# 3.3.3 断層帯周辺における自然地震観測 (稠密アレー観測による微小地震のメカニズム、応力解析)

#### (1)業務の内容

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名	メールアドレス
独立行政法人	副センター長	桑原保人	y-kuwahara@aist.go.jp
産業技術総合研究所	研究員	今西和俊	imani@ni.aist.go.jp
活断層・地震研究センター	研究員	長 郁夫	ikuo-chou@aist.go.jp

(c) 業務の目的

糸魚川-静岡構造線断層帯(以下、本断層帯と呼ぶ)で発生する地震について、マグ ニチュード0程度までの極微小地震までを含めたメカニズム解を決定し、当該地域 の応力場を明らかにする。

(d) 5 ヵ年の年次実施業務の目的

1) 平成 17 年度:

本断層帯南部、甲府盆地西側で稠密地震観測を実施し、マグニチュード0程度までの地震のメカニズム解を約80個決定した。

2) 平成 18 年度:

本断層帯中部、諏訪盆地周辺部で稠密地震観測を実施した。中部と南部を合わせ てマグニチュード0程度までの地震のメカニズム解を約200個決定した。メカニズ ム解から断層帯に作用する主応力方位の空間分布を求めた。

3) 平成 19 年度:

18年度に引き続き諏訪盆地周辺で稠密地震観測を継続し、地震のメカニズム解を約 100個決定した。また、これまでの観測データを総合的に解析し、メカニズム解決定と 本断層帯の諏訪湖以南の領域の応力場を推定した。

4) 平成 20 年度:

諏訪盆地周辺での観測を継続するとともに本断層帯北部、松本市以北での稠密地震 観測を開始し、北部でマグニチュード0程度までの地震のメカニズム解を4個決定し た。またこれまでの結果を整理し、メカニズム解から断層帯に作用する主応力方位の 空間分布を求めた。

5) 平成 21 年度:

本断層帯北部・中部での稠密地震観測を継続して行ない、同地域のマグニチュード 0程度までの地震のメカニズム解を約40個決定した。本プロジェクトの期間中に全域 で合計454個のメカニズム解を決定した。また、これまでのすべての結果をまとめて本

<sup>(</sup>a)業務題目 断層帯周辺における自然地震観測(稠密アレー観測による微小地震のメ カニズム、応力解析)

断層帯全域に作用する主応力方位分布図を作成した。

## (2) 平成 17~21 年度の成果

(a) 業務の要約

本断層帯周辺で発生するマグニチュード0程度までの極微小地震までを含めた地震 のメカニズム解を決定し、本断層帯全域の応力場を明らかにした。使用したデータ は、本プロジェクトで産総研が実施した臨時微小地震観測、東大地震研究所による稠密ア レー観測、および気象庁・防災科学技術研究所・大学の定常観測点のものである。データ 解析は、気象庁による一元化震源情報に基づいて、初動の読み直し、平野部と山間部で異 なる速度構造を用いた震源決定、P波初動の押し引きとP波・S波の振幅値も利用した震 源メカニズム解の決定を行った。これにより5年間で454個のメカニズム解を決定した。 最終的には、本断層帯全域を10の領域に区分けし、それぞれの領域で応力テンソルインバ ージョンを実施し、本断層帯全域の主応力方位分布図を作成した。

- (b) 業務の成果
  - 1) 臨時地震観測

マグニチュードが0程度の小さい地震のメカニズム解を決定するためには、既存の Hi-net等の定常観測点のデータだけでは不十分であり、臨時観測によって観測点密度 を高くする必要がある。産総研では、本断層帯全域を北部・中部・南部の3地域に分 けて、各地域でそれぞれ8カ所の高感度地震観測点を設置し、臨時観測を実施した。 図1に観測点配置と観測期間を示す。図1には、東大地震研究所の臨時観測点、防災 科研Hi-net・気象庁や大学等の定常観測点も併せて示してある。産総研の観測点は、 定常観測点の配置を含めた観測点の分布が約5km間隔程度になるように配置し、可能 な限り強固な岩盤が露出している場所を選定した。地震計は固有周波数1Hz(Lennartz electronic GmbH社製LE-3Dlite)または2Hz(Mark Products社製L22E)の3成分地震 計を使用し、出力は白山工業社製LS7000または計測技研社製HKS-9500を用いてサ ンプリング周波数200Hzで連続収録とした。電源についてはバッテリーとソーラーパネ ルを併用した(図2)。得られた波形記録の一例を図3に示す。気象庁マグニチュード (M<sub>j</sub>)が0.6の極微小地震である。臨時地震観測により近距離でS/Nが良好な記録を多 数取得できていることがわかる。

2) 震源決定

本断層帯周辺には、表層付近の地震波速度が非常に小さい盆地地域と、表層まで速度の大きい岩盤が露出した地域が存在し、速度構造の地域差が大きいと考えられる。 気象庁による一元化震源ではこの地域差を考慮していないことによる系統的な誤差が 含まれる可能性がある。ここでは、臨時観測点の設置期間と配置を考慮し、気象庁マ グニチュード0以上の地震1468 個を選んで、速度構造の地域差を考慮した震源の再決 定を行った。1468 個の地震の震央分布とマグニチュードの頻度分布を図4に示す。ほ とんどが M<sub>i</sub>1以下の地震である。

実際の震源決定は以下の手順によった。まず一様な速度構造のもとで Hirata and

Matsu'ura (1987) による hypomh を用いて震源決定を行い、観測点毎に走時残差を決 定した。この走時残差の分布や Takeda *et al.* (2004) および Panayotopoulos *et al.* (2008)の地殻構造モデルを参照し、深さの浅いところで速度が大きく異なる2つの速 度構造モデルを仮定した。そして、それぞれの観測点にどちらか一方のモデルを適用 し、走時計算を行った。図6(a)に仮定した2つの速度構造モデルを、図6(b)に本断 層帯中・北部において観測点毎に適用した速度構造モデルの分布を示す。速度構造の 値は、Sakai (2004) が本断層帯北部の震源決定で使用したものを参照した。次に、こ の2つの速度構造モデルを適用し震源決定を行い、この結果から計算される観測点補 正値を導入して、再度震源決定を行うという操作を3回繰り返して最終の震源とした。 最終的な走時残差の RMS は、P波は0.25 秒から0.11 秒へ、S波は0.42 秒から0.19 秒へ減少した。最終的な震源を気象庁一元化震源カタログと比較すると、震央はほと んど変わらず、深さが数 km ほど浅くなる傾向が見られた。

## 3) メカニズム解決定

メカニズム解の決定に関しては、今回の稠密観測網の場合でもP波初動の押し引き 分布のみからメカニズム解を一意に決めることが困難な場合が多い。そこで、振幅値 の情報も取り入れることによりこの問題点を克服した。具体的には、Imanishi et al. (2006)や今西・他 (2006)の方法に従い、P波初動極性の読み取りが 10 点以上ある 地震について、次の手順によりメカニズム解を推定した。(1) P波およびS波変位 スペクトルの低周波側のスペクトルレベルを推定する(以後、観測振幅値と呼ぶ)、 (2) 走向、傾斜角、すべり角のグリッドサーチにより、理論振幅値(極性データが ある場合は符号付きの振幅値)と観測振幅値の残差が最小になる解を求める、(3) 推定されたメカニズム解から計算される理論振幅値と観測振幅値の比を計算し、これ を観測点毎に平均する(以後、観測点補正値と呼ぶ)、(4)観測点補正値を入れて 上記地震のメカニズム解を再決定する。図7ではメカニズム解のタイプを視覚的に判 断しやすくするために Flohlich (1992)の三角ダイアグラムを使い、逆断層成分、正断 層成分、横ずれ成分のそれぞれの比率に応じて色分けを行っている。図7を見ると本 断層帯近傍では、横ずれ型の地震と逆断層型の地震が混在していることがわかる。本 |断層帯沿いを大局的に見ると、北緯 36.5 度以北は逆断層、36.5 度から 35.8 度の区間 は横ずれ、35.8 度以南は逆断層型が卓越している。本断層帯は変位センスや断層形態 から、松本市(北緯 36.2 度)以北の南北走向・東傾斜の逆断層区間(北部)、松本-小 淵沢(北緯35.8度)間の北西-南東走向・左横ずれが卓越する区間(中部)、および小 淵沢以南の南北走向・西傾斜の逆断層区間(南部)の3つのセグメントに区分されて いる(例えば、奥村・他, 1998)。大局的な微小地震のメカニズム解の分布と、活断層 の各セグメントで推定されている断層形態や変位センスとは、松本盆地東縁断層の南 部に相当する北緯 36.5 度から北緯 36.1 度の区間を除いて調和的である。なお、図8 に、我々の解析期間と同じ期間に気象庁がP波の押し引きから決定したメカニズム解 の分布を示す。本断層帯周辺では約10個程度の地震のメカニズム解が決まっているの みであり、今回の臨時観測と振幅を使ったメカニズム解決定の方法により、データ数 を大幅に増やすことができたことが分かる。

図9に全ての地震のP軸およびT軸の方位分布を示す。プランジ角は色分けしてあ る。前述のようにメカニズム解には逆断層タイプと横ずれタイプが混在しているが、 P軸の方位は比較的ばらつきが少なく、北西-南東から西北西-東南東に分布してい る。この方位は広域応力場(例えば、塚原・小林,1991)とも概ね一致している。ま たP軸のプランジ角はすべておよそ 30°以内で、ほぼ水平面内にあると言える。P軸 方位と活断層の走向のなす角度を見ると、逆断層区間の南部セグメントと北部セグメ ントではほぼ直向、中部セグメントでは約 40°であり、断層がすべり易い方向に応力 が作用していることが伺える。T軸のプランジ角は、逆断層タイプと横ずれタイプが 混在していることからも分かるように、30°以下のものと 60°以上のものに分かれる。 プランジ角が 30°以下のものの方位は北北西-南南東を向くものがほとんどである。

#### 4) 応力テンソルインバージョンによる応力場の推定と各地域の特徴

得られた多数のメカニズム解を用い、震源分布やメカニズム解の特徴から解析領域 を図10に示すようにR1~R10の10カ所の領域に分割し、それぞれの領域で応力テンソル インバージョンを実施した。応力テンソルインバージョンはそれぞれの領域が巨視的 な単一の応力場のもとにあると仮定し、微小地震のメカニズム解からその応力場を推 定する方法である。ここでは解析手法としてMichael (1984)の手法を使い、最大(S<sub>1</sub>)、 中間(S<sub>2</sub>)、最小主応力(S<sub>3</sub>)の方位と応力比*φ*=(S<sub>2</sub>-S<sub>3</sub>)/(S<sub>1</sub>-S<sub>3</sub>)を推定した。それぞれ の地域でのインバージョン結果を図11に示す。図中のmisfit angleは応力場の最適解 を選んだ時のすべり角の誤差の頻度分布であり、これがより小さい角度に高頻度で分 布するほど解が精度よく決まっていることを示す。

図12に、各領域の応力場の特徴が比較できるよう、決定された応力場を地図上に重 ねて示す。以下にそれぞれの領域の応力場の特徴を述べる。

領域1:本断層帯最北部の神城断層に対応し、多少解の決定精度が良くないが、逆 断層型の応力場と推定された。これは活断層から推定される運動センス(活断層研究 会,1991)と調和的である。

領域2:松本盆地東縁断層の北部に相当する北緯36.25°~36.5°の領域2は、気象 庁震源カタログの存在する1923年代から定常的に地震活動が低く、本プロジェクト期 間中でも横ずれ型の地震が4個決まっただけであった。応力場については、データ数 が少なく、応力場の型を求めることはできなかった。活断層研究会(1991)によれば、 松本盆地東縁断層の北部は逆断層の運動が卓越する。

領域3:松本盆地東縁断層の南部に相当し、応力場は横ずれ型である。S1軸はおよ そN55°Wであり、断層の走向とのなす角は約40°である。左横ずれ運動を起こし易い 応力場である.松本盆地東縁断層の南部は、活断層研究会(1991)によれば逆断層運 動が卓越するが、一方で近藤・他(2006)は空中写真の地形判読と現地調査により、 横ずれ変位様式を持つことを示した。近藤・他(2006)の結果は本研究の結果と調和 的であり、興味深い。

領域4:長野盆地西縁断層の端と本断層帯の間の、地震活動が非常に活発な領域に 相当する。メカニズムは横ずれと逆断層が混在しているが横ずれの方が多い。応力場 はほぼ純粋な横ずれ型である。活断層研究会(1991)では、この領域では活断層は認 定されていない。

領域5:牛伏寺断層と諏訪断層群・岡谷断層群に相当し、応力場は横ずれ型である。 S1軸はおよそN60°Wであり、断層の走向とのなす角は30°~40°である。左横ずれ運動を起こし易い応力場であり、活断層研究会(1991)で示す運動センスと調和的である。

領域6:この領域は本断層帯の釜無山断層群と中央構造線北部を含むが、断層毎に 領域を分離することは難しかったため、一括して解析した。メカニズム解はほとんど が横ずれ型であり、応力場も横ずれ型である。活断層の運動センスは、釜無山断層群 は左横ずれ、中央構造線は活動度が低い右横ずれが卓越し(活断層研究会, 1991)、応 力場と調和的である。

領域7:逆断層の運動が卓越する白州断層帯に対応する(活断層研究会,1991)。逆 断層と横ずれが混在し、応力場は最大主応力のみ決まり、中間主応力・最小主応力は 決定できない。

領域8:本断層帯と中央構造線の間に位置する領域である。この領域の中央構造線 は、活断層としては確実度が低く、横ずれの運動が卓越しているとされている(活断 層研究会,1991)。推定された応力場は横ずれ型であり、中央構造線の運動と調和的で ある。

領域9:逆断層の運動が卓越する市ノ瀬断層群に対応する(活断層研究会,1991)。 逆断層と横ずれが混在し、応力場については、最大主応力は精度良く決まり、中間主 応力・最小主応力はやや精度が悪いが、逆断層型の応力場と見なせる。

領域10:応力場は領域9と同様、最大主応力は精度良く決まり、中間主応力・最小主 応力はやや精度が悪いが、逆断層型の応力場である。活断層研究会(1991)では活断 層は認定されていない。

(c) 結論ならびに今後の課題

本断層帯周辺で発生している地震の多くはマグニチュード1以下の極微小地震であり、 臨時観測データを加えても、P波初動の押し引きデータのみでは一意に解を決定すること が困難である場合がほとんどであった。我々は振幅値の情報も加味することにより、約5 年間で454 個についてメカニズム解を推定し、本断層帯全域の応力場の空間分布を推定す ることが可能となった。同じ期間内で気象庁により決定されたP波初動解は10 個のみであ り、本手法が極めて有効であったと言える。

推定された応力場は、大局的には北部と南部が逆断層型、中部が横ずれ型であった。こ れは、松本盆地東縁断層の南部にあたる領域3を除いて、活断層研究会(1991)によって示 された活断層の運動センスの空間分布と調和的である。一方で、領域3は近藤・他(2006) によれば横ずれの運動が卓越しているとされている。近藤・他(2006)の結果は今回推定 した応力場と調和的であり、極めて興味深い。

今後は、さらにこの地域の微小メカニズム解を蓄積することで、深さ方向の応力場の変 化の解明が可能になるであろう。さらに、本研究で得られた応力場を用いることで、地震 発生時の各断層セグメントの破壊進展の連動性の評価や、地震発生時期の予測モデルの構 築等が期待される。

- (d) 引用文献
  - Flohlich, C., Triangle diagrams: ternary graphs to display similarity and diversity of earthquake focal mechanism, Phys. Earth Planet. Interiors, 75, 193-198, 1992.
  - 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.
  - 3) 今西和俊,長郁夫,桑原保人,平田直,Yannis Panayotopoulos,糸魚川-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.
  - 4) Imanishi, K., Y. Kuwahara, Y. Haryu, Off-fault afetershocks of the 2005 West Off Fukuoka Prefecture Earthquake: Reactivation of a structural boundary?, Earth Planets Space, 58, 81-86, 2006.
  - 5)活断層研究会,新編日本の活断層-分布図と資料-,東京大学出版,437p,1991.
  - 近藤久雄,遠田晋次,奥村晃史,高田圭太,糸魚川-静岡構造線活断層系・松本盆 地東縁断層南部に沿う左横ずれ変位地形,地学雑誌,115,No. 2, 208-220, 2006.
  - Michael, A. J., Determination of stress from slip data: faults and folds, J. Geophys. Res., 89, 11, 517-11, 526, 1984.
  - 8) 奥村晃史,井村隆介,今泉俊文,東郷正美,澤祥,水野清秀,苅谷愛彦,斉藤英二, 糸魚川-静岡構造線活断層系北部の最近の断層活動-神城断層・松本盆地東縁断層ト レンチ発掘調査―,地震,50(別冊),35-51,1998.
  - 9) Panayotopoulos, Y., N. Hirata, H. Sato, T. Iwasaki, A. Kato, K. Imanishi, Y. Kuwahara, and I. Cho, P- and S- wave velocity structure in and around the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line (ISTL) fault system revealed by dense seismic array observations, *Eos Trans. AGU, 89*(53), Fall Meet. Suppl., Abstract T13B-1937, 2008.
- Sakai, S., Seismicity of the northern part of the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line, Earth Planets Space, 56, 1279-1283, 2004.
- 11) Takeda, T., H. Sato, T. Iwasaki, N. Matsuda, 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.
- 12) 塚原弘昭・小林洋二,中・西部日本の地殻応力,地震2,44,221-231,1991.



図1 臨時地震観測点および定常地震観測点分布。



図2 臨時観測風景。地震計は岩盤の上に固定した。



図3 観測波形の一例。上下動成分を示す。赤色の線は臨時観測点の波形を、黒 色の線は定常観測点の波形を示す。



図4 解析した1468 個の地震の震源分布。震源位置は気象庁の一元化震源による。



図5 解析イベントの個数とマグニチュード分布。ほとんどがM1未満の極微小地震である。なお、M0以下の地震は解析対象から外した。



図6 (a) 震源決定に用いた2つのP波速度構造モデル。S波速度構造はP波速度の 1/√3と仮定した。(b)観測点分布。赤および青色の四角で示される観測点での走時計算に、それぞれ(a)図の赤および青の線で示される速度構造モデルを使用した。



図7 本研究により決定された全てのメカニズム解。 メカニズム解は逆断層、正断層、横ずれ成分の比率に 応じて色分けを行っている。



図8 図7と同じ期間に気象庁 により決定されたメカニ ズム解の分布。



図9 P軸およびT軸方位分布。Plunge角に応じて線の色を変えている。



図 10 応力テンソルインバージョン解析を行うための領域分け。



図 11 応力テンソルインバージョンの結果 (R1-R5の領域)。

青、緑、赤のプロットは最大主応力 S1、中間主応力 S2、最小主応力 S3 の 95%信頼 区間を示す。misfit angle と stress ratioφは、本文参照。



図11(続き) 応力テンソルインバージョンの結果(R6-R10の領域)。



