

鳥取県西部地域における満点地震観測

Manten Seismic Observation in the Western Tottori Prefecture Region

飯尾能久・米田 格・澤田麻沙代・伊藤喜宏・片尾 浩・富坂和秀・長岡愛理・
松本 聡⁽¹⁾・宮崎真大・酒井慎一⁽²⁾・加藤愛太郎⁽²⁾・林 能成⁽³⁾・山品匡史⁽⁴⁾・
大久保慎人⁽⁴⁾・野口竜也⁽⁵⁾・香川敬生⁽⁵⁾

Yoshihisa IIO, Itaru YONODA, Masayo SAWADA, Yoshihiro ITO, Hiroshi KATAO, Kazuhide
TOMISAKA, Airi NAGAOKA, Satoshi MATSUMOTO⁽¹⁾, Masahiro MIYAZAKI, Shin-ichi SAKAI⁽²⁾,
Aitaro KATO⁽²⁾, Yoshinari HAYASHI⁽³⁾, Tadashi YAMASHINA⁽⁴⁾, Makoto OKUBO⁽⁴⁾, Tatsuya
NOGUCHI⁽⁵⁾, and Takao KAGAWA⁽⁵⁾

(1) 九州大学

(2) 東京大学地震研究所

(3) 関西大学社会安全学部

(4) 高知大学高知地震観測所

(5) 鳥取大学工学研究科

(1) Institute of Seismology and Volcanology, Faculty of Sciences, Kyushu University, Japan

(2) Earthquake Research Institute, University of Tokyo

(3) Faculty of Societal Safety Science, Kansai University

(4) Kochi Earthquake Observatory, Kochi University

(5) Graduate School of Engineering, Tottori University

Synopsis

We installed a Manten seismic observation network with 81 high-gain short period seismometers in the Western Tottori Prefecture region, in order to clarify the stress field and fault strength in the aftershock area of the 2000 Western Tottori Prefecture earthquake. We can determine very precisely focal mechanisms of magnitudes of about zero using the data from the dense seismic array spacing a few km.

キーワード: 稠密多点地震観測, 鳥取県西部地震, 応力場, 地震メカニズム解

Keywords: dense seismic observation, Western Tottori prefecture earthquake, stress field, focal mechanism

1. はじめに

2000年鳥取県西部地震の断層周辺の応力の絶対値や断層の強度を明らかにすることを主な目的として、余震域において、稠密地震観測を開始した。この観測は、科学研究費補助金新学術領域「地殻ダイナミ

クス - 東北沖地震後の内陸変動の統一的理解 - 」のA01(応力班): 「内陸地殻の強度と応力の解明」の一環として行われている。

新学術領域全体においては、日本列島の内陸において、応力・歪・歪速度とそれらに關係する媒質特性などを解明し、その中で地震現象等を適切に位置

づけることにより、島弧の変動や地震の発生についての正しい理解を得ることを主な目的としている。内陸地震の発生場や発生過程にはまだまだ不明な点が多いが(例えば、飯尾, 2009), この理解が正しければ、今後発生する現象を適宜「診断」することが可能となると期待される。

本論文では、この観測の目的と背景、および観測計画を詳しく紹介して、鳥取県西部地域が目的を達成するために非常に適したフィールドであること示し、地震観測の実際とこれまでに得られたデータの概要を紹介する。

2. 背景-地震発生域の差応力の解明-

応力は地殻や上部マントルの変形を考える上で非常に重要なパラメータであるが、地殻深部の差応力(最大主圧縮応力と最小主圧縮応力の差)を推定することは非常に難しい。地震時の変動が応力の絶対値ではなく変化分だけに依存することや、地震データから断層のすべり方向を決定して応力場を推定する手法では主応力の方位と相対値しか推定出来ないことなどが理由として挙げられる。そのため、差応力の大きさは岩石の摩擦実験の結果から類推されていた。例えば、通常の岩石の摩擦係数0.6程度を用いて推定すると(Byerlee, 1978)、深さ10-15 km程度での地殻内の差応力は数百MPaと非常に大きく、地震による変化分はそのごく一部に過ぎない。一方で、サンアンドレアス断層においては、差応力は岩石摩擦強度よりはるかに小さいことが見出された(Zoback et al., 1987)。

サンアンドレアス断層はプレート境界の断層であるが、内陸においても差応力が小さいことを示唆する結果が報告されている。Iio(1997)は、阿武山微小地震観測網等によるメカニズム解を詳細に解析し、近畿地方中北部において、小地震の断層の摩擦係数が0.2以下であることを推定した。また、Hardebeck and Hauksson (2001)は、カリフォルニアのサンアンドレアス断層以外の地域において発生した、ランダース地震の震源域の差応力が非常に小さいことを明らかにした。これらは、プレート境界以外の断層の摩擦強度が小さい可能性を示している。

Yukutake et al.(2007)は、鳥取県西部地震の合同余震観測班による地震データ(Shibutani et al. 2005)を詳しく処理解析して、余震域の応力場を推定した。Fig.1に、余震域南端付近のメカニズム解のP軸と、岩田・関口 (2002)による本震のすべり分布から計算された応力変化の最大主応力軸の方位分布を示す。

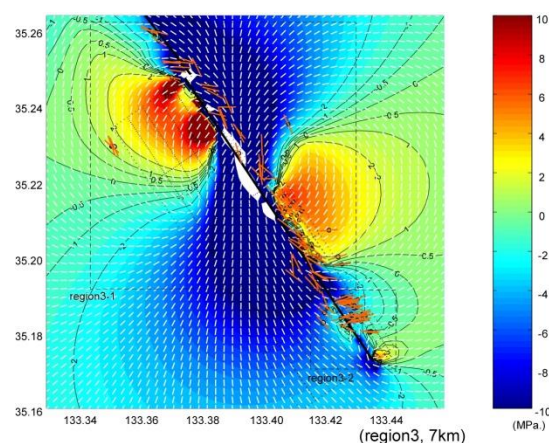


Fig.1 Directions (white bars) and magnitudes of the horizontal maximum compressive stress generated by the main shock slip and P axis azimuths of the aftershock focal mechanisms at depths of 6-8 km around the southern end of the aftershock region of the Western Tottori prefecture earthquake (Yukutake et al., 2007). The thick black lines show the location of the fault plane model of the main shock following Iwata and Sekiguchi (2002).

余震域南端付近では、P軸と本震すべりによる応力変化の最大主応力軸の方位分布が調和的である。従来言われているように、地殻内の差応力が数百MPaと非常に大きく地震による変化分はそのごく一部に過ぎないのであれば、本震ですべった断層端の極狭い範囲を除けば、このようなP軸の回転は起こらないはずである。このことは、地震発生域の差応力が従来言われているよりもずっと小さいことを示唆している。

そこで、Fig.2に、本震前の応力場を何通りか仮定して推定した、地震後(余震発生時)の最大主応力軸の方位分布と余震のP軸の方位分布の関係を示す。本震前の差応力を10,20,40,80MPaと4通りに仮定した。応力場の主軸方向は、中国地方の広域における応力逆解析結果から推定した(Kawanishi et al., 2009)。本震のすべり分布は、岩田・関口(2002)を平滑化したものを用いた。差応力が、20あるいは40MPaの場合がP軸の方位分布と調和的である。これは深さ7kmの例であるが、他の深さにおいても調和的な結果が得られている。ただし、P軸は応力場の一指標ではあるが、それは最大圧縮応力軸をいつも表している訳では無いことに注意が必要である。

東北地方太平洋沖地震後、秋田県などで、最大主圧縮応力軸の方向が有意に変化しているという報告がなされた(Yoshida et al., 2012)。このことは、地震前の応力と東北沖地震による応力の変化分が同程度であること、つまり、差応力が非常に小さい可能性

を示唆している。しかしながら、秋田県などにおける東北沖地震による応力変化の量はせいぜい1 MPa程度であり、通常の地震の応力降下量と同程度かむしろ小さいため、この報告には強い反対意見がある。

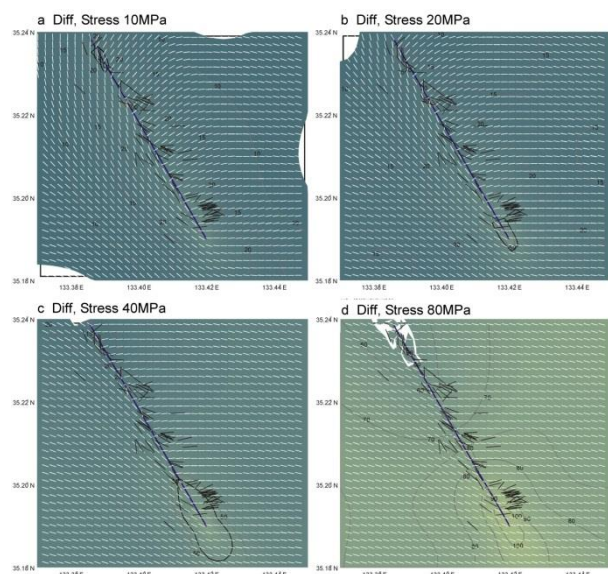


Fig.2 Directions (white bars) and magnitudes of the horizontal maximum compressive stress after the main shock and P axis azimuths (black bars) of the aftershock focal mechanisms at depths of 6-8km around the southern end of the aftershock region. The horizontal maximum compressive stress is calculated assuming different differential stress magnitudes before the main shock. The thick black lines show the location of the fault plane model of the main shock following Iwata and Sekiguchi (2002).

一例を挙げると、地殻内の応力は大きな空間的不均質を持つものであり、外部からの擾乱があると、それに調和的な応力場が顕在化することにより、見かけ上、主応力軸の向きが変化したように見えるというものである(Smith and Heaton, 2011)。また、東北地方では近年発生したM7クラスの内陸地震の前後で、応力場の回転が系統的に報告されている(Yoshida et al., 2014; 2015)。これらも差応力が小さい可能性を示しているが、これらの注目すべき結果を確かにもうにするために、応力場の不均質性に関する検討が必要となっている。

2. 稠密地震観測

2.1 必要とされること

前節で述べたように、近年の観測により、地震発生域の差応力が従来言われているよりも桁違いに小さい可能性が示唆されているが、それを確かなもの

とするために、応力場の不均質性を明らかにする必要がある。

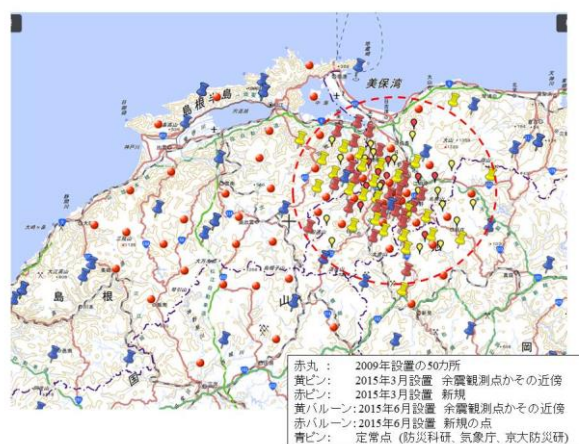


Fig.3 Seismic observation stations in the Western Tottori and Eastern Shimane regions. The Red dotted circle indicates the Western Tottori region, of which diameter is about 30 km.

山陰地方の地震帯では、鳥取県西部から島根県東部にかけての地域において、2009年11月より、小型・軽量で密な観測網を展開することが可能な、通称「満点地震計」による臨時地震観測が行われている(三浦・他, 2008; 飯尾, 2011)。島根県東部では、1978年の三瓶山の地震(Mj6.2)以降は大地震が起こっていないが、活発な微小地震活動が定常的に続いている。この地域において、地震メカニズム解を用いた応力逆解析により応力場を推定したところ、観測されたすべり方向と推定された応力場から計算されたすべり方向の差(misfit)の二乗平均が、全ての領域で10度以下と非常に小さい結果を得ることが出来た(Iio et al., 2017)。応力逆解析では、設定した解析領域において応力場が均質であることを仮定しているが、misfitが小さいことは、応力場の不均質性が小さいことを示している。その原因は、地下構造が比較的均質であるためであると考えられる。大地震の余震域では、一般的には、応力場はより不均質であると推定されるが、島根県東部に隣接している鳥取県西部地域においても地下構造は比較的均質であると考えられるため、非常に密な観測を行うことにより、メカニズム解の精度と数を飛躍的に向上させ、より小さな領域毎の応力場を精度良く推定することにより、大地震の余震域における応力場とその不均質性に関する問題を解決できるものと期待される。



Fig.4 Photo showing the installation of the ‘Manten’ seismometer system in the Western Tottori prefecture region.



Fig.5 Photo showing the ‘Manten’ seismometer system installed in the Western Tottori prefecture region.

2.2 満点地震観測システムの設置

そこで、2015年3月と6月に、鳥取県西部地域(Fig.3の赤点線の丸で囲んだ領域)に、「満点地震計」を81カ所設置した。その領域内には、それ以前から、定常観測点および2009年に設置された臨時地震観測点が存在している。今回の追加設置により、余震域の直上では観測点間隔が2,3kmとなった。黄ピンと黄バルーンの点は、2000年の鳥取県西部地震の発生直後の合同余震観測の点と同じか、近傍に設置されたものである。同じ場所に設置することにより、何らかの時間変化があった場合、その検証がより容易になると考えられる。例えば、大地震の余震の発生に深部からの地殻流体が関係しているという考えがあるが(例えば、Terakawa et al., 2012), その場合、地殻流体の拡散に伴い、余震活動が時間変化することが期待されるからである。

2015/7/14/20:53 Mj0.2

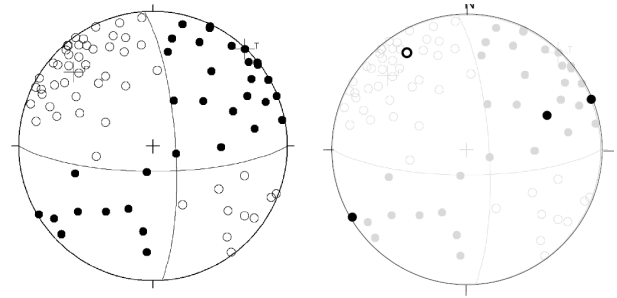


Fig.6 Example of focal mechanisms of microearthquakes in the Western Tottori prefecture region. The data from permanent stations are drawn by thick colors in the right panel for the same focal mechanisms.

2016/7/16/11:37
Mj -0.6 equivalent

2016/7/15/22:00
Mj -0.7 equivalent

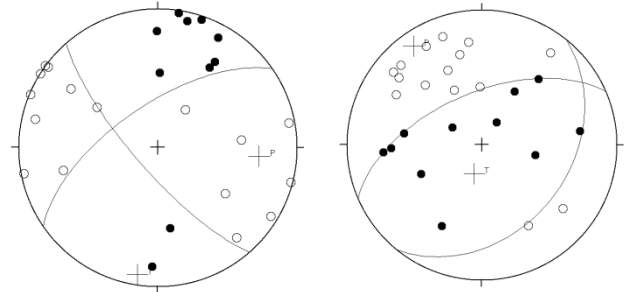


Fig.7 Focal mechanisms of very small earthquakes of which JMA magnitude is computed to be -0.6 and -0.7. in the Western Tottori prefecture region.

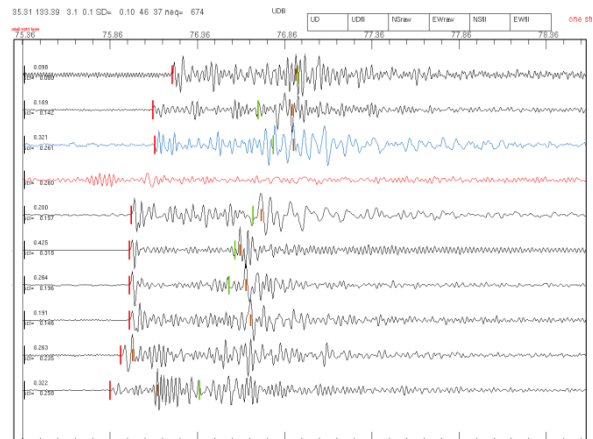


Fig.8 Examples of waveforms in the vertical components aligned in an order of Epicentral distances.

2015年3月に全て設置出来なかったのは、岡山県との県境付近では、積雪のためアクセス出来ない場所

があったためである。Fig.4に観測点の設置風景を示した。地震計の水平の調整および記録装置のセッティングが行われている。鳥取県西部地域は、北端は米子市の中心部、南端は岡山県との県境付近となり、都市部から山間部にかけての地域となっている。南端および北端付近を除けば、平野部と山間部の間に広がっており、比較的標高が低く、人里から遠くは離れていない場所が多い。Fig.4の観測点は典型例で、しっかりした岩が露出してノイズの低い良好な観測環境であり、かつ、(交通量の少ない)舗装された道路の路肩であるため、アクセスも比較的容易である。このように、稠密地震観測では、データの品質と、設置やメンテナンスの省力化の両立を図ることが重要となる。深い山中で多数の点を設置するのは、一般的には非常に難しい。

この道路沿いには電灯線も通信ケーブルも引かれていないが、満点地震観測システムはオフライン・現地収録方式のため、それらを必要としていない。そのため、観測条件の良い場所に地震計を設置することが比較的容易である。ただし、半年に一回程度CFカードと電池の交換を行う必要がある。

Fig.5は、ほぼ設置が終わった状況の写真である。奥の地震計および手前の記録装置の入ったケースともカバーでおおわれている。このように比較的平らな場所では、ケースは厳重な固定をしないことが多い。これも設置の労力を軽減するためであるが、動物によりケースをひっくり返されてトラブルが生じる場合もある。どこまでしっかりと対策するかは、設置の労力とトラブルの可能性の兼ね合いがあり、難しいところである。写真撮影の時点では、黒い地震計のケーブルがケースの右下に見えているが、ケーブルは、動物による被害を防ぐために、この後に保護管に格納された。

なお、81点の中の2点では、鳥取県危機管理局の鳥取県西部地震15周年事業の一つとして、根雨小学校および黒坂小学校の生徒が、京大の職員および阿武山観測所のサポーターの助力の下に設置を行った。根雨小学校では、2009年に50カ所の観測網の1カ所の設置を行った後、代々の5年生がデータ回収や電池交換などのメンテナンスも行っている(岩堀・他, 2015)。

3. 観測結果

各点でCFカードに記録されたデータは半年ごとに回収され、周辺の定常観測点のデータとマージされて、win形式の連続データファイルが作成される。それを自動処理して地震毎のイベントファイルを作成し、手動でチェックして解析に用いるという流れとなっている。

本研究では、メカニズム解の精度を上げることが主な目的の一つであるが、Fig.6に、余震域で起こったMj(気象庁マグニチュード)0.2の地震の例を示す。2つの節面とも、非常に精度良く決まっていることがよく分かる。右側に、同じメカニズム解について、定常点のみを濃い色で表示したが、この程度の大きさの地震では、定常観測点だけでは、震源がころうじて決まる程度となっている。さらに小さな地震のメカニズム解の例をFig.7に示した。一元化震源リストにない地震で気象庁マグニチュードは決まっていないが、満点地震計のみから決めたマグニチュードを気象庁マグニチュードに換算すると、 -0.6 、 -0.7 となる。このような小さな地震は、通常ではメカニズム解はもちろん、震源も決まらないが、良好な多点の臨時地震観測網により、メカニズム解を決定することが可能となった。

Fig.8にマグニチュード -0.6 の地震の上下動成分の波形例を示したが、信号雑音比はまだ大きく、多くの点で信頼出来る押し引きが読み取られていることが良くわかる。地震波の卓越周波数は30-50Hz程度であり、満点地震観測システムの250Hzサンプリングが有効となっている。定常点のサンプリング周波数は通常は100Hz程度であるため、非常に小さな地震を正確に記録することは難しい。

一元化震源によると、鳥取県西部地域では、現在のところ、Mj0.5以上の地震が年間400個程度発生している。規模別頻度分布がMj-0.5程度の地震まで成り立っているならば、年間数千個のメカニズム解を決定することが可能となると期待される。

4. おわりに

2000年鳥取県西部地震の断層周辺の応力の絶対値や断層の強度を明らかにすることを主な目的として、余震域において、満点地震観測システムを用いた稠密地震観測を開始した。既存の観測点を含めて、観測点間隔は2,3kmとなり、マグニチュード0程度の地震のメカニズム解を精度良く決定することが可能となった。さらに、マグニチュードが -0.6 程度の非常に小さな地震のメカニズム解を推定することも出来た。今後、データ処理解析を進めて、差応力の大きさや断層強度を明らかにしたい。

謝 辞

観測装置を設置させていただき、また、ご協力いただいた地権者の皆様方、ならびに観測点付近の住民の皆様へ深く感謝いたします。鳥取県危機管理局、西部総合事務所、米子県土整備局、日野県土整備局、

日野町, 日南町, 江府町, 南部町, 伯耆町, 大山町, 米子市, 安来市, 奥出雲町, 岡山県新見市, 新庄村, 真庭市, 岡山森林管理署新見森林事務所の関係の方々に大変お世話になった。本研究では, 北海道大学, 弘前大学, 東北大学, 東京大学, 名古屋大学, 京都大学, 高知大学, 九州大学, 鹿児島大学, 防災科学技術研究所, 産業技術総合研究所, 国土地理院, 青森県, 東京都, 静岡県, 神奈川県温泉地学研究所, 横浜市, 海洋研究開発機構及び気象庁によるデータを用いて, 気象庁・文部科学省が協力してデータを処理した一元化震源データを使用した。本研究は文部科学省の科学研究費補助金26109002, および「災害の軽減に貢献するための地震火山観測研究計画」の支援を受けた。満点システムの運用においては, 株式会社近計システムの本橋恵三氏, 内田淳氏にお世話になった。観測点探しと設置においては, 中尾節郎氏, 株式会社ホクト電機制御, 阿武山サポーター有志にお世話になった。データ処理においてはホームページスメータ堀内茂木氏に大変お世話になった。満点計画は, 観測からデータ処理に至る全体にわたって, 田中三恵さん, 水島理恵さんの献身的な努力により支えられている。

参考文献

- 飯尾能久 (2009): 内陸地震はなぜ起こるのか?, 近未来社, 名古屋。
- 飯尾能久, (2011): 次世代型地震観測システムの開発と運用: 満点(万点)を目指して, 京都大学防災研究所年報, 54(A), pp. 17-24.
- 岩堀卓弥・宮本 匠・矢守 克也・城下 英行 (2015): 正統的周辺参加理論に基づく防災学習の実践自然災害科学 J. JSNDS 34 -2, pp. 113 -128.
- 岩田知孝・関口春子 (2002): 2000 年鳥取県西部地震の震源過程と震源域強震動, 第11回日本地震工学シンポジウム, pp.125-128.
- 三浦 勉・飯尾能久・片尾 浩・中尾節郎・米田格・藤田安良・近藤和男・西村和浩・澤田麻沙代・多田光弘・平野憲雄・山崎友也・富阪和秀・辰己賢一・加茂正人・澁谷拓郎・大見士朗・加納靖之 (2010): 近畿地方中北部における臨時地震観測, 京都大学防災研究所年報, 53B, pp. 203-212.
- Byerlee, J. (1978): Friction of rock, *Pure Appl. Geophys.*, 116(4-5), pp. 615-626, doi:10.1007/BF00876528.
- Hardebeck, J.L. and Hauksson, E. (2001): Crustal stress field in southern California and its implications for fault mechanics. *J Geophys Res* 106: pp. 21,859–21,882.
- Iio, Y. (1997): Frictional coefficient on faults in a seismogenic region inferred from earthquake mechanism solutions, *Journal of Geophysical Research*, 102, pp. 5403-5412.
- Iio, Y., Kishimoto, S., Nakao, S., Miura, M., Yoneda I., Sawada, M., Katao, H. (2017): Extremely weak fault planes -Estimate from focal mechanisms from a stationary seismic activity in the San'in district, Japan-, submitted.
- Kawanishi, R., Iio, Y., Yukutake, Y., Shibutani, T. and Katao, H. (2009): Local stress concentration in the seismic belt along the Japan sea coast inferred from precise focal mechanisms: implications for the stress accumulation process on intraplate earthquake faults, *J. Geophys. Res.*, 114,B01309, doi:10.1029/2008JB005765.
- Shibutani, T., H. Katao, and Group for the dense aftershock observations of the 2000 Western Tottori Earthquake (2005): High resolution 3-D velocity structure in the source region of the 2000 Western Tottori Earthquake in the southwestern Honshu, Japan using very dense aftershock observations, *Earth Planets Space*, 57, pp. 825–838.
- Smith, D.E. and Heaton, T.H. (2011): Models of stochastic, spatially varying stress in the crust compatible with focal-mechanism data, and how stress inversions can be biased toward the stress rate. *Bull Seismol Soc Am* 101:1396–1421, doi: 10.1785/0120100058.
- Terakawa, T., Miller, S. A. and Deichmann, N. (2012): High fluid pressure and triggered earthquakes in the enhanced geothermal system in Basel, Switzerland, *J.Geophys.Res.*117,http://dx.doi.org/10.1029/2011/JB008980.
- Yoshida, K., Hasegawa, A., Okada, T., Iinuma, T., Ito, Y., and Asano, Y. (2012): Stress before and after the 2011 great Tohoku - Oki earthquake and induced earthquakes in inland areas of eastern Japan. *Geophysical Research Letters*, 39, L03302, doi:10.1029/2011GL049729. .
- Yoshida, K., Hasegawa, A., Okada, T. and Iinuma, T (2014): Changes in the stress field after the 2008 M7.2 Iwate-Miyagi Nairiku earthquake in northeastern Japan. *J Geophys Res* 119, pp.9016–9030.
- Yoshida, K., Hasegawa, A. and Okada, T. (2015): Spatially heterogeneous stress field in the source area of the 2011 Mw6.6 Fukushima-Hamadori earthquake, NE Japan, probably caused by static stress change. *Geophys J Int* 201, pp. 1060–1069.
- Yukutake, Y., Iio, Y., Katao, H. and Shibutani, T. (2007): Correction to “Estimation of the stress field in

the region of the 2000 Western Tottori earthquake:
Using numerous aftershock focal mechanisms,” J.
Geophys. Res., 112, B12307,
doi:10.1029/2007JB005509.
Zoback, M. D., et al. (1987): New evidence on the state

of stress of the San Andreas fault system, Science, 238,
pp. 1105 – 1111.

(論文受理日：2017年6月13日)