の地震の発生時刻とマグニチュード、 $M_c$ はカットオフマグニチュードである。

一方、地震発生場の状態変化により、ETAS モデルでは説明できない地震活動の振る舞いが現れることがある。ETAS モデルからの逸脱に注目し、相対的静穏化やゆっくりすべり (SSE) の検出を試みた研究もある [例えば, Ogata 1992; Nishikawa & Ide 2018]。SSE や流体貫入などの外的要因による地震発生場の状態変化をも表現するモデルとして、式(6)に示す $\mu$ と $K_0$ に時間変化を許した非定常 ETAS モデル [Kumazawa & Ogata 2013] が提案されている。

$$\lambda_{\theta}(t|H_t) = \mu(t) + \sum_{\{i: t_i < t\}} \frac{K_0(t_i)e^{\alpha(M_i - M_c)}}{(t - t_i + c)^p} \quad (7)$$

非定常 ETAS モデルでは、パラメータ $\theta = (\mu, K_0, \alpha, c, p)$ の初期値（このうち、 $\alpha, c, p$ は解析を通して固定）と、 $\mu, K_0$ の時間方向の滑らかさを規定する重みの初期値 $w_{\mu}, w_{K_0}$ を与える必要がある。 $w_{\mu}, w_{K_0}$ が大きいほど $\mu, K_0$ は時間変化しにくい。パラメータ $\theta$ の初期値は、定常 ETAS モデル（式 6）の推定値が一般に用いられる。重みの初期値に依存して解がローカルミニマムに落ち込むケースがあるため、本研究では、複数の重みの初期値（ $w_{\mu} = 50, 100, 200, 500, 1000, 2000, 5000, 10000, 20000, 50000$  と  $w_{K_0} = 50, 100, 200, 500, 1000, 2000, 5000, 10000, 20000, 50000$  からなる 100 セット）を与え、ABIC 最小となる最終解を採用した。

## 2. 5. 地殻変動

膨張や収縮などの地殻変動を確認するには、地表の面積歪の時間的变化が適しており、GNSS 座標値から計算できる。面積ひずみ $\varepsilon(t)$ は、3つの GNSS 観測点によって形成される三角形の面積 $S(t)$ と、その初期座標に基づく面積 $S_0$ から、次のように計算される： $\varepsilon(t) = (S(t) - S_0)/S_0$ 。我々は、国土地理院が公開している GNSS 観測ネットワークの日々の座標値（F5 解）[村松・他 2021] を使用した。

このとき、周辺で発生した以下の 3 地震によるステップ及び豪雨によるステップは除去（補正）した。

- 2004/09/05 三重県南東沖 M 7.4
- 2011/03/11 東北地方太平洋沖地震 M 9.0
- 2018/06/18 大阪府北部 M 6.1

- 2011/09/03 紀伊半島豪雨

ステップ量は、イベントの前後 10 日間の平均値の差分とした。ただし、余効変動が大きい M 9.0 地震については、イベント前 10 日間と後 1 日分との差分とした。

さらに、季節変動成分は以下の手順で除去した。

1. 紀伊半島周辺のノイズや季節変動の小さい 5 つの良質な観測点から算出した併進成分を、調査対象とする観測点の座標値から差し引いた。
2. 「1」のデータから、長期的な変動 (365 日の移動平均) を差し引き、さらに 31 日の移動平均を適用して日々の細かい変動を除去した。ここに残る季節変動を年毎に足し合わせて平均化することで季節変動成分のテンプレートを作成した。ただし、ある年を境に季節変動の傾向が変わっていた観測点では、複数期間で区切ってテンプレートを求めた。
3. このように求めた季節変動のテンプレートを、調査対象とする各 GNSS 観測点の座標値から差し引いた。

仮に地震発生場に流体貫入による膨張性の地殻変動があった場合、地表の面積歪にトレンド変化が現れると期待される。変化点の探索は、Nishimura+ [2013] と同様に、ある時間窓  $t_w$  のデータに対して 2 つのモデル：①線形関数  $f(t) = at + b$ 、②期間中央  $t_c$  でトレンド変化する関数  $g(t) = at + b + c \max(0, t - t_c)$  をそれぞれ最小二乗フィッティングさせ、両モデルの赤池情報量基準 (AIC) [Akaike 1974] の差 ( $\Delta AIC$ ) で評価した。ここで  $t$  は時間、 $a, b, c$  は定数パラメータである。 $\Delta AIC$  が 2 以上あれば、関数②のモデルの方が関数①に比べて有意に良いモデル、つまりトレンドに変化があることを示す。膨張性の地殻変動を捉えるために、期間前半 ( $t \leq t_c$ ) よりも後半 ( $t > t_c$ ) の傾きが大きくなる (パラメータ  $c$  が正となる) ケースを抽出した。本研究では、時間窓  $t_w$  を 1460 日間 (約 4 年間) とした。

### 3. 結果

#### 3.1. 地震活動

**Fig 2** は、気象庁一元化カタログ (2000 年 1 月 1 日～2024 年 12 月 31 日、25 年間、深さ 20 km 以浅、M 1 以上) による領域 A, B の地震活動を示している。規模別頻度分布から M 1 以上は検知できていると見做せる (**Fig. 2e**)。

**Fig 3** は、我々が作成した GrowClust カタログによる領域 A の地震活動を示している。気象庁一元化カタログ (**Fig. 2a, b**) と比べると、震源分布が締まっている。2002 年 7 月から北側で群発地震活動が開始し、半径 0.5 km ほどのクラスタ (A-N) を形成し、その 3-4 年後には南側で地震活動が開始し、別のクラスタ (A-S) を形成した (**Fig. 3a-c**)。星印は南北両クラスタの開始イベントを表し、どちらも各クラスタの中心に位置する (**Fig. 3a**)。

南クラスタは東下がりの面状分布が明瞭であり (Fig. 3b), 南クラスタについては逆断層型を示す初動メカニズム解と整合するが, 北クラスタについては面状分布は不明瞭である. 震源の深さ変化については, 深部から数年で浅部へ移動し, それ以降一定である (Fig. 3d). 規模は最大でも M 3.4 で, 群発地震活動の様相を呈している (Fig. 3e). 回数積算の傾きは年々小さくなっており, 地震活動度が徐々に低調になっていることを示す (Fig. 3e).

Fig. 4 は, GrowClust カタログによる領域 B の地震活動を示している. 図の見方は Fig. 3 と同様である. 開始イベント (赤星: 2001 年 5 月 29 日, M 2.2) を中心として同心円状に震央が分布しているように見える. 鉛直断面と初動メカニズム解から, 低角で北西傾斜する断層面の存在が示唆される. 初期の活動 (北側の活動) (Fig. 5a, c) に注目すると, まず, 2001 年 5 月から西側 (領域 W) で群発地震活動が開始して孤立的なクラスタを形成する. その後, 領域 N (矢印 A の方向) へ向かった震源は, 1 か月後のイベント (橙星: 2001 年 6 月 29 日, M 1.7) から矢印 B の方向へ向きを変え, 時計回りに領域 N→E→S へと移動している様子がみてとれる. 領域 S における震源の移動はやや複雑で, 最初の地震 (赤星) から矢印 C の方向に広がるパターン (深緑→薄緑) と矢印 B 方向の北東から南西へ間欠的に活動域が移動するパターン (薄緑→橙→赤) が重なっている. 後述するが, 矢印 C の南東延長部には後期の活動 (南側の活動) の開始点にあたるイベント (青星: 2002 年 9 月 3 日, M 1.5) が位置する (Fig. 4a 参照). 後期の活動 (南側の活動) (Fig. 5b) に注目すると, 南南西へ震源が移動している様子がみてとれる. 北側の活動に比べて南側の活動は移動速度が遅い (カラーバーの値が 1 桁異なる).

### 3. 2. 拡散係数と浸透率

Fig. 6 に, 領域 A における (震源) 距離と時間の関係を示す. 拡散的な震源移動がみられ, 最初のイベントから 1 年程度の活動に式(1)を適用すると, 拡散係数は  $1.5 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$  となった. 2006 年以降に現れる南クラスタの活動 (紫菱形) を含めてフィッティングさせると, 拡散係数は  $2.5 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$  となった. Fig. 3 で示すように, 領域 A の南クラスタの震源移動の開始点はクラスタの中心である. このことを考慮すると, 南クラスタへ供給された流体は, 北クラスタからではなく南クラスタの直下からかもしれない. 仮にそうだった場合の拡散係数は  $4.0 \times 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$  となる (Fig. 6b). なお,  $t^{1/2}$  のモデル (式(1): 青線) よりも  $t^{1/3}$  のモデル (式(3): 橙線) の方が初期のフィッティングがよく, 南クラスタの媒質の浸透率 ( $\propto$  拡散係数) が低いことを示唆する.

Fig. 7 に, 領域 B における (震源) 距離と時間の関係を示す. 最初のイベント (赤星) から 50 日目までの活動に式(1)を適用すると, 拡散係数は  $3.0 \times 10^{-1} \text{ m}^2/\text{s}$  と推定される (Fig. 7a, b の青線). これは Fig. 5a の矢印 A 方向への震源移動に対応する. しかし, それ以降については移動方向が約  $90^\circ$  変化する (3.1 節参照) ため, 拡散曲線のフィッティングは悪

い. 赤星イベントを中心とした大局的な等方拡散については, 200 日目までの震源移動から拡散係数  $1.0 \times 10^{-1} \text{ m}^2/\text{s}$  と推定される (Fig. 7b). 震源移動が Fig. 5a の矢印 A から矢印 B へ方向転換していることから, 橙星イベントを起点として灰線 (赤星を中心とした半径 3 km の同心円) に沿った震源移動に拡散曲線を適用すると 400 日目までの長期的なフィッティングはよい (Fig. 7c). このとき, 対象地震は灰線を中心とした幅 2 km (半径 2 km と 4 km の同心円) 内の地震とした. 矢印 B 方向への震源移動がほぼ水平面に沿う (Fig. 4a, b 参照) ため, 震央距離を用いた. 震源移動が直線的ではないため, ここで推定された拡散係数  $1.0 \times 10^{-1} \text{ m}^2/\text{s}$  は参考値である. 距離 4 km 未満の活動と 7 km 付近の活動 (領域 S で 190 日未満に発生した地震) は概ね分離できるが, 200~400 日の活動については, 矢印 B と矢印 C の活動が重なるため分離は難しい. 次に Fig. 5a の矢印 C 方向への移動, 特に Fig. 7b の紫で縁取った丸 (領域 S で 190 日未満に発生した地震) に注目して拡散曲線をフィッティングすると,  $7.0 \times 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$  と推定される. この曲線は, 後期の活動 (南側の活動) の開始点にあたる青星イベントに漸近する. ただし, それ以降については移動方向が約  $90^\circ$  変化する (3.1 節参照) ため, フィッティングが悪い (Fig. 7a). そこで, 2002 年 9 月 3 日の M 1.5 イベント (青星) を起源とした場合について, 式(1)を適用したところ, 拡散係数は  $3.0 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$  となった (Fig. 7d). なお, 領域 B の北側では, 数年で地震活動が見られなくなる. これは流体の注入実験において注入を停止すると地震活動が見られなくなる特徴 (バックフロント) [Shapiro & Dinske 2009; Parotidis+ 2004] と同様である. そこで, バックフロントを表す式(2)を適用したところ, 拡散係数は  $7.0 \times 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$  となり (Fig. 7a, b の緑線), トリガーフロント (式 1) から推定された拡散係数と概ね整合する. このとき,  $d = 2$ ,  $t_0 = 50$  日とした. 以上, 矢印 A~D で示す複雑な震源移動を示しており, 最初のイベント (赤星) から最後のイベントまで単純に等方拡散してはいないが, 各矢印で示す方向でみれば, 概ね拡散曲線に乗ることがわかる.

以上, 拡散係数  $D$  についてまとめると, 領域 A では  $4.0 \times 10^{-4} \sim 1.5 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$  と推定される (Fig. 6b で示すように,  $4.0 \times 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$  のフィッティングは悪いが, オーダーは概ね合っていると判断した). 複雑な移動経路を示す領域 B では  $3.0 \times 10^{-3} \sim 3.0 \times 10^{-1} \text{ m}^2/\text{s}$  と推定される.

したがって, 同時に式(4)より, 浸透率  $k$  については, 領域 A は  $2.9 \times 10^{-19} \sim 1.1 \times 10^{-18} \text{ m}^2$ , 領域 B は  $2.2 \times 10^{-18} \sim 2.2 \times 10^{-16} \text{ m}^2$  と推定される.

### 3. 3. 非定常 ETAS モデルの結果

領域 A, B それぞれに対して非定常 ETAS モデルを適用した. まず, 2000 年 1 月 1 日~2024 年 12 月 31 日, M 1.0 以上のデータに定常 ETAS モデル (式 6) を適用し, 推定されたパラメータを初期値 (固定値) とした.

領域 A では,  $\theta = (\mu, K_0, c, \alpha, p) = (0.003339, 0.0321, 0.000155, 0.800, 0.942)$ ,

領域 B では,  $\theta = (\mu, K_0, c, \alpha, p) = (0.000294, 0.0371, 0.009827, 1.106, 1.201)$ .

**Fig. 8** は, 各領域で ABIC 最小となったケースを示す. **Fig. 8b, d** に示すように, 非定常 ETAS モデル (紫線) による回数積算曲線は  $\mu, K_0$  に時間変化を許しているため, ETAS モデル (緑線) よりも観測値にフィットしている. ピンク期間は,  $\mu$  の初期値の 10 倍となった期間を示し, 外的要因 (流体貫入を想定) の影響が強くなる時期の目安として参考までにプロットしている. 領域 A (**Fig. 8a**) についてみると,  $\mu$  値は 2004 年まで比較的高い状態であり, 北クラスタの活動と対応する. 次に 2006 年頃に  $\mu$  値の小さなピークが現れ, 南クラスタの活動と対応する. その後は, 概ね低い値で推移している. 領域 B (**Fig. 8c**) についてみると,  $\mu$  値は最初の 1.5 年と 2006 年の数か月, 2009 年~2012 年に  $\mu$  の初期値の 10 倍となった. これは北側で初期に地震活動が活発だった際や南端で一時的に活発化したタイミングに対応する. それ以外の期間は低調であり, 特に近年では非常に低い.  $K_0$  値については, 領域 A, B ともに時間的変動は小さい.

### 3. 4. 面積歪の時間変化

本解析領域の群発地震活動は 2001 年 5 月と 2002 年 7 月頃から始まっている. **Fig. 9a** に群発地震活動以前から稼働している GNSS 観測点を示す. 領域 A の南東エリアのカバレッジは悪い. 面積歪は, 領域 A, B を取り囲む三角形 1~4 を構成する観測点の組み合わせで計算した. 面積歪の時間変化を **Fig. 9b, c** に示す. 青点は 2.5 節で述べた手法により生データ (灰点) を補正したものである. 三角形 1~4 いずれの面積歪も大局的には時間の経過とともに短縮する傾向がみられる. これは海洋プレートの沈み込み [Heki & Miyazaki 2001] に関係していると考えられる. 面積歪 1 と 2 で 2011 年頃に波を打っているのは, 950364 観測点 (室生) における樹木の繁茂によるノイズに起因する. アンテナの西側で信号の取得状況が悪いことを SKYPLOT で確認した. さらに, 全ての三角形の面積歪について, 2011 年 M 9.0 地震の余効変動の影響もみられる.

次に, トレンド変化の指標とした  $\Delta AIC$  に注目する. 領域 A を取り囲む三角形 1, 2 では, 地震発生場の状態変化が期待される期間 (ピンク期間) の開始と対応するトレンドの変化は認めづらい (**Fig. 9b**). GNSS 観測点のカバレッジの悪さが影響しているかもしれない. 一方, 領域 B を取り囲む三角形 3 では, 地震発生場の状態変化が期待される 2 つの期間 (ピンク期間) の開始付近で  $\Delta AIC$  のピーク (2 つの赤矢印) が認められ, 面積歪のトレンドが変化し, 短縮傾向が鈍化しているように見える (**Fig. 9c**). 2012 年の  $\Delta AIC$  のピークは, 2011 年 M 9.0 地震の余効変動の影響であろう. 2021 年の  $\Delta AIC$  のピークは, 紀伊半島南部で発生した長期的 SSE に対応していると思われる. この地域では, この時まで長期的 SSE の観測事例がなかった [気象庁・国土地理院 2026]. 三角形 4 においては弱いながらも三角形 3 と

同様のトレンド変化がうかがえる。

#### 4. 考察

##### 4. 1. 群発地震活動の拡散的移動と継続時間

第 3 節の結果から、群発地震活動に移動が認められ、その活動域の広がりには拡散曲線に概ね乗る。このことは、流体の貫入を示唆している。

Amezawa+ [2021] は、世界各地のさまざまなテクトニクス環境下における群発地震の震源移動の拡散係数をコンパイルし、 $4.0 \times 10^{-3} \sim 5.0 \times 10^0 \text{ m}^2/\text{s}$  の範囲であることを示した。さらに、Amezawa+ [2023] は、2018 年頃から開始した能登群発地震の震源移動の拡散係数を  $9.4 \times 10^{-2} \sim 2.0 \times 10^2 \text{ m}^2/\text{s}$  と推定した。よって、これまでに報告されている地殻流体の推定拡散係数は  $4.0 \times 10^{-3} \sim 2.0 \times 10^2 \text{ m}^2/\text{s}$  と整理できる。一方、領域 A, B で得られた拡散係数（領域 A:  $4.0 \times 10^{-4} \sim 1.5 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ 、領域 B:  $3.0 \times 10^{-3} \sim 3.0 \times 10^{-1} \text{ m}^2/\text{s}$ ）はともに先に報告された値に比べると小さめといえる。

領域 B の群発地震活動については、複数の方向に拡散的に移動し、複雑な経路を辿る。赤星イベントを起源としたバックフロント（流体の注入終了後に地震活動が見られなくなる特徴）から推定された拡散係数は、矢印 C 方向の震源移動のトリガーフロントのそれと整合しており、最初の流体の貫入から  $t_0 = 50$  日後に流体の供給が停止したと推測される（Fig. 7b の緑線）。深部からの流体の供給は 50 日程度で停止したが、後述するように、浸透率が低いことにより流体自体は地震発生層に長く留まり順次移動したため、群発地震活動が長期化したと考えられる。なお、De Barros+ [2024] は、バックフロントの形成は、流体圧力の上昇に伴う地震核形成サイズの増加の結果であって、流体供給の停止時期とは必ずしも対応していないと指摘しているが、その場合のバックフロントの流体拡散係数はトリガーフロントのそれよりも一桁小さい傾向にあるようである。本解析では、大局的にはトリガーフロントとバックフロントの拡散係数は整合しているため、この場合のバックフロントの形成は流体供給の停止を示していると考えられる。領域 A についてはバックフロントが不明瞭であるため、流体供給の停止時期を判断することはできない。

Fig. 10 は、地殻の浸透率と深さの関係を示す。紫実線は、Manning & Ingebritsen [1999] が世界各地の大陸地殻における地熱データ及び変成岩系から推定した浸透率と深さの平均的な関係である。紫破線は、Ingebritsen & Manning [2010] が平均よりも高い浸透率を示すケースをコンパイルして推定したものである。本研究の領域 A, B の浸透率（領域 A:  $2.9 \times 10^{-19} \sim 1.1 \times 10^{-18} \text{ m}^2$ 、領域 B:  $2.2 \times 10^{-18} \sim 2.2 \times 10^{-16} \text{ m}^2$ ）をプロットした。参考として長野北部の浸透率  $k = 4 \times 10^{-1} \sim 4 \times 10^{-13} \text{ m}^2$  [Shimojo+ 2021] も追加プロットした。なお、能登群発域の浸透率は  $10^{-8} \text{ m}^2$  程度 [Amezawa+ 2023] であるため、Fig. 10 の範囲外である。

浸透率は深さとともに低下する傾向にある。領域 A, B とともに、震源移動のカテゴリー (solid 丸) の中では小さめの浸透率を示し、特に領域 A の浸透率は、これまで報告されている震源移動のカテゴリーの中では最小である。

以上のように、本解析エリアは、低拡散係数・低浸透性環境下にあることがわかった。[Amezawa+ \[2023\]](#) は、低浸透性環境下の群発地震活動は長寿命であると指摘している。[Amezawa+ \[2021\]](#) は、世界中の様々なテクトニック環境における群発地震活動の拡散係数と継続時間に負の相関があることを発見した。例えば、拡散係数  $10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$  の場合の継続時間は  $10^3 \sim 10^4$  日程度と見積もられ、奈良群発で観測された継続時間と整合する。

次に、群発地震活動の継続時間に関連した特徴に注目する。[Danré+ \[2024\]](#) は、全世界の様々な移動系列の地震カタログをコンパイルし、群発地震活動の移動速度と継続時間との関係から、群発の原因が流体関連か SSE 関連かを区別するための基準を提供した。**Fig. 11** は、群発地震活動の継続時間と移動速度との関係を示す。薄青エリアが流体に、ピンクエリアが SSE に関連した群発活動とされる [[Danré+ 2024](#)]。奈良群発の震源移動は、**Figs. 6, 7** に示すように  $t^{1/2} \sim t^{1/3}$  依存しているため、移動速度は一定ではないが、移動範囲が頭打ちするまでを大雑把に直線で結ぶと、以下の通りである。

- ✓ 領域 A の北クラスタ (丸) では約 1.5 年間に 1 km、より長期 (紫菱形を含む) でみると約 8.5 年間に 2.3 km (**Fig. 6a**)
- ✓ 領域 A の南クラスタ単独だと約 4 年間に 0.7 km (**Fig. 6b**)
- ✓ 領域 B の北クラスタの矢印 A 方向の移動は約 30 日間に 3 km (**Fig. 7a**)
- ✓ 領域 B の北クラスタの矢印 B 方向の移動は約 400 日間に 8 km (**Fig. 7c**)
- ✓ 領域 B の北クラスタの矢印 C 方向の移動は約 200 日間に 4 km (**Fig. 7b**)
- ✓ 領域 B の南クラスタでは約 9.5 年間に 3 km (**Fig. 7d**)

奈良群発はいずれも薄青エリアに分布していることから、流体に関連した群発活動と考えられる。

#### 4. 2. 背景地震活動度や面積歪の時間変化が示す流体貫入

[第 3 節](#) の結果から、非定常 ETAS モデルの背景地震活動度  $\mu$  値に時間変化が認められ、同タイミングで面積歪に短縮傾向の鈍化が現れた (**Figs. 8, 9**)。このことは、流体貫入などの外的要因による地震発生場の状態の時間変化を示唆していると考えられる。

領域 B の地震活動域の直上には、流体の存在を示唆する低比抵抗体  $C_1$  が推定されている [[上原・他 2005](#)] ([上原・他 \[2005\]](#) の Fig. 8 の Section-C 参照)。[上原・他 \[2005\]](#) は、上部地殻まで上昇した流体が温度の低下に伴ってシリカ鉱物等を沈殿させ、難透水層 (キャップブロック) を形成し、その直下に極めて塩濃度の高い (低比抵抗体  $C_1$  として表される) 流

体が貯留している可能性を指摘した。領域 B において、短縮傾向が鈍化したのは、難透水層（キャップロック）によって流体が留まり続けたからかもしれない。

#### 4. 3. 流体の起源と流路

鉱物の相転移は温度・圧力条件に依存し、スラブの沈み込みが進むほど、つまり深くなるほど脱水が進む。本解析領域（南海トラフ沿い）では、深さ 50 km 付近でフィリピン海スラブの海洋性地殻が jadeite lawsonite blueschist から lawsonite amphibole eclogite に相転移し、岩石中の水の重量パーセントは 5.4wt% から 3.0wt% に減少する [Hacker+ 2003]。本解析領域（Fig. 1b の緑枠内）では、フィリピン海スラブ上面の等深線が北北東－南南西方向に延びており、領域 A, B の位置関係と対応しているようにも見える。流体がスラブ起源であるなら、フィリピン海スラブの脱水が深さと相関を持つこと [Hacker+ 2003] から、領域 A, B の位置関係が等深線と対応していても不思議ではない。

Fig. 12 は、ヘリウム同位体比  $^3\text{He}/^4\text{He}$  の分布である。ヘリウム同位体比から、流体の起源を推定することができる（大気・海洋中における値  $1.4 \times 10^{-6}$  を 1 Ra と表した場合、地殻由来であればほぼゼロ、マントル由来であれば約 8 Ra。実際には天水や塩水との混合により 8 Ra より小さい）。通常、火山フロントから離れるとヘリウム同位体比は減少するが、紀伊半島周辺では異常に高い値を示す [Sano & Wakita 1985; Wakita+ 1987]。Morikawa+ [2016] は、 $^{20}\text{Ne}$  や Cl 濃度も考慮することにより、沈み込むスラブの脱水作用によって生じた有馬型熱水がマントルウェッジを経由し、北傾斜した複数の弱面（断層面）に沿って地下深部から上昇していると指摘した。Ito+ [2006] は、近畿地方を縦断する地震探査（Fig. 12 の I2006 線）により、陸地殻内に北傾斜（傾斜角  $10 \sim 30^\circ$ ）の反射面を複数発見した。中央構造線から北に  $\sim 30^\circ$  傾斜した反射面の他に、その下 10 km にほぼ平行に延びる反射面が推定されており、領域 A の地震活動と重なっている。領域 A の南北断面の震源分布（Fig. 3b 上段）は  $\sim 30^\circ$  の北傾斜を示しており、上記の反射面との対応はよい。ただし、南クラスターの東西断面の震源分布（Fig. 3b 下段）やメカニズム解からは、東西圧縮の逆断層を示していることに留意されたい。

Nakajima [2023] は地震波トモグラフィ解析で推定された紀伊半島直下の低速度異常分布から、スラブ起源の流体が大阪湾直下の陸モホ面付近から南北へ分岐し、北へは有馬温泉、南へは和歌山群発地震活動の直下へ上昇するモデルを提案した。Fig. 12 の領域 B を横切る線 N2023'D は、Nakajima [2023] の Figs. 10, 11 の D 断面に対応しており、和歌山群発地震直下に上昇した流体が、そこからさらに南東に位置する領域 B の地震活動域（Nakajima [2023] の Figs. 10, 11 の D 断面の横軸 50 km、深さ 10 km に対応）へ進む可能性を示唆している。Fig. 12 の領域 A の近傍を通る線 N2023'A は、Nakajima [2023] の Figs. 10 の A 断面に対応する（領域 A の地震活動域は、横軸 80 km、深さ 10 km に位置）。領域 B とは異なる

り、流体の上昇を示唆する低速度異常域は、領域 A の下の深さ 20 km 付近を迂回し、南東側から領域 A へ延びているようにみえる。ただし、領域 A 周辺の空間解像度は和歌山群発活動周辺に比べると低いこと (Nakajima [2023] の Fig. S1b 参照) が影響しているかもしれない。

**Fig. 12** の領域 B に重なる黒矩形は、Doi & Kawakata [2013] の Fig. 1b の領域(d)に対応する。Doi & Kawakata [2013] は、Sp 変換波を用いて紀伊半島直下に 4 つの速度不連続面 A ~D を同定した。そのうち速度不連続面 C は、西側 (和歌山群発地震域) で深さ 22 km、東側で深さ 12 km の傾斜した面 (傾斜角 $\sim 10^\circ$ ) を形成しており、コンラッド不連続面に対応していると解釈した。領域 B の地震活動は速度不連続面 C と重なっており (Doi & Kawakata [2013] の Fig. 4d の横軸 13 km、深さ 12 km 付近)、この面に沿って流体が和歌山群発地震直下から領域 B へ上昇していると考えれば、流路については Nakajima [2023] の示唆と同様である。領域 B の鉛直断面 (**Fig. 4b**) を考慮すると、北西側の深部から活動が開始し (赤星)、南東側の浅部へ分布が広がっている。

以上をまとめると、スラブから脱水した流体はマントルウェッジを経由して上昇し、北～北西傾斜の弱面を経由して地表に到達すると考えられる。本研究は、群発地震活動についての詳細な解析 (3 節及び 4.1, 4.2 節参照) を通して、地下深部と地表を繋ぐ流体の流路を観測・考察した初めての事例となる。

#### 4. 4. 活断層との関係

政府の地震調査研究推進本部地震調査委員会では、日本の活断層を調査・評価している。114 の主要活断層のうち、領域 A 周辺の活断層としては、中央構造線断層帯 (金剛山地東縁～五条谷区間) [推本 2017] と奈良盆地東縁断層帯 [推本 2001] が存在している (**Fig. 1c**)。中央構造線断層帯の金剛山地東縁区間では、西側が東側に対して相対的に隆起する西傾斜 (傾斜角  $15\text{--}45^\circ$  ※ただし、地下 300 m 以浅) の逆断層型で、平均活動間隔は約 6000～7600 年 (最新活動時期は 1 世紀以後～3 世紀以前)、1 回のずれの量は約 1～2 m、M 6.8 と推定されている [推本 2017]。領域 A の西方約 20 km に位置する五条谷 (ごじょうだに) 区間では、右横ずれ断層型で、平均活動間隔は不明 (最新活動時期は 2200 年前～7 世紀以前)、1 回のずれの量は約 3 m、M 7.3 と推定されている [推本 2017]。領域 A の北方約 10 km に位置する奈良盆地東縁断層帯は、全体として西側に対し東側が相対的に隆起する東傾斜 (傾斜角  $50\text{--}60^\circ$  ※ただし、地下 600 m 以浅) の逆断層で、平均活動間隔は概ね 5000 年 (最新活動時期は 11000～1200 年前)、1 回のずれの量は概ね 3 m、M 7.4 と推定されている [推本 2001]。五条谷区間の東方延長、領域 A に重なる千股断層 (ちまた) は、中央構造線を構成する北傾斜の衝上断層 (傾斜角  $45^\circ$  以下の低角逆断層) であるが、第四紀中期 (~1 Ma) 以降に活動が認められていない [活断層研究会 1991]。奈良県 [2004] によれば、

千股断層の想定 M は 7.1 と評価されている。

領域 A では、東西断面 (**Fig. 3b**) と初動メカニズム解から、東傾斜する断層面の存在が示唆され、傾斜角は約  $45^\circ$  である。領域 A の北方約 10 km に位置する奈良盆地東縁断層帯の走向や傾斜は、領域 A の地震活動と類似している。ただし、領域 A の地震活動と奈良盆地東縁断層帯は繋がらないことに注意されたい。仮に領域 A の断層面の傾斜角を  $45^\circ$  とし、地表へ延長した場合、地表断層は領域 A の西方約 10 km 地点に現れることになる。領域 A にマップ上では重なっている千股断層は、北傾斜の低角逆断層であることから、領域 A とは基本的には交わらない (千股断層の西端で一部交差するが)。なお、東西走向を持つ右横ずれ型 (五条谷区間) や西傾斜の逆断層型 (金剛山地東縁区間) の中央構造線とは発生様式が異なる。

領域 B の周辺には、顕著な活断層は同定されておらず、活断層の疑いのあるリニアメント (確実度Ⅲ) が点在しているのみである [活断層研究会 1991]。領域 B の北クラスタと南クラスタの間には東西走向で長さ約 5 km のリニアメントが重なっている (**Fig. 1c**)。Ito+ [2006] は、紀伊半島南部の深さ 15~25 km に傾斜角 $\sim 10^\circ$  で北傾斜する反射面を複数推定しているが、リニアメントと地震活動域の間の地下の形状が不明であるため、両者の関係は不明である。

以上をまとめると、領域 A, B の地震活動は、周辺の既知の活断層とは直接の関係はないと考えられる。

#### 4. 5. その他

群発地震活動が、領域 A では 2002 年 7 月から、領域 B では 2001 年 5 月から突如開始した理由は何であろうか？巨大地震やその大きめの余震活動によって地震がトリガーされるケースが報告されている [例えば, Shimojo+ 2014, 2021] が、2001 年 1 月 1 日~2002 年 12 月 31 日に本解析領域の半径 1000 km 以内に M 7 以上の地震は発生していないことから、大地震による誘発ではないことだけは確かである。トリガーとなった現象の解明については今後の課題である。

なお、領域 B 直下の深さ 20~30 km には所謂中間層の地震 [Mizoue+ 1983] が存在しており、M1 以上の地震が 2~3 個/年で定常的に発生している。領域 B で群発地震活動が開始した 2001 年 5 月前後で発生率に変化はみられなかった。

#### 5. まとめ

波形相関に基づいた震源再決定カタログを用いて、奈良県とその周辺の群発地震活動に

ついて調査した。群発地震活動の拡散的移動、背景地震強度 $\mu$ 値の時間変化、地殻変動の短縮傾向の鈍化から、地震発生層への流体の貫入が示唆された。本研究の結果及び先行研究から、本解析領域にはスラブから脱水した流体がマントルウェッジを經由し、北～北西傾斜の弱面に沿って上昇していると考えられる。ただし、メカニズム解を考慮すると、個別の地震断層が必ずしもこの弱面上で発生しているわけでないことに留意されたい。推定した拡散係数や浸透率は、これまで報告されている群発地震活動の中では小さめの値を示す。拡散係数と継続期間の負の相関を考慮すると、本解析領域の継続期間は  $10^3 \sim 10^4$  日オーダーの長寿命化が予想され、観測と整合する。今回取り扱った群発地震活動は、周辺の既知の活断層とは直接の関係はないと考えられる。ただし、スラブ起源の流体が群発地震活動に関与していることから、将来も定期的に流体の貫入による群発地震活動の発生が予想される。

## ■ データ

産業技術総合研究所 (2025) 活断層データベース 2025 年 2 月 14 日版。

<https://gbank.gsj.jp/activefault/index>

日本全国高分解能再決定震源カタログ

<https://www.hinet.bosai.go.jp/topics/JUICE/?LANG=ja>

気象庁一元化カタログ及び検測値データ

<https://www.data.jma.go.jp/eqev/data/bulletin/index.html>

## 謝辞

熊澤貴雄氏には非定常 ETAS モデルのプログラムをご提供いただきました。明田川保氏、小木曾仁博士、堀口桂香博士との議論は、本研究を進める上で非常に有益でした。気象庁一元化カタログ及び検測値データは気象庁 [<https://www.data.jma.go.jp/eqev/data/bulletin/index.html>] より入手しました。地震波形は長期間地震波形データ解析システム [中川・他 2016] より入手しました。GNSS 座標値は国土地理院が解析した GEONET F5 解データ [村松・他 2021] を用いました。地表の面積歪の計算には、GNSS 解析結果可視化 web ツール [木村 2023] を使用しました。ETAS モデルのパラメータ $\theta$ の推定には、地震検索・地震活動解析プログラム REASA [明田川・他 2007] を使用しました。図の作成には GMT [Wessel+ 2013] を使用しました。匿名の査読者からは論文の改訂にあたって有益なコメントをいただきました。

## 参考文献

明田川保・伊藤秀美・弘瀬冬樹 (2007) X Window System を用いた地震検索・地震活動解析プログラム (REASA) の開発. 験震時報 70:51-66.

- Hirose+ [2026, EPS, <https://doi.org/10.1186/s40623-026-02457-0> ]の簡易和訳版  
Hypocenter migration and temporal variation in background seismic intensity and indicating  
fluid intrusion and diffusion: Earthquake swarm activity in and around Nara Prefecture
- <https://www.jma.go.jp/jma/kishou/books/kenshin/vol70p051.pdf>
- Aketagawa T, Ito H, Hirose F (2007) Development of REASA, an X Window program for  
retrieval of earthquake data and analysis of seismic activities (in Japanese). *Kenshin-  
Zihou (Quarterly J Seismol)* 70:51-66.  
<https://www.jma.go.jp/jma/kishou/books/kenshin/vol70p051.pdf>
- Akaike H (1974) A new look at the statistical model identification. *IEEE Trans Autom  
Control* 19:716-723. <https://doi.org/10.1109/TAC.1974.1100705>
- Al-Shemmeri T (2012) Engineering fluid mechanics. Ventus Publishing, Holland. ISBN  
978-87-403-0114-4. 140 pp.
- Amezawa Y, Maeda T, Kosuga M (2021) Migration diffusivity as a controlling factor in the  
duration of earthquake swarms. *Earth Planets Space* 73:148.  
<https://doi.org/10.1186/s40623-021-01480-7>
- Amezawa Y, Hiramatsu Y, Miyakawa A, Imanishi K, Otsubo M (2023) Long-living  
earthquake swarm and intermittent seismicity in the northeastern tip of the Noto  
Peninsula, Japan. *Geophys Res Lett* 50:e2022GL102670.  
<https://doi.org/10.1029/2022GL102670>
- Beyreuther M, Barsch R, Krischer L, Megies T, Behr Y, Wassermann J (2010) ObsPy: A  
Python toolbox for seismology. *Seismol Res Lett* 81:530-533.  
<https://doi.org/10.1785/gssrl.81.3.530>
- Carcione JM, Currenti G, Johann L, Shapiro S (2018) Modeling fluid injection induced  
microseismicity in shales. *J Geophys Eng* 15:234-248. <https://doi.org/10.1088/1742-2140/aa8a27>
- Chen J, Kuang X, Zheng C (2020) An empirical porosity–depth model for Earth’s crust.  
*Hydrogeology J* 28:2331-2339. <https://doi.org/10.1007/s10040-020-02214-x>
- Danré P, De Barros L, Cappa F, Passarelli L (2024) Parallel dynamics of slow slips and  
fluid-induced seismic swarms. *Nature Com* 15:8943. <https://doi.org/10.1038/s41467-024-53285-3>
- De Barros L, Danré P, Garagash D, Cappa F, Lengliné O (2024) Systematic observation of  
a seismic back-front during fluid injection in both natural and anthropogenic  
earthquake swarms. *Earth Planet Sci Lett* 641:118849.  
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2024.118849>
- Doi I, Kawakata H (2013) High resolution spatial distribution of the velocity discontinuities  
in and around the swarm region beneath the Wakayama district, southwest Japan. *Bull  
Seism Soc Am* 103(3):2135-2141. <https://doi.org/10.1785/0120120316>
- 東大震研 (2002) 紀伊半島及びその周辺域の地震活動 (2001 年 5 月～2001 年 10 月) . 予  
知連会報 67:379-387. <https://cais.gsi.go.jp/YOCHIREN/report/kaihou67/07-02.pdf>

- Hirose+ [2026, EPS, <https://doi.org/10.1186/s40623-026-02457-0> ]の簡易和訳版  
Hypocenter migration and temporal variation in background seismic intensity and indicating  
fluid intrusion and diffusion: Earthquake swarm activity in and around Nara Prefecture
- Earthquake Research Institute (2002) Seismic activity in and around the Kii peninsula  
(May, 2001–Oct., 2001) (in Japanese). Report of the Coordinating Committee for  
Earthquake Prediction 67:379–387.  
<https://cais.gsi.go.jp/YOCHIREN/report/kaihou67/07-02.pdf>. Accessed 25 June  
2025
- Fujii Y, Satake K (2024) Slip distribution of the 2024 Noto Peninsula earthquake ( $M_{JMA}$  7.6)  
estimated from tsunami waveforms and GNSS data. Earth Planets Space 76:44.  
<https://doi.org/10.1186/s40623-024-01991-z>
- Hacker BR, Peacock SM, Abers GA, Holloway SD (2003) Subduction factory: 2. Are  
intermediate-depth earthquakes in subducting slabs linked to metamorphic  
dehydration reactions? J Geophys Res 108(B1):2030.  
<https://doi.org/10.1029/2001JB001129>
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2001) 京都盆地－奈良盆地断層帯南部 (奈良盆地  
東縁断層帯) の評価. p 17.  
[https://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou\\_pdf/75\\_kyoto\\_nara.pdf](https://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou_pdf/75_kyoto_nara.pdf)
- Headquarters for Earthquake Research Promotion (2001) Evaluation of Kyoto Basin－  
southern Nara Basin fault zone (Eastern marginal fault zone of the Nara basin) (in  
Japanese). p. 17. Retrieved from  
[https://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou\\_pdf/75\\_kyoto\\_nara.pdf](https://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou_pdf/75_kyoto_nara.pdf)
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2017) 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) . p 162.  
[https://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou\\_pdf/20171219\\_mtl.pdf](https://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou_pdf/20171219_mtl.pdf)
- Headquarters for Earthquake Research Promotion (2017) Long-term evaluation of Median-  
Tectonic Line fault zone (Eastern margin of Kongo Mountains－Yufuin) (2nd ed) (in  
Japanese) p.162. Retrieved from  
[https://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou\\_pdf/20171219\\_mtl.pdf](https://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou_pdf/20171219_mtl.pdf)
- Heki K, Miyazaki S (2001) Plate convergence and long-term crustal deformation in central  
Japan. Geophys Res Lett 28(12):2313–2316. <https://doi.org/10.1029/2000GL012537>
- Hirose F, Nakajima J, Hasegawa A (2008) Three-dimensional seismic velocity structure and  
configuration of the Philippine Sea slab in southwestern Japan estimated by double-  
difference tomography. J Geophys Res 113:B09315.  
<https://doi.org/10.1029/2007JB005274>
- Ingebritsen SE, Manning CE (2010) Permeability of the continental crust: dynamic  
variations inferred from seismicity and metamorphism. Geofluids 10:193–205.  
<https://doi.org/10.1111/j.1468-8123.2010.00278.x>
- Ito K, Umeda Y, Sato H, Hirose I, Hirata N, Kawanaka T, Ikawa T (2006) Deep seismic

Hirose+ [2026, EPS, <https://doi.org/10.1186/s40623-026-02457-0> ]の簡易和訳版  
Hypocenter migration and temporal variation in background seismic intensity and indicating  
fluid intrusion and diffusion: Earthquake swarm activity in and around Nara Prefecture

surveys in the Kinki district: Shingu-Maizuru line. Bull Earthq Res Inst 81:239-245.  
<https://doi.org/10.15083/0000032497>

Iwamori H, Nakamura H, Chang Q, Morikawa N, Haraguchi S (2020) Multivariate  
statistical analyses of rare earth element compositions of spring waters from the Arima  
and Kii areas, Southwest Japan. Geochem J 54:165-182.  
<https://doi.org/10.2343/geochemj.2.0583>

気象庁・国土地理院 (2026) 長期的ゆっくりすべりの全体概要.

<https://www.jma.go.jp/jma/press/2603/06d/mate01.pdf>. (参照 2026-3-10)

~~Japan Meteorological Agency and Geospatial Information Authority of Japan (2026)–  
Overview of long-term slow slip.~~

~~<https://www.jma.go.jp/jma/press/2603/06d/mate01.pdf>. Accessed 10 Mar 2026~~

木村一洋 (2023) GNSS 解析結果可視化 web ツールの開発. JpGU2023: SGD02-P12.  
<https://confit.atlas.jp/guide/event/jpgu2023/subject/SGD02-P12/advanced>

~~Kimura K (2023) Development of GNSS analysis result visualization web tool. JpGU2023:–  
SGD02-P12. <https://confit.atlas.jp/guide/event/jpgu2023/subject/SGD02-P12/advanced>~~

Kumazawa T, Ogata Y (2013) Quantitative description of induced seismic activity before  
and after the 2011 Tohoku-Oki earthquake by nonstationary ETAS models. J Geophys  
Res: Solid Earth 118:6165-6182. <https://doi.org/10.1002/2013JB010259>

Kumazawa T, Ogata Y (2024) Non-stationary ETAS model: How it works for external  
forcing. Seism Res Lett 95(6):3331-3342. <https://doi.org/10.1785/0220240166>

Manning CE, Ingebritsen SE (1999) Permeability of the continental crust: Implications of  
geothermal data and metamorphic systems. Rev Geophys 37(1):127-150.  
<https://doi.org/10.1029/1998RG900002>

Matsumoto T, Kawabata T, Matsuda J, Yamamoto K, Mimura K (2003)  $^3\text{He}/^4\text{He}$  ratios in  
well gases in the Kinki district, SW Japan: surface appearance of slab-derived fluids in  
a non-volcanic area in Kii Peninsula. Earth Planet Sci Lett 216(1-2):221-230.  
[https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(03\)00479-5](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00479-5)

Mizoue M, Nakamura M, Seto N, Ishiketa Y (1983) Three-layered distribution of  
microearthquakes in relation to focal mechanism variation in the Kii Peninsula,  
southwestern Honshu, Japan. Bull Earthq Res Inst 58:287-310.  
<https://doi.org/10.15083/0000032951>

Morikawa N, Kazahaya K, Takahashi M, Inamura A, Takahashi HA, Yasuhara M, Ohwada  
M, Sato T, Nakama A, Handa H, Sumino H, Nagao K (2016) Widespread distribution  
of ascending fluids transporting mantle helium in the fore-arc region and their  
upwelling processes: Noble gas and major element composition of deep groundwater

Hirose+ [2026, EPS, <https://doi.org/10.1186/s40623-026-02457-0> ]の簡易和訳版  
Hypocenter migration and temporal variation in background seismic intensity and indicating  
fluid intrusion and diffusion: Earthquake swarm activity in and around Nara Prefecture

in the Kii Peninsula, southwest Japan. *Geochim Cosmochim Acta* 182:173-196.

<https://doi.org/10.1016/j.gca.2016.03.017>

村松弘規, 高松直史, 阿部聡, 古屋智秋, 加藤知瑛, 大野圭太郎, 畑中雄樹, 攪上泰亮, 大橋  
和幸 (2021) 新しい GEONET 解析ストラテジによる電子基準点日々の座標値 (F5  
解・R5 解) の公開. *国土地理院時報* 134: 19-32.

[https://doi.org/10.57499/JOURNAL\\_134\\_03](https://doi.org/10.57499/JOURNAL_134_03)

Muramatsu H, Takamatsu N, Abe S, Furuya T, Kato C, Ohno K, Hatanaka Y, Kakiage Y,  
Ohashi K (2021) Updating Daily Solution of CORS in Japan Using New GEONET  
5th Analysis Strategy (in Japanese). *J Geographical Survey Institute* 134: 19-32.

[https://doi.org/10.57499/JOURNAL\\_134\\_03](https://doi.org/10.57499/JOURNAL_134_03)

中川茂樹, 鶴岡弘, 加藤愛太郎, 酒井慎一, 平田直 (2016) ペタバイト規模の大規模連続地  
震波形データ解析システム. *震研彙報* 91:1-9. <https://doi.org/10.15083/0000032408>

Nakagawa S, Tsuruoka H, Kato A, Sakai S, Hirata N (2016) A petabyte-scale large-  
continuous seismic data analyzing system (in Japanese with English abstract). *Bull-  
Earthq Res Inst* 91:1-9. <https://doi.org/10.15083/0000032408>

Nakajima J (2022) Crustal structure beneath earthquake swarm in the Noto peninsula,  
Japan. *Earth Planets Space* 74:160. <https://doi.org/10.1186/s40623-022-01719-x>

Nakajima J (2023) The Wakayama earthquake swarm in Japan. *Earth Planets Space* 75:48.  
<https://doi.org/10.1186/s40623-023-01807-6>

中村一明 (1971) 松代地震から学んだこと一手に入れた地震制御へのデーター. *科学朝日*  
31(10):127-133.

Nakamura K (1971) What we learned from the Matsushiro earthquake: Data obtained for  
earthquake control (in Japanese). *SClAS* 31(10):127-133.

奈良県 (2004) 第2次奈良県地震被害想定調査報告書.

<https://www.pref.nara.jp/40777.htm>

Nara Prefecture (2004) Second report of estimated earthquake damage in Nara prefecture  
(in Japanese). Retrieved from <https://www.pref.nara.jp/40777.htm>

Nishikawa T, Ide S (2018) Recurring slow slip events and earthquake nucleation in the  
source region of the M 7 Ibaraki-Oki Earthquakes revealed by earthquake swarm and  
foreshock activity. *J Geophys Res* 123(9):7950-7968.

<https://doi.org/10.1029/2018JB015642>

Nishimura T, Matsuzawa T, Obara K (2013) Detection of short-term slow slip events along  
the Nankai Trough, southwest Japan, using GNSS data. *J Geophys Res* 118:3112-  
3125. <https://doi.org/10.1002/jgrb.50222>

Nishimura T, Hiramatsu Y, Ohta Y (2023) Episodic transient deformation revealed by the  
analysis of multiple GNSS networks in the Noto Peninsula, central Japan. *Sci Rep*

- Hirose+ [2026, EPS, <https://doi.org/10.1186/s40623-026-02457-0> ]の簡易和訳版  
Hypocenter migration and temporal variation in background seismic intensity and indicating fluid intrusion and diffusion: Earthquake swarm activity in and around Nara Prefecture
- 13:8381. <https://doi.org/10.1038/s41598-023-35459-z>
- Noir J, Jacques E, Békri S, Adler PM, Tapponnier P, King GCP (1997) Fluid flow triggered migration of events in the 1989 Dobi earthquake sequence of Central Afar. *Geophys Res Lett* 24(18):2335-2338. <https://doi.org/10.1029/97GL02182>
- Ogata Y (1988) Statistical models for earthquake occurrences and residual analysis for point processes. *J Am Stat Assoc* 83(401):9-27. <https://doi.org/10.2307/2288914>
- Ogata Y (1992) Detection of precursory relative quiescence before great earthquakes through a statistical model. *J Geophys Res* 97(B13):19845-19871. <https://doi.org/10.1029/92JB00708>
- Ohtake M (1974) Seismic activity induced by water injection at Matsushiro, Japan. *J Phys Earth* 22:163-176. <https://doi.org/10.4294/jpe1952.22.163>.
- Parotidis M, Shapiro SA, Rothert E (2004) Back front of seismicity induced after termination of borehole fluid injection. *Geophys Res Lett* 31:L02612. <https://doi.org/10.1029/2003GL018987>
- 活断層研究会 (1991) 新編 日本の活断層. 東京大学出版会 437 p.
- ~~Research Group for Active Faults of Japan (1991) Active faults in Japan: sheet maps and inventories (revised ed) (in Japanese with English abstract). Univ Tokyo Press 437 p.~~
- Sano Y, Wakita H (1985) Geographical distribution of  $^3\text{He}/^4\text{He}$  ratios in Japan: Implications for arc tectonics and incipient magmatism. *J Geophys Res Solid Earth* 90(B10):8729-8741. <https://doi.org/10.1029/JB090iB10p08729>
- Sano Y, Kameda A, Takahata N, Yamamoto J, Nakajima J (2009) Tracing extinct spreading center in SW Japan by helium-3 emanation. *Chem Geol* 266(1-2):50-56. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2008.10.020>
- Shapiro SA, Huenges E, Borm G (1997) Estimating the crust permeability from fluid-injection-induced seismic emission at the KTB site. *Geophys J Int* 131:F15-F18. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1997.tb01215.x>
- Shapiro SA, Dinske D (2009) Fluid-induced seismicity: Pressure diffusion and hydraulic fracturing. *Geophysical Prospecting* 57:301-310. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2478.2008.00770.x>
- Shimojo K, Enescu B, Yagi Y, Takeda T (2014) Fluid-driven seismicity activation in northern Nagano region after the 2011 M9.0 Tohoku-oki earthquake. *Geophys Res Lett* 41:7524-7531. <https://doi.org/10.1002/2014GL061763>
- Shimojo K, Enescu B, Yagi Y, Takeda T (2021) Nucleation process of the 2011 northern Nagano earthquake from nearby seismic observations. *Sci Rep* 11:8143. <https://doi.org/10.1038/s41598-021-86837-4>
- Trugman DT, Shearer PM (2017) GrowClust: A hierarchical clustering algorithm for

Hirose+ [2026, EPS, <https://doi.org/10.1186/s40623-026-02457-0> ]の簡易和訳版  
Hypocenter migration and temporal variation in background seismic intensity and indicating  
fluid intrusion and diffusion: Earthquake swarm activity in and around Nara Prefecture

relative earthquake relocation, with application to the Spanish Springs and Sheldon,  
Nevada, earthquake sequences. *Seism Res Lett* 88(2A):379-391.

<https://doi.org/10.1785/0220160188>

上原大二郎, 角田地文, 工藤健, 梅田浩司, 小川康雄, 棚瀬充史, 武田祐啓, 千葉昭彦, 菊池  
晃, 鍵山恒臣 (2005) 紀伊半島南部地域の重力異常と深部比抵抗構造から推定される  
地熱構造. *地震* 2 57(3):245-255. [https://doi.org/10.4294/zisin1948.57.3\\_245](https://doi.org/10.4294/zisin1948.57.3_245)

Uehara D, Kakuta C, Kudo T, Umeda K, Ogawa Y, Tanase A, Takeda M, Chiba A, Kikuchi-  
A (2005) Geothermal structure of the southern part of the Kii Peninsula estimated-  
from the gravity anomaly and the deep resistivity structure (in Japanese with English-  
abstract). *Zisin (J Seismol Soc Jpn 2nd Ser)* 57:245-255.

[https://doi.org/10.4294/zisin1948.57.3\\_245](https://doi.org/10.4294/zisin1948.57.3_245)

Umeda K, Sakagawa Y, Ninomiya A, Asamori K (2007) Relationship between helium  
isotopes and heat flux from hot springs in a non-volcanic region, Kii Peninsula,  
southwest Japan. *Geophys Res Lett* 34:L05310.

<https://doi.org/10.1029/2006GL028975>

Wakita H, Sano Y, Mizoue M (1987) High  $^3\text{He}$  emanation and seismic swarms observed in a  
nonvolcanic, forearc region. *J Geophys Res* 92(B12):12539-12546.

<https://doi.org/10.1029/JB092iB12p12539>

Waldhauser F, Ellsworth WL (2000) A double-difference earthquake location algorithm:  
method and application to the northern Hayward fault, California. *Bull Seismol Soc  
Am* 90:1353-1368. <https://doi.org/10.1785/0120000006>

Wessel P, Smith WHF, Scharroo R, Luis J, Wobbe F (2013) Generic mapping tools:  
improved version released. *Eos Trans AGU* 94:409-410.

<https://doi.org/10.1002/2013EO450001>

吉田則夫・奥澤保・塚原弘昭 (2002) 同位体比から見た松代群発地震地域の深部流体の起  
源. *地震* 2 55:207-216. [https://doi.org/10.4294/zisin1948.55.2\\_207](https://doi.org/10.4294/zisin1948.55.2_207)

Yoshida N, Okusawa T, Tsukahara H (2002) Origin of deep Matsushiro earthquake swarm-  
fluid inferred from isotope ratios. (in Japanese with English abstract). *Zisin (J Seismol-  
Soc Jpn 2nd ser)* 55:207-216. [https://doi.org/10.4294/zisin1948.55.2\\_207](https://doi.org/10.4294/zisin1948.55.2_207)

Yoshioka R, Okuda S, Kitano Y (1970) Calcium chloride type water discharged from the  
Matsushiro area in connection with swarm earthquakes. *Geochem J* 4(2):61-74.

<https://doi.org/10.2343/geochemj.4.61>

Zhu W, Mousavi SM, Beroza GC (2019) Seismic signal denoising and decomposition using  
deep neural networks. *IEEE Trans Geosci Remote Sens* 57(11):9476-9488.

<https://doi.org/10.1109/TGRS.2019.2926772>

## Figure Caption

### Fig. 1. 震央分布図（気象庁カタログ）

(a) 解析領域の位置関係. 細実線は県境. 破線は海溝／トラフ. PHS はフィリピン海プレート, PAC は太平洋プレートの略. 黒枠は図(b)の範囲に対応. (b) 震央分布図. 紫点は 1919 年 1 月 1 日～2024 年 12 月 31 日, M 5 以上, 黒点は 1997 年 10 月 1 日～2000 年 12 月 31 日, M 1 以上, いずれも深さ 20 km 以浅. 青破線は陸とフィリピン海プレートの境界の等深線 (10 km 間隔) [Hirose+ 2008]. KP は紀伊半島, OB は大阪湾の略. 緑枠は図(c)の範囲に対応. (c) 震央分布図. 黒点は 2001 年 1 月 1 日～2024 年 12 月 31 日, M 1 以上, 深さ 20 km 以浅の通常的地震. 青点は深さ 30 km の深部低周波地震. 橙線は推本によって評価された活断層で中央構造線断層帯 (MTL) [推本 2017] と奈良盆地東縁断層帯 (EMNB) [推本 2001]. 領域 A に重なる茶線は MTL を構成する断層のひとつ千股断層 [活断層研究会 1991]. 領域 B に重なる茶線は活断層の疑いのあるリニアメント (確実度Ⅲ) [活断層研究会 1991]. 図(b), (c)の赤枠は領域 A, B を示す. 緑逆三角は震源再決定に用いた地震観測点: E.HBR, E.HGU, E.KKW, E.OIC, E.SRT, HEGURI, KOUYA, MINABE, N.HNZH, N.HRKH, N.HYSH, N.KAWH, N.KRTH, N.MGWH, N.NKMH, N.NKTH, N.OWSH, N.TISH, N.TKEH, N.TKWH, N.TRIH, N.YZEH.

### Fig. 2. 領域 A, B の地震活動（気象庁カタログ）

(a, b) 領域 A, (c, d) 領域 B. (a, c) 震央分布. (b, d) 鉛直断面. 図(b)の上段は南北投影, 下段左は図(a)の領域 A-N の東西投影, 下段右は図(a)の領域 A-S の東西投影. 図(d)の上段は図(c)の南北投影, 下段は東西投影. 断面図の縦横比はいずれも 1:1. 丸の色は深さを, 大きさは M に比例する. (e) 規模別頻度分布. 三角形が領域 A, 丸が領域 B.

### Fig. 3. 領域 A の地震活動（GrowClust カタログ）

(a) 震央分布. 赤星は最初のイベント (2002 年 7 月 24 日, M 1.1), 青星は別クラスタの最初のイベント (2006 年 1 月 11 日, M 1.4) を示す. 破線円は各星を中心とした同心円. 南北クラスタの境界線の位置 (緯度) が Fig. 2 と異なることに注意. ビーチボールは下半球投影の P 波初動解. (b) 鉛直断面. 上段は南北投影, 下段左は図(a)の領域 A-N の東西投影, 下段右は図(a)の領域 A-S の東西投影. 縦横比はいずれも 1:1. (c) 南北投影の時空間分布. (d) 深さの時系列. (e) M-T 図 (縦棒, 左軸) と右肩の総数  $N$  で規格化した回数積算図 (曲線, 右軸). 図(a-d)の丸の色は深さを, 大きさは M に比例する. 図(a, c)の茶丸は M 3.3 以上を示す.

### Fig. 4. 領域 B の地震活動（GrowClust カタログ）

Fig. 3 と同様. ただし, 領域 B. 赤星は最初のイベント (2001 年 5 月 29 日, M 2.2), 青星は別クラスタの最初のイベント (2002 年 9 月 3 日, M 1.5) を示す. 図(a)の 2 つの矩形は

**Fig. 5a, b** に対応。図(c), (d)の×は深さ~20 km の地震を示す（言い換えると、主な活動域から外れているイベント）。なお、GrowClust カタログでは、2002 年 1 月 7 日 6 時 42 分の地震(M 1.7)は読み取り観測点が 6 点しかないため気象庁カタログより 1 個少ない。

#### Fig. 5. 領域 B の震源移動

(a, b) 震央分布。破線円は各星を中心とした同心円（半径 1 km 刻み）。丸の大きさは M に比例する。矢印は震源の移動方向を指す。(a) 丸の色は最初のイベント（赤星）からの日数を示す。橙星については本文及び **Fig. 7b, c** を参照。灰線は **Fig. 7c** の距離の推定に用いた。活動の広がりや発生のタイミングを考慮して、4 領域（N, S, E, W）に分割。(b) 丸の色は別クラスタの最初のイベント（青星）からの日数を示す。縦破線については **Fig. 7d** を参照。(c) 図(a)の各領域について、右下の総数 $N$ で規格化した回数積算図。

#### Fig. 6. 領域 A の地震活動の震源距離と時間の関係

青曲線は式(1)、橙曲線は式(3)に基づく。数字は拡散係数 $D$ と各種パラメータ。(a) **Fig. 3** の赤星（最初のイベント）を起源とした場合。鉛直破線は青星（別クラスタの最初のイベント）のタイミングを示す。**Fig. 3a** の領域 A-N に対応するイベントを丸、領域 A-S に対応するイベントを紫菱形で示す。(b) 図(a)の青星を起源とした場合。

#### Fig. 7. 領域 B の地震活動の震源距離と時間の関係

青曲線は式(1)、緑曲線は式(2)に基づく。数字は拡散係数 $D$ と各種パラメータ。(a) **Fig. 4** の赤星（最初のイベント）を起源とした場合。鉛直破線は青星（別クラスタの最初のイベント）のタイミングを示す。(b) 図(a)の緑期間の時間軸を拡大したもの。橙星は **Fig. 5a** のそれと対応。紫で緑取られた丸は、190 日目までに領域 S で発生した地震。(c) 図(b)と同様。ただし、縦軸は **Fig. 5a** の灰線（赤星を中心とした半径 3 km の同心円）に沿った震央距離。対象地震は灰線を中心とした幅 2 km（半径 2 km と 4 km の同心円）内の地震である。拡散曲線は橙星を起点とする。(d) 図(a)の青星を起源とした場合。**Fig. 5b** の縦破線より西を丸、東を紫菱形で示す。

#### Fig. 8. 非定常 ETAS モデルの結果

(a, b) 領域 A。(c, d) 領域 B。図(a, c)の黒線は $\lambda(t)$ 、赤線は $\mu(t)$ と  $1\sigma$  区間、青線は $K_0(t)$ 。水平破線のうち、下段は $\mu$ 値の初期値、上段はその 10 倍。ピンク期間は、 $\mu$ 値が初期値の 10 倍以上の期間を示す。ABIC 最小となった重み $w_\mu, w_{K_0}$ をパネルの右上に記載。括弧内は重みの初期値。図(b, d)は M-T 図（縦棒、左軸）と右上の総数 $N$ で規格化した回数積算図（曲線、右軸）。黒曲線は観測値、緑曲線は ETAS モデル、紫曲線は非定常 ETAS モデルによる。なお、入力データとして気象庁カタログを用いた（なぜなら、各領域全体が対象であるため、再決定震源である必要はないため。発生したかどうか重要であり、データの抜けが一切な

いことが重要である。領域 A の GrowClust カタログには抜けはないが、領域 B では 1 個抜けがある)。

### Fig. 9. GNSS 観測点分布と面積歪の時間変化

(a) 緑四角は、群発地震活動以前から稼働していた GNSS 観測点 (緑数字は観測点番号)。面積歪は、領域 A, B を取り囲む三角形 1~4 で計算した。(b) 領域 A, (c) 領域 B に関連する面積歪 (点, 左軸) 及び  $\Delta AIC$  (細線, 右軸) の時間変化。灰点は面積歪みの生データ, 青点は地震ステップ及び季節変動成分を除去したもの。負の  $\Delta AIC$  値は横軸上にプロットしている。図(c)の赤矢印については本文参照。直実線は最初の地震のタイミング。鉛直破線は 2011 年東北沖地震のタイミング。ピンク期間は、非定常 ETAS 解析で  $\mu$  値が初期値の 10 以上の期間。三角形 4 の面積歪における 2005~2006 年頃の欠測は、観測点 960651 から 051146 への移設による。

### Fig. 10. 浸透率と深さの関係

先行研究 [Manning & Ingebritsen 1999; Ingebritsen & Manning 2010] によってコンパイルされた浸透率と深さの関係。赤シンボルは領域 A, B, 緑シンボルは長野北部 [Shimojo+ 2021], 青シンボルは Ingebritsen & Manning [2010] による松代群発地震。紫実線は、地熱データ及び変成岩系から推定された平均的な関係式:  $\log_{10} k = -14 - 3.2 \log_{10} z$  [Manning & Ingebritsen 1999]。紫破線は、平均よりも高い浸透率を示すケースを表す関係式:  $\log_{10} k = -11.5 - 3.2 \log_{10} z$  [Ingebritsen & Manning 2010]。ここで、 $k$  は浸透率 ( $m^2$ ),  $z$  は深さ (km)。

### Fig. 11. 群発地震活動の継続時間と移動速度の関係

ピンクと薄青の領域は、それぞれ SSE 駆動系列と流体誘起群発のスケーリング関係 [Danré + 2024]。黒丸は奈良群発。

### Fig. 12. ヘリウム同位体比の分布

大気補正された  $^3\text{He}/^4\text{He}$  比の観測値 [Matsumoto+ 2003; Umeda+ 2007; Sano+ 2009; Morikawa+ 2016; Iwamori+ 2020]。紫楕円は火山フロントから離れた高  $^3\text{He}/^4\text{He}$  比異常域を示す「近畿スポット」 [Wakita+ 1987]。逆 L 字はスラブの断裂が期待された高  $^3\text{He}/^4\text{He}$  比の帯 [Sano+ 2009]。I2006 付きの細直線は Ito+ [2006] の地震探査測線。N2023 付きの細直線は Nakajima [2023] の線 A, D に対応。領域 B に重なる黒矩形は Doi & Kawakata [2013] の領域(d)に対応。その他のシンボルについては Fig. 1 参照。