

## 平成 24 年度年次報告

課題番号：1219

(1) 実施機関名：

東北大学

(2) 研究課題（または観測項目）名：

2011 年東北地方太平洋沖地震前後のプレート境界およびその周辺域の挙動の解明

(3) 最も関連の深い建議の項目：

5. 超巨大地震に関する当面実施すべき観測研究の推進

- (1) 超巨大地震とそれに起因する現象の解明のための観測研究
  - イ. 超巨大地震の発生とその前後の過程の解明

(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
- (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
    - イ. 非地震性滑りの時空間変化とアスペリティの相互作用
    - ウ. ひずみ集中帯の成因と内陸地震発生の準備過程
    - エ. スラブ内地震の発生機構

5. 超巨大地震に関する当面実施すべき観測研究の推進

- (1) 超巨大地震とそれに起因する現象の解明のための観測研究
  - ウ. 超巨大地震に誘発された内陸地震や火山活動等の解明
- (2) 超巨大地震とそれに起因する現象の予測のための観測研究
  - ア. 超巨大地震の震源域における地殻活動のモニタリング

(5) 本課題の 5か年の到達目標：

2011 年東北地方太平洋沖地震の発生前から発生後に至るプレート境界の挙動の解明は、この様な超巨大地震の発生メカニズムやその後の余震と余効変動の発生メカニズムを明らかにするために重要である。本研究では、陸域の定常及び臨時観測のデータより、2011 年東北地方太平洋沖地震後の非地震性滑り、小繰り返し地震、低周波地震などのデータと、これまで得られてきた東北地方太平洋沖地震前の結果との比較から、これらの時空間変化を調査し、この超巨大地震の震源域の北端と南端が何に規定されたのか、そしてなぜ破壊が拡大し M9 という規模に至ったのか、その原因を明らかにする。また、島弧に沿ったプレートの固着域の深さ分布の変化に注目し、地震活動やプレート構造の空間変化から固着の成因を明らかにする。更にプレート境界での滑りが、沈み込むスラブや上盤側プレートの変形過程やその地震活動に及ぼす影響についても検討を行う。

## (6) 本課題の5か年計画の概要 :

### 平成24年度：

平成23年度に収録された各データを元に以下の各解析を行う。観測点の一部については、余効変動及び地震活動の推移により、継続ないし再配置を行う。

余効変動の時間発展の調査及び隣接領域での大地震発生の調査を目的として、今回の地震の震源域の北部及び南部の太平洋沿岸にGEONETを補間する形で設置されたGPS観測や、相似地震解析により、余効滑り、粘性緩和、プレート間カップリングを評価する。

破壊が停止した原因や今後の破壊の進展の可能性を明らかにするため、震源域の南北両端付近の摩擦特性についてシミュレーション等で検討を行う。さらに、上盤側プレート内の地震活動について、詳細な震源分布や断層モデルと震源域の構造との関係からその背景を明らかにすることで、今後の地震活動の予測に寄与する。

### 平成25年度：

前年と同様に解析を行う。得られた結果を元に、2011年東北地方太平洋沖地震前後のプレート境界及びその周辺域の挙動について、総合的な検討を行う。

## (7) 平成24年度成果の概要 :

### 1) 東北地方太平洋沖地震及びその周辺域のプレート境界の挙動

#### 1-1) 東北地方太平洋沖地震の震源過程（山中, 2012）

プレートの形状、PP波を考慮したグリーン関数を用いて遠地実体波を用いて詳細な震源過程解析を行った（図1）。この解析から（1）本震の滑りは前震(3/9)で滑った領域を避けるように広がっていて、1981年の地震とほぼ同じところが滑った。（2）本震での滑りのうち海溝側の滑りは北緯38度付近から北側と南側に分かれ、北側のアスペリティの北端付近では1968年のアスペリティが運動して滑ったことが分かる。この北側のアスペリティは明治三陸地震の震源域とほぼ一致する。（3）本震での滑りのうち宮城沖のやや深いところのアスペリティは少なくとも3つの地震からなる。真ん中の領域は1978年宮城沖、南の領域は1936年と概ね一致する。（4）3/11 15:08に発生した余震(M7.4)は1989年、1968年、1960年に滑ったアスペリティと一致する。

#### 1-2) 東北地方太平洋沖地震前後の上盤プレート内の応力場（Hasegawa et al., 2012）

CMT解を用いて東北地方太平洋沖地震前後の上盤プレート内の応力場について、推定した（図2）。地震前については、地震時の大滑り域に向かって $\sigma_1$ 軸が向くような分布となった。一方、地震後については、地震時の大滑り域に向かって $\sigma_3$ 軸が向くような分布となった。このことは、地震時の大滑り域が地震前にカップリングしていたこと、地震時の滑りにより応力がほぼ解放されたことを意味すると考えられる。このことは、地震前の応力が静的応力変化より小さい(<5~25MPa)ことを示す。その原因としては高い間隙流体圧が考えられる。

#### 1-3) 東北地方太平洋沖地震前後の繰り返し地震活動（Uchida and Matsuzawa, 2013ほか）

東北地方太平洋沖地震前後の繰り返し地震活動について調査した。太平洋プレート上の繰り返し地震グループのみについて見ると、地震時の大滑り域では地震後繰り返し地震がほとんど起きていないことが分かった（図3 a）。この結果は繰り返し地震と判定するコヒーレンスの基準を下げても変わらず（図3 b），媒質や震源過程の変化で波形の相似性が悪化したため、繰り返し地震と判定できなくなったわけではないことが確かめられた。この繰り返し地震の活動停止の原因の1つとして、東北地方太平洋沖地震の滑り域での応力解放が考えられる。一方、地震時滑り域の周囲での活発な繰り返し地震活動は、余効滑りによる影響と考えられる。

#### 1-4) 余震活動から描き出された東北地方太平洋沖地震の大滑り域（Kato and Igarashi, 2012ほか）

近年、世界で過去に発生した大きな地震後の余震活動は、大きく滑った領域（大滑り域）を避けてその縁辺部に集中するという報告が多数なされている。つまり、余震の発生数が少ない領域は、本震時に大きく滑った領域に対応する可能性がある。そこで、余震分布の特徴と大滑り域の相補関係を東北地方太平洋沖地震の余震活動に適用することで、本震発生時の大滑り域の広がりを推定した（図4）。新たに定義された大滑り域は、地震波や測地データを基に推定された滑り分布と同様に宮城県沖では広範囲に広がる一方、それらと比べてより複雑な形状を示した。特徴的な点として、南側の福島県沖・茨城県沖まで伸びる細長い大滑り域の存在が明らかになった。大滑り域の外側では、プレート境界面上のほぼ同じ場所で繰り返し発生する、小繰り返し地震も多数分布していた。この地震は、大滑り域から解放された応力による、大滑り域の外側での余効滑りを示唆している。本解析により高空間分解能で推定された大地震の大滑り域は、隣接地域の大地震発生ポテンシャルの評価において重要な知見となり得るであろう。

#### 1－5) 東北地方太平洋沖地震震源域及び周辺域における超低周波地震活動（浅野・他, 2012）

1994年以降の東北大学及び1996年以降の防災科学技術研究所の広帯域地震記録を解析し、千島海溝－日本海溝会合部付近の超低周波地震活動を調べた。1999年3月に発生した既知の超低周波地震の記録と連続記録との相関関数を評価し、既知のイベントに比較的近い場所で発生し、かつ類似した発震機構解を持つイベントの検出を試みた。その結果、1994年三陸はるか沖地震の直前直後に目立った超低周波地震活動は無かったこと、その後、2003年十勝沖地震発生までの1996～2002年の期間には約10.5か月間隔で超低周波地震が発生していたことが明らかとなった。

#### 1－6) 3月9日の前震の地震時・地震後余効滑り分布(課題1220を参照, Ohta et al., 2012)

海陸測地データに基づいて3月9日の前震の地震時・地震後余効滑り分布を推定したところ、両者の滑り域は相補的であり、かつ余効滑り域はM9本震の震源域に近接していたことが分かった。

#### 1－7) 東北地方太平洋沖地震発生サイクルのシミュレーション（大谷・他, 2012; Ohtani et al., 2012）

これまで、東北地方太平洋沖地震(Mw9.0)の破壊領域のみを考慮して、地震発生サイクルシミュレーションを行ってきた。しかしながら、釜石沖より北部の東北沖には1986年十勝沖地震(M8.3)震源域が存在し、この北部地域を含む運動破壊の可能性を考える必要性がある。釜石沖では大きな地震時滑りや、過去における巨大地震、またこの領域を超えて北側へは大きな余効滑りは観測されていない。つまり、釜石沖は南部2011年東北地方太平洋沖地震(M9.0 地震発生間隔～数百年)と北側領域(M8.3 地震発生間隔～百年)との境界になっている。そこで、まず、釜石沖以北の1968年十勝沖地震震源域についても、南領域と同様に速度状態依存摩擦則に従う階層アスペリティモデルを仮定して、サイクルの再現を行なった後、釜石沖の条件付き安定滑り摩擦特性(特徴的滑り量L)を変えながら(Case1～Case4)，二つを併せた領域についてのサイクル計算を行なった(図5に摩擦パラメータ分布を示す)。その結果、Lが小さい場合には運動破壊が生じ、大きい場合には破壊に時間差が出ることが分かった。シミュレーションは予備的なもので1896年明治三陸津波地震はモデル化されていないという問題は残るが、このように釜石沖の摩擦特性の解明が運動・非運動破壊の鍵を握ると思われる。

### 2) 東北地方太平洋沖地震前後の周辺のプレート内の挙動

#### 2－1) 東北地方太平洋沖地震後の東北地方中央部におけるひずみ場(Ohzono et al., 2012, 福田・他, 2012, 福田, 2013)

2011年東北地震後の余効変動に伴うひずみ場の時空間変化を詳細に捉えた。GEONETに加え、山形盆地断層帯周辺に山形大学、東北大が設置した臨時点及び国土地理院と東北大の共同管理点である長町-利府断層周辺の観測点を用いて、詳細なひずみ場を得た(図6)。その結果、大局的には余効

滑りに伴って東西伸長が卓越するひずみ場が得られたが、奥羽脊梁山脈に沿って面積ひずみで見ると収縮の領域が連続し、周囲と比較して特徴的な結果となった。これはこの領域における東西伸長が小さく、その結果南北収縮が相対的に卓越するために面積ひずみで収縮の領域となっている。単純な余効滑りモデルで検証を行ったところ、この特徴的な収縮域は余効滑りだけでは説明ができないことが分かった。こうした奥羽脊梁山脈に沿った異常域は、地震時にも周辺域と比較して伸長量が不足する領域である(Ohzono et al., 2012)。地震時に示されたこうした異常域は下部地殻の低粘性によるものと解釈されており、地震後余効変動で得られた同様の特徴も弾性定数の不均質性や下部地殻/上部マントルレオロジーの不均質性を示している可能性が高い。

## 2-2) 東北地方太平洋沖地震前後のひずみ集中及び本震に伴う応力擾乱を説明する地殻及び上部マントルのレオロジー構造(矢部・他, 2012; Yabe et al., 2012)

東北地方太平洋沖地震前のひずみ集中及び本震に伴う応力擾乱によって生じた、脊梁山地ひずみ集中帯及び前弧域ひずみ集中帯のひずみ異常のパターンを、有限要素法によって再現し、地殻及び上部マントルのレオロジー構造を推定した。

東北地方太平洋沖地震前にはひずみ集中、東北地方太平洋沖地震時には小さな東西伸長が観測された脊梁山地ひずみ集中帯の振る舞いは、周辺に比べてより浅部にまで低粘性を仮定したモデルにより再現できた。この結果は、Hasegawa et al. (2005) の概念モデルを支持する。一方、東北地方太平洋沖地震前、地震時のいずれにおいても周辺に比べて大きな変形が観測された前弧域ひずみ集中帯の振る舞いは、表層にある厚い堆積層の効果で説明可能であり、地殻及び上部マントルに低粘性を仮定する必要は必ずしもないことが明らかとなった。しかし、東北地方太平洋沖地震地震後の前弧域ひずみ集中帯の変形は、地殻・上部マントルに低粘性を仮定するか否かにより大きく異なることも明らかとなった。そのため、この地域の変形を、今後 10 年程度にわたって詳細に観測することが、前弧域ひずみ集中帯の成因を解明するために重要であると考えられる。

## 2-3) 東北地方太平洋沖地震に伴う地震波速度変化の推定(高木・他, 2012)

常に同じ場所で発生していると考えられるプレート境界での小繰り返し地震の走時変化から、速度構造の変化を推定した。走時変化データを大局的に説明するモデルにおいては、北海道は変化なしである一方、東北地方においては深さ 30km 付近での速度低下が見られた。速度低下率は、0.05 % 程度である。震源近くでは地殻浅部のみならず深部でも変化が生じたことを初めて実証したものであると考えられる。

## 2-4) 東北地方太平洋沖地震に伴う内陸域の応力場の変化と誘発地震活動(Yoshida et al., 2012, 岡田・他, 2012a, 2012b, 課題 1207, 1444 を参照)

東北地方太平洋沖地震に伴う内陸域の応力場の変化と誘発地震活動について検討を行った。その結果、秋田県南部などでは応力場が変化しているものと推定される一方、福島県南東部などでは顕著な変化は見られなかった。これらの領域では、震源域深部に地震波速度構造の低速度域が見られることや震源域の広がりの時間発展が見られることから、流体圧の変化が誘発地震活動の原因として考えられる。

また、地震時ひずみと地震波速度構造を比較すると、地震時ひずみの大きな領域は地殻上部の低速度域に概ね対応し、高速度域を避けるように分布しているように見える。

## 3) まとめ

東北地方太平洋沖地震の滑り量分布からは、海溝付近と深部に滑り域があることが確認された。東北沖地震後の相似地震の分布やプレート境界で発生した余震分布は滑り量分布と相補的であり、本震の滑りによって応力がほぼ解放されたことを示唆する。一方、海溝付近の超低周波地震活動や 3/9 の

前震とその後のゆっくり滑りの存在や滑り域内に分布する相似地震の分布は東北地方太平洋沖地震の滑り域及び周辺における複雑な構造を示唆する。東北沖地震の発生サイクルの理解及びモデル構築の為には、東北地方太平洋沖地震震源域内に加え、近接する釜石沖や、より北方・南方などの周辺も含めた一層の理解が必要であると考えられる。

上盤側プレートの挙動としては、本震時及び直後のひずみ場が不均質であったことが明らかになった。今後、より長期の変動場を明らかにし、東北地方太平洋沖地震前のひずみ速度分布との比較や地震波速度構造などとの比較、更にそれらを説明するためのレオロジー構造の構築によって東北地方太平洋沖地震前後の挙動の理解が進むと期待される。

#### (8) 平成24年度の成果に関連の深いもので、平成24年度に公表された主な成果物（論文・報告書等）：

福田秀樹, 長谷見晶子, 三浦 哲, 島田誠一, 出町知嗣, 立花憲司, 太田雄策, 2012, GPS観測にもとづく2011年東北地方太平洋沖地震前後の山形盆地断層帯周辺における地殻変動場, 日本測地学会第118回講演会。

福田秀樹, 2013, 稠密GPSデータによる山形盆地断層帯周辺および東北地方中央部における2011年東北地方太平洋沖地震前後の地殻変動場, 山形大学修士論文.

Hasegawa, A., K. Yoshida, Y. Asano, T. Okada, T. Iinuma, Y. Ito, 2012, Change in stress field after the 2011 great Tohoku-oki earthquake, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 355-356, 231-243.

Kato, A. and T. Igarashi, 2012, Regional extent of the large coseismic slip zone of the 2011 Mw 9.0 Tohoku-Oki earthquake delineated by on-fault aftershocks, *GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS*, VOL. 39, L15301, doi:10.1029/2012GL052220.

Kato, A. Toshihiro Igarashi and Junichi Fukuda, 2012, Regional extent of the large coseismic slip zone of the 2011 Mw 9.0 Tohoku-Oki Earthquake delineated by on-fault aftershocks, AGU, San Francisco, California, USA, Dec. 3-7.

加藤愛太郎, 五十嵐俊博, 福田淳一, 2012, 余震活動から描き出された2011年東北地方太平洋沖地震の大滑り域, 日本地震学会2012年秋季大会.

岡田知己・米川真紀・吉田圭佑・高木涼太・松澤暢・2011年東北地方太平洋沖地震合同余震観測グループ, 2012b, 東北地方西部地域の地殻構造と地震活動, 日本地震学会2012年大会, B12-04.

岡田知己・吉田圭佑・四ヶ所健太・高木涼太・長谷川昭・2011年東北地方太平洋沖地震合同余震観測グループ, 2012a, 東北地方太平洋沖地震発生後の内陸地震活動とその意味, 地球惑星科学連合2012年大会.

大谷真紀子・平原和朗・堀 高峰・兵藤 守, 2012, 2011年東北地方太平洋沖地震より大きな地震は東北で発生するか, 日本地震学会2012年秋季大会, P2-68, 函館.

Ohtani M., K. Hirahara, T. Hori and M. Hyodo, and Mamoru Hyodo, 2012, Possible occurrence of a giant interplate earthquake in northeast Japan greater than the 2011 Tohoku earthquake, APEC Cooperation for Earthquake Simulation (ACES) 8th International Workshop, Maui, Hawaii.

Ohzono, M., Y. Yabe, T. Iinuma, Y. Ohta, and S. Miura, 2012, Strain anomalies induced by the 2011 Tohoku Earthquake (Mw 9.0) as observed by a dense GPS network in northeastern Japan, *Earth, Planets and Space*, 64(12), 1231-1238, doi:10.5047/eps.2012.05.015.

高木涼太・内田直希・岡田知己・長谷川昭, 2012, 相似地震を用いた2011年東北地方太平洋地震に伴う地震波速度変化の推定, 日本地震学会2012年大会, B12-06.

Uchida, N., T. Matsuzawa, 2013, Pre- and post-seismic slow slip surrounding the 2011 Tohoku-oki earthquake rupture, *EPSL* in revision.

Uchida, N., T. Matsuzawa, and A. Hasegawa, 2012, Interplate coupling and its temporal change associated with the 2011 Tohoku-Oki earthquake, 2012 Global COE Final Symposium: Achievements of G-COE Program for Earth and Planetary Dynamics and the Future Perspective, Sendai, Sendai City War Reconstruction Memorial Hall, September.

- Uchida, N., 2012, Repeating earthquake activity before and after the 2011 Tohoku earthquake, International symposium on statistical modeling and real-time probability forecasting for earthquakes, Tachikawa, Institute of Statistical Mathematics, March.
- Yabe, Y., M. Ohzono, Y. Ohta, T. Iinuma, J. Muto, 2012, Strain Anomalies of The Inland Crust of NE Japan Induced by The 2011 Off The Pacific Coast of Tohoku Earthquake (Mw9.0), Japan, AOGS - AGU (WPGM) Joint Assembly 2012.
- 矢部康男・大園真子・太田雄策・飯沼卓史・武藤潤, 2012, ひずみ集中帯と 2011 年東北地方太平洋沖地震 (M9.0) 時の地殻変動異常を再現する東北日本下のレオロジーモデル, 2012 年日本地震学会秋季大会.
- 山中佳子, 2012, 東北地方太平洋沖地震の震源過程から見た課題, 2012 年日本地震学会秋季大会.
- Yoshida, K., A. Hasegawa, T. Okada, T. Iinuma, Y. Ito, and Y. Asano, 2012, Stress before and after the 2011 Great Tohoku-oki earthquake, and induced earthquakes in inland areas of eastern Japan, Geophys. Res. Lett., 39, DOI: 10.1029/2011GL049729.

**(9) 平成 25 年度実施計画の概要 :**

収録された各データを元に前年と同様に解析を行う. 観測の一部については継続ないし再配置を行う. 得られた結果を元に, 2011 年東北地方太平洋沖地震前後のプレート境界及びその周辺域の挙動について, 総合的な検討を行う. 特に, なぜ, この超巨大地震が M9 という規模に至ったのかという点に注目し, 巨大地震の発生過程を理解する.

**(10) 実施機関の参加者氏名または部署等名 :**

海野徳仁・松澤暢・矢部康男・中島淳一・内田直希・太田雄策・市来雅啓・伊藤喜宏・岡田知己  
他機関との共同研究の有無：有

平原和朗（京都大）, 八木勇治（筑波大）, 三浦哲（東京大学地震研究所）, 浅野陽一（防災科学技術研究所）, 2011 年東北地方太平洋沖地震合同余震観測グループ（北海道大学（高橋浩晃）, 弘前大学（小菅正裕）, 千葉大学（津村紀子）, 防災科学技術研究所（武田哲也）, 東京大学地震研究所（小原一成）, 名古屋大学（山中佳子）, 京都大学防災研究所（片尾浩）, 高知大学（久保篤規）, 九州大学（松島健）, 鹿児島大学（宮町宏樹））

**(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

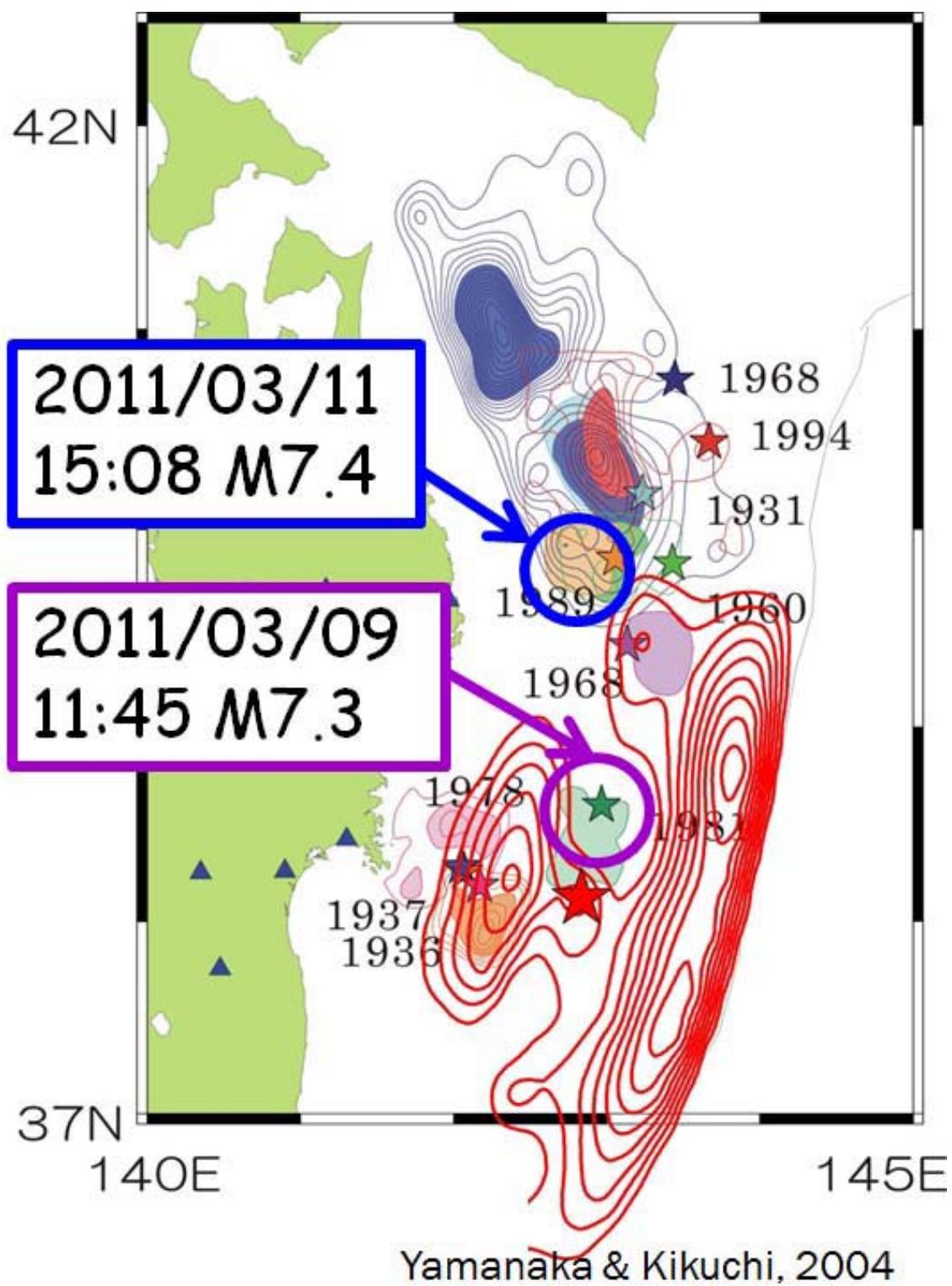
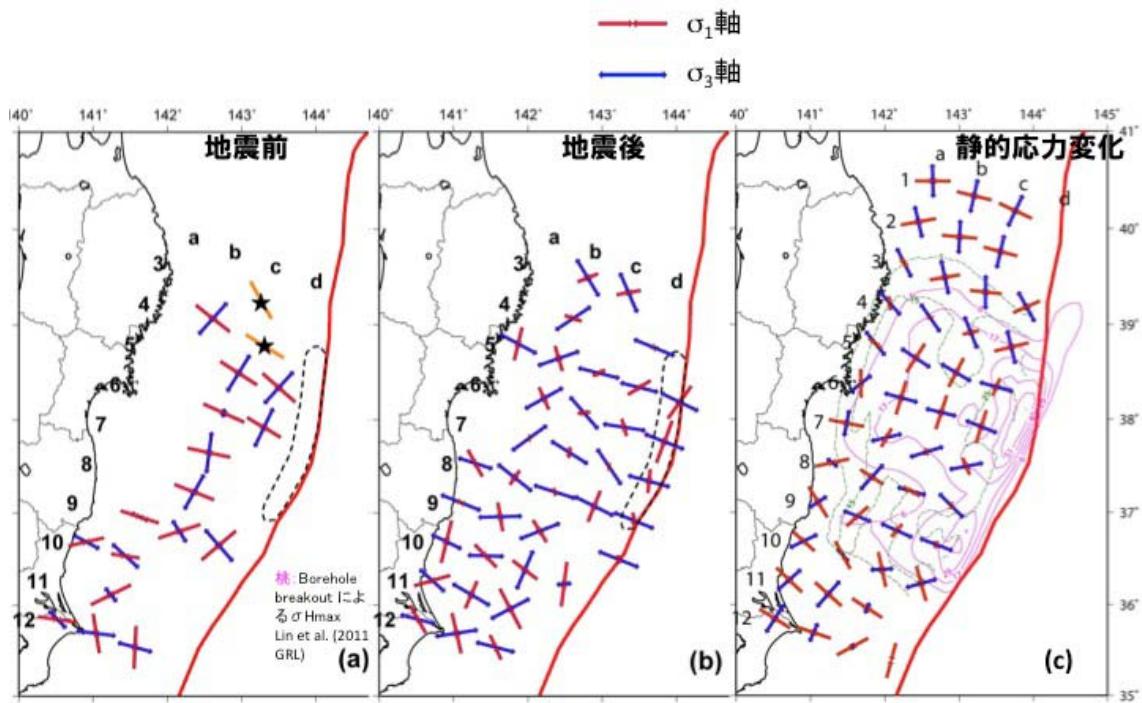


図1.

東北地方太平洋沖地震の滑り量分布。過去に発生した地震の滑り量分布とあわせて示す。



2

図2.

東北沖地震による上盤側の起震応力場の変化 (Hasegawa et al., 2012). (a) 地震前の起震応力場. 赤は最大主応力軸, 青は最小主応力軸を示す. 桃色は Borehole breakout による最大水平圧縮軸方向を示す. (b) 地震後の起震応力場. (c) 滑りによる静的応力変化. プレート境界より 10km 上方を示す. 赤実線コンターは滑り量, 緑破線コンターは差応力 (Mpa) を示す. Slip model は Lay et al. (2011) を使用した.

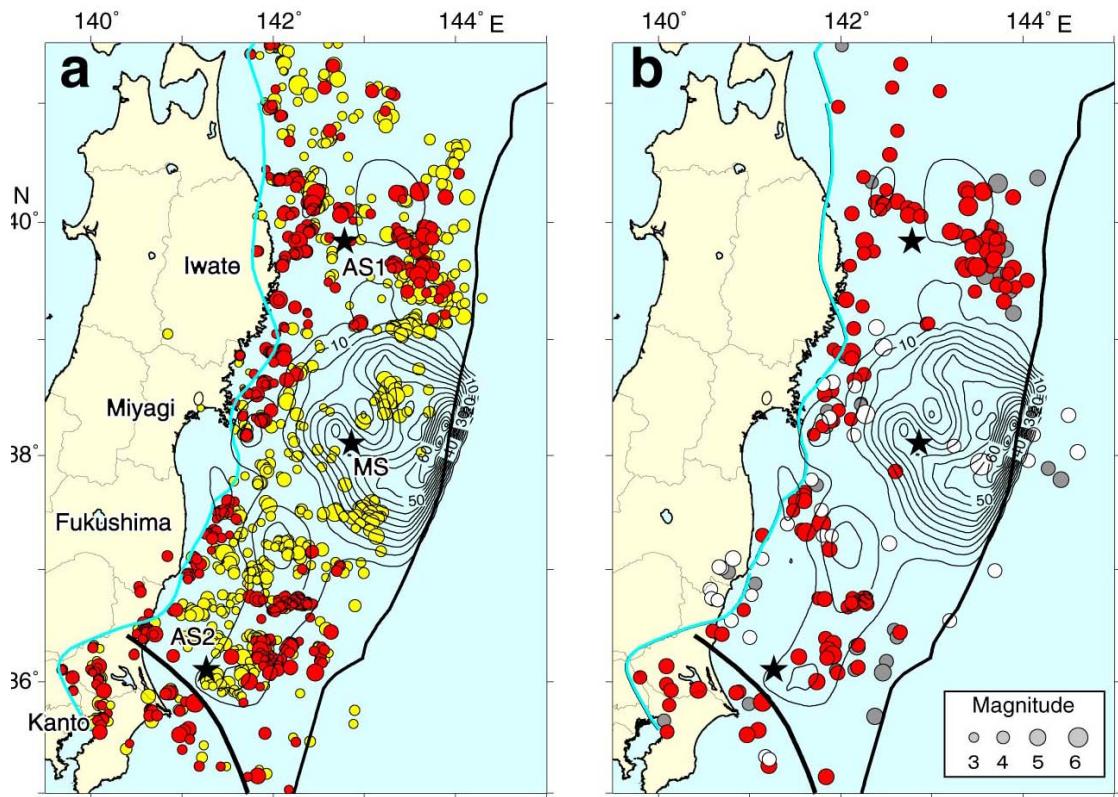


図3.

(a) M2.5 以上の繰り返し地震グループの分布 (Uchida and Matsuzawa, 2013 ほか). 解析期間は 1984 年から 2011 年. 黄色い丸は 2011 年東北地方太平洋沖地震前のみ活動があるグループ, 赤い丸は 2011 年東北地方太平洋沖地震前後に活動があるグループ. 星は本震と主な余震, コンターは Iinuma et al., 2012 による滑り量分布. (b) M4 以上の地震についてコヒーレンスの閾値を通常の 0.8 から 0.6 に下げた場合の波形の相似な地震の分布. 赤は 2011 年東北地方太平洋沖地震からのメカニズム解の最小回転角が  $50^\circ$  以内のもの, 白色は  $50^\circ$  以上, 灰色はメカニズム解が不明のもの. F-net の CMT 解を解析に用いた. 水色の線は Igarashi et al., 2001 による底角逆断層型地震の西縁. プレート境界型の波形相似な地震は, 大滑り域内にほとんど起きていない.

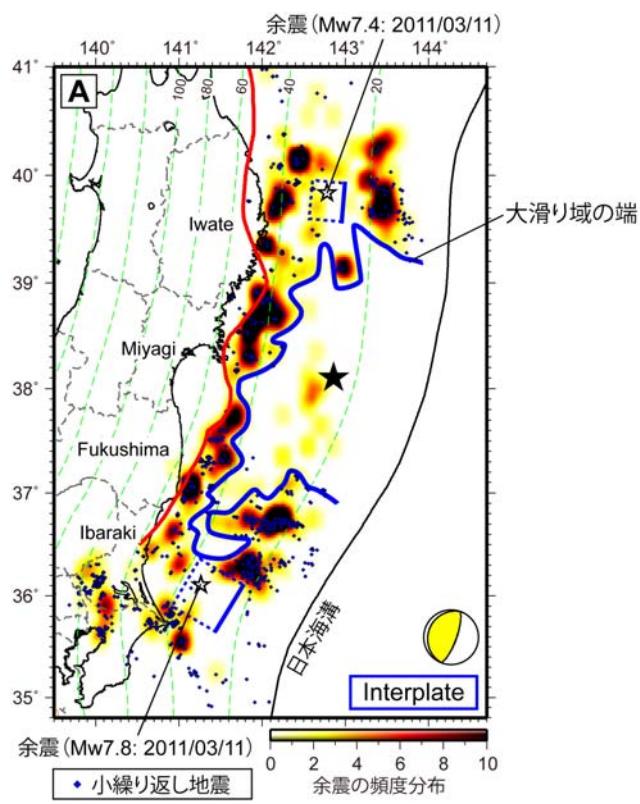
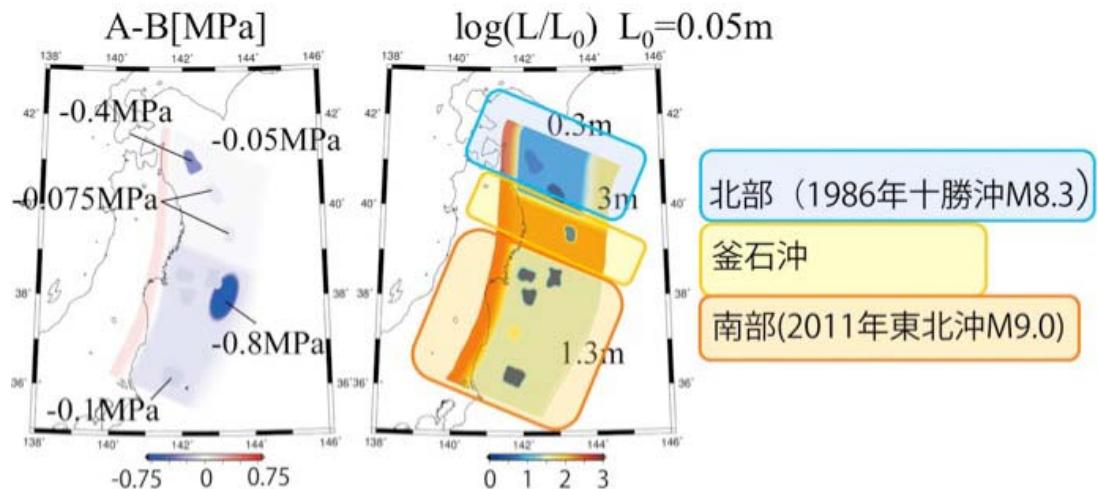


図4.

プレート境界型の余震の頻度分布と新たに推定された大滑り域（青色の実線で囲まれた領域）を示す（Kato and Igarashi, 2012）。



釜石沖 Case 1:  $L=0.6\text{m}$   $r_c \sim 360\text{km}$       A-B=-0.05MPa  
Case 2:  $L=1.3\text{m}$   $r_c \sim 780\text{km}$   
Case 3:  $L=5.0\text{m}$   $r_c \sim 3,000\text{km}$   
Case 4:  $L=10.0\text{m}$   $r_c \sim 6,000\text{km}$

図5.

東北沖全域を含む地震サイクルシミュレーションの摩擦パラメータ分布例（大谷・他, 2012）.

南部は 2011 年東北地方太平洋沖地震 (M9.0) サイクル, 北部は 1986 年十勝沖地震 (M8.3) 領域を別々にモデル化し, 条件付き安定滑り摩擦特性を持つ釜石沖での特徴的滑り量  $L$  を変えてシミュレーションを行なった. 各領域には M7 クラスのアスペリティを含む. A-B は (a-b)  $\sigma_{\text{eff}}$  を表す (a,b は摩擦パラメータ,  $\sigma_{\text{eff}}$  は有効法線応力).  $r_c$  は臨界パッチサイズ (パッチサイズはこの大きさより小さく条件付き安定滑り摩擦特性を示す) を表す.

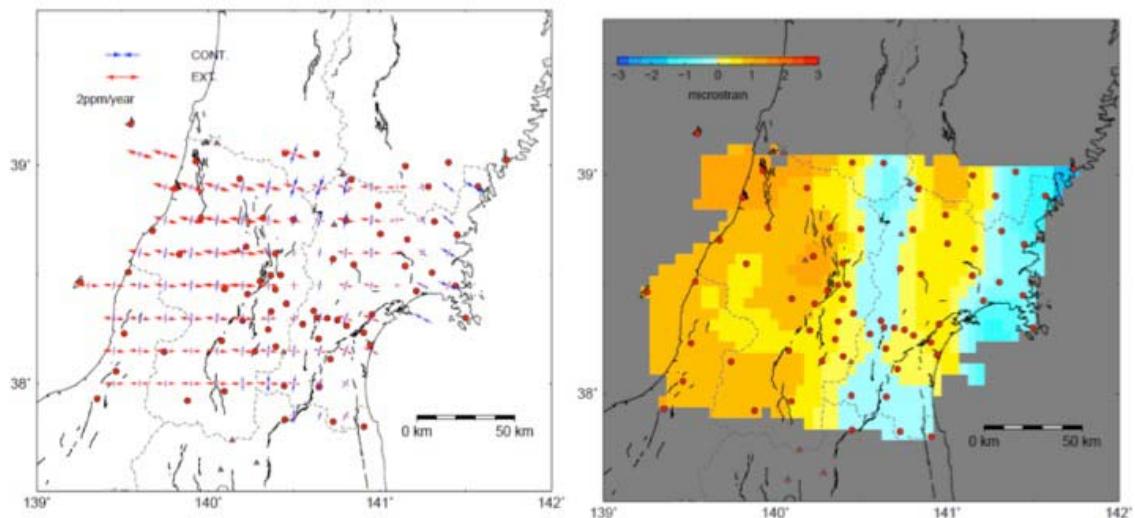


図6.

2011年4月18日-21日から2012年4月18日-21日のGPSデータから推定した東北地方中央部のひずみ場（福田，2012他）。（左図）水平ひずみの主軸を示したもの。赤色矢印が伸長軸、青色が短縮軸を示す。（右図）面積ひずみを示したもの。