3.2 速度構造不均質を考慮した精密震源決定

(1) 業務の内容

(a) 業務題目 速度構造不均質を考慮した精密震源決定

(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	研究企画室長	今西 和俊
国立研究開発法人	産業技術総合研究所	主任研究員	内出 崇彦

(c) 業務の目的

近年観測された余震等を精密に再決定し、不均質を考慮した三次元地震波速度構造モデルを構築する。微小地震解析によりメカニズム解を決定し、断層形状を推定する。

- (d) 3 ヵ年の年次実施業務の要約
- 1) 平成 29 年度:

糸魚川-静岡構造線断層帯における地震波速度構造モデルの先行研究をレビューし、当該 地域で震源決定を行うに際して適切な速度構造モデルの検討を行った。また、当初計画には 入っていなかったが、2017年12月6日に長野県中部で発生した地震(M_j5.3)とその余震に 関して震源決定とメカニズム解推定を行い、松本盆地東縁断層帯の深部における活動である 可能性があることを示した。

2) 平成 30 年度:

平成 29 年度の検討結果を踏まえた速度構造モデルを用い、2018 年 5 月 12 日に長野県北 部で発生した地震(M_j5.2)とその余震に関して震源決定とメカニズム解を求め、断層形状 と応力場を推定した。また既存カタログから牛伏寺断層直下の断層形状について考察を行っ た。

3) 令和元年度:

糸魚川-静岡構造線断層帯の中南部・南部の周辺で発生している微小地震の震源再決定を行い、地下における糸魚川-静岡構造線断層帯の構造を拘束した。また、地震活動の下限が走向 に伴って変化する原因について文献調査を行い、断層モデルの下限深度の設定について検討した。

- (2) 令和元年度の成果
 - (a) 業務の要約

糸魚川-静岡構造線断層帯の中南部・南部の周辺で発生している微小地震の震源再決定を行 い、地下における糸魚川-静岡構造線断層帯の構造を拘束した。また、地震活動の下限が走向 に伴って変化する原因について文献調査を行い、断層モデルの下限深度の設定について検討した。

(b) 業務の成果

1) 糸魚川-静岡構造線断層帯中南部・南部における微小地震分布の解析

糸魚川-静岡構造線断層帯の西側において、微小地震活動が見られる。これらと同断層帯と の関連を調べるために、微小地震の震源再決定を行った。解析には、2002 年6月から 2020 年 2月12日までに図1の範囲で発生した地震について、気象庁一元化処理震源カタログの震源位 置を初期値として、同検測値のP波、S波到達時刻を用いて、hypoDD(Waldhauser and Ellsworth, 2000)によって震源位置を再決定した。使用した観測点は、防災科学技術研究所(Hi-net、K-NET)、 気象庁、名古屋大学、東京大学地震研究所、京都大学防災研究所によるものである。地震波速 度構造は JMA2001(上野・他, 2002)を使用した。

最終的に、12349 個の地震の震源位置を再決定することができた。図1に再決定した震源の 空間分布を示す。中南部においては、ほぼ鉛直の面が卓越した分布が見られ、その走向は糸魚 川-静岡構造線断層帯よりは中央構造線に近いようにも見える(図1(b))。南部においては、 明瞭な面構造を認めることはできなかった。南西傾斜の線を引いてみると地震活動に突き当た るが、地震活動だけでは断層面を同定することはできなかった。

糸魚川-静岡構造線断層帯を挟んで地震活動度に大きな差があることも特徴的である。これ は、地質構造に起因する強度の違いなどが原因であると考えられる。

2) 地震発生深度についての文献調査

糸魚川-静岡構造線断層帯沿いに発生している地震の深さの下限にはある程度の地域性が見 られる(図2)。今回は地震発生深度の下限は一様に設定して断層モデルを作成したが、今後に 向けては、地震発生深度についても検討することが必要になると思われる。そのため、今回は 地震発生深度に関する文献調査を行った。

地震発生深度を決める要因の一つとして、断層の剪断強度が考えられる。これが温度や圧力 によって決められるため、深度によって大きく左右されるのである(Sibson, 1982)。Tanaka (2004)は、日本列島における地殻熱流量とD₉₀(特定地域における地震のうち浅い方から 90%に あたる深度)との逆相関を指摘した。近年では、米国南カリフォルニアにおいて、鉱物と熱流量 をパラメータにして地震の深度分布を説明する試みも行われている(Hauksson and Meier, 2019)。地質構造と地震学的観測とを結びつけることで、互いに理解を進め、地震活動が低調な 地域でも地震発生深度の下限を推定するなどの研究に発展させることができるかもしれない。

大地震が発生した直後の余震においては、地震発生深度の範囲が一時的に広がる可能性があ ることには注意を要する(細野・他, 2006)。大地震における断層幅をより正確に推定するには、 普段の地震発生深度の範囲を参考にしつつも、それが一時的にどの程度広がりうるかを知る必 要がある。

(c) 結論ならびに今後の課題

今年度は、糸魚川-静岡構造線断層帯中南部及び南部周辺における地震活動と同断層帯との 間の関係を調べたが、明瞭な関係は見られなかった。南部においては、南西傾斜の断層を仮定 した場合、地震活動と矛盾しないとは言えるが、その仮定を積極的に支持するほどの地震学的 証拠は見つからなかった。

地震発生深度の下限を決める要因については、米国南カリフォルニアにおいては既に定量的 な評価が進んでいることがわかった。また、大地震時及びその直後にのみ地震発生深度の範囲 が拡大するという観測事実には注意を要する。大地震の断層モデルの断層幅の設定に直接影響 するものであり、そのような地震活動を生む要因を特定するための基礎研究が必要である。

謝辞:気象庁一元化震源カタログを使用させて頂きました。波形解析においては、防災科学技術研究所 Hi-net、気象庁、東京大学地震研究所の定常観測網のデータを利用しました。図は Generic Mapping Tools (Wessel and Smith, 1998) で作成しました。

(d) 引用文献

- Hauksson, E. and M.-A. Meier, Applying Depth Distribution of Seismicity to Determine Thermo-Mechanical Properties of the Seismogenic Crust in Southern California: Comparing Lithotectonic Blocks, Pure and Applied Geophysics, 176, 1061-1081, doi:10.1007/s00024-018-1981-z, 2019.
- 細野耕司・西政樹・吉田明夫,内陸大地震の余震活動域の深さの時間変化,地震 第2輯,59,29-37, 2006.

中田高・今泉俊文,活断層詳細デジタルマップ,東京大学出版会,68p,2002.

- Sibson, R. H., Fault zone models, heat flow, and the depth distribution of earthquakes in the continental crust of the United States, Bulletin of the Seismological Society of America, 72, 151-163, 1982.
- Tanaka, A., Geothermal gradient and heat flow data in and around Japan; II, Crustal thermal structure and its relationship to seismogenic layer, Earth, Planets and Space, 56, 1195-1199, 2004.
- 上野寛・畠山信一・明田川保・舟崎淳・浜田信生,気象庁の震源決定方法の改善 浅部速度 構造と重み関数の改良-,験震時報,65,123-134,2002.
- Waldhauser, F. and W. L.Ellsworth, A double-difference earthquake location algorithm: Method and application to the northern Hayward fault, California, Bulletin of the Seismological Society of America, 90, 1353-1368, doi:10.1785/0120000006, 2000.
- Wessel, P. and W. H. F. Smith, New, improved version of the Generic Mapping Tools released, EOS Trans. AGU, 79, 579, 1998.



図1 糸魚川-静岡構造線断層帯中南部・南部において 2002 年 6 月から 2020 年 2 月までに発生 した地震の(a)水平分布と(b), (c)断面図。中田・今泉(2002)による活断層の位置を茶色線で示す。



図2 糸魚川ー静岡構造線断層帯沿いに発生している地震の震源分布の断面図。

(3) 平成 29~令和元年度の成果

- (a) 業務の要約
- 1) 平成 29 年度:

糸魚川ー静岡構造線断層帯における地震波速度構造モデルの先行研究をレビューし、当該 地域で震源決定を行うに際して適切な速度構造モデルの検討を行った。また、当初計画には 入っていなかったが、2017年12月6日に長野県中部で発生した地震(M_j5.3)とその余震に 関して震源決定とメカニズム解推定を行い、松本盆地東縁断層帯の深部における活動である 可能性があることを示した。

2) 平成 30 年度:

平成 29 年度の検討結果を踏まえた速度構造モデルを用い、2018 年 5 月 12 日に長野県北 部で発生した地震(M_j5.2)とその余震に関して震源決定とメカニズム解を求め、断層形状 と応力場を推定した。また既存カタログから牛伏寺断層直下の断層形状について考察を行っ た。

3) 令和元年度:

糸魚川-静岡構造線断層帯の中南部・南部の周辺で発生している微小地震の震源再決定を行い、地下における糸魚川-静岡構造線断層帯の構造を拘束した。また、地震活動の下限が走向 に伴って変化する原因について文献調査を行い、断層モデルの下限深度の設定について検討した。

(b) 業務の成果

1) 速度構造モデルに関する検討

糸静線をカバーする地震波速度構造モデルについて、先行研究のレビューを行った。表1に 代表的なモデルを、図3に各モデルの解析範囲を示す。Panayotopoulos et al. (2010, 2014) は臨時に設置した稠密地震計アレイのデータを用いて断層帯周辺の3次元速度構造を推定して おり、概ね 10km 以浅で空間解像度が約5km に達する高解像度のモデルを求めている。地表地 質との対応も良く、信頼性の高い結果が得られているが、主に地殻内の地震を使っているため、 15km より深いところの速度構造は基本的に推定できていない。一方、Matsubara and Obara (2011) は深い地震も使って列島規模のトモグラフィー構造を求めており、深部の構造も推定できてい る。しかし、概ね20km間隔の定常観測点を用いているため、空間解像度は良いところでも10km 程度と推定される。図4に Panayotopoulos et al. (2014) と Matsubara and Obara (2011)の モデルの比較を示す。深さ5km 以浅に着目すると、Panayotopoulos et al. (2014) では主に 北部フォッサマグナにおいて顕著な低速度域が確認できる。Matsubara and Obara (2011) でも 同じ場所に低速度域が確認できるが、解像度が低いためぼやけた描像となっている。深さ5km 以深になると、速度不均質が不明瞭になっていくことが確認できる。Takeda et al. (2004) は 大規模屈折法・広角反射法データを用いて、図3に示す3つの測線における速度断面を求めて いる。5km以浅において速度不均質が大きいという特徴がより明瞭に確認できる。以上のよう な特徴を踏まえると、この地域の構造モデルとして一番良いのは、各速度モデルの良い部分を

使い、統合したモデルを作ることである。しかし、それぞれのモデルの解像度が異なっている 点やモデル間の接合部分の扱いなど、実際に統合モデルを作成する上では難しい問題を抱えて いる。将来的に統合モデルを構築する可能性は残しつつも、現時点で一番現実的な方法は、5 km以浅の速度不均質を考慮して代表的な2つの一次元構造モデルを設定し、それでも説明しき れない部分を観測点補正値で補正を行う方法であろう。同様のアプローチは Sakai (2004)や 今西・他 (2006)によって行われている。

このアプローチがうまく機能することを示すために、2014年11月22日に発生した長野県北 部の地震(M₁6.7)の解析結果(Imanishi and Uchide, 2017)を紹介する。この地域の代表的 な速度構造として、図5(a)の2つの一次元速度構造を仮定する。この構造は、Panayotopoulos et al. (2014)の初期構造モデルと基本的に同じであり、浅部で異なる速度値を持ち、深さ 10km 以深で同じになる。各観測点においてどちらの速度構造を適用するかは、全観測点について同 一の速度構造を使用して震源を決定したときの走時残差や Panayotopoulos et al. (2014)の 浅部構造を参考に、図5(b)のように決定した。解析した地震は、本震と余震だけでなく、本震 の4日前から活動した前震、およびそれ以前に発生していた地震を対象とした。解析期間は2010 年1月1日から2014年12月31日までである。P波とS波の到達時刻には気象庁の読み取りデ ータを使用した。まず初めに、Hirata and Matsu'ura (1987)の hypomh を用いて震源決定し、 観測点毎に走時残差の平均値を計算して観測点補正値を求めた。次に、この観測点補正値を導 入し、再度震源決定と観測点補正値の計算を行うという操作を複数回繰り返した。繰り返し回 数が3回を超えると、走時残差の RMS 値の変化が見られなくなった。そこで本研究では、3回 目の結果を最終の震源とした。最終的な走時残差の RMS 値は、 P 波は 0.24 秒から 0.12 秒へ、 S波は 0.40 秒から 0.25 秒へ減少した。推定誤差は平均して水平方向に 218m、鉛直方向に 369 mと見積もられる。前震と本震の震源分布を図6に示す(緑丸)。気象庁一元化震源(青丸)と 比較すると、震源がより集中するようになり、震央分布が全体にやや西に移動する傾向がみら れる(図6(a))。分布が西に移動するのは、速度構造の不均質を考慮した結果である。断面図 (図6(b))を見ると、本研究による結果は気象庁一元化震源に比べて浅くなり、少しばらつき があるものの北西方向に傾斜する分布が見えてくる。本震(大きい丸)が全体の分布から外れ ている理由は、P波の到達時刻の読み取りが少ないことと読み取り精度が良くないことに起因 していると考えられる。さらに、波形相関による走時差を計算し、double-difference 法 (Waldhauser and Ellsworth, 2000) により相対決定精度を向上させた。この時の結果を図6 の赤丸で示す。相対的なアプローチを取ったことで、本震の位置も改善されている。分布はさ らに引き締まり、北西方向に約40°で傾斜する断層面が確認できる。この断層面の走向と傾斜 角は、本震や最大前震(2014 年 11 月 18 日 21 時 29 分、Mj2.7)の気象庁P波初動解 (http://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/mech/pdf/mc201411.pdf,2018 年 3 月 14 日確認) の節面の一つと調和的である。このように、2つの代表的な一次元速度構造モデルに観測点補 正値を導入することで、この地域の不均質速度構造を考慮した震源決定がうまくいくことが確 認できた。

2) 2017 年 12 月 6 日に発生した長野県中部の地震(M_j5.3)の解析

2017年12月6日の0時13分、長野県中部で深さ10kmを震源とするM_i5.3の地震が発生した。 地震調査研究推進本部 地震調査委員会(2015)の区分けに従うと、糸静線の北部区間南端で発 生した地震になる(図7)。図8に気象庁によるP波初動解 (http://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/mech/ini/fig/mc20171206001349.html, 2018 年 認 3 月 14 日 確) CMT 解 (http://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/mech/cmt/fig/cmt20171206001349.html, 2018 年 3 月 14 日 確 認) 、 防 災 科 学 技 術 研 究 所 の F-net 解 (http://www.fnet.bosai.go.jp/event/tdmt.php?_id=20171205151200&LANG=ja, 2018 年 3 月 14 日確認)、本研究による推定解(後述)を示す。いずれもやや逆断層成分を含む横ずれ型の解で ある。メカニズム解の一つの節面は南北に近い走向を持ち、直近の活断層(松本盆地東縁断層 帯)の地表トレースの走向と調和的である。この地震は当プロジェクトにおいて重要な意味を 持つことから、初年度計画に入っていなかったが解析を進めることにした。以下では震源決定、 メカニズム解推定、応力場推定を行った結果について報告する。

a)震源決定

解析には、本震の震央から概ね 50km 以内の観測点を使用した(図9)。本震の波形例を図 10 に示す。解析対象とする地震として、2017 年 12 月 2 日から 2018 年 1 月 22 日までに発生し、 気象庁一元化震源カタログに含まれる 20km 以浅の 142 個を選んだ。これらの地震の震央を図 9 のオレンジの丸で示す。1)での検討を踏まえ、震源決定においては 2 つの一次元速度構造(図 5)を仮定した。各観測点においてどちらの速度構造を適用するかについては、2014 年長野県 北部の地震の時と同様に、全観測点について同じ速度構造を使用して震源決定したときの走時 残差や Panayotopoulos et al. (2014)の浅部構造を参考にして決定した。 P波・S波の走時 とP波初動極性は、WIN システム(ト部・東田, 1992)を用いて全て手動検測した。

震源決定は、長野県北部の地震の時と同様に、hyponhによる震源決定と観測点補正値の決定 を逐次的に行い、走時残差の RMS 値の変化が見られなくなった3回目の結果を最終の解とした。 最終的な走時残差の RMS 値は、P 波は 0.14 秒から 0.06 秒へ、S 波は 0.33 秒から 0.15 秒へ減 少した。推定誤差は平均して水平方向に 160m、鉛直方向に 205mと見積もられる。この時の震 源決定の結果を図 11 の赤丸で示す。気象庁一元化震源(青丸)と比較すると、震源がより集中 するようになり、震央分布が全体にやや北西方向に移動する傾向がみられる(図 11 (a))。分布 が北西方向に移動するのは、速度構造の不均質を考慮した結果である。断面図(図 11 (b))を 見ると、震源が浅くなる傾向が確認できる。また、A-A'断面を見ると、気象庁一元化震源では ほぼ鉛直に並ぶのに対して、本研究の結果は 50°前後で東傾斜する面状分布が確認できる。こ の面状分布の走向と傾斜角は気象庁による CMT 解や防災科研の F-net 解、本研究によるメカニ ズム解(後述)の傾斜角(図 8)と調和的であり、A-A'に見られる面状分布は余震分布を示し ていると考えられる。この分布を地表に延ばしていくと、活断層(松本盆地東縁断層帯)の地 表トレースにぶつかるように見える。つまり、この活動は、松本盆地東縁断層帯の深部におけ る活動である可能性がある。B-B'断面からは面状分布が確認できないことから、本震の断層は B-B'の領域には達していないと予想される。なお、A-A'断面に見られる面状分布の傾斜角は気 象庁 P 波初動解の傾斜角(図8)と一致しないが、一つの可能性として、初期破壊のずれが断 層運動の全体像とわずかに異なっていたということが考えられる。

余震分布の拡がりから、断層面積は S=4×4 km² 程度と推定できる。 $M_o = \mu DS$ の関係式に剛 性率 μ =32GPa、地震モーメント M_o=4.03×10¹⁶Nm(気象庁の CMT 解の推定値)を代入すると、す べり量Dは8 cm と推定される。また、 $\Delta \sigma = 2.5 M_o/S^{3/2}$ (菊地, 1987)の関係式より、応力降下 量 $\Delta \sigma$ は 1.6 MPa と推定される。この値は本州における地殻内地震として標準的と言える(Oth et al., 2013)。

b)メカニズム解推定

P波初動の押し引きデータに加えてP波とS波の振幅値も同時に使い、メカニズム解を推定 した。解析手法の詳細は今西・他(2013)を参照されたい。震源決定した地震のうち、P波初 動の押し引きデータが15個以上ある地震に対して上記手法を適用した。走向、傾斜角、すべり 角のグリッドサーチの刻み幅は5°とした。最終的に推定できたメカニズム解は47個で、最小 の地震はM_j0.3である(メカニズム解と同時に推定されるモーメントマグニチュードでは1.1)。 推定されたメカニズム解を図12に示す。本震のメカニズム解については、図8にも示している。 Flohlich (1992)の定義で逆断層型に分類される地震2個を除き、横ずれ型もしくは横ずれ成 分を多く含む地震である。図13(a)に全ての地震のP軸、B軸、T軸を下半球投影(等積投影) で示す。また、図13(b)にP軸とT軸の方位分布を地図上に示す。概ね北西-南東圧縮、北東 -南西伸張で特徴づけられる。

c) 応力場推定

P軸とT軸の平均的な分布から応力場の傾向がわかるが、定量的に評価するために、推定したメカニズム解に Michael (1984, 1987)の応力テンソルインバージョン法を適用した。推定されるパラメータは、最大主応力 σ_1 、中間主応力 σ_2 、最小主応力 σ_3 の方位、そして、応力比 $\phi = (\sigma_2 - \sigma_3)/(\sigma_1 - \sigma_3)$ の4つである。

図 14 に推定結果を示す。 $\sigma_1 \geq \sigma_3$ はほぼ水平面内に作用しており、それぞれ北西-南東、北東 -南西方向を示す。これらの方位はP軸、T軸の平均的な方位と調和的である。また、 σ_2 はほ ぼ鉛直方向であることから、この地域は横ずれの応力場であることがわかる。ただし、詳しく 見ると、 σ_2 軸と σ_3 軸が σ_1 軸に対して 15°ほど回転している。95%信頼区間は狭く、この回転は 統計的にも有意である。最適解に対するミスフィット角(最適解から計算されるせん断応力方 向とメカニズム解のすべり方向の間の角度)のヒストグラムを図 14(b)に示す。ミスフィット 角の平均値は 11.8°であり、対象領域は均一の応力場で説明できることがわかる(Michael, 1991)。最適解の応力比 ϕ は 0.6 と推定された。95%信頼区間からも、0.5 よりやや大きい応 力比を持つことが示唆される。ここで推定した応力場は、先行研究(文部科学省研究開発局・ 他, 2010; Terakawa and Matsu'ura, 2010; Yukutake et al., 2015)とも基本的に調和的であ る。

3) 2018 年 5 月 12 日に発生した長野県北部の地震(M_j5.2)の解析

2018年5月12日の10時29分、長野県北部で深さ11kmを震源とするM_j5.2の地震が発生した。この地震は2014年長野県北部の地震(M_j6.7)の余震域の南部で発生した地震であり、地 震調査研究推進本部地震調査委員会(2015)の区分けに従うと、糸魚川一静岡構造線の北部区 間に該当する(図15)。また、図16に気象庁によるP波初動解(https://www.data.jma.go.j p/svd/eqev/data/mech/ini/fig/mc20180512102930.html, 2019年3月15日確認)、CMT 解(h ttps://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/mech/cmt/fig/cmt20180512102930.html, 2019年 3月15日確認)、防災科学技術研究所のF-net 解(http://www.fnet.bosai.go.jp/event/tdm t.php?_id=20180512012800&LANG=ja, 2019年3月15日確認)、本報告による推定解(後述)を 示す。いずれもやや横ずれ成分を含む逆断層型の解である。メカニズム解の一つの節面は南北 に近い走向を持ち、直近の神城断層の地表トレースの走向と調和的である。以下では震源決定、 メカニズム解推定、応力場推定を行った結果について報告する。

a)震源決定

解析には、本震の震央から概ね 50km 以内にある防災科学技術研究所の Hi-net、気象庁、東 京大学地震研究所の観測点の地震波形データを使用した(図 17(a))。本震の波形例を図 18 に 示す。解析対象とする地震として、2018 年 5 月 12 日から 2018 年 8 月 31 日までに発生し、気 象庁一元化震源カタログに含まれる 20km 以浅、マグニチュード 0.5 以上の 106 個を選んだ。こ れらの地震の震央を図 17 の緑の丸で示す。昨年度の検討を踏まえ、震源決定においては 2 つの 一次元速度構造(図 17(b))を仮定した。各観測点においてどちらの速度構造を適用するかに ついては、全観測点について同じ速度構造を使用して震源決定したときの走時残差や Panayotopoulos et al. (2014)の浅部構造を参考にして決定した。 P波・S波の走時とP波初 動極性は、WIN システム(下部・束田, 1992)を用いて全て手動検測した。

震源決定は hyponh (Hirata and Matsu'ura, 1987) による震源決定と観測点補正値の決定を 逐次的に行い、走時残差の RMS 値の変化が見られなくなった3回目の結果を最終解とした。最 終的な走時残差の RMS 値は、P波は0.15 秒から0.05 秒へ、S波は0.28 秒から0.14 秒へ減少 した。推定誤差は平均して水平方向に103m、鉛直方向に152mと見積もられる。この時の震源 決定の結果を図19の赤丸で示す。気象庁一元化震源(黒丸)と比較すると、震源がより集中す るようになる。また、速度構造の不均質を考慮した結果、震央分布が全体にやや東に移動する 傾向がみられる(図19(a))。断面図を見ると、気象庁一元化震源では不明瞭であったが、70° で東傾斜する面状分布が確認できる(図19(b))。この面状分布の走向と傾斜角は気象庁、防災 科研、本報告によるメカニズム解(後述)の傾斜角(図16)と基本的に調和的である。活断層 の地表トレースは図19(b)の x=-4km あたりに位置する。地表トレースとの位置関係から、断層 形状は傾斜が浅部で緩くなると推定される(図19(b)の青の点線)。

図 20 に 2014 年長野県北部の地震(M_j6.7)の余震分布(Imanishi and Uchide, 2017)と本 報告で推定した 2018 年の活動の震源分布を比較する。2014 年の解析では、図 17(b)と同じ速度 構造を用いている。2018 年の活動は断面 f に含まれており、その分布は 2014 年の地震の余震 分布と調和的である。2018 年の地震は、2014 年の地震の時に壊れ残した場所で発生したと推定 される。

b) メカニズム解推定

今西・他(2013)に従い、P波初動の押し引きデータに加えてP波とS波の振幅値も同時に 使い、メカニズム解を決定した。震源決定した地震のうち、P波初動の押し引きデータが15個 以上ある地震に対して上記手法を適用し、最終的に84個のメカニズム解を推定した。推定でき た最小の地震はM_j0.5 であり、メカニズム解と同時に推定されるモーメントマグニチュードは 1.3 となった。図21に推定されたメカニズム解の空間分布を示す。本震のメカニズム解につい ては図16にも示している。Flohlich (1992)の定義に従うと、ほとんどの地震が逆断層成分と 横ずれ成分の両方を持つタイプの地震である。図22(a)に全ての地震のP軸、B軸、T軸を下 半球投影(等積投影)で、図22(b)にP軸とT軸の方位分布を地図上に示す。概ね北西-南東 圧縮で特徴づけられる。

c) 応力場推定

本報告で推定したメカニズム解に Michael (1984, 1987)の応力テンソルインバージョン法 を適用し、応力場の推定を行った。図 23 に推定結果を示す。最大主応力σ₁はほぼ水平面内に作 用し、北西-南東方向を示す。中間主応力σ₂と最小主応力σ₃はいずれも鉛直、水平面からずれ ている。これは、この地域が逆断層と横ずれの共存する場であることを意味している。最適解 に対するミスフィット角(最適解から計算されるせん断応力方向とメカニズム解のすべり方向 の間の角度)のヒストグラムを図 23 (b)に示す。ミスフィット角の平均値は 2.7°であり、対象 領域は均一の応力場で説明できることがわかる (Michael, 1991)。最適解の応力比φは 0.5 と 推定された。

4) 既存地震カタログによる牛伏寺断層の断層形状の考察

2002 年 10 月に牛伏寺断層でまとまった地震活動があった(気象庁,2002)。最大マグニチュ ードは 2.8 である。図 24(a)に気象庁一元化カタログの震源分布を示すが、牛伏寺断層の直下 で鉛直方向に分布している特徴が確認できる。活断層としての牛伏寺断層の断層面は、この地 震活動や牛伏寺断層の運動センスが左横ずれであることを考慮し、高角傾斜の断層であると推 定されている(地震調査研究推進本部地震調査委員会,2015)。Yano et al. (2017)は hypoDD (Waldhauser and Ellsworth, 2000)を使い、高精度な震源カタログを作成した。このカタロ

グには 2002 年 10 月の活動も含まれており、その分布を図 24(b) に示す。気象庁一元化カタロ グに比べると鉛直方向の分布が目立たなくなるものの、それでも鉛直な分布を示すことに変わ りはない。精度の高い震源分布からも、この地震活動は牛伏寺断層の高角な断層面に沿った活 動であると考えられる。

図 25 は地震活動から地下の断層形状を拘束できた場所を示す。2014 年長野県北部の地震の 余震分布 (Imanishi and Uchide, 2017)、2017 年 12 月の長野県中部の地震の余震分布 (文部 科学省研究開発局・国立研究開発法人産業技術総合研究所, 2018;本報告(b)-2))、2018 年 5 月の長野県北部の地震の余震分布 (本報告(b)-3)、さらには前述の既存カタログからの考察に より推定できた場所である。 5) 糸魚川-静岡構造線断層帯中南部・南部における微小地震分布の解析

糸魚川-静岡構造線断層帯の西側において、微小地震活動が見られる。これらと同断層帯と の関連を調べるために、微小地震の震源再決定を行った。解析には、2002 年6月から 2020 年 2月12 日までに図 26 の範囲で発生した地震について、気象庁一元化処理震源カタログの震源 位置を初期値として、同検測値の P 波、S 波到達時刻を用いて、hypoDD (Waldhauser and Ellsworth, 2000)によって震源位置を再決定した。使用した観測点は、防災科学技術研究所 (Hi-net、K-NET)、気象庁、名古屋大学、東京大学地震研究所、京都大学防災研究所によるも のである。地震波速度構造は JMA2001 (上野・他, 2002)を使用した。

最終的に、12349個の地震の震源位置を再決定することができた。図26に再決定した震源の 空間分布を示す。中南部においては、ほぼ鉛直の面が卓越した分布が見られ、その走向は糸魚 川-静岡構造線断層帯よりは中央構造線に近いようにも見える(図26(b))。南部においては、 明瞭な面構造を認めることはできなかった。南西傾斜の線を引いてみると地震活動に突き当た るが、地震活動だけでは断層面を同定することはできなかった。

糸魚川-静岡構造線断層帯を挟んで地震活動度に大きな差があることも特徴的である。これ は、地質構造に起因する強度の違いなどが原因であると考えられる。

6) 地震発生深度についての文献調査

糸魚川-静岡構造線断層帯沿いに発生している地震の深さの下限にはある程度の地域性が見 られる(図 27)。今回は地震発生深度の下限は一様に設定して断層モデルを作成したが、今後 に向けては、地震発生深度についても検討することが必要になると思われる。そのため、今回 は地震発生深度に関する文献調査を行った。

地震発生深度を決める要因の一つとして、断層の剪断強度が考えられる。これが温度や圧力 によって決められるため、深度によって大きく左右されるのである(Sibson, 1982)。Tanaka (2004)は、日本列島における地殻熱流量とD₉₀(特定地域における地震のうち浅い方から 90% にあたる深度)との逆相関を指摘した。近年では、米国南カリフォルニアにおいて、鉱物と熱 流量をパラメータにして地震の深度分布を説明する試みも行われている(Hauksson and Meier, 2019)。地質構造と地震学的観測とを結びつけることで、互いに理解を進め、地震活動が低調な 地域でも地震発生深度の下限を推定するなどの研究に発展させることができるかもしれない。

大地震が発生した直後の余震においては、地震発生深度の範囲が一時的に広がる可能性があることには注意を要する(細野・他,2006)。大地震における断層幅をより正確に推定するには、 普段の地震発生深度の範囲を参考にしつつも、それが一時的にどの程度広がりうるかを知る必要がある。

論文	モデル	データ	
Matsubara and Obara (2011)	日本列島の3次元トモグラフィー	定常観測点を使用	
Panayotopoulos et al. (2010)	糸魚川-静岡構造線断層帯の中南 部域の3次元トモグラフィー	定常観測点及び 臨時観測点を使用	
Panayotopoulos et al. (2014)	糸魚川-静岡構造線断層帯の中北 部域の3次元トモグラフィー	定常観測点及び 臨時観測点を使用	
Takeda et al. (2004)	北部フォッサマグナの速度断面	大規模屈折法・広角反 射法データを使用	

表1 代表的な速度構造モデル



図3 代表的な速度構造モデルの解析範囲。青の枠内は Panayotopoulos et al. (2010, 2014)
による解析範囲、黒線は Takeda et al. (2004) による速度断面の位置を示す。Matsubara and Obara
(2011) は図の全ての範囲をカバーしている。赤線は中田・今泉(2002) による活断層線。背景の地形図は国土地理院の数値標高モデル(50mメッシュ)。



図 4 Panayotopoulos et al. (2014) と Matsubara and Obara (2011)の速度構造の比較。 Panayotopoulos et al. (2014)のFig. 4, Fig. 7を修正加筆。Matsubara and Obara (2011)の 速度断面は日本列島三次元地震波速度構造表示ソフトウェア

(http://www.hinet.bosai.go.jp/topics/sokudo_kozo/software.php?LANG=ja) を使 って作成。



図4 (続き)



図5 Imanishi and Uchide (2017)が2014年長野県北部の地震の震源決定に用いたP波速度構造(a)と観測点分布(b)。青の観測点には青色の速度構造を、赤の観測点には赤色の速度構造を 仮定する。S波速度はP波速度の1/√3と仮定した。黄色の星は本震を示す。小さな丸は、オレンジが余震、緑は前震、黒はそれ以前の期間の定常的な地震活動を示す。黒線は中田・今泉(2002) による活断層線。背景の地形図は国土地理院の数値標高モデル(50mメッシュ)。



図6 Imanishi and Uchide (2017) による 2014 年長野県北部の地震の前震の震源決定結果(緑、赤)。緑丸は hypomh (Hirata and Matsu'ura, 1987) による結果、赤丸は hypoDD (Waldhauser and Ellsworth, 2000) による結果をそれぞれ示す。青丸は気象庁一元化震源を示す。黒線は中田・今泉 (2002) による活断層線。背景の地形図は国土地理院の数値標高モデル (10mメッシュ)。



図7 2017年12月6日に発生した長野県中部の地震(M_j5.3)の震央(赤丸)。地震調査研究推進 本部 地震調査委員会(2015)の図2-1に加筆。



図8 2017年12月6日に発生した長野県中部の地震(M_j5.3)の発震機構解。左から順番に気象 庁のP波初動解、CMT解、防災科学技術研究所のF-net解、本研究の推定解を示す。気象庁CMT 解とF-net解はベストダブルカップル解を示す。ビーチボールの下に、南北走向に近い節面の走 向、傾斜角、すべり角を示す。



図9 解析対象の地震(オレンジの丸)と観測点分布(四角)。青の観測点には図5の青色の速度 構造を、赤の観測点には図5の赤色の速度構造を仮定する。黒線は中田・今泉(2002)による活 断層線。背景の地形図は国土地理院の数値標高モデル(50mメッシュ)。



図10 2017年12月6日に発生した長野県中部の地震(M_j5.3)の本震の観測波形例(上下動成分)。 振幅値は各観測点の最大値により規格化している。



図 11 震源決定結果。青丸は気象庁一元化震源、赤丸は本研究による結果を示す。(a) 震央分布。 (b) 断面図。A-A'、B-B'の範囲は(a) に示す。黒の長方形は各断面に含まれる長野盆地東縁断層帯 の地表トレースの範囲を示す。黒線は中田・今泉(2002) による活断層線。背景の地形図は国土 地理院の数値標高モデル(50mメッシュ)。



図12 (a)推定された発震機構解。逆断層成分、横ずれ成分、正断層成分それぞれの強さの比率 に応じてビーチボールの色分けをしている。Flohlich (1992)の三角ダイアグラムをカラー表示 したものを右上に示す。三角ダイアグラム上でのそれぞれの地震の位置を白丸で示す。ビーチボ ール(等積投影の下半球投影)の大きさはモーメントマグニチュード(M_w)に比例する。(b)断層 タイプごとの空間分布。左上のカッコ内の数字は地震の個数を示す。黒線は中田・今泉 (2002) による活断層線。背景の地形図は国土地理院の数値標高モデル (50mメッシュ)。



図 13 (a) P軸、B軸、T軸の分布(等積投影の下半球投影)。(b) plunge 角が 30 度以下の地震のP軸およびT軸方位分布。黒線は中田・今泉(2002)による活断層線。背景の地形図は国土地 理院の数値標高モデル(50mメッシュ)。



図 14 応力テンソルインバージョン結果。(a)主応力軸の最適解と95%信頼区間(等積投影の下 半球投影)、(b)最適解に対するミスフィット角(最適解から計算されるせん断応力方向と発震機 構解のすべり方向の間の角度)のヒストグラム、(c)95%信頼区間に含まれる応力比φのヒストグ ラムをそれぞれ示す。



図 15 2018年5月12日に発生した長野県北部の地震(M_j5.2)の震央(赤丸)。地震調査研究推進本部 地震調査委員会(2015)の図2-1に加筆。



図 16 2018 年 5 月 12 日に発生した長野県北部の地震(M_i5.2)のメカニズム解。左から順番に気象庁のP波初動解、CMT 解、防災科学技術研究所の F-net 解、本研究の推定解を示す。気象庁 CMT 解と F-net 解はベストダブルカップル解を示す。ビーチボールの下に、南北走向に近い節面の走向、傾斜角、すべり角を示す。



図 17 (a) 解析対象の地震(緑の丸)と観測点分布(四角)。黒線は中田・今泉(2002) による 活断層線。背景の地形図は国土地理院の数値標高モデル(50mメッシュ)。(b) 速度構造モデル。 a の青の観測点には青色の速度構造を、赤の観測点には赤色の速度構造を仮定する。S波速度は P波速度の1/√3と仮定した。



図 18 2018 年 5 月 12 日に発生した長野県北部の地震(M_j5.2)の本震の観測波形例(上下動成分)。 振幅値は各観測点の最大値により規格化している。



図 19 震源決定結果。黒丸は気象庁一元化震源、赤丸は本研究による結果を示す。(左)震央分布。 黒線は中田・今泉(2002)による活断層線。背景の地形図は国土地理院の数値標高モデル(50m メッシュ)。(右)東西断面図。青点線は地表トレースとの位置関係から推定した浅部の断層形状。



図 20 2014 年長野県北部の地震の余震分布(Imanishi and Uchide, 2017)(青)と本研究で決定 した 2018 年長野県北部の地震の余震分布(赤)。黄色の星は 2014 年長野県北部の地震の本震。



図 21 推定された発震機構解。逆断層成分、横ずれ成分、正断層成分それぞれの強さの比率に応 じてビーチボールの色分けをしている。Flohlich (1992)の三角ダイアグラムをカラー表示した ものを下に示す。三角ダイアグラム上でのそれぞれの地震の位置を白丸で示す。ビーチボール(等 積投影の下半球投影)の大きさはモーメントマグニチュード(M_w)に比例する。黒線は中田・今 泉 (2002)による活断層線。



図 22 (a) P軸、B軸、T軸の分布(等積投影の下半球投影)。(b) plunge 角が 30 度以下の地震のP軸およびT軸方位分布。黒線は中田・今泉(2002)による活断層線。



図 23 応力テンソルインバージョン結果。(a) 主応力軸の最適解と 95%信頼区間(等積投影の下 半球投影)、(b) 最適解に対するミスフィット角(最適解から計算されるせん断応力方向と発震機 構解のすべり方向の間の角度)のヒストグラム、(c) 95%信頼区間に含まれる応力比 φ のヒスト グラムをそれぞれ示す。



図 24 牛伏寺断層周辺の震源分布。2002 年 10 月の地震活動を赤丸で、2001 年 1 月から 2012 年 12 月までの地震活動を灰色の丸で示す。(a)気象庁一元化カタログ、(b) JUICE カタログ (Yano et al., 2017)。



図 25 地震データから断層形状を推定した領域。



図 26 糸魚川-静岡構造線断層帯中南部・南部において 2002 年 6 月から 2020 年 2 月までに発生 した地震の(a)水平分布と(b), (c)断面図。中田・今泉(2002)による活断層の位置を茶色線で示す。



図 27 糸魚川-静岡構造線断層帯沿いに発生している地震の震源分布の断面図。

(c) 結論ならびに今後の課題

まず、糸静線の速度構造モデルについてレビューを行い、この地域において震源決定を行う上 で適切な構造モデルについて検討を行った。また、当初計画には無かったが、2017年12月6日の 長野県中部の地震(M_i5.3)の解析を進めた。今年度の検討を踏まえた構造モデルを用いて震源決 定を行い、余震分布は50°前後で東傾斜することを明らかにした。活断層の地表トレースとの位 置関係から、松本盆地東縁断層帯の深部における活動であった可能性がある。

今後は糸静線全体の地震データを解析していくことになるが、2010年以降だけでも解析対象地 震が数千イベントある。気象庁一元化カタログには微小地震のP波初動極性が含まれていないこ とが多く、メカニズム解まで推定するためには独自の読み取りが必要になる。短期間で結果を出 すためには、信頼性の高い自動処理手法の開発も並行して検討していく必要がある。

検討結果を踏まえて速度構造モデルを設定し、2018年5月12日に発生した長野県北部の地震(M j5.2)の震源決定とメカニズム解決定を行った。余震分布は約70°の高角東傾斜を示し、2014年長 野県北部の地震の余震分布の傾向と調和的であった。2018年の地震は、2014年の地震で壊れ残し た場所で発生したと予想される。活断層の地表トレースとの位置関係から、傾斜角は浅部で緩く なると推定される。本震、余震のメカニズム解から推定される応力場は北西-南東圧縮の横ずれ 成分を含む逆断層場を示す。牛伏寺断層に関しては、既存カタログから断層形状を考察した。こ の断層直下では2002年10月に特徴的な地震活動が発生しており、hypoDDを用いた精密震源結果か らも活断層としての牛伏寺断層は、高角傾斜であることが支持された。

糸魚川-静岡構造線断層帯中南部及び南部周辺における地震活動と同断層帯との間の関係を 調べたが、明瞭な関係は見られなかった。南部においては、南西傾斜の断層を仮定した場合、 地震活動と矛盾しないとは言えるが、その仮定を積極的に支持するほどの地震学的証拠は見つ からなかった。

地震発生深度の下限を決める要因については、米国南カリフォルニアにおいては既に定量的 な評価が進んでいることがわかった。また、大地震時及びその直後にのみ地震発生深度の範囲 が拡大するという観測事実には注意を要する。大地震の断層モデルの断層幅の設定に直接影響 するものであり、そのような地震活動を生む要因を特定するための基礎研究が必要である。

謝辞:本研究では気象庁一元化震源カタログを使用させて頂きました。波形解析においては、防 災科学技術研究所 Hi-net、気象庁、東京大学地震研究所の定常観測網のデータを利用しました。 図は Generic Mapping Tool (Wessel and Smith, 1998)で作成しました。

(d) 引用文献

- Flohlich, C., Triangle diagrams: ternary graphs to display similarity and diversity of earthquake focal mechanisms, Phys. Earth Planet. Interiors, 75, 193-198, 1992.
- Hauksson, E. and M.-A. Meier, Applying Depth Distribution of Seismicity to Determine Thermo-Mechanical Properties of the Seismogenic Crust in Southern California: Comparing Lithotectonic Blocks, Pure and Applied Geophysics, 176, 1061-1081, doi: 10.1007/s00024-018-1981-z, 2019.

- Hirata, N. and M. Matsu' ura, Maximum-likelihood estimation of hypocenter with origin time eliminated using nonlinear inversion technique, Phys. Earth Planet. Inter., 47, 50-61, 1987.
- 細野耕司・西政樹・吉田明夫,内陸大地震の余震活動域の深さの時間変化,地震 第2輯,59,29-37, 2006.
- Imanishi, K. and T. Uchide, Non-self-similar source property for microforeshocks of the 2014 M_w 6.2 Northern Nagano, central Japan, earthquake, Geophys. Res. Lett., 44, 5401-5410, doi:10.1002/2017GL073018, 2017.
- 今西和俊・長郁夫・桑原保人・平田直・Yannis Panayotopoulos, 糸魚川ー静岡構造線活断層系中・ 南部域における微小地震の発震機構解,活断層・古地震研究報告, 6, 55-70, 2006.
- 今西和俊・武田直人・桑原保人,2011 年東北地方太平洋沖地震の発生後に活発化した霞ヶ浦南端 直下の正断層型地震活動,地震2,66,47-66,D0I:10.4294/zisin.66.47,2013.
- 気象庁, 平成 14 年 10 月 地震 · 火山月報 (防災編), 57p, 2002, https://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/gaikyo/monthly/200210/monthly200210.pdf, (2019年3月15日確認).
- 地震調査研究推進本部 地震調査委員会,糸魚川ー静岡構造線断層帯の長期評価(第2版),2015, https://www.jishin.go.jp/main/chousa/15apr_chi_kanto/ka_21.pdf (2018 年3月 14 日確 認).
- 菊地正幸, 6. 地震の発生機構, 地震の事典, 宇津徳治総編集, 朝倉書店, 568 p, 1987.
- Matsubara, M. and K. Obara, The 2011 Off the Pacific Coast of Tohoku earthquake related to a strong velocity gradient with the Pacific plate, Earth Planets Space, 63, 663-667, 2011.
- 中田高・今泉俊文,活断層詳細デジタルマップ,東京大学出版会,68p,2002.
- Michael, A. J., Determination of stress from slip data: faults and folds, J. Geophys. Res., 89 (B13), 11,517-11,526, 1984.
- Michael, A. J., Stress rotation during the Coalinga aftershock sequence, J. Geophys. Res., 92 (B8), 7963-7979, 1987.
- Michael, A. J., Spatial variations in stress within the 1987 Whittier Narrows, California, aftershock sequence: New techniques and results, J. Geophys. Res., 96 (B4), 6303-6319, 1991.
- 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,362 p, 2010, https://www.jishin.go.jp/main/chousakenkyuu/itoshizu_juten/h21/index.htm, (2018年3月14日確認).
- 文部科学省研究開発局・国立研究開発法人産業技術総合研究所,活断層の評価に関する調査研究 「活断層帯から生じる連動型地震の発生予測に向けた活断層調査研究」平成29年度成果報告書, 114p, 2018.
- 中田高・今泉俊文,活断層詳細デジタルマップ,東京大学出版会,68p,2002.
- Oth, A., On the characteristics of earthquake stress release variations in Japan, Earth

Planets Sci. Lett., 377-378, 132-141, http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2013.06.037, 2013.

- Panayotopoulos, Y., N. Hirata, H. Sato, T. Iwasaki, A. Kato, K. Imanishi, Y. Kuwahara, and I. Cho, Seismicity and crustal structure in the vicinity of the southern Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line, Earth Planets Space, 62, 223-235, 2010.
- Panayotopoulos, Y., N. Hirata, H. Sato, A. Kato, K. Imanishi, Y. Kuwahara, I. Cho, T. Takeda, and Y. Asano, Investigating the role of the Itoigawa-Shizuoka tectonic line towards the evolution of the Northern Fossa Magna rift basin, Tectonophysics, 615-616, 12-26, 2014.
- Sakai, S., Seismicity of the northern part of the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line, Earth Planets Space, 56, 1279-1283, 2004.
- Sibson, R. H., Fault zone models, heat flow, and the depth distribution of earthquakes in the continental crust of the United States, Bull. Seism. Soc. Am., 72, 151-163, 1982.
- 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, A., Geothermal gradient and heat flow data in and around Japan; II, Crustal thermal structure and its relationship to seismogenic layer, Earth Planets Space, 56, 1195-1199, 2004.
- Terakawa, T. and M. Matsu'ura, The 3-D tectonic stress fields in and around Japan inverted from centroid moment tensor data of seismic events, Tectonics, 29, TC6008, doi:10.1029/2009TC002626, 2010.
- 上野寛・畠山信一・明田川保・舟崎淳・浜田信生,気象庁の震源決定方法の改善 浅部速度構 造と重み関数の改良-,験震時報,65,123-134,2002.
- ト部卓・東田進也, WIN 微小地震観測網波形検測支援のためのワークステーション・プログラム (強化版),地震学会予稿集, no. 2, 331, 1992.
- Waldhauser, F. and W. L. Ellsworth, A double-difference earthquake location algorithm: Method and application to the Northern Hayward fault, California, Bull. Seism. Soc. Am., 90, 1353-1368, 2000.
- Wessel, P. and W. H. F.Smith, New, improved version of the Generic Mapping Tools released, EOS Trans. AGU, 79, 579, 1998.
- Yano T. E, T. Takeda, M. Matsubara, and K. Shiomi, Japan Unified hIgh-resolution relocated catalog for earthquakes (JUICE): Crustal seismicity beneath the Japanese Islands. Tectonophysics, 702:19-28, doi:10.1016/j.tecto.2017.02.017, 2017.
- Yukutake, Y., T. Takeda, and A. Yoshida, The applicability of frictional reactivation theory to active faults in Japan based on slip tendency analysis. Earth Planet. Sci. Lett., 411, 188-198, http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2014.12.005, 2015.