測地観測データに基づく東北日本の最近 120 年間の地殻変動

Crustal deformation of northeastern Japan based on geodetic data for recent 120 years

西村卓也*

Takuya Nishimura*

2011年12月15日受付.

2012年4月10日受理.

* 国土地理院・地理地殻活動研究センター
Geospatial Information Authority of Japan,
Geography and Crustal Dynamics Research
Center, Kitasato 1, Tsukuba 305-0811, Japan

Corresponding author; T. Nishimura,
t_nishimura@gsi.go.jp

Abstract

We accumulated geodetic triangulation, trilateration, leveling, tide-gauge, and continuous GPS data to clarify the nature and temporal variation of crustal deformation in northeastern Japan for the 120-year period preceding the 2011 M_w 9.0 Tohoku-Oki earthquake. Horizontal, regional strain is characterized by north–south extension and east–west compression for ~90 and 10 years, respectively. Large compressional strain in an east–west direction was observed in the deformation zone in the central axis of northeastern Japan and along the eastern margin of the Japan Sea. Vertical deformation is the result of subsidence along the Pacific coast. The subsidence rate was roughly constant for 120 years, except for the Pacific side of the Fukushima prefecture where uplift was observed for ~20 years beginning from 1939. Continuous GPS observations were collected from 1994 and show deceleration of east–west compressional velocity in the Fukushima prefecture around 2000. Interplate coupling estimates suggest that deceleration was caused by weakening of the coupling offshore of Fukushima and Ibaraki prefectures. This implies that the plate interface in part of the source region to the Tohoku-Oki earthquake was unlocked, contributing to the seismic rupture. There is a well-known discrepancy between geodetic deformation and geological deformation; there is also a large temporal variation even within geodetic strain rate. The giant Tohoku-Oki earthquake event did not resolve the discrepancy between strain rates. Ongoing post-seismic deformation may be the key to resolving this discrepancy.

Keywords: geodetic data, crustal deformation, GPS, northeastern Japan, interplate coupling

はじめに

2011年3月11日に発生した東北地方太平洋沖地震(M_w 9.0; M_w はモーメントマグニチュード)は、日本列島で観測史上最大規模の地殻変動を生じ、GNSS(Global Navigation Satellite Systems)連続観測網 GEONET(国土地理院 GEONET グループ, 2004)はその迅速な検出に大きな力を発揮した。地震時の水平変動は、宮城県牡鹿半島で東南東方向に最大 5.3 m に達し、北海道から九州北部に至るまで 1 cm 以上の変動が観測されている。上下変動は茨城県から岩手県に至る太平洋沿岸域が顕著に沈降し、その最大値は 1.1 m に達した(Nishimura et al., 2011; Ozawa et al., 2011)。また、地震後においても、地震前と比べて桁違いの速度で地殻変動(余効変動)が進行している。余効変動の水平成分は、全体として地震時の変動と似た東向きの変動が卓越しており、地震後 8 ヶ月間の最大変位量は、岩手県の太平洋岸で 80 cm に達している。上下変動を見ると、宮城県以南の太平洋側では隆起が観測されており、最大の隆起量は、宮城県の内陸部で 13 cm に達している。一方、岩手県の太平洋沿岸と秋田県、山形県の内陸部では沈降が生じている

(国土地理院, 2011)。

測地観測によって得られた東北地方太平洋沖地震発生以前の百余年の東北日本の地殻変動がより長期の地形学的・地質学的に得られた地殻変動と異なることは、従来から指摘されており、地学的歪み速度と測地的歪み速度の矛盾(例えば、池田, 1996, 2003, 2012; Matsu'ura et al., 2009)として広く知られている。上下変動で言えば、海岸段丘の旧汀線から推定された長期的な地殻変動に基づく東北日本の太平洋側は隆起している(例えば、加藤・津村, 1979; 太田ほか, 2010)のに対し、測地観測に得られた明治以降の上下変動からは太平洋沿岸は沈降している(国見ほか, 2001)。また、水平変動も、測地観測データから得られた変形速度は、活褶曲や活断層などから得られた長期的な変形速度の数倍から十倍だと考えられている(例えば、Shen-Tu et al., 1995)。この原因は、測地観測によって得られた地殻変動が、日本海溝から沈み込む太平洋プレートと東北日本の属するプレート境界が固着していることによる弾性変形と地学的に得られる永久変形の両方の成分を含んでいるからだと考えられてきた。弾性変形は、プレート境界の固着域が滑る海溝型地震によって解消されるはずであるのに対し、測地観測の開始以降に日本海溝沿

いで M (以下、特に断らない限り気象庁マグニチュード)7~8 クラスの海溝型地震が発生しても、測地観測データが依然として地学的な変形と合わないことから、超巨大地震がこの矛盾を解消するという考え方がある(池田, 1996, 2003)。東北地方太平洋沖地震に伴う地殻変動は、水平成分で言えば地震前の GPS 観測による変形速度の数百年分を解消したことになるが、上下変動では、地震前と同じ沈降が観測され、測地学的な変動と地学的な変動がますます乖離したことになる。

明治以降の我が国の測地測量から地殻変動を求めた研究・調査は、数多く存在する。例えば、三角・三辺測量による約 100 年間の水平地殻変動を議論した研究として、中根(1973)、Komaki(1993)、国土地理院(1997)、石川・橋本(1999)などが挙げられる。また、上下変動については、水準測量データ(壇原, 1971; 国見ほか, 2001)や潮位データ(例えば、加藤・津村, 1978)を用いた研究が行われている。しかし、東北地方太平洋沖地震に伴う地殻変動をふまえた上で、測地観測データとしては長期にあたる 1 世紀分のデータと 1990 年代から整備された最近の GPS 連続観測データを整理することは、地学的歪み速度と測地学的歪み速度の矛盾を解く上で重要だと思われる。

そこで、本稿では、近代的な測地観測が開始された 1880 年代からの水平変動データ(国土地理院, 1997)と上下変動データ(国見ほか, 2001)を最近 10 年間の GPS 連続観測データと比較して、東北日本の地殻変動の特徴と時間変化を議論するとともに、GPS 連続観測が開始されて以降の地殻変動の時間変化に注目し、太平洋プレートと陸側プレートのプレート間固着分布を推定した結果について報告する。

測地観測データに基づく 120 年間の地殻変動分布

1. 水平変動

日本列島の形を正確に把握するために、我が国で近代的な三角測量が開始されたのは 1883 年である。主要な山岳の山頂には、約 25 km 毎に一等三角点(補点を含む)が設置され、現在でも使われている。その後、三角点での測量は、三角点間の角度を測定する三角測量から光波測距儀を用いて点間距離を測定する三辺測量、そして人工衛星からの電波を利用して三次元の相対位置が計測できる GPS 測量へと変貌を遂げ、2011 年 12 月現在で 6 回目の全国の繰り返し測量が実施されているところである。ここでは、三角点上での測量データを基にした東北日本の水平歪み図を Fig. 1a, 1b に示す。表示したデータは、国土地理院(1997)によってまとめられた「過去 100 年(1883–1994 年)」および「過去 10 年(1985–1994 年)」の地殻変動データであり、1 回目と 3 回目、4 回目の全国繰り返し測量で得られたデータを網平均計算し、1 回目と 4 回目の差を「過去 100 年」、3 回目と 4 回目の差を「過去 10 年」の変動として、三角点を頂点とする三角形での歪みを計算したものである。なお、網平均計算とは、ある観測網を測量した時の観測量(三角測量であれば角度と少数の辺長、三辺測量であれば辺長)から観測網を構成する観測点の座標を最小自乗法により求める計算、さらに各観測量と最

小自乗法に基づく再確値のずれを求める計算のことである。三角点での測量は、一回の測定に大きな労力が必要であり、日本全国を測量するのに 10 年以上かかることが一般的である。1 回目の測量は、三角測量で行われ、一等三角点での測量が 1883 年から 1901 年にかけて、一等(補点)と二等三角点での測量は、さらに 20 年ほどかけて行われている。3 回目と 4 回目の測量は、三辺測量によって行われ、それぞれ 1973–1985 年、1977–1994 年に実施された。Fig. 1 に示した範囲で実際に測量が行われたのは、1 回目に関東地方で 1883–1904 年、東北地方南部と新潟県では、1899–1910 年、東北地方北部では、1906–1910 年である。なお上記の測定時期は、角度の測定時期を示したもので、基線測量(三角点間の辺長の測定)は、神奈川県相模原市付近で 1882 年、山形県新庄市付近で 1894 年、青森県七戸町で 1898 年に実施されている。3 回目の測量は、関東地方では 1973–1984 年、東北地方南部と新潟県では、1979–1981 年、東北地方北部では、1981–1982 年に実施されている。4 回目の測量は、関東地方では 1982–1986 年、東北地方南部から新潟県では 1985–1988 年、東北地方北部では 1988–1991 年に実施された。よって、Fig. 1a に用いられた測量データの平均的な時間間隔は 90 年程度、Fig. 1b については 8 年程度になる。

Fig. 1c–1f は、GEONET の GPS データから計算した 10 年間と 2 年間の歪みを示したものである。歪みの計算には公開されている日毎の観測点座標値(F3 解、中川ほか, 2009)を使用した。10 年間の図(Fig. 1c, 1e)については、2000/10/10–24 と 2010/10/10–24 の両期間の平均値の差、2 年間の図(Fig. 1d, 1f)については、2008/10/10–24 と 2010/10/10–24 の両期間の平均値の差をとって観測点での変位量を算出し、歪みへと変換した。歪みへの変換手法としては、Fig. 1c と 1d では、Fig. 1a, 1b と同様に、GPS 観測点を頂点とする三角形で、頂点での相対変位ベクトルから水平歪みを計算した。Fig. 1e と 1f では、観測点での変位ベクトルから正規分布型の空間重みを用いて任意の点での変位・歪みを計算する手法(Shen et al., 1996)を用いて、格子点上での歪みを計算した。なお、歪み分布の空間的な滑らかさを調整し、正規分布の裾野の広がりを表す距離減衰定数は 25 km を用いた。

各期間における歪み分布の特徴を議論する前に、測地観測では測量手法によって大きく精度が異なることに注意する必要がある。三角測量の誤差は 10 ppm 程度(Komaki, 1985)であり、三辺測量は 2 ppm 程度(Komaki, 1993)、GPS 連続観測では 0.2 ppm 程度だと考えられている。一方、地殻変動が一定の速度で進行すると仮定すると、歪みの大きさ(シグナルの大きさ)は期間の長さに比例する。よって、Fig. 1a と 1d は、ほぼ同等の S/N 比を持つが、Fig. 1b は S/N 比が約半分である。また、三角測量と三辺測量のデータについては、地域によって時期の異なる測量データを一緒にして網平均を行っているため、測量実施時期に大地震によって大きな地殻変動が生じた場合には、その解釈に十分注意する必要がある。また、Fig. 1 は、歪み速度に換算したときに、

Fig. 1. Horizontal strain in northeastern Japan inferred from geodetic measurements. Arrows represent principal strain in units of parts per million (ppm). See text for the specified data periods that relate to each figure. (a) Strain for ~90 year period. Measurements at control points were collected by triangulation at the beginning of the period and by trilateration at the end of the period. The plotted data were obtained from the Geographical Survey Institute (1997). (b) Strain for ~10 year period. Measurements were collected by trilateration. The plotted data were obtained from the Geographical Survey Institute (1997). (c) Strain from October 2000 to October 2010. Strain is calculated from averages of daily coordinates of continuous GPS (GEONET) monitoring stations. (d) Same as (c) but from October 2008 to October 2010. (e) Smoothed strain data from October 2000 to October 2010. The strain at the grid points was calculated from the GEONET data using the method of Shen et al. (1992). Green dots with 6-digit numbers are GEONET sites in Fig. 5. (f) Same as (d) but from October 2008 to October 2010.

各期間の歪み速度が図上でほぼ同じ大きさになるように示した。以上の点を踏まえて、各期間の地殻変動の特徴を概観してみる。

まず Fig. 1a については、関東地方南部の大きな歪みが目立っており、1923 年関東地震 ($M 7.9$) の影響であると考えられる。東北地方では、岩手・秋田県境付近から宮城県中部にかけては東西短縮の歪みが目立っている。この地域では、1896 年に陸羽地震 ($M 7.2$)、1900 年に宮城県北部の地震 ($M 7.0$) 等の内陸の大地震が発生している。ただし、これらの地域の 1 回目の測量は基線測量を除いた測量の大半が 1901 年以降に行われており、これらの地震の地震時地殻変動はほとんど含まれていない。一方、宮城県南部、山形県南部では南北伸張の歪みが見られる。山形県から新潟県北部の日本海側では東西伸張の歪みが見られ、1964 年新潟地震 ($M 7.5$) の影響であると考えられる。岩手県の沿岸部では比較的歪みが小さいが、南北伸張の歪みが見られる。Fig. 1b

では、秋田県北部から青森県の日本海側に見られる東西伸張が顕著であり、1983 年日本海中部地震 ($M 7.7$) に伴う地殻変動であると考えられる。福島県・茨城県県境の太平洋側の狭い範囲には、顕著な東西から北西-南東方向の伸張歪みが見られる。この歪みは、次節で述べる上下変動とともに常磐炭田の採掘の中止によるものと考えられるが、東北地方太平洋沖地震以降に活発化した地殻浅部の誘発地震 (最大 $M 7.0$) の発震機構 (Asano et al., 2011) と整合的であり、誘発地震の発生メカニズムを解明する上で留意すべきデータであると言えよう。それ以外の領域でもかなり大きな歪みが観測されている場所はあるが、S/N 比が悪いためか隣り合った三角網でもばらつきが大きく、地域的な特徴ははっきりしない。特に、関東地方では隣り合った三角網で逆センスの歪みが目立ち、三角点周辺のローカルな変動や測量誤差が疑われる。Fig. 1c に示した 2000–2010 年の歪み分布については、2003 年宮城県北部の地震 ($M 6.4$)、2004 年新潟県中越地

震(M 6.8), 2007 年新潟県中越沖地震(M 6.8), 2008 年岩手・宮城内陸地震(M 7.2)など, 内陸の大地震が発生した場所で大きな歪みが観測されている。また, 関東南部では, 相模トラフからのフィリピン海プレートの沈み込みに伴う南南東-北北西から南北方向の短縮歪みが卓越している。全体としては, 東西方向の短縮歪みが卓越し, 日本海東縁歪み集中帯(岡村, 2002)や東北地方の中軸部である奥羽脊梁山地(Miura et al., 2004)で短縮量が大きいという特徴がある。Fig. 1d の 2008–2010 年の歪み分布では, 岩手・宮城内陸地震の余効変動と考えられる大きな歪みが観測されているが, それ以外の特徴は内陸地震の発生場所を除いて Fig. 1c に似ている。

Fig. 1e と 1f は, それぞれ Fig. 1c と Fig. 1d と同じ期間で空間的な平滑化を行った格子点上での歪み分布であるが, 東北日本全体として短縮歪みが卓越するようになる。短縮方向の主軸は東北地方や新潟県では西北西-東南東から西-東方向であり太平洋プレートの運動方向と一致し, 関東南部では, 北西-南東から北-南方向でフィリピン海プレートの運動方向と一致している。Fig. 1f の静岡県東部・山梨県と福島県の太平洋側では, 伸張歪みが見られている。前者の伸びは, 富士山や箱根山の火山活動の影響と考えられる。後者の伸びは 2010 年 3 月 14 日の福島県沖の地震の影響もあるが, その時間変化について第 3 章で詳しく議論する。平滑化した歪み分布(Fig. 1e, 1f)と三角網での歪み分布(Fig. 1c, 1d)を比べると, 平滑化したものは地域全体の歪みの特徴を見ることに適しているが, 実際には不均質の大きい歪み分布を均一化してしまうため, 詳細な空間分布を見る際には注意する必要がある。

Fig. 1a, 1c, 1d を比較すると, 大地震が発生した地域では顕著な歪みの時間変化が見られたことに加え, 東北地方に卓越する歪みも 90 年間(Fig. 1a)と 2–10 年間(Fig. 1c, 1d)で異なっている。Fig. 1a では南北伸張を示す地域が多いのに対し, Fig. 1d では東西短縮を示す地域が多い。この差は, 既に多くの研究者によって指摘されてきた(例えば, 石川・橋本, 1999)。東北地方の太平洋側では, 1938 年塩屋崎沖地震(M 7.5), 1968 年十勝沖地震(M 7.9), 1978 年宮城県沖地震(M 7.4)等の太平洋プレートの沈み込みに伴うプレート間大地震が発生しており, 三陸沖で発生した 1960 年(M 7.2), 1989 年(M 7.1), 1992 年(M 6.9), 1994 年(M 7.6)の地震については津波や測地データの解析から, ゆっくりとした非地震性の滑りを考慮すると地震波から推定される地震モーメントの倍から十倍程度のモーメント解放があったと考えられている(川崎ほか, 1998)。よって約 90 年間の歪みについては, これらのプレート間地震および非地震性滑りに伴う歪みの蓄積・解放プロセスを複数サイクルについて積分しているため東西方向の歪みが相殺されて小さくなると解釈されてきた。その一方で, 東北地方の中央部(奥羽脊梁山地)付近や日本海東縁歪み集中帯では, 2 年から 90 年の歪み分布に共通して東西短縮歪みが観測されている。これらの地域は, 内陸地震の多発域と一致しており, 一般的に数千年以上と考えられる内陸地震のサイクルに比べて, 2 年や 90 年が

短いため, これらの期間では地殻変動が一定速度で進行しているように見えるのかもしれない。なお, Fig. 1a に示した 90 年間の歪み分布については, 特に伸張歪みが卓越することから, 第 1 回の測量の結果に系統的なスケール誤差がある可能性は否定できない。しかし, 本稿では, 過去の基線測量の再検討(Nakane, 1991)や網平均計算の結果(Komaki, 1985)から東北地方だけで異常にスケール誤差が含まれる要因はないという考えに基づき, 国土地理院(1997)の計算結果をそのまま用いた。

2. 上下変動

標高を高精度に測定するための水準測量は, 三角測量とほぼ同じ 1883 年に開始された。同時期に潮位の観測も開始され, 東京湾の平均海面を基準として日本列島の標高が測定されるとともに, 上下地殻変動の算出も可能となった。水準測量の繰返しは, 三角点での測量よりも高頻度に行われ, 最初の測量が 1913 年に終了した後, 現在では 10 回目の繰返し観測が実施されている。水準測量は, 測定の原理や手順が明治期より変わっておらず, 測定精度も当時から現在とそれほど変わらない精密な測定がされていたことから, 長期間の上下変動を議論する貴重なデータである。Fig. 2a は, 水準測量の全国第 1 回目の測定と第 8 回目の測定結果を網平均して上下変動を算出したデータ(国見ほか, 2001)を基に, GMT(Wessel and Smith, 1998)に実装された Tension 付き最小曲率法(Smith and Wessel, 1990)を用いて補間した上下変動分布図である。第 1 回目の水準測量は, 関東地方では 1883–1899 年, 東北地方では 1892–1906 年に実施されている。また, 第 8 回目の測量は, 関東地方で 1991–1997 年, 東北地方では 1986–1999 年に実施されている。よって, Fig. 2a は平均的には約 100 年間の上下変動を表していると言える。Fig. 2b は, GEONET の観測点における 2000/10/10–24 と 2010/10/10–24 の両期間の平均座標値の差から, 10 年間の上下変動を作成したもので, 補間方法は水準測量によるものと同じである。上下変動の基準点は, 全体の傾向として Fig. 2a と同じようなパターンが得られるように複数の観測点を試した結果, 茨城県の八郷観測点(93002)とした。

100 年間(Fig. 2a)と 10 年間(Fig. 2b)の上下変動を概観すると, 両期間とも日本海側で隆起, 太平洋側で沈降する傾向がある。沈降量の最も大きい宮城県周辺での沈降速度は, 3–6 mm/yr 程度となり, 両期間とも顕著な違いはない。各地域を詳細に見ていくと, 南関東においては, 100 年間と 10 年間で隆起, 沈降のパターンが反転しているように見える。これは前者が 1923 年関東地震の地殻変動が支配的で震源域が隆起しているのに対し, 後者が関東地震の震源域の固着により沈降しているためと考えることができる。関東平野北部と九十九里地域には日本有数の地盤沈下地域が存在し, 両期間とも顕著な沈降が見られる。また, 越後平野でも両期間で沈降が見られるが, 10 年の方では新潟県中越地震に伴う隆起も観測されている。興味深い点としては, 100 年間では, 東北日本の太平洋側は, 茨城県南部から千葉県北東部を除いて沈降しているのに対し, 10 年間の方では青森県か

Fig. 2. Vertical deformation in northeastern Japan inferred from geodetic measurements. (a) Vertical deformation from 1883 to 1999. Measurements were conducted by leveling. Gray dots are leveling benchmarks used to calculate deformation. The four red lines are leveling routes used in Fig. 3. Open squares are tide gauge stations in Fig. 4. The plotted data were obtained from Kunimi et al. (2001). (b) Vertical deformation from October 2000 to October 2010. The deformation was calculated from averages of daily coordinates of the GEONET stations.

ら岩手県北部の太平洋沿岸と、茨城県の太平洋沿岸では隆起傾向に転じている点である。青森県から岩手県北部では1994年の三陸はるか沖地震の余効変動だと考えられるが、後者の原因は不明である。

Fig. 3はFig. 2に示した4つの水準路線での上下変動の時間変化を見たもので、路線毎に最も西側の水準点に対して時間変化を見たものである。この図の作成にあたっては、各路線上の測量中に生じた地殻変動の影響は無視して、単純に路線の端から観測された標高差を足し合わせて変動量を求めた。横軸の時間は測量している時期の中間をとった。多くの場合は、各路線の測量は数か月から2年程で完了するため、それほど大きな問題は生じない。しかし、Fig. 2bに示した庄内(水準点2a)–牡鹿(水準点2f)間の路線では、路線中の場所により測量時期が大きく異なっている。この路線の1回目の測量は、新庄(水準点2b付近)–仙台(水準点2d付近)間は1894年に実施されているにもかかわらず、庄内(水準点2a付近)–新庄間は1899年、仙台–牡鹿(水準点2f)間は、1900年に実施されている。この間の1897年には2月(M 7.4)と8月(M 7.7)に相次いで宮城県沖の地震が

発生しているため、路線の途中で不整合が生じている可能性がある。また、2回目の測量も、仙台–牡鹿間が1933年、庄内–仙台間が1942年に実施されたが、1933–37年には3回宮城県沖で地震(M 7.1, M 7.4, M 7.1)が発生しているため、1回目と2回目の観測結果は割り引いて考える必要がある。

路線1では、水準点1d, 1e, 1fにおいて、ほぼ等速度で沈降量が増大しており、路線の東に行けば行くほど沈降量も大きくなっている。よって、これらの地域では100年間に顕著な時間変化は見られず、ほぼ一定速度で太平洋側の沈降が進行していたと考えられる。路線2もほぼ一定速度での沈降が見られるが、水準点2dや2eでは隆起した期間もある。また、沈降量が最も大きい地点は、路線の東端の牡鹿(水準点2f)ではなく、石巻付近(水準点2e)となっている。路線3(Fig. 3c)は特徴的な変動を示している。路線の東端の水準点3eでは、1970年代までは極めて大きく沈降しているが、1980年以降は隆起に転じている。沈降から隆起へ転じた時期は常磐炭田における炭鉱の閉山時期と一致することから、1970年代までは、石炭等の採掘や坑道内地下水の

Fig. 3. Temporal changes relating to relative vertical displacement along the leveling routes. The locations of the leveling routes and benchmarks are plotted in Fig. 2. (a) Route from Akita to Kamai-shi. The displacement is relative to that of benchmark 1a (J9). (b) Route from Shonai to Oshika Peninsula. The displacement is relative to benchmark 2a (6555). (c) Route from Aizuwakamatsu to Iwaki. The displacement is relative to benchmark 3a (J4264). (d) Route from Utsunomiya to Mito. The displacement is relative to benchmark 4a (4097).

排水による地盤沈下、それ以降の隆起は、排水の停止により地下水が涵養されてきた影響だと考えられる。1980年代以降の隆起は、水平歪みで見られる伸張場(Fig. 1b)とも調和的であるが空間的な広がりには常磐炭田地域に限られており、それほど広域には広がっていない。水準点3dは常磐炭田の影響をほとんど受けていない場所にあると考えられるが、この点の上下変動も興味深い時間変化を示している。この点は、1939年までは沈降していたが、その後しばらく隆起し、1970年頃から再び沈降している。このような時間変化の原因は必ずしも明らかになっていないが、以下のような推論は可能であろう。まず、1970年以降の緩やかな沈降は、より西側の水準点3b、3cの沈降速度と等しいことと、100年間の上下変動パターン(Fig. 2a)から考えると、これらの点が沈降していると言うより、固定点とした水準点3aが緩やかに隆起していると考えられる。一方、1890年代から1939年にかけての沈降は、水準点3dでの沈降量が水準点3b、3cより大きいことから、変動源は水準点3dの東側にあると考えられ、Abe(1977)は1938年に福島県沖から茨城県沖で発生した5回のM7クラスの地震(塩屋崎沖地震)に伴う地殻変動として説明している。その後の約20年間の隆起は、Abe(1977)は塩屋崎沖地震の余効変動だと解釈しているが、最近の高精度な測地観測によって、2003年十勝沖地震や東北地方太平洋沖地震(国土地理院, 2011)などの海溝型地震に伴う余効変動によって太平洋側の海岸付近で隆起が生じていることは、この隆起が余効変動だという考えを支持している。この沈降と隆起は、沖合で低角逆断層タイプの地震が発生すると、震源断層の下端付近は沈降するので陸域は沈降し、余効滑りが震源断層の下部延長である陸域直下で生じると、滑り域の直上である陸域でも隆起するということが定性的に理解できる(例えば、Sawai et al., 2004)。路線4

の変動量は他の路線に比べて小さく、時間的なばらつきを超えた長期的な傾向は見出せない。

Fig. 4は、海岸昇降検知センター潮位年報(海岸昇降検知センター, 2011)に基づく験潮場での海水準変動を示したものである。海水準の変動は、海洋変動を無視すれば、地面隆起あるいは沈降することによって、海面が下降あるいは上昇することになる。深浦(Fig. 4h)や浅虫(Fig. 4i)では海水準の変動が小さく、100年間の上下変動量(Fig. 2a)も小さいことから、海洋変動の影響はそれほど大きくないと考えられ、以下の議論は海洋変動を無視して行うこととする。まず、太平洋側の宮古(Fig. 4a)、釜石(Fig. 4b)、大船渡(Fig. 4c)、布良(Fig. 4d)では、観測開始以降、ほぼ一定の速度で地面が沈降している。釜石付近が一定速度で沈降していることは、水準測量(Fig. 2a)の結果とも調和的である。ただし、釜石験潮所の沈降速度(約8 mm/年)は、水準点1fの沈降速度(約5 mm/yr)よりもやや大きくなっている。釜石験潮所から水準点1fの距離は約1 kmであるが、この2箇所の水準測量結果から釜石験潮所が1980年からの23年間に約46 mm沈降していることが観測されており、周囲の水準測量データからも釜石験潮場の沈降速度は局所的な沈降を含んでいると考えられる。よって、三陸海岸(宮古、釜石、大船渡)の最近数十年間の沈降速度は約5 mm/年でほぼ一定であると考えられる。鮎川(Fig. 4d)のデータは、1949年以降は経年的な沈降を示しているのに対し、それ以前は異なる傾向を見せている。まず、1897年8月の宮城県沖の地震に伴う約10 cmの沈降が見られた後は、1920年代まで変動がほとんど見られない。そして1930年代から40年代までは年毎に大きなばらつきが見られている。1900–1920年代頃にほとんど変動が見られない点は、水準測量で比較的一定速度で沈降が進行していた(Fig. 3b)ことと一見矛盾するように

Fig. 4. Annual sea level changes at tide gauge stations. Ground uplift and subsidence cause sea level falling and rising, respectively. Station locations are plotted in Fig. 2. Solid and open circles indicate annual means calculated from data for a whole year and for 10 to 11 months, respectively. Stars in (d) and (h) represent relocation or replacement of tide gauges; sea level before and after stars may be artificially shifted. The plotted data were obtained from the Coastal Movements Data Center (2011).

思える。しかし、水準測量の1回目(1900年頃)と2回目(1938年頃)の測定は、前述のように1回の測定に最大9年間かかっており、その間に大地震が発生してデータの一貫性に疑問があることや、験潮データも1930年代以降は大きくばらついていることから、1900–1920年頃にほとんど変動がなくても、両者を整合して説明することは可能であると考えられる。油壺(Fig. 4g)では、1923年関東地震時の1.4 mに達する隆起が見られているが、それ以外の期間ではほぼ一定速度で沈降している。小名浜(Fig. 4e)では、1970年代までは沈降していたのに対し、それ以降は隆起に転じ、最近では変動速度が小さくなっている。この傾向は水準点3eの傾向(Fig. 3c)と同じであり、常磐炭田の影響であると考えられている(国土地理院, 1992)。

GPS 連続観測に基づく最近の地殻変動

1. 太平洋側の地殻変動の時間変化

前章では、測地観測による120年間の地殻変動の時間変化を議論したが、GEONETによるGPS連続観測が開始されてからは、地殻変動の観測精度と時間分解能が大幅に向上している。東北日本のGPS連続観測点は、一番古い観測点で1994年4月から観測記録が残っており、最長で17年分

の測地観測データが蓄積されている。前章からも明らかのように、最近十年間の東北日本の地殻変動は太平洋プレートの沈み込みに伴う相互作用に支配されていると考えられるので、本節では太平洋側の地殻変動に注目して時間変化を見つめることにする。対象とするのは、日本海側の新潟県村上観測点(940049, Fig. 1e)を基準とした岩手県から茨城県にかけての太平洋側のGPS連続観測点(Fig. 1eの950158から93009)である。太平洋プレートの沈み込み方向に近い東西成分に着目し、時間変化を見やすくするため、1995年4月から1999年3月の平均速度(1次トレンド成分)を差し引き、30日の移動中央値をとって平滑化した時系列を北から南の観測点順に並べたのが、Fig. 5の灰色の線である。黒線は、さらに2003年5月26日宮城県沖の地震(M 7.1)、2003年7月26日宮城県北部の地震(M 6.4)、2003年10月31日宮城県沖の地震(M 6.8)、2008年5月8日茨城県沖の地震(M 7.0)、2008年岩手・宮城内陸地震(M 7.2, 2008年6月14日)、2008年7月19日福島県沖の地震(M 6.9)、2010年3月14日の福島県沖の地震(M 6.7)に伴うオフセットを除去した時系列である。

もし、各観測点において一定速度で地殻変動が進行していれば、Fig. 5の時系列は横一線になるはずである。しかし、

Fig. 5. De-trended time series of east-west components at GEONET stations along the Pacific coast. The reference station is 940049 (Murakami, Niigata Prefecture). A linear trend obtained for the “hatched” period from April 1995 to March 1999 was removed from the original set of coordinates. The time series denoted by the gray curves are filtered by moving the median for 30 days. The time series denoted by the black curves are obtained by removing co-seismic offsets of eight major earthquakes. Vertical lines show the occurrence of nine large earthquakes, including major earthquakes.

地震のオフセットを除去した時系列を見ると、950158 から 950170 までは右肩下がり、950175 から 93009 までは右肩上がりの傾向がある。すなわち、前者は 1995 年 4 月から 1999 年 3 月までの平均速度を基準として、西向き成分が大きくなったことを意味し、後者は東向き成分が大きくなったことを意味している。西向き成分の増加は、プレート境界での固着による東北日本の東西短縮を表すと考えられるので、岩手県ではプレート間の固着が強まる傾向があったのに対し、宮城県南部から茨城県にかけてはプレート間の固着が緩む傾向があったと解釈される。岩手県でのプレート間の固着が強まったのは、基準とした期間(1995 年 4 月–1999 年 3 月)に続いていた三陸はるか沖地震の余効滑りが収まって、岩手県沖が再固着したことに対応している(Nishimura et al., 2004, Ozawa et al., 2007)。宮城県以南の東向き成分

が強まった時期は、地域によって異なる。福島県の 940038 や 940041 では 2000 年頃から徐々に東向きの速度が徐々に早まり、2005 年頃からはさらに顕著になったように見える。茨城県の 93009 や 940042 では、2000 年頃にいったん加速した東向き成分の加速がいったん収まり、2008 年の茨城県沖の地震以降に再加速したように見える。宮城県の 940036 や 960550 では、2003 年頃に東向き成分が増加し、2005 年の宮城県沖の地震以降に再度増加する傾向がある。これらの観測結果から、GPS データの基準期間とした 1995–1999 年頃は強かった福島県沖のプレート間固着は 2000 年頃から徐々に弱まり、茨城県沖や宮城県南部沖でも固着強度がゆらぎながらも徐々に弱まっていき、東北地方太平洋沖地震の発生に至ったという仮説が提唱できよう。このような巨大地震発生前の固着の剥がれは、摩擦構成則を用い

Fig. 6. Horizontal velocity at GEONET stations. Open and solid vectors represent the observed velocities and those calculated from the interplate coupling model, respectively (see text). (a) Period 1 (October 1997 to October 1999). (b) Period 2 (October 2008 to October 2010).

た地震サイクルシミュレーションにおいても生じている (Hori and Miyazaki, 2011). Suito et al. (2011) は、本研究とほぼ同じ地域の GPS データを用いて 2008 年の福島県沖や 2010 年の福島県沖地震の余効変動が本震の地殻変動に対し異常に大きく、本震以上のモーメントを解放したことを示した。このような地殻変動の傾向は、Fig. 5 の 940038 の地震のオフセットを除去する前の時系列でも確認できる。本仮説に基づけば、これらの個々の地震時変動と余効変動は、巨大地震に至る一連のプロセスの中で生じたと位置づけることができる。

2. GPS データから推定されるプレート間相互作用の時間変化

ここまで地表で観測された地殻変動そのものを見てきたが、本節では GPS によって観測された地殻変動からプレート境界の相互作用の空間分布を推定し、時間変化を見てみる。期間 1 の地殻変動として 1997/10/10-24 と 1999/10/10-24 の日平均座標値の差から変位ベクトルを計算し、期間 2 の地殻変動として 2008/10/10-24 と

2010/10/10-24 の日平均座標値の差から変位ベクトルを計算した。そして両期間の変動量を観測期間で割り、1 年あたりに変換した地殻変動速度の水平成分を Fig. 6、上下成分を Fig. 7 に示す。期間 1 の水平変動で目立つのは宮城県北部から福島県、茨城県北部にかけてと北海道襟裳岬周辺の西向きの変動である。また、秋田県から青森県の日本海側を中心に東向きの変動も見られる。期間 2 では宮城県中部から岩手県にかけて西向きの変動が目立ち、福島県では西向きの変動がほとんど見られない。また、北海道西部では東向きの変動が見られている。上下変動に関しては、隣り合う観測点でもかなりのばらつきが見られるが、期間 2 においては宮城県、福島県の太平洋沿岸で沈降が見られる。

これらの地殻変動はプレート境界の相互作用による弾性変形であると仮定して、日本海溝から沈み込む太平洋プレートと東北日本の陸側プレートの境界における相互作用を滑り欠損(バックスリップ)モデル (Savage, 1983) に基づきモデル化した。また、弾性変形の計算には、均質半無限媒質 (Okada, 1985) を仮定して計算を行った。実際の地殻変動には、

Fig. 7. Vertical velocity at GEONET stations. Open and solid bars represent the observation and the calculation of the inter-plate coupling model (see text). Bars over and beneath horizontal lines represent uplift and subsidence, respectively. (a) Period 1 (October 1997 to October 1999). (b) Period 2 (October 2008 to October 2010).

プレート境界の相互作用に加えて陸側プレート内部の非弾性変形や後述する媒質の弾性定数の不均質にも影響される。また、プレート内部の非弾性変形は、本論文冒頭で述べたように地質学的に推定される変形速度と測地的変形速度の比から、最大で弾性変形の数分の1程度あると考えられる。よって、これらの影響はプレート境界の相互作用の推定に一定の影響を及ぼし、今後考慮すべき課題であるが、本解析では単純な弾性変形のための解析を行った結果を示す。滑り欠損モデルでは、相対的なプレート運動速度からの偏差でプレート境界の滑り速度が表される。すなわち、プレート間固着によりプレート境界の滑り速度が遅い場合は、負の滑り（バックスリップ）速度で表され、この負の滑り速度は滑り欠損速度と呼ばれる。逆に、余効滑り等でプレート相対速度より早く滑っている領域は、プレート相対速度を差し引いた滑り速度で表されることになる。日本海側には、日本海東縁歪み集中帯が存在し、北米プレートとアムールプレートの境界と考えられているため、太平洋プレートの沈み込み境界に加えて、日本海側にも境界を仮定して滑り欠損を求めた。ただし、日

本海東縁のプレート境界は、その位置がはっきりせず、複数の断層の集合体としてプレート相対運動を担っている可能性が高い（大竹ほか, 2002）ことから、Shimazaki and Zhao (2000)の開口断層による衝突境界のモデル化を用いて、長さ780 km、幅30 kmの鉛直な開口断層を仮定して開口量を推定した。太平洋プレートの沈み込み境界としては、780 × 420 kmの領域を仮定して、変位速度データ（Fig. 6とFig. 7）のインバージョン解析を行った。解析方法は、Nishimura et al. (2004)とほぼ同じであるが、いくつか異なる点がある。まず、太平洋側のプレート境界の断層形状を地震調査委員会（2004）によるプレート等深線へと変更した。次に、Nishimura et al. (2004)では、太平洋側のプレート境界の断層モデル領域（Fig. 8の太平洋側の矩形領域）の東端（浅部）と西端（深部）の滑り（欠損）量を0と仮定したが、東北地方太平洋沖地震では日本海溝付近で大きな滑りがあった（例えば、国土地理院, 2011; Fujii et al., 2011）と考えられており、東端付近でも地震間は固着していたことが推察される。よって、ここでは、モデル領域の端の滑り量に拘束は

Fig. 8. (a) Distributions of slip-deficit rates on the two plate boundaries for Period 1 (October 1997 to October 1999). The thick rectangle on the Pacific side is the fault model region of the subducting Pacific plate. The contour interval is 2 cm/yr. Gray areas represent regions of forward-slip. The heights of bars in the Japan Sea reflect the rate of collision at the plate boundary modeled by the virtual tensile fault. Stars are the epicenters of large earthquakes with magnitudes of ≥ 6 . The broken lines are isodepth contours of the plate interface. (b) Same as (a) but for Period 2 (October 2008 to October 2010). (c) Slip distribution of the 2011 Tohoku-Oki earthquake, from the Geospatial Information Authority of Japan (2011). Thick and thin lines represent coseismic slip distributions estimated from land and offshore GPS data and postseismic slip distributions, respectively, for ~ 4 months. The gray region with the broken line represents the source area to the 1994 Sanriku-Haruka-Oki earthquake (Nishimura et al., 2000).

課していない。また、インバージョンの際に推定された滑り分布を平滑化する度合いを調整する超パラメータは Yabuki and Matsu'ura (1992) の手法に基づいて、通常観測データから客観的に最適値を求めることができるが、期間 1 と 2 では観測点数が大きく異なっていることと、期間 2 では Fig. 1d に明瞭に表れている岩手・宮城内陸地震の余効変動と考えられる内陸域での変動をプレート境界での影響に無理やり押し付けてしまうため、推定される滑り欠損分布が大きくばらついてしまう。そこで、本解析では同じ程度の平滑度で両期間の滑り分布を比較することを重視して、期間 1 で客観的に決められた超パラメータの値をそのまま期間 2 の推定にも用いることにした。

Fig. 8a, 8b が推定された滑り欠損分布である。Fig. 8c は参考として東北地方太平洋沖地震の滑り分布(国土地理院, 2011)を示した。期間 1 (Fig. 8a) では宮城県沖と十勝沖に大きな滑り欠損速度が推定された。これらの地域では、2 cm/yr の滑り欠損速度が海岸線付近に達しており、沖合では 12 cm/yr 以上の滑り欠損速度が推定されている。よってこれらの領域ではプレート間が強く固着しており、固着域の一部は陸域までかかっていると言える。福島県沖から茨城県沖にかけても滑り欠損速度は宮城県沖よりは小さいが、部分的に固着していると解釈できる。東北地方太平洋沖地震の地震時滑り域 (Fig. 8c の太線) は、全て固着域に含まれている。岩手県沖から青森県沖にかけては滑り欠損速度は小さく、逆に海岸線付近では正の滑り速度(フォワードスリップ)が推定

された。このフォワードスリップは、三陸はるか沖地震の余効滑りが、震源域の下部延長で続いていることを表している。

期間 2 (Fig. 8b) においては、宮城県沖に大きな滑り欠損速度の領域が存在するが、期間 1 に比べて北側に偏っている。その北側の岩手県南部沖で滑り欠損速度は小さくなるが、さらに北側の岩手県北部沖で再び大きくなる。この滑り欠損の大きな領域は期間 1 では見られなかったものであり、三陸はるか沖地震の震源域 (Fig. 8c の灰色領域) での固着が回復し、再び次の地震に向けて歪みの蓄積を開始したことを表している。また、東北地方太平洋沖地震で 10 m 以上大きく滑ることになる領域の大半は、この時期も依然として固着している。さらに北側の襟裳岬南東沖から十勝地方の直下にかけては、フォワードスリップの領域が広がっており、2003 年十勝沖地震の余効滑りだと解釈される。福島県沖では、2010 年 3 月の福島県沖の地震の震源域周辺で滑り速度がほとんど 0、すなわちプレート収束速度でずるずる滑っている領域が見られ、さらに沖合の 2008 年 12 月の関東東方沖の地震 ($M 6.6$) が発生した領域にはフォワードスリップの領域も見受けられる。この領域は、東北地方太平洋沖地震で数 m の滑りが見られた領域である。前節での仮説に基づき解釈すると、これらの領域が期間 1 では固着していたのに対し、期間 2 ではゆっくり滑りが進行していたことになり、東北地方太平洋沖地震へ至る一連のプロセスとして固着の剥がれが起っていたと捉えることができる。福島県南部から

茨城県にかけての海岸線付近には、この期間だけ滑り欠損速度がやや大きい領域が推定されている。この領域はモデル領域の端であるため、推定誤差が大きい、この領域は、通常深さ 60 km 程度までであるプレート境界で発生する低角逆断層地震の下限が深部(西側)にせり出している領域(Uchida et al., 2009)に近く、福島県以北よりも深い領域での固着があることを示している可能性がある。

なお、滑り欠損速度の最大値については、太平洋プレートの収束速度が約 8 cm/yr であることを考えると、それより大きな滑り欠損速度は物理的に不合理である。これは、陸上の測地観測データからは、観測点から離れた沖合の滑りを十分な精度で推定できないためであり、東北日本の場合、海岸線より 150 km 程度沖合に離れるとプレート収束速度程度の大きさの滑りに対する分解能はほとんどないことが示されている(Nishimura et al., 2004)。また、沈み込むプレートや上部地殻、下部地殻、マントルなどの大きな構造の弾性定数の不均質を考慮して弾性変形を計算すると、均質媒質を仮定した場合と比較して地表での変動量が約 30% 程度小さくなることが示されており(Sato et al., 2007)、本研究のように均質半無限弾性体を仮定して、地表の地殻変動から滑り欠損速度を推定すると、滑り欠損速度が過大に推定されることになる。よって、Fig. 8a, 8b をそのまま信用すると日本海溝に近い領域で強く固着している部分があることになるが、固着していないモデル(Nishimura et al., 2004)でも陸上測地データは説明できるため、本研究では海溝近くの固着の有無は議論できない。なお、滑りの推定誤差が 3 cm/yr を超える領域は、Fig. 8a, 8b では斜線の領域で表示した。これらの領域は単に誤差が大きいというだけでなく、インバージョンの際の先験情報である滑らかな滑りの空間分布という拘束条件により、滑り分布が過度に平滑化されていると考えるべきである。よって、これらの領域での実際の固着の有無を調べるためには、海底での測地観測(例えば、Sato et al., 2011)が極めて重要である。

東北日本の 120 年間の地殻変動に関する議論

本稿で示した測地測量と GPS による最近 120 年間の東北日本の地殻変動を総括すると、空間的にはかなりの不均質が認められ、時間的には大きな変化があった場所と定常的に変動が進行していた場所があることが指摘できる。冒頭で地学的歪み速度と測地学的歪み速度に矛盾があることを述べたが、測地学的歪み速度と一言で言っても、最近 17 年間の間には Fig. 5 に示したような時間変化が観測されている。より長期間においては約百年の歪み(Fig. 1a)で伸張が卓越するのに対し、10 年(Fig. 1c)や 2 年(Fig. 1d)では東西短縮が卓越するなど大きく異なっている。このような地殻変動の時間変化に関しては、基本的には前章の解析で示したようなプレート間相互作用すなわち固着の時間変化によって説明されている(例えば、Nishimura et al., 2004)。百年の歪みから地塊のブロック運動とプレート間相互作用を推定すると、この期間の平均的な太平洋プレートの固着は小さいと考えられている(Hashimoto and Jackson, 1993)のに対し、1995–

2000 年頃の GPS データを用いた解析からは、東北地方の太平洋側沖合では、岩手県・青森県沖を除いて固着が強いという結果が得られている。GPS 以前の測地観測は、驗潮を除いて時間分解能が数十年のため、固着の時間変化の詳細についてはわからない。しかし、水準測量によって有意な時間変化が観測されている(Fig. 3c)福島県の沖合では、1938 年の塩屋崎地震群と余効滑りによってプレート境界での大規模な逆断層滑りが約 20 年間にわたって生じ、それ以外の期間ではほとんど固着せず地殻変動も小さかったという仮説が考えられる。この仮説に基づくと、1938 年の塩屋崎地震群の地震時滑りと余効滑りにより陸域では震源断層方向に主軸を持つ伸張歪みが観測されることが期待され、約百年で福島県から茨城県北部で観測された伸張歪みと歪みの主軸の方向はやや異なっているが大きくは矛盾しない。一連の塩屋崎沖地震は、気象庁マグニチュードこそ最大 7.5 であるが、Abe (1973)による遠地地震波形や室谷ほか(2004)による近地強震波形の解析によると、最大地震の M_w はそれぞれ 7.8, 8.0 であり、 M 7 級の 5 つの地震のモーメントを累積して M_w を計算すると 8.1 以上になるため、半無限弾性体での弾性歪み(Okada, 1985)を計算すると、太平洋岸で 20 ppm 程度の伸張歪みが期待される。また上下変動については、既に述べたように、水準点 3d(Fig. 3c)の 1939 年までの沈降は沖合の震源断層が滑ったためであり、その後 20 年程度の隆起は陸域直下で生じたプレート境界面での余効滑りが原因であるとして合理的に説明できる。このような仮説に基づくと、松澤・飯尾(2011)が提唱するように、福島県沖のプレート境界は最近 120 年間ではほとんど固着しておらず、GPS データから推定された 1995–2000 年頃の福島県沖での強い固着は、特異な時期だったと言えるのかもしれない。一方で、宮城県北部では約百年の歪みも東西短縮を示しており、宮城県沖では M 7 クラスの地震を含む短い期間を除けば、GPS データから推定されたような強い固着が最近 120 年間で支配的であり、それほど顕著な時間変化はなかったと考えられる。このような固着の地域性および時間変化を支配するメカニズムは重要な問題であるが、本小論で扱える範囲を超え、筆者は確固たる答えを持ち合わせていない。しかし、南海トラフ等の沈み込み帯では、様々な時定数を持つ滑り現象(スロースリップイベント)が発見されて(例えば、水藤・小沢, 2009; Obara et al., 2010)おり、同じようなメカニズムが支配する現象かもしれない。Meade and Loveless (2009)は、GPS データから推定される弱い固着の領域は、実際には大規模で時定数の長いスロースリップイベントを見ている可能性があることを提唱しており、固着の時間変化は、時定数の長いスロースリップイベントが間欠的に発生していることを示しているのかもしれない。

池田(2003)は、東北日本太平洋側での上下変動について、測地学的時間スケールでの沈降と地学的時間スケールでの隆起の矛盾を解消する候補の 1 つとして、超巨大地震による隆起を提唱したが、東北地方太平洋沖地震ではさらに沈降が観測される結果となった。上下変動の矛盾を解消するメカニズムとして有力なものは今後観測される余効変動である。東

北地方と同様に測地的には沈降が観測されている北海道東部太平洋岸では、17 世紀に発生した巨大地震の余効変動により海岸線付近が大きく隆起して、地学的隆起と測地的沈降の矛盾を解消したと考えられている (Sawai et al., 2004). 本稿冒頭で述べたように、東北地方太平洋沖地震後の余効変動も宮城県以南の太平洋側で隆起を示しており、定性的には矛盾を解消する方向の変動が続いているが、隆起量は対数関数で近似できるような減衰を示しており、このままのペースで減衰すると地震時の沈降分を相殺するには数億年以上かかるとの試算 (国土地理院, 2011) がある. 本稿執筆時点 (2012 年 3 月) で余効変動の空間パターンに顕著な時間変化は見られていない. しかし、巨大地震の余効変動は 1964 年アラスカ地震のように数十年以上継続する (Suito and Freymuller, 2009) と考えれば、地震後 1 年に満たない観測結果のみから余効変動の推移に関する結論を出すのは時期尚早だと言える. GPS 等の宇宙技術による測地観測は、高精度で高時間分解能の観測が行えることから、地殻変動観測技術に大きな変革を及ぼしたが、少なくとも現在の GPS と同程度以上の精度と時間分解能を持つ観測を今後も継続していくことが重要である. 理想的には、今後も現状の測地観測を長期間続けることによって地学的時間スケールの地殻変動を追跡することができれば、上下変動に関する矛盾が解決できることは自明であるし、余効変動の推移によっては近いうちに矛盾が解かれるかもしれない.

結 論

明治以降、約 120 年間に得られた測地観測データの整理 (先行研究データのコンパイルを含む) を行って、東北日本の水平・上下変動の特徴を明らかにするとともに、1997–1999 年と 2008–2010 年の GPS データから日本海溝から沈み込む太平洋プレート上面での相互作用を推定した. 得られた主な結果は以下の通りである.

- (1) 水平変動では、三角・三辺測量による約 90 年間の水平歪みにおいて福島県から宮城県南部の太平洋側と岩手県の太平洋側では南北方向の伸張歪みが支配的であるが、GPS 観測による 2–10 年間では同じ領域で東西方向の短縮歪みが見られた. 一方、東北地方中軸部 (脊梁山地) と日本海東縁歪み集中帯では、両期間を通じて東西短縮を示す歪みが観測された.
- (2) 上下変動では、大局的には太平洋側が沈降し、日本海側で隆起する傾向がある. 岩手県や宮城県の太平洋側の沈降速度は、120 年間でそれほど大きな変化は見られなかったが、宮城県では驗潮データより 1900–1920 年頃に沈降が停滞していた時期がある可能性が高い. また、福島県の太平洋側では、水準測量データから沈降、隆起、再沈降と時間変化している様子が明らかになった. この時間変化は、Abe (1977) が提唱した 1938 年の塩屋崎沖地震群に伴う沈降とその後の余効変動による隆起を支持するものである.
- (3) 太平洋に面した福島・茨城県境付近では、1970 年代までは顕著な沈降が観測され、1980 年代以降は隆起と東

西方向の伸張歪みが観測された. これらは、常磐炭田の採掘および採掘中止に伴う現象と考えられるが、1980 年代以降の変動は東北地方太平洋沖地震以降に活発化した地震活動の発震機構と調和的である.

- (4) 東北地方太平洋岸の 17 年間の GPS 連続観測データによると、福島県の太平洋側を中心に 2000 年頃から東西短縮速度が鈍化する傾向が見られた. 茨城県や宮城県の太平洋側でも 2011 年の数年前から東西短縮速度が鈍化していた.
- (5) GPS データから推定されたプレート間固着分布から、1997–1999 年には、宮城県沖を中心とした福島、茨城県沖に至る広い領域と十勝沖で固着が見られた. この広い固着域の中で、その後、東北地方太平洋沖地震が発生し、大きな地震時滑りが生じた. 岩手県北部から青森県の海岸線直下付近では、三陸はるか沖地震の余効滑りが見られた. 2008–2010 年には、岩手県北部の沖合が固着に転じ、三陸はるか沖地震の震源域の強度回復過程を表すと考えられる. 東北地方太平洋沖地震で大きく滑った場所では依然として固着が続いていたが、滑り量が数 m 程度であった福島県沖から茨城県沖の領域では、固着が 0、もしくは数十 cm 程度の非地震性の滑りが起こっていた.
- (6) (4) および (5) の結果から、東北地方太平洋沖地震に至る一連のプロセスとして、震源域の一部 (福島県沖) で固着の剥がれが 10 年程度前から進行していたことが示唆される.
- (7) 120 年間の測地観測の中でも、地殻変動速度は場所によって大きく変化しており、プレート境界面での固着が時間変化していたことを示唆する. 東北地方太平洋沖地震という巨大地震が発生しても、上下変動に関する測地的歪み速度と地学的歪み速度の矛盾は解消されず、謎は深まったが、現在観測されている余効変動はこの矛盾を解く鍵を与えてくれると考えられる.

謝 辞

本稿で作成した図は、GMT (Wessel and Smith, 1998) を用いて作成した. 本稿をまとめるにあたり、国土地理院の関係者の方々には各種資料を提供頂くとともに、貴重な意見を頂いた. 特に、地殻変動研究室の飛田幹男博士、小沢慎三郎博士、水藤尚博士には、東北地方太平洋沖地震の解析結果等、宇宙測地研究室畑中雄樹博士には 1996 年 3 月以前の GEONET 座標データ、測地基準課澤田正典氏には、国見ほか (2001) の数値データを提供して頂いた (所属はデータ授受当時). 査読者である岩森光教授 (東京工業大学) と匿名査読者、編集委員の堀高峰博士 (海洋研究開発機構) には貴重なご意見を頂き、論文が大きく改善された. ここに記して、感謝致します.

文 献

Abe, K., 1977, Tectonic implication of the large Shioya-oki earthquakes of 1938. *Tectonophysics*, **41**, 269–289.

- Asano, Y., Saito, T., Ito, Y., Shiomi, K., Hirose, H., Matsumoto, T., Aoi, S., Hori, S. and Sekiguchi, S., 2011, Spatial distribution and focal mechanisms of aftershocks of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake. *Earth Planets Space*, **63**, 669–673.
- 海岸昇降検知センター (Coastal Movements Data Center), 2011, 海岸昇降検知センター潮位年報平成 22 年 (*Annual Report of Tidal Date 2010*). 海岸昇降検知センター, 30p.
- 壇原 毅 (Dambara, T.), 1971, 日本における最近 70 年間の総括的上下変動. 測地学会誌 (*Jour. Geod. Soc. Japan.*), **17**, 100–108.
- Fujii, Y., Satake, K., Sakai, S., Shinohara, M. and Kanazawa, T., 2011, Tsunami source of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake. *Earth Planets Space*, **63**, 815–820.
- Hashimoto, M. and Jackson, D. D., 1993, Plate tectonics and crustal deformation around the Japanese Islands. *Jour. Geophys. Res.*, **98**, 16149–16166.
- Hashimoto, C., Noda, A., Sagiya, T. and Matsu'ura, M., 2009, Interplate seismogenic zones along the Kuril–Japan trench inferred from GPS data inversion. *Nat. Geosci.*, **2**, 141–144.
- Hori, T. and Miyazaki, S., 2011, A possible mechanism of M 9 earthquake generation cycles in the area of repeating M 7–8 earthquakes surrounded by aseismic sliding. *Earth Planets Space*, **63**, 773–777.
- 池田安隆 (Ikeda, Y.), 1996, 活断層研究と日本列島の現在のテクトニクス. 活断層研究 (*Active Fault Res.*), **15**, 93–99.
- 池田安隆 (Ikeda, Y.), 2003, 地学的歪速度と測地学的歪速度の矛盾. 月刊地球 (*Chikyu Monthly*), **25**, 125–129.
- 池田安隆 (Ikeda, Y.), 2012, 東北日本島弧–海溝系における長期的歪み蓄積過程と超巨大歪み解放イベント. 地質雑 (*Jour. Geol. Soc. Japan*), **118**, 294–312 (本特集号).
- 石川典彦・橋本 学 (Ishikawa, N. and Hashimoto, M.), 1999, 測地測量により求めた日本の地震間の平均的な地殻水平歪み速度 (II). 地震 2 (*Jour. Seismol. Soc. Japan. Ser. 2*), **52**, 299–315.
- 加藤照之・津村健四郎 (Kato, T. and Tsumura, K.), 1979, 潮位記録から推定される日本の垂直地殻変動 (1951–1978). 東京大学地震研究所彙報 (*Bull. Earthq. Res. Inst.*), **54**, 559–628.
- 川崎一郎・浅井康広・田村良明 (Kawasaki, I., Asai, Y. and Tamura Y.), 1998, 三陸沖におけるプレート間モーメント解放の時空間分布とサイスモ・ジオデティック・カップリング. 地震 2 (*Jour. Seismol. Soc. Japan. Ser. 2*), **50**, 別冊, 293–307.
- 国土地理院 (Geographical Survey Institute), 1992, 東北地方の地殻変動. 地震予知連絡会会報 (*Rep. Coord. Comm. Earthq. Pred.*), **48**, 68–72.
- 国土地理院 (Geographical Survey Institute), 1997, 日本の地殻水平歪 (Horizontal crustal strain of Japan). 国土地理院技術資料 (*Technical data of Geogra. Surv. Inst.*) F1–10.
- 国土地理院 (Geospatial Information Authority of Japan), 2011, 東北地方の地殻変動. 地震予知連絡会会報 (*Rep. Coord. Comm. Earthq. Pred.*), **86**, 184–272.
- 国土地理院 GEONET グループ (The GEONET Group, Geographical Survey Institute), 2004, GPS 連続観測システム “GEONET” とその展望. 測地学会誌 (*Jour. Geod. Soc. Japan.*), **50**, 53–65.
- Komaki, K., 1985, The readjustment of the Meiji First Order Triangulation Network by the projection method. *Bull. Geogr. Surv. Inst.*, **29**, 1–45.
- Komaki, K., 1993, Horizontal crustal movements revealed by geodetic measurements—Applications of a new method for estimating displacement vectors—. *Jour. Geod. Soc. Japan.*, **30**, 387–410.
- 国見利夫・高野良仁・鈴木 実・斎藤 正・成田次範・岡村盛司 (Kunimi, T., Takano, Y., Suzuki, M., Saitou, T., Narita, T. and Okamura, S.), 2001, 水準測量データから求めた日本列島 100 年間の地殻上下変動. 国土地理院時報 (*Jour. Gograph. Surv. Inst.*), **96**, 29–32.
- Loveless, J. P. and Meade, B. J., 2010, Geodetic imaging of plate motions, slip rates, and partitioning of deformation in Japan. *Jour. Geophys. Res.*, **115**, B02410, doi: 10.1029/2008JB006248.
- Matsu'ura, T., Furusawa, A. and Saomoto, H., 2009, Long-term and short-term vertical velocity profiles across the forearc in the NE Japan subduction zone. *Quatern. Res.*, **71**, 227–238.
- 松澤 暢・飯尾能久 (Matsuzawa, T. and Iio, Y.), 2011, M 9 の地震が発生すると思わなかった根拠と実際にそれが発生した理由について. 日本地震学会 2011 年秋季大会講演要旨 (2011 Fall Meet. Seimol. Soc. Japan, Abstr.), A21-09.
- Meade, B. J. and Loveless, J. P., 2009, Predicting the geodetic signature of $M_w \geq 8$ slow slip events. *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L01306, doi: 10.1029/2008GL036364.
- Miura, S., Sato, T., Hasegawa, A., Suwa, Y., Tachibana, K. and Yui, S., 2004, Strain concentration zone along the volcanic front derived by GPS observations in NE Japan arc. *Earth Planets Space*, **56**, 1347–1355.
- 室谷智子・菊池正幸・山中佳子・島崎邦彦 (Murotani, S., Kikuchi, M., Yamanaka, Y. and Shimazaki, K.), 2004, 1938 年に起きた複数の福島県東方沖地震の破壊過程 (2). 日本地震学会 2004 年度秋季大会講演要旨 (2004 Fall Meet. Seimol. Soc. Japan, Abstr.), P029.
- 中川弘之・豊福隆史・小谷京湖・宮原伐折羅・岩下知真子・川元智司・畑中雄樹・宗包浩志・石本正芳・湯通堂 亨・石倉信広・菅原安宏 (Nakagawa, H., Toyofuku, T., Kotani, K., Miyahara, B., Iwashita, C., Kawamoto, S., Hatanaka, Y., Munekane, H., Ishimoto, M. and Yutsudo, T.), 2009, GPS 連続観測システム (GEONET) の新しい解析戦略 (第 4 版) によるルーチン解析システムの構築について. 国土地理院時報 (*Jour. Gograph. Surv. Inst.*), **118**, 1–8.
- 中根勝見 (Nakane, K.), 1973, 日本における定常的な水平地殻歪 (I). 測地学会誌 (*Jour. Geod. Soc. Japan.*), **19**, 190–199.
- Nakane, K., 1991, Scale Accuracy of Geodetic Network in Japan. *Bull. Geograph. Surv. Inst.*, **36**, 1–19.
- Nishimura, T., Miura, S., Tachibana, K., Hashimoto, K., Sato, T., Hori, S., Murakami, E., Kono, T., Nida, K., Mishina, M., Hirasawa, T. and Miyazaki, S., 2000, Distribution of seismic coupling on the subducting plate boundary in north-eastern Japan inferred from GPS observations. *Tectonophysics*, **323**, 217–238.
- Nishimura, T., Hirasawa, T., Miyazaki, S., Sagiya, T., Tada, T., Miura, S. and Tanaka, K., 2004, Temporal change of interplate coupling in northeastern Japan during 1995–2002 estimated from continuous GPS observations. *Geophys. Jour. Intern.*, **157**, 901–916.
- Nishimura, T., Munekane, H. and Yurai, H., 2011, The 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake and its aftershocks observed by GEONET. *Earth Planets Space*, **63**, 631–636.
- 太田陽子・小池一之・鎮西清高・野上道男・町田 洋・松田時彦 (Ota, Y., Koike, K., Chinzei, K., Nogami, M., Machida, H. and Matsuda, T.), 2010, 日本列島の地形学 (*Geomorphology of the Japanese Islands*). 東京大学出版会 (Univ. Tokyo Press), 204p.
- 大竹政和・平 朝彦・太田陽子編 (Ohtake, M., Taira, A. and Ota, Y., eds.), 2002, 日本海東縁の活断層と地震テクトニクス (*Active Faults and Seismo-Tectonics of the Eastern Margin of the Japan Sea*), 東京大学出版会 (Univ. Tokyo Press), 201p.
- Okada, Y., 1985, Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, **75**, 1135–1154.
- 岡村行信 (Okamura, Y.), 2002, 新第三紀以降の歪み集中帯. 大竹正和・太田陽子・平 朝彦編, 日本海東縁の活断層の地震テクトニクス (*Active Faults and Seismo-Tectonics of the Eastern Margin of the Japan Sea*), 東京大学出版会 (Univ. Tokyo Press), 111–121.
- Ozawa, S., Suito, H., Nishimura, T., Tobita, M. and Munekane, H., 2007, Possibility of recovery of slip deficit rate between the North American plate and the Pacific plate off Sanriku,

- northeast Japan. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L20308, doi: 10.1029/2007GL030477.
- Ozawa, S., Nishimura, T., Suito, H., Kobayashi, T., Tobita, M. and Imakiire, T., 2011, Coseismic and postseismic slip of the 2011 magnitude-9 Tohoku-Oki earthquake. *Nature*, **475**, 373–376.
- Sato, K., Minagawa, N., Hyodo, M., Baba, T., Hori, T. and Kaneda, Y., 2007, Effect of elastic inhomogeneity on the surface displacements in the northeastern Japan: Based on three-dimensional numerical modeling. *Earth Planets Space*, **59**, 1083–1093.
- Sato, M., Saito, H., Ishikawa, T., Matsumoto, Y., Fujita, M., Mochizuki, M. and Asada, A., 2011, Restoration of interplate locking after the 2005 Off-Miyagi Prefecture earthquake, detected by GPS/acoustic seafloor geodetic observation. *Geophys. Res. Lett.*, **38**, L01312, doi:10.1029/2010GL045689.
- Savage, J. C., 1983, A dislocation model of strain accumulation and release at a subduction zone. *Jour. Geophys. Res.*, **88**, 4984–4996.
- Sawai, Y., Satake, K., Kamataki, T., Nasu, H., Shishikura, M., Atwater, B., Horton, B., Kelsey, H., Nagumo, T. and Yamaguchi, M., 2004, Transient uplift after a 17th-century earthquake along the Kuril Subduction Zone. *Science*, **306**, 1918–1920.
- Shen-Tu, B., Holt, W. E. and Haines, A. J., 1995, Intraplate deformation in the Japanese Islands: a kinematic study of intraplate deformation at a convergent plate margin. *Jour. Geophys. Res.*, **100**, 24275–24293.
- Shen, Z., Jackson, D. D. and Ge, B. X., 1996, Crustal deformation across and beyond the Los Angeles Basin from geodetic measurements. *Jour. Geophys. Res.*, **101**, 27957–27980.
- Shimazaki, K. and Zhao, Y., 2000, Dislocation model for strain accumulation in a plate collision zone. *Earth Planets Space*, **52**, 1091–1094.
- Smith, W. H. F. and Wessel, P., 1990, Gridding with continuous curvature splines in tension. *Geophysics*, **55**, 293–305.
- 水藤 尚・小沢慎三郎 (Suito, H. and Ozawa, S.), 2009, 東海地方の非定常地殻変動—東海スロースリップと 2004 年紀伊半島南東沖の地震の余効変動—。地震 2 (*Jour. Seismol. Soc. Japan. Ser. 2*), **61**, 113–135.
- Suito, H. and Freymueller, J. T., 2009, A viscoelastic and after-slip postseismic deformation model for the 1964 Alaska earthquake. *Jour. Geophys. Res.*, **114**, B11404, doi: 10.1029/2008JB005954.
- Suito, H., Nishimura, T., Tobita, M., Imakiire, T. and Ozawa, S., 2011, Interplate fault slip along the Japan Trench before the occurrence of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake as inferred from GPS data. *Earth Planets Space*, **52**, 615–619.
- Uchida, N., Nakajima, J., Hasegawa, A. and Matsuzawa, T., 2009, What controls interplate coupling?: Evidence for abrupt change in coupling across a border between two overlying plates in the NE Japan subduction zone. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **283**, 111–121.
- Wessel, P. and Smith, W. H. F., 1998, New, improved version of Generic Mapping Tools released. *EOS Trans. Amer. Geophys. U.*, **79**, 579.
- Yabuki, T. and Matsu'ura, M., 1992, Geodetic data inversion using a Bayesian information criterion for spatial distribution of fault slip. *Geophys. Jour. Intern.*, **109**, 363–376.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (Earthquake Research Committee Headquarter for Earthquake Research Promotion), 2004, 千島海溝沿いの地震活動の長期評価 (第二版) について. http://www.jishin.go.jp/main/chousa/04dec_chishima2/index.htm

(要 旨)

西村卓也, 2012, 測地観測データに基づく東北日本の最近 120 年間の地殻変動. 地質雑, **118**, 278–293. (Nishimura, T., 2012, Crustal deformation of northeastern Japan based on geodetic data for recent 120 years. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **118**, 278–293.)

平成 23 年 (2011 年) 東北地方太平洋沖地震以前の 120 年間の東北日本の地殻変動分布の特徴と時間変化を明らかにするため, 測地観測 (三角・三辺測量, 水準測量, 驗潮, GPS 連続観測) データの整理を行った. 東北地方で卓越する水平歪みは, 約 90 年間では南北伸張, 最近 10 年間では東西短縮であるが, 東北地方中軸部と日本海東縁歪み集中帯の顕著な東西短縮は両期間に共通していた. 上下変動については, 太平洋側の沈降が顕著であり, 沈降速度は概ね一定であったが, 福島県の太平洋側では, 1939 年から 20 年程隆起する時期があった. 1994 年の GPS 連続観測開始以降の太平洋側の変動は, 福島県において 2000 年頃から東西短縮速度の鈍化が見られた. この鈍化はプレート間固着分布の推定に基づく, 福島県・茨城県沖の固着が低下したことが原因と考えられる. このような変化は, 巨大地震に至る一連のプロセスとして震源域の一部で固着の剥がれが進行していたことを示唆する. 東北日本では, 測地的に計測された地殻変動と地学的に求められた地殻変動に矛盾があることが知られているが, 測地的歪み速度の中でもその時間スケールによりかなりの差がある. 地殻変動の矛盾は東北地方太平洋沖地震の発生した今も完全に解消しておらず, 現在進行中の余効変動が矛盾を解消する鍵になるかも知れない.