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	研究グループ長	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:

断層帯で発生している地震の震源決定とメカニズム解推定を行う。震源断層周辺の 微小地震分布から断層形状を推定する。

3) 平成 31 年度:

断層帯の応力場推定を行い、断層セグメントごとのテクトニック応力場を取りまと める。

(2) 平成 29 年度の成果

(a) 業務の要約

糸魚川-静岡構造線断層帯(以下、糸静線)を境に地震波速度構造(以下、単に「速度構 造」と書く)に大きな差異が見られることが知られている(例えば、Takeda et al., 2004)。 そのため、精度の高い震源位置を決定するには、速度不均質を考慮した震源決定が不可欠 である。今年度は糸静線周辺域における速度構造モデルの先行研究をレビューし、震源決 定に適切な速度構造モデルの検討を行った。先行研究はいずれも深さ5km以浅において水 平方向の速度不均質が大きく、それ以深ではそれほど顕著ではない。そこで、浅部におい て速度値が異なる2つの一次元速度構造を仮定し、それだけでは説明しきれない部分を観 測点補正値で補正する方法が妥当と判断した。この検討を踏まえて、2017 年 12 月 6 日に 長野県中部で発生した M_i5.3 の地震の解析を行った。推定された余震分布と周辺の地表活 断層の位置関係から、この地震は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 が示唆された。本震と余震のメカニズム解を用いた応力テンソルインバージョン解析から、 この地域は横ずれ場であることも示された。

(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1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2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1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、5km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(M_j6.7)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3(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3(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 369mと見積も られる。前震と本震の震源分布を図4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4(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4(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、doubledifference 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4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、M_i2.7) 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5)。図6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 3 月 14日 確 認) 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7)。本震の波形例を 図8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7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3)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、hypomh 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9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9(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9(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6)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6)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 (0th 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_j 0.3 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 10 に示す。本震のメカニズム解に ついては、図6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 11(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 11(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 12 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 12(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。

論文	モデル	データ
Matsubara and Obara	日本列島の3次元トモグラフィ	定常観測点を使用
(2011)	<u> </u>	
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1 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。背景の地形は国土地理院の数値標高モデル (50mメッシュ)。



- 図 2 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2 (続き)



図3 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4 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5 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6 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7 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3の青 色の速度構造を、赤の観測点には図3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。背景の地形は国土地理院の数値標高モデル(50mメッシュ)。



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9 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 10 (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 11 (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 12 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。

(d) 結論ならびに今後の課題

今年度は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_j5.3)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。

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。

(e) 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.
- 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-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ケ 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. 地震調査研究推進本部 地震調査委員会,糸魚川-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.
- 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, 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).
- 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.
- 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.
- 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.
- 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 Smith, W. H. F., New, improved version of the Generic Mapping Tools released, EOS Trans. AGU, 79, 579, 1998.
- 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.