

(1) 実施機関名：

東北大学

(2) 研究課題(または観測項目)名：

内陸地震発生過程の解明

(3) 最も関連の深い建議の項目：

2. 地震・火山現象解明のための観測研究の推進

(2) 地震・火山噴火に至る準備過程

(2-1) 地震準備過程

ウ．ひずみ集中帯の成因と内陸地震発生の準備過程

(4) その他関連する建議の項目：

2. 地震・火山現象解明のための観測研究の推進

(1) 日本列島及び周辺域の長期・広域の地震・火山現象

ア．列島及び周辺域のプレート運動，広域応力場

イ．上部マントルとマグマの発生場

ウ．広域の地殻構造と地殻流体の分布

(2) 地震・火山噴火に至る準備過程

(2-1) 地震準備過程

ア．アスペリティの実体

(3) 地震発生先行・破壊過程と火山噴火過程

(3-1) 地震発生先行過程

ア．観測データによる先行現象の評価

(4) 地震発生・火山噴火素過程

イ．地殻・上部マントルの物性の環境依存性

(5) 本課題の 5 か年の到達目標：

本研究においては，東北地方内陸部を主な対象とし，地震・地殻変動観測の稠密化・解析手法の高精度化により，地殻流体の分布・3次元的な断層の形態・アスペリティまたは非アスペリティの可能性を持つ領域の分布や歪・応力分布を高い分解能で明らかにする．さらにそれらを説明するモデルを構築することで，歪集中帯の原因を明らかにするとともに，内陸地震に対するアスペリティモデルの検証と拡張を試みる．このようにして，これまでの研究成果から得られた内陸地震発生モデルの検証・高度化を行い，上記方針を実現化し，地震・火山噴火予知研究上不可欠である，内陸地震の発生過程の理解を深めることを目的とする．

東北地方脊梁山地や宮城県北部等の歪集中帯において臨時観測を行い，地下の構造を高分解能で推定する．併せて，稠密 GPS 観測を実施して詳細な歪の時空間分布を推定し，歪蓄積過程のモデリング

の基礎資料とする。さらに、ボーリングコア資料やメカニズム解、S波スプリテッティング等の情報から応力の推定を行う。

得られた結果から、火山を含む領域での流体の分布・3次元的な断層の形態・アスペリティまたは非アスペリティの可能性を持つ領域の分布の推定を行い、これを元に、歪・応力分布を説明するモデルを構築し、内陸の地震発生に至る過程をより詳細に解明する。

これまでの研究においては、主に東北地方脊梁山地歪集中帯を対象とする理解・モデル化がされているが、本研究ではその成果を踏まえ、地下構造、歪・応力分布の高分解能・高精度化を図るとともに、東北地方前弧側の東西短縮の大きい領域（宮城県北部）や日本海沿岸の歪集中帯についても研究を進める、それらの比較により、歪集中帯および地震発生過程モデルの一般化・高度化を図るとともに、東北日本沈み込み帯の前弧側から日本海東縁にいたる陸域全体にわたる地殻変形過程の解明をも目指す。

これらの研究を下記のような研究項目により実施する。

1. 稠密 GPS 観測による歪集中帯の詳細な歪分布の推定。
2. 稠密地震観測による、地震波速度構造・震源分布の高精度推定。
3. ボーリングコア試料を用いた地殻応力測定、および稠密地震観測による応力テンソルインバージョン・地震波異方性による応力の時空間変化の推定。
4. 上記の1～3の結果に基づく、内陸地震の歪集中機構・地震発生過程のモデル化。

(6) 本課題の5か年計画の概要：

本年度(21年度)は、特に、昨年(2008年)に発生した岩手・宮城内陸地震に関する研究観測を進める。

1. 稠密 GPS 観測による歪集中帯の詳細な歪分布の推定。

山形県新庄市から宮城県南三陸町に至る東西測線を設定し、新しい11点のGPS連続観測点と既存のGPS連続観測点からなる稠密観測網を構築する。この測線においては、既往の研究により、詳細な地殻・上部マントル構造がわかっており、また、奥羽脊梁山地の歪集中帯とその前弧域にも東西短縮の大きい領域が存在することがわかっている。前者では、1996年に鬼首地震が、後者では、1900年、1962年、2003年の宮城県北部地震が発生するなど、地震活動も活発な地域であり、2008年岩手・宮城内陸地震の震源域南部でもある。このような特徴的な地域において詳細な歪分布を明らかにする。また、近年大地震が発生していない地域との比較を行うため、2000年に国土地理院が仙台市内に設置した稠密観測網で得られるデータを用いて、国土地理院と共同研究を行う。

2. 稠密地震観測による、地震波速度構造・震源分布の高精度推定。

2008年岩手・宮城内陸地震の観測データの整理・解析を継続し、震源域およびその周辺域の地震波速度構造を求める。特に断層に対応する構造・地殻流体分布に関する構造・アスペリティ領域/非アスペリティ領域に対応する構造についての検討を行う。

また、余震活動の時空間変化の把握や構造推定の精度向上のために、2008年岩手・宮城内陸地震震源域およびその周囲に臨時地震観測点を設置する。

3. ボーリングコア試料を用いた地殻応力測定、および稠密地震観測による応力テンソルインバージョン・地震波異方性による応力の時空間変化の推定。

既存のボーリングコア試料を収集し、その試料を用いて地殻応力の測定を行う。また、2008年岩手・宮城内陸地震の稠密余震観測データを利用し、震源域およびその周囲での起震応力場の空間変化の推定を行う。

4. 上記の1～3の結果に基づく、内陸地震の歪集中機構・地震発生過程のモデル化。

2008年岩手・宮城内陸地震について、上記の観測研究結果および庄内地域などの隣接する他の領域での研究結果を相互比較検討し、同地震の発生機構の理解を進める。特にこの領域における地震発生にいたる歪蓄積・解放機構について検討を行う。

平成 22 年度以降は平成 21 年度に設置・整備した GPS・地震観測点などにより順次蓄積されたデータを使用し、対象領域における同様の研究を進める。

(7) 平成 23 年度成果の概要：

・東北地方太平洋沖地震に伴う内陸域の地震活動と地殻変動：

2011 年 3 月 11 日、東北地方の岩手県沖から茨城県沖にかけてのプレート境界で東北地方太平洋沖地震 (M9.0) が発生した。この地震の発生後、中部日本から東北日本にかけての領域において顕著な内陸地震活動の変化が生じた。震源分布からは、東北地方太平洋沖地震前後の発生場所の変化が見られる。基本的には東北地方太平洋沖地震発生前にみられていた地震発生帯に起こっているが、より詳しくみみるとその周囲や活動が低調であったところに起きてるように見られる。活動は群発的であり、震源域の拡大などもみられる。

東北地方太平洋沖地震後活発化した内陸地震群について、メカニズム解と震源分布から推定された断層に対して計算される CFF は正である (Okada et al., 2011, 岡田・他, 2011)。さらに、東北沖地震前後の内陸域の応力場を調べた結果、東北地方北部と南部の一部地域で、本震のすべりによって形成されたと推定される応力場の変化がみられた。このことは、それらの地域における地震前の差応力が極めて小さかったことを示している。(Yoshida et al., in press)

地震波速度構造や後述の地震波減衰構造と比較するとひずみ集中帯や 3/11 以前および以降の地震活動域の直下の地殻中深部には地震波低速度域や減衰域が確認される (図 1, Okada et al., 2011, Shikasho et al., 2011)。一方、GPS 観測データを用いて推定された、平成 23 年東北地方太平洋沖地震に伴う応力擾乱に対する脊梁山地ひずみ集中帯の応答からは、岩手 - 秋田県境南部から宮城 - 山形県境のひずみ集中帯に沿って伸び足りない領域が分布することを示唆する。このことは、ひずみ集中帯の下部地殻の粘性が小さく、応力が緩和しているというモデルを支持する。(Ohzono et al., 2012)

したがって、東北地方太平洋沖地震に伴う応力場の変化が、地震活動の変化の原因として考えられる。それに加え、地殻深部に低速度域が分布する領域は、水などの流体を含む「弱い」領域として、地殻上部の弱面における地震活動を促進している可能性が考えられる。

・干渉 SAR データの時系列データに基づく 2008 年岩手・宮城内陸地震の長期的余効変動の検出

2008 年岩手・宮城内陸地震発生後の ALOS/PALSAR データの干渉画像に対して時系列解析を適用した。干渉 SAR 解析時には南行軌道のデータを用いた。2008 年 7 月から 2010 年 12 月までのデータ中、冬期など干渉性が低い時期を除いた 14 ペアを用いて時系列解析 (Small Baseline Subsets 法, (SBAS 法)) を適用し、震源域周辺の変位の時間発展を推定した (図 2)。その結果、地震時に下盤側であった領域で広範囲にスラントレンジの伸張 (沈降もしくは西向き変位) が見られ、それらの変位速度はほぼ一定であることが分かった。この結果は震源域を横断する水準測量の結果とも整合的である。また地震時に上盤側である領域では、特に栗駒山北側で顕著なスラントレンジ短縮 (隆起もしくは東向き変位) が確認された。スラントレンジ短縮の領域では、地震発生 1 年程度経過後から変位が加速している様に見える。このような断層下盤側および上盤側における地震後変動は、昨年度の成果として報告した GPS データに基づいて検出された粘弾性緩和 (大園, 2010) によるものに加え、局所的な余効すべり等が重畳していると考えないと説明ができない。仮に東に傾き下がる逆断層において長期的な余効すべりが生じていたと考えれば、当該スラントレンジ変化を定性的には説明できることが分かった。

・KiK-net を利用した地表付近の地震波速度構造と地震波異方性構造の時間変化

地表と地中に地震計の設置されている KiK-net のデータを用いて、地表付近の地震波速度構造と異方性構造の時間変化を調べた。その結果、東北地方太平洋沖地震に伴う地震波速度の減少と異方性構造の変化を抽出した (Takagi and Okada, 2011, 図 3)。原因としては、東北地方太平洋沖地震の強震動による地表付近の損傷が考えられる。

・東北地方中央部における詳細な地震波減衰構造

2008 年岩手・宮城内陸地震の震源域や 2011 年東北地方太平洋沖地震後の内陸地震の震源域において稠密な地震観測網の展開されている東北地方中央部に適用し、詳細な地震波減衰構造の推定をおこ

なった (Shikasho et al., 2011) . その際、詳細な地震波減衰構造を安定に推定するための手法の改良を行った。得られた結果、地震波高減衰域が、脊梁や鳥海山などの火山付近の地震波低速度域や低比抵抗域 (Ichiki et al., AGU Fall Meeting, 2011 など) とよく対応することが分かったとともに東北地方太平洋沖地震後を含む内陸の微小地震活動、低周波地震、M6 を超えるような大きな内陸地震のいずれも、高い圧力を持つ水などの流体を原因とする地震波の減衰域やその周囲に分布していることを明らかにした (図 4) . 地震発生過程が流体に大きく関連していることを示唆している。

・能登半島沖地震、兵庫県南部地震、岩手・宮城内陸地震などの内陸地震の震源域において、それぞれ、地震発生に関わる不均質構造を確認した (課題番号: 1204 参照)

・牛伏寺断層近傍で採取したコア試料を用いた応力測定を行った。Drilling induced tensile fracture の方向から、牛伏寺断層と最大圧縮方向のなす角は約 22 度であり、応力測定結果と合わせると、断層面に作用する法線応力に対するせん断応力の比は 0.4-1.0 と大きいことが推定された。このことは、長期評価で、牛伏寺断層での地震発生の切迫度が比較的高いとされていることと矛盾しない。(Yabe and Omura, 2011)

・有限要素法による東北日本全域における地形、断層形成、応力場のモデル化

非線形粘弾塑性有限要素法により、熱構造と上部地殻、下部地殻、最上部マントル構造を考慮して、東北日本全域における地形、断層形成、応力場のモデル化を実施した。図 5 に 75 万年間、0.2cm/year で短縮変形を与えた場合の相当応力の分布 (深さ 15km) を示す。ホットフィンガーでは応力が低く、フィンガーの間の領域で応力が高くなっている様子が再現できた。また、大地震は応力が高い領域で発生していることが理解できる。

(8) 平成 23 年度の成果に関連の深いもので、平成 23 年度に公表された主な成果物 (論文・報告書等) :

Ohzono, M., Y. Yabe, T. Iinuma, Y. Ohta, S. Miura, K. Tachibana, S. Sato, and T. Demachi, Strain anomalies induced by the 2011 Tohoku Earthquake (Mw9.0) as observed by a dense GPS network in northeastern Japan, submitted to EPS, 2012.

Okada, T. et al., Possible triggered shallow inland earthquakes in NE Japan by the 2011 Off the Pacific Coast of Tohoku Earthquake, Earth Planets and Space, 63, 749-754, 2011.

岡田知己・吉田圭佑・長谷川昭・2011 年東北地方太平洋沖地震合同観測グループ, 2011 年東北地方太平洋沖地震前後の内陸の地震活動と地殻構造, 日本地震学会 2011 年秋季大会, 2011

Yoshida, K., A. Hasegawa, T. Okada, T. Iinuma, Y. Ito, and Y. Asano, Stress before and after the 2011 Great Tohoku-oki earthquake, and induced earthquakes in inland areas of eastern Japan, Geophys. Res. Lett., doi:10.1029/2011GL049729, 2011, in press.

太田雄策, 小澤拓, 大園真子, 三浦哲, InSAR データにより検出された 2008 年岩手・宮城内陸地震後の長期的余効すべり, 日本地球惑星科学連合 2011 年大会, STT057-02, 2011.

Takagi, R. and T. Okada, Temporal change in seismic velocity and polarization anisotropy related with the 2011 M9.0 Tohoku earthquake using KiK-net vertical array data, AGU Fall Meeting, S31C-2260, 2011.

Shikasho, K., T. Okada, J. Nakajima, E. Hayami, N. Uchida, T. Matsuzawa, N. Umino, and A. Hasegawa, Seismic high attenuation area beneath the 2008 Iwate-Miyagi Nairiku earthquake (M7.2) and Mt. Chokai in NE Japan, AGU Fall Meeting, S41A-2174, 2011.

四ヶ所健太, 地震波減衰構造と内陸地震発生過程に関する研究, 東北大学修士論文, 165 p., 2011.

Ichiki, M. et al, A magnetotelluric exploration to reveal three-dimensional electrical conductivity distribution of the upper mantle beneath Tohoku district, Northeastern Japan, AGU Fall Meeting, 2011.

Yabe, Y. and K. Omura, In-situ stress at a site close proximity to the Gofukuji Fault, central Japan, measured using drilling cores, Island Arc, 20, 160-173, doi:10.1111/j.1440-1738.2010.00756.x, 2011.

(9) 平成 24 年度実施計画の概要 :

平成 24 年度以降は平成 21 年度以降に設置・整備した GPS・地震観測点などにより順次蓄積されたデータを使用し，対象領域における同様の研究を進める．

(10) 実施機関の参加者氏名または部署等名：

矢部康男・中島淳一・内田直希・岡田知己・他 計 8 名程度

他機関との共同研究の有無：有

東京大学地震研究所 三浦哲、建築研究所 芝崎文一郎

(11) 公開時にホームページに掲載する問い合わせ先

部署等名：東北大学大学院理学研究科 地震・噴火予知研究観測センター

電話：022-225-1950

e-mail：zisin-yoti@aob.gp.tohoku.ac.jp

URL：http://www.aob.gp.tohoku.ac.jp/

(12) この研究課題（または観測項目）の連絡担当者

氏名：岡田知己

所属：東北大学大学院理学研究科 地震・噴火予知研究観測センター

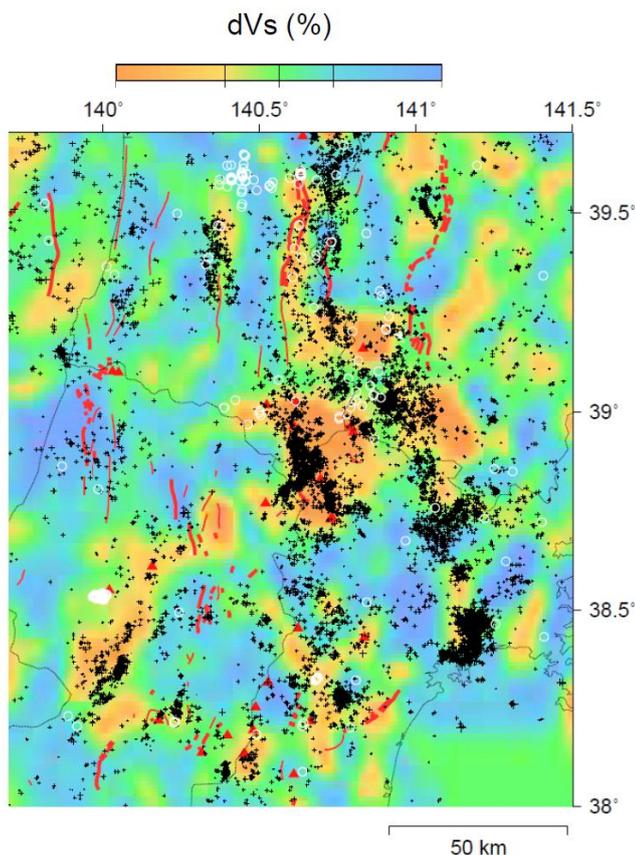


図 1 .

東北地方中央部における深さ 18km の S 波速度偏差分布と深さ 20km より浅い浅発地震の震源分布との比較 (Okada et al., 2011) . 黒 + は東北地方太平洋沖地震発生前，白 は東北地方太平洋沖地震発後の地震を示す . 赤 ，赤太線はそれぞれ，第四紀火山および活断層を示す .

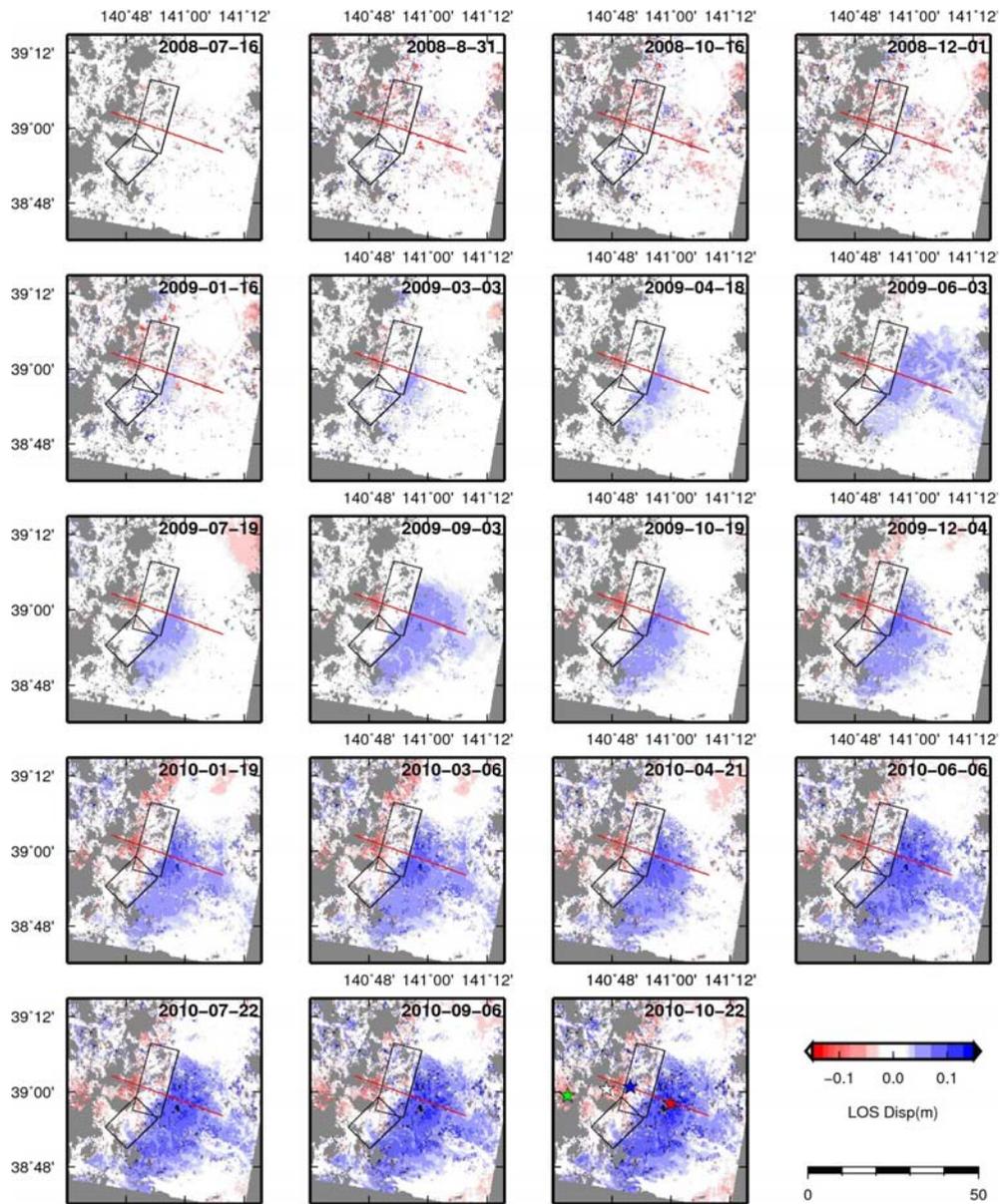


図 2 .

2008年7月16日を起点とした2010年10月22日までの46日毎の累積変位量のスナップショット。色は衛星視線方向（南東から北西を見下ろした向き）の変位量を示し、青色が衛星から遠ざかる方向、赤色が衛星に近づく方向を示す。图中灰色部分は干渉性が低く、変位量が得られなかった領域を示す。黒矩形は、GPSデータによって求められた地震時断層モデル (Ohta et al., EPS, 2008)。

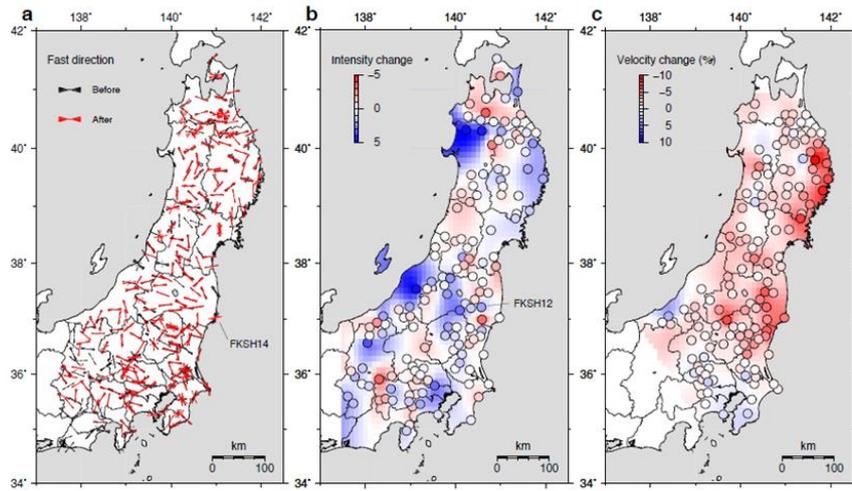


図 3 .

KiK-net の地表地震計・地中地震計間で得られた S 波偏向異方性と地震波速度変化 . (a) 速い S 波の振動方向を 10 度刻みのローズダイアグラムで示す . 黒は東北地方太平洋沖地震発生前 , 赤は発生後を示す . (b) 異方性の強さの変化 . 各観測点での値と補間した分布を示す . (c) 速度の変化 . 各観測点での値と補間した分布を示す .

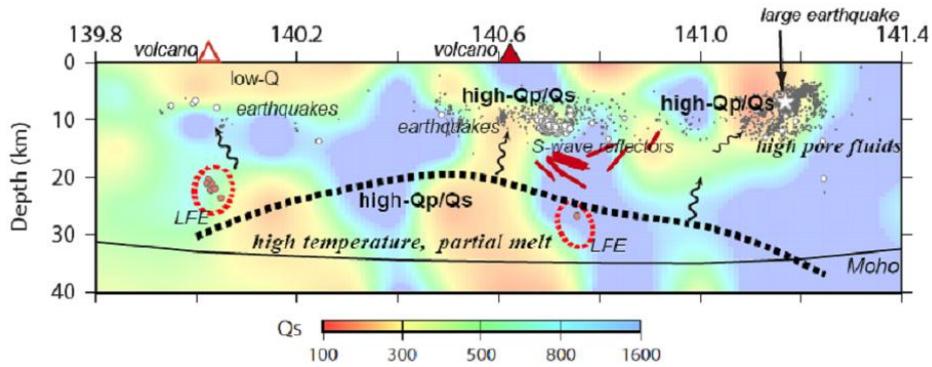


図 4 .

東北地方中央部，2003 年宮城県北部地震震源域で得られた地震波減衰 (Q_s) 構造を東西断面図で示す．黒点・白丸は，東北地方太平洋沖地震発生前および後に発生した地震である． \blacktriangle は火山を示す．赤丸は低周波地震 (LFE) を示す．赤太線は S 波反射面 (堀・他，2004) を示す．

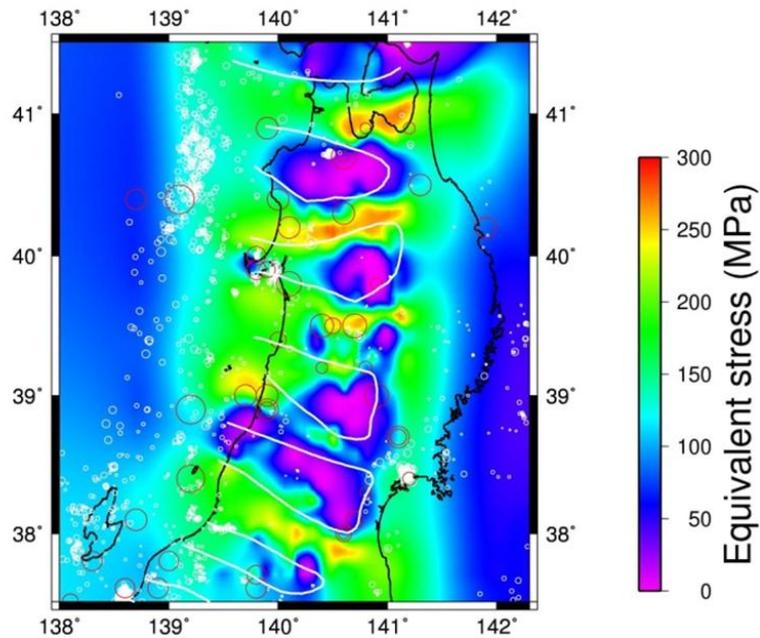


図 5 .

75 万年間 0.2cm/year で短縮変形を与えた場合の相当応力の分布 (深さ 15km)．白線はホットフィンガー。白丸は震源 (気象庁カタログより)．赤丸は M6.5 以上の地震。