新潟-神戸ひずみ集中帯を横断する測地観測による 越後平野周辺の地殻変動

国土地理院地理地殻活動研究センター* 西村 卓也・水藤 尚・小林 知勝・飛田 幹男

Crustal Deformation in and around the Echigo Plain Clarified by Geodetic Observation across the Niigata-Kobe Tectonic Zone

Takuya NISHIMURA, Hisashi SUITO, Tomokazu KOBAYASHI, and Mikio TOBITA

Geography and Crustal Dynamics Research Center, Geospatial Information Authority of Japan,
1 Kitasato, Tsukuba, Ibaraki 305-0811, Japan

(Received January 24, 2012; Accepted April 6, 2012)

We examined GEONET GPS data to clarify the contemporary deformation in and around the Echigo plain, Niigata prefecture where located in the Niigata-Kobe tectonic zone and the deformation zone of the eastern margin of the Japan Sea. Compressional strain in a direction of ESE-WNW is concentrated in a narrow zone where strain rate is about 0.2 ppm/yr along the coast of the Japan Sea. This strain concentration zone which is about 25 km wide accommodates more than 5 mm/yr of compression and geographically corresponds to the Echigo plain. The zone significantly subsided whereas surrounding regions was uplifted. These characteristics of the deformation are concordant with that measured by conventional geodetic surveys spanned more than several decades. The strain rate observed by GPS does not change significantly during more than a decade in the strain concentration zone except for coseismic periods, which is contrast with a large temporal change of a strain rate in the eastern region affected by a subduction of the Pacific plate. We proposed a simple model to explain the characteristics of the deformation. The model consists of stable sliding on a deep part of reverse faults which are extended to the east and west rims of the Echigo plain. Fault geometry penetrating the crust and calculation with gravitational viscoelastic asthenosphere is essential to reproduce the observed subsidence in the strain concentration zone.

Key words: Strain concentration zone, GPS, Geodetic measurement, Echigo plain

§1. はじめに

GPS 連続観測網 GEONET による日本列島の地殻変動分布より、新潟県から中部日本を横断して兵庫県神戸市付近に至る幅 100 km 程度の帯状のひずみの集中域が見いだされ [Sagiya *et al.* (2000)], 「新潟-神戸ひずみ集中帯」と呼ばれている。その北部延長に位置する本州北部と北海道の日本海沿岸、いわゆる「日本海東縁」には収束プレート境界があることが指摘 [例えば、中村 (1983)] されて約 30 年が経過したが、地質学的研究 [岡村 (2002)] によると、この「日本海東縁ひずみ集中帯」は、幅 100 km 以上の範囲の短縮変形帯からなっており、その内部が一樣に変形しているわけではなく、特に断層や褶

曲で表される変形が集中しているゾーンがあることが明らかにされている。新潟-神戸ひずみ集中帯の内部においても、GPS データの詳細な解析により、糸魚川-静岡構造線断層帯周辺 [Sagiya *et al.* (2002, 2004)] や跡津川断層帯周辺 [Ohzono *et al.* (2011)] において、ひずみ集中帯内部の詳細な地殻変動の測地学的解明とモデル化が進んでいる。

新潟県の中・北部に位置する越後平野 (Fig. 1) は、北北東-南南西方向に広がる沖積平野で、平野の西縁には長岡平野西縁断層帯 [地震調査研究推進本部 (2004)], 平野の東縁付近には月岡断層帯 [地震調査研究推進本部 (2002)] 等の活断層が存在する。この地域は、新潟-神戸ひずみ集中帯と日本海東縁ひずみ集中帯の両方に含まれ、活構造などの地形・地質学的研究も数多く行われて

* 〒305-0811 つくば市北郷 1 番

Fig. 1. GPS velocity at the GEONET stations from Oct. 2008 to Sep. 2010. The reference station of the GPS velocity is 950232 (Ryoutsu 1) denoted as Ref. Brown broken lines are surface traces of the major active faults (Earthquake Research Committee, 2002, 2004). A projection line with a rectangle is plotted for the velocity profile shown in Fig. 3. E.P., E.M., A.B., K.B., and A.M. are abbreviations of the Echigo Plain, Echigo Mountains, Aizu Basin, Koriyama Basin, and Abukuma Mountains, respectively. N.F., T.F., and M.F. are abbreviations of the Nagaoka Plain Western Margin Fault Zone, the Tsukioka Fault Zone, and the Muikamachi Fault Zone, respectively. (Inset) Location map. NKTZ, DZEMJS, EU, AM, NA, OK, and PA are abbreviations of the Niigata-Kobe Tectonic Zone [Sagiya *et al.* (2000)], the Deformation Zone of the Eastern Margin of the Japan Sea [Okamura (2002)], Eurasia, Amuria, North America, Okhotsk, and Pacific plates, respectively.

きた [例えば, 小林 (1996)]. 越後平野の周辺部では, 1964 年新潟地震 (M_j 7.5), 2004 年新潟県中越地震 (M_j 6.8), 2007 年新潟県中越沖地震 (M_j 6.8) 等の大地震が, 相次いで発生している。越後平野の南部においては, 1828 年に三条地震 (M 6.9) が発生しているが, 越後平野の北部では最近大地震が発生しておらず, 地震空白域だという指摘もある [大竹 (2002)]. また, 地質学的時間スケールの地殻変動と測地測量 (三角・三辺測量, 水準測量) との比較も早くから行われており, 地質学的時間スケールで沈降している越後平野が測地測量によっても沈降していることがわかっている [例えば, 飯川 (1991), 小林 (2007)] が, 最近の GPS 観測データを用いて, 詳細に地殻変動を検討した研究例はほとんどない。新潟-神戸ひずみ集中帯に位置する他の地域での研究と同様に, 本地域においても GPS や測地測量による測地観測データからひずみ集中帯内部の詳細地殻変動を明らかにすることは, ひずみ集中帯の成因や内陸地震の発生過程を解明する上で重要である。

そこで本研究では, GEONET のデータを用いて GPS 観測による越後平野の北部を中心とした領域の地殻変動を明らかにし, その特徴を過去の測地測量結果と比較しながら議論するとともに, 断層の深部滑り (ディスロ

ケーション) モデルを用いた簡単なモデル化を行った。

なお, 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) に伴う地殻変動と余効変動により, ひずみ集中帯で観測される地殻変動も大きく変化している。本稿では, 東北地方太平洋沖地震以前の地殻変動を対象とする。

§2. 測地観測データに基づく地殻変動の解析と特徴

2.1 GPS 観測による変位速度とひずみ速度分布

本研究では, GPS 観測データとして国土地理院から公開されている GEONET 観測点の日々の座標値 F3 解 [中川・他 (2009)] を使用した。日々の座標値 F3 解では, 基線解析ソフトウェアとして Bernese Ver. 5.0, GPS 衛星の軌道情報として IGS (International GNSS Service) 最終精密暦を用いて基線解析を行った結果に基づく日平均座標が与えられており, 座標系は ITRF (International Terrestrial Reference Frame) 2005 [Altamimi *et al.* (2005)] に準拠している。この日平均座標値から各観測点の平均速度は以下のように求めた。まず, 各観測点と参照点との座標値の差をとって日々の相対座標値を計算する。次に, 座標値を東西, 南北, 上下成分に座標変換し, 各成分毎に 1 次トレンド成分, 年周成分, 半年周成分を

推定し、1次トレンドの傾きを平均速度とした。Fig. 1に示した速度ベクトルは、2008年10月から2010年9月までにおける平均速度を表したものである。この期間においては、顕著な地殻活動イベントは発生していない。参照点は、佐渡の両津1 (950232) 観測点としており、太平洋側の観測点が最大約2cm/年で西～西北西方向へ移動していることがわかる。このような地殻変動は、Sagiya *et al.* (2000) が指摘するように太平洋プレートの沈み込みに伴うプレート間カップリングの影響による変動 [例えば、Nishimura *et al.* (2004)] と新潟-神戸ひずみ集中帯の顕著な短縮変形によって説明される。

次に、短縮変形の集中域を調べるため、ひずみ速度の空間分布を計算した。Fig. 2は、期間A (1998年4月～2000年3月)、期間B (2001年5月～2003年4月)、期間C (2008年10月～2010年9月)、期間D (1998年4月～2011年2月) の4期間で格子点上のひずみ速度分布を求めたものである。ひずみ速度分布は、Sagiya *et al.* (2000) と同様、Shen *et al.* (1996) の方法を用いてGPS観測点での水平変位速度から格子点上でのひずみ速度を計算し、ひずみ分布の滑らかさを調整する距離減衰定数を20kmとしている。期間A, B, Cは、新潟県のGEO-NET観測点密度が現在とほぼ同等になった1998年2月以降でこの地域に顕著な変動を及ぼすような地震 (例えば、2004年10月23日新潟県中越地震 (M_j 6.8), 2005年8月16日宮城県沖の地震 (M_j 7.2), 2007年7月16日新潟県中越沖地震 (M_j 6.8)) を避けて、それぞれ2年間地殻活動が静穏な時期をとったものである。ただし、期間Cは、福島県と宮城県の太平洋沿岸で5mm未満の地震時地殻変動を生じた [Suito *et al.* (2011)] 2010年3月14日の福島県沖の地震 (M_j 6.7) が含まれる。3つの期間に共通する特徴として、日本海沿岸地域に西北西-東南東方向の大きな短縮ひずみを示す領域が北北東-南南西方向に帯状に広がっていることが挙げられる。この領域が新潟-神戸ひずみ集中帯に対応し、最大で0.2ppm/年程度のひずみ速度が期間A-C共通に見られている。短縮ひずみの大きな範囲の東縁は比較的に明瞭であり、越後平野の東縁付近に位置する月岡断層帯や六日町断層帯にほぼ一致している。福島県や宮城県の太平洋側でも同じ方向の短縮ひずみが支配的であるが、ひずみ速度の大きさは期間によって大きく異なっている。特に、期間Cでは、福島県の太平洋側におけるひずみ速度は極めて小さく、一部では伸張のひずみが見られている。期間Dは、GPSデータがある限りの長期 (約13年) の地殻変動を見たものである。この期間だけは一次トレンドから求めた変位速度ではなく、期間の最初と最後の10日間平均の差を単純に期間長でわって変位速度を算出し、格子点

Fig. 2. Strain rate distribution based on the GPS velocity. Brown broken lines are surface traces of the major active faults [Earthquake Research Committee (2002, 2004)]. Stars are epicenters of large ($M_j \geq 6.5$) earthquakes occurred in each period. (a) Strain rate for period A (Apr. 1998 to Mar. 2000). (b) Period B (May 2001 to Apr. 2003). (c) Period C (Oct. 2008 to Sep. 2010). (d) Period D (Apr. 1998 to Feb. 2011).

上でのひずみ速度を求めたため、前述のような多数の地震を含んだ地殻変動となっている。期間Dの全体的なひずみ分布のパターンは、期間A-Cと似ているが、大きな内陸地震が発生した場所において大きなひずみ速度が観測されている。新潟県の南部では、新潟県中越地震と新潟県中越沖地震に伴う地殻変動により北西-南東方向に0.5ppm/yrを超える短縮ひずみが観測されているが、顕著な短縮ひずみの東縁は期間A-Cにおける短縮ひずみの東縁とほぼ一致し、それより東側では新潟県中

Fig. 3. Observed velocity and displacement along a profile across the NKTZ. Black, gray, and white circles are GPS velocities for period A (Apr. 1998 to Mar. 2000), period B (May 2001 to Apr. 2003), and period C (Oct. 2008 to Sep. 2010). Vertical bars with the symbols represent 3-sigma uncertainties. The location of the profile is shown in Figs. 1 and 4. N.H. is an abbreviation of the Niitsu Hill. The other abbreviations of geography and active faults are the same as in Fig. 1. (a) Vertical component. White squares are vertical velocities measured from leveling for the period of 1897–1898 to 1930–1939. A leveling route is shown in Fig. 4. (b) Profile parallel (N105°E) component. (c) Profile normal (N165°W) component.

越地震の震央方向に主軸を持つ伸張ひずみが見られる。地震を含む期間の新潟-神戸ひずみ集中帯の短縮ひずみ分布を静穏時（期間 A-C）と比べると、静穏時のひずみ分布のコントラストを強調したような分布になっていると言える。一方、太平洋側のひずみ速度は、2003 年 5 月 26 日の宮城県北部の地震 ($M_s 6.4$) の震源域周辺を除いて静穏時と短縮方向はほぼ等しいが、沿岸部よりもやや内陸のひずみが大きいという傾向がある。

越後平野付近のひずみ集中帯では、ひずみの主圧縮軸とひずみ集中域の方向がほぼ直交しており (Fig. 2), 2 次元的な分布をしていることから、主圧縮軸方向に近い N105°E 方向の線分に変位速度を投影して、さらに詳細な地殻変動分布を見てみよう。投影線は、Fig. 1 に示す佐渡から佐渡海峡、越後平野、越後山地、会津盆地、阿

武隈山地を通して太平洋に至るひずみ集中帯を横断する線分で、線分から 20 km 以内の観測点速度を Fig. 3 に表示した。期間 A-C の変位速度において、線分に平行な速度成分 (N105°E) を見ると、全体として右肩下がりの傾向を示しており、短縮変形が卓越していることを意味しているが、特に、越後平野での傾きが急になっており、短縮変形が集中していることがわかる。変形集中域は、横軸 -15 km 付近の長岡平野西縁断層帯から横軸 10 km 付近の丘陵 (新津丘陵) の間であり、約 25 km の距離で約 5 mm/年以上、ひずみ速度で 0.2 ppm/年以上の短縮変形が生じている。この短縮変形の集中域は、期間 A-C に共通に見られており、変形速度もあまり変化していない。東側の越後山地を中心とする領域 (横軸 10 km から 50 km まで) での短縮速度は、期間によって

異なっているが、約3mm/年以下であり、ひずみ速度も最大で0.08ppm/年となる。さらに東側の会津盆地より東では、期間により短縮速度が大きく異なっており、期間Cでは、ほとんど短縮が見られない。線分に垂直な変位速度成分(N165°W)は、ほぼ一定で顕著な特徴は見られない。

上下変位速度は、水平変位速度に比べて推定誤差が大きく、空間的なばらつきも大きい。Fig. 1に示したGPS観測結果では、越後平野の観測点は概ね沈降を示している。福島県や宮城県の大平洋側の観測点でも沈降が見られるが、越後平野の周辺部である越後山地や佐渡の観測点では隆起する傾向がある。N105°E方向に投影した上下変動(Fig. 3(a))を見ると、期間毎のばらつきが目立つが、越後平野での沈降は全ての期間を通じて見られる。

2.2 測地測量によるひずみ分布と上下変動

前節では、GPSによる1990年代後半以降の地殻変動を見てきたが、測地測量に基づくより長期間の地殻変動を見てみよう。Fig. 4は、三角・三辺測量による1883年～1994年の水平ひずみ分布[国土地理院(1997)]を新潟県周辺で示したものである。なお、上記の期間は、日本全国で基準用の測量が行われた最初の年と、比較用の測量が行われた最後の年を表しているが、実際新潟県周辺で測量が行われたのは、基準用の測量が1893年～1910年頃、比較用の測量は1988～1991年頃のため、約90年間の地殻変動を捉えていると考えられる。そこで、ひずみ速度は国土地理院(1997)のデータを90年で割ることによって計算した。この期間には、1964年新潟地

震($M_j 7.5$)が発生しており、北緯37°40'より北側の新潟地震の震央方向への伸張りひずみは、地震に伴う地殻変動であると考えられるが、越後平野では顕著な地震は発生していない。越後平野の点線で囲った領域では、西北西-東南東短縮のひずみが見られる。このひずみの大きな領域は、長岡平野西縁断層帯に沿った三角網に限られており、すぐ東側の三角網では短縮変形は小さくなっている。この特徴は、GPS観測によるひずみの空間分布と一致する。顕著な短縮が見られる領域のひずみ量は12～15ppm程度であり、速度に換算すると0.13～0.17ppm/年程度となる。この大きさは、三辺・三角測量データの誤差が5ppm程度であることを考えると、静穏時のGPS観測によるひずみ速度と概ね等しいことから、越後平野に集中する短縮変形は、100年以上に渡って続いてきたと考えることができる。

長期間の上下変動については、越後平野西縁を起点とし、越後平野、越後山地を横断して郡山盆地に至る水準路線(Fig. 4)の測量結果が利用できる。越後平野北部の新潟市周辺は、地下水の汲み上げに伴う地盤沈下地帯として有名[例えば、環境省(2012)]なため、地下水の汲み上げが本格化する前で、顕著な地震も発生していない期間の上下変動として、1897-1898年と1930-1939年に実施された水準測量データより各水準点の変動速度を算出した。Fig. 3(a)の白四角は、福島県郡山市の水準点J2114を基準とした上下速度をN105°E方向に投影したものである。郡山を基準とすると越後平野でお椀型の分布の沈降が見られ、その相対的な沈降速度は平野の両縁の水準点に対し、最大で5mm/年程度である。また、越後山地では緩やかに隆起する傾向が見られる。

2.3 地殻変動の特徴に関する考察と議論

Sagiya *et al.* (2000)によって提唱された「新潟-神戸ひずみ集中帯」は、全体的には100km程度の幅を持つとされたが、GPS稠密観測等の結果、一部ではより狭い領域に変形が集中していることが明らかになっている。例えば、糸魚川-静岡構造線断層帯北部の長野県大町市付近(松本盆地東縁断層)では、幅30km程度の領域で10mm/年の変形が集中している[Sagiya *et al.* (2004)]。2.1節で示したGPSと三角測量の結果より、新潟県北部では、西北西-東南東方向の短縮変形は、越後平野に対応する幅25km程度の領域に集中し、この領域で5mm/年以上の短縮(0.2ppm/年に相当)を賄っていることが明らかになった。このひずみ集中域の西縁は、佐渡と越後平野の間の海域にGPS観測点がないためはっきりしない。Fig. 3からわかるようにこの海域全体(横軸-60kmから-15km程度)での短縮変形は、2-4mm/年程度であり、越後平野と同等のひずみ速度が西側に続くとする

Fig. 4. Strain distribution for ~90 years [GSI (1997)]. Strain is calculated from coordinates of triangulation control points based on triangulation measurement in 1899-1910 and trilateration measurement in 1988-1991. A green line is a leveling route. Other symbols are the same as those in Figs. 1 and 2.

と15km程度幅が広がることになる。よって、新潟県北部におけるひずみ集中域は、25~40km程度の幅で、5~9mm/年の短縮変形を賄っているといえる。

越後平野における短縮ひずみ速度が、複数の期間のGPS観測(Fig. 2)と測地測量(Fig. 4)の結果において、0.1~0.2ppm/年程度と概ね一定であることは注目に値する。その一方で、ひずみ集中域より東側(Fig. 3の距離60km以上)では、数年の時間スケールにおいても地殻変動に顕著な時間変化が見られており、対照的である。越後平野周辺では、地震波速度構造[Nakajima and Hasegawa (2007)]より上部地殻が低速度であることがわかっており、弾性定数は周囲より小さく、その分変形しやすいと考えられる。しかし、Figs. 2-4で見たような顕著なひずみ集中の成因として、弾性定数の不均質が主因とは考えにくい。なぜなら、ひずみ集中の原因が遠方の力源(例えば、太平洋プレートの相互作用)による弾性変形ならば、ひずみ集中域と太平洋側の変形速度は比例するはずであるのに、観測事実は明瞭にそれを否定する。よってひずみ集中の主要な成因は、ひずみ速度が応力変化速度ではなく応力値そのものに関係するような粘性あるいは塑性変形であることが考えられる。

測地学的観測による数年から数十年の時間スケールでは、越後平野内部に集中している短縮変形であるが、地質学的時間スケールでの変形を表す活断層や褶曲構造は、平野の辺縁部に位置し、平野の中央部にはほとんど見られず[小林(1996)]、岡村(2002)による地質学的ひずみ集中域も越後平野の東西縁付近が示されており、平野中央部は認定されていない。よって、越後平野周辺の測地学的ひずみ集中域と地質学的ひずみ集中域の位置は、隣接はしているが、同じではない。その一方で、越後平野周辺の地質構造は北北東-南南西方向に並んでおり、新潟方向と呼ばれるほど顕著な特徴である。このような方向の地質構造の形成には、それに直交方向の応力場に支配されていると考えられ、測地学的ひずみの短縮方向と一致する。よって、地質学的ひずみ集中域と測地学的ひずみ集中域は、一連の変形過程を観測する中で時間スケールの違いによってその位置が異なっていると解釈すべきであろう。

上下変動は、以前から指摘[例えば、村上・小沢(2004)]されているようにGPSと水準測量データにより越後平野における沈降が確認された。沈降の原因としては、テクトニックな変形に加えて、地下水汲み上げによる地盤沈下や堆積層の圧密なども考えられる。圧密による沈下としては、越後平野におけるボーリングによって計測された沖積層中の泥層の密度、含水率の考察から、中西・他(2010)は、最大で1.3mm/年の沈下が生じうるとを

示している。また、地下水の汲み上げによる地盤沈下は、局所的に年間10cm以上にも及ぶことがあり、GPS観測による10mm/年以上の沈降は地盤地下の影響を受けている可能性が高い[村上・小沢(2004)]。しかし、地下水の汲み上げが活発化する以前の水準測量データからも沈降が捉えられていることに加え、沖積層や第四系などの堆積層の堆積速度より越後平野では過去数百万年にわたって2~4mm/年の沈降が続いていたと考えられていること[小林(2007)]から、越後平野が周囲に比べて大きく沈降しているという傾向は、GPS観測、水準測量、地質学的研究の全てに共通する。長期間に渡る変動はテクトニックな要因以外考えにくく、次章では沈降も含めた地殻変動のモデル化を試みる。

§3. ひずみ集中帯のモデリング

3.1 深部滑りモデル

前章では、越後平野で短縮変形の集中と沈降という特徴的な地殻変動が見られることを述べ、短縮変形の主要原因がこの地域で進行している塑性変形である可能性を指摘した。本章ではこの塑性変形を、地震発生層より深部における局所的な剪断帯での変形[Lio and Kobayashi (2002)]と仮定してモデル化を試みる。局所的な剪断帯での変形は、断層滑り(ディスロケーション)によって近似できるので、断層の浅部では通常固着しており、深部において非地震性の定常滑りが進行しているモデル[例えば、Sagiya *et al.* (2002)]を仮定した。断層の幾何形状は、地表での活断層[地震調査研究推進本部(2002, 2004)]や活構造[小林(1996)]と深部形状を後述する2つの仮説を参考に仮定した。断層の滑り速度は地殻変動データを説明するように試行錯誤して決定した。越後平野においては、測地学的ひずみの最大圧縮軸方向(西北西-東南東)に特徴的な地殻変動分布が認められ、それに直交する方向にはほぼ一様であることから、Fig. 3の投影方向と同じN105°E方向と深さ方向のみを考慮した二次元的なモデルを仮定した。地下の滑りに伴う地表地殻変動の計算には、新潟県中越沖地震の海域の震源決定に用いられた構造[Shinohara *et al.* (2008)]を参考にTable 1に示すような深さ方向のみに依存する弾性定数を持つ半無限成層構造媒質を仮定して、PSGRN/PSCMPプログラム[Wang *et al.* (2006)]を用いた。なお、PSGRN/PSCMPでは重力を考慮した弾性・粘弾性変形が計算できる。また、モデルによって説明すべき地殻変動は、Fig. 3の横軸の距離が概ね±50kmの範囲、すなわち越後平野とその周辺部のみを対象とした。

断層の深部形状として、一番目のモデルは、東北日本の地質学的研究や地下の構造探査により提案されている

Table 1. Elastic modulus of the layered medium for calculating the surface displacement.

Depth (km)	Rigidity (GPa)	Poisson's ratio	P-wave velocity (km/s)	S-wave velocity (km/s)	Density (kg/m ³)
0-3.25	2.06	0.37	2.355	1.071	1800
3.25-6.0	6.95	0.37	3.745	1.702	2400
6.00-7.40	13.30	0.37	4.976	2.262	2600
7.40-19.41	34.67	0.25	6.199	3.583	2700
19.41-34.42	42.85	0.25	6.650	3.844	2900
34.42-	70.44	0.25	8.000	4.620	3300

Fig. 5. Geometry of kinematic models to explain the deformation of the Echigo Plain across the NKTZ. Solid and broken lines respectively represent faults sliding stably and those slipping intermittently. Abbreviations of geography and active faults are the same as in Fig. 1. (a) Models 1A and 1B. The substratum is elastic and viscoelastic medium for Models 1A and 1B, respectively. (b) Models 2A and 2B. The substratum is elastic and viscoelastic medium for Models 2A and 2B, respectively.

浅部では高角、深部で低角という断層形状 [Sato *et al.* (2002)] を単純化したものである (以下, モデル 1A, 1B)。このモデルでは, 西側の無限遠方から続く水平なデタッチメント断層が分岐し, 長岡平野西縁断層帯と月岡断層帯に繋がった (Fig. 5 (a))。これらの断層では準静的な逆断層滑りが生じており, 分岐より西側での滑り速度は 10mm/年, 分岐して長岡平野西縁断層帯に繋がる断層の滑り速度は地質学的な上下変位速度 [地震調査研究

推進本部 (2002), 中西・他 (2010)] を考慮して 3mm/年とした。モデル 1A とモデル 1B の差は, 上部マントルに相当する深さ 34.42km より深部の層を弾性体 (モデル 1A) として扱うか, 粘弾性体 (モデル 1B) として扱うかの差である。粘弾性体とした場合は, Fig. 5 (a) の破線で示された断層浅部でその深部における準静的滑りの積算と同じ量の急激な逆断層滑り (地震) が 200 年毎に発生するとした。よって, 長岡平野西縁断層帯と月岡

断層帯では、200年間隔で同時に発生する地震によって、それぞれ0.6mと1.4mの滑りが生じることになる。最下層はMaxwell粘弾性体とし、粘性率は東北日本のマントルの粘性率として使われている値[Thatcher *et al.* (1980), Suito *et al.* (2002)]を参考に 10^{19} Pa・sとした。

断層の深部形状に関して2番目に仮定したモデルは、断層の形状が浅部から深部までそれほど変化せずに地殻を貫くモデル[Iio and Kobayashi (2002)]である(以下、モデル2A, 2B)。このモデルでは、越後平野の西縁から西に傾斜する逆断層と平野東縁から東に傾斜する逆断層が地殻を断ち切って地下深部まで続き、深さ10km以深では定常滑りが生じているとする(Fig. 5 (b))。モデル2Aと2Bの違いは、モデル1Aと1Bの違いと同様で、2Bの方では、最下層を粘弾性体として扱い、10km以浅で、200年間隔に長岡平野西縁断層帯で2m、平野東縁で1mの滑りの地震が生じると考える。なお、ここで仮定した平野東縁の断層の傾斜は月岡断層帯の傾斜方向とは反対になっている。

弾性媒質のモデル(モデル1Aと2A)では、断層浅部が固着している地震間において地殻変動は時間変化しない。しかし、粘弾性媒質のモデル(モデル1Bと2B)による地殻変動は、進行中の深部滑りだけでなく浅部における過去の滑りの履歴に依存する。深部定常滑りに伴う地殻変動については、過去から定常的に続いてきた深部滑りにより粘性緩和の影響を含めて地表地殻変動が定常状態に至った変位速度を計算した。なお、定常状態の変位速度は、Fukahata and Matsu'ura (2006)に従い、1年分の滑りを与えて完全に緩和した後の粘弾性変位で代用した。200年毎に繰り返す断層浅部の地震に伴う粘弾性変形は、地震後に遷移的な変動(余効変動)が生じるため、もっとも最近発生した地震からの経過時間に依存した変動となる。この遷移的な変動については、最新の2回の地震のみを考慮し、過去400年以内の地震の余効変動を計算した。400年は粘弾性媒質自体の緩和時間(約4.5年)より十分長く、それ以前の地震は無視しても計算結果に大きく影響しない。

3.2 計算結果と議論

モデルによる計算値と観測値を比較すると、越後平野周辺の水平変動(Fig. 6 (b)とFig. 7 (b))においては、いずれのモデルにおいてもばらつきと同程度の範囲で観測値を説明できるが、上下変動(Fig. 6 (a)とFig. 7 (a))についてはモデル間で大きな差が出るのがわかった。Fig. 6とFig. 7では、弾性体を用いたモデル(モデル1Aと2A)については計算変位速度を実線で表示し、粘弾性体を用いたモデル(モデル1Bと2B)については、最後の地震発生から10年、50年、90年、190年を

経過した変位速度を点線もしくは破線で示した。粘弾性体モデルでは、どちらの断層深部形状でも地震直後は短縮速度が大きく、その後徐々に小さくなる。地震後50年と190年の変位速度の差は2mm/年以下であり、地震後数十年を除けば、変位速度はほぼ一定とみなすことができる。弾性体モデルの変位速度は、200年という地震の繰り返し間隔のほぼ中間にあたる地震後90年の粘弾性体モデルの変位速度とほぼ等しい。上下変動については、モデル1A, 1Bでは、深部定常滑りの東端付近において隆起が計算される。粘弾性体(モデル1B)では変動速度が時間変化し、地震直後は隆起速度が小さく時間が経過するにつれて隆起速度が増加する。一方、モデル2A, 2Bにおいては、越後平野での相対的な沈降と周辺部での隆起が計算される。弾性体のモデル(モデル2A)では、周辺部の広範な隆起が際立っており、相対的な沈降と述べた越後平野での絶対変動速度はほぼ0である。粘弾性体のモデル(モデル2B)においては、顕著な隆起は越後平野の外縁部に限られるとともに、地震後10年では越後平野で最大3mm/年の沈降が計算され、その後徐々に沈降速度は小さくなるが、地震後100年でも1mm/年以上の沈降域が認められる。以上の結果から、越後平野での水平短縮の集中と沈降を説明するためにはモデル2Bが最も良い。

なぜ、モデル2Bだけが越後平野で沈降するのか考察してみる。一般に半無限弾性体中の逆断層滑りによる地表変形は、沈降域に対し隆起域が卓越する。断層の傾斜角により下盤側と上盤側の一部に沈降域が生じるが、沈降量は隆起量に比べて小さく、隆起と同程度の沈降を作り出すことは不可能である。よって、モデル1A, 2Aに限らず弾性体媒質のディスロケーションモデルを用いる限り、越後平野の短縮変形集中と沈降を同時に説明することは難しい。一方、重力を考慮した粘弾性変形では、特に浅部の逆断層滑りによる弾性応答として地表での隆起が卓越するが、その隆起分の荷重を粘弾性層が保持できず、粘性応答として空間波長の長い沈降が生じる。越後平野の外側が逆断層の上盤側になるような断層形状をとると、平野の外側では逆断層滑りの弾性応答により隆起し、平野内はわずかに沈降する。その後の粘性応答では、隆起域だけでなく周囲が広範囲に沈降するので、平野の沈降が顕著になるのである。越後平野における計算沈降速度は、越後平野で発生した最新の大地震が1833年三条地震であるとする、地震後180年を経過しているので1mm/年程度となる。この大きさは、GPS観測値に比べると過小である。しかし、モデル2Bの複数の地震サイクルを平均した長期間の沈降速度は2mm/年程度となり地質学的な沈降速度と整合的である。観測値

Fig. 6. Comparison between observed and predicted velocity across the NKTZ for Models 1A and 1B. The location of the profile is shown in Figs. 1 and 4. Circles and squares representing the observed velocities are the same as Fig. 3. Solid, broken, and dotted lines are velocities predicted by the models (See legend). Years in the legend are elapsed time since the last abrupt slip. (a) Vertical velocities. (b) Horizontal (N105°E) velocities.

Fig. 7. Comparison between observed and predicted velocity across the NKTZ for Models 2A and 2B. Symbols are the same as in Fig. 6. (a) Vertical velocities. (b) Horizontal (N105°E) velocities.

と計算値の定量的な比較のためには、2.3節で述べたようなテクトニック以外の要因による沈降も考慮することが必要であり、今後の課題としたい。

本稿でのモデルにおける問題点として、深部滑りの深

さが浅すぎるという点が挙げられる。研究対象領域の南方で発生した2004年新潟県中越地震や2007年新潟県中越沖地震の余震分布 [Kato *et al.* (2009)] から、地震発生層の下端の深さは、15km程度と考えられる。よって、

非地震性の定常滑りは深さ 15 km 以深で起こっていると考えるのが普通であるが、越後平野のひずみ集中帯の幅は、深さ 10 km より浅部まで定常的な深部滑りが進行していないと再現できない。本研究では深部滑りによる地表地殻変動の計算において、通常用いられる半無限均質媒質ではなく半無限成層構造媒質を用いた。表層に弾性定数が小さい層があると、地下の滑りに伴う地表での変形が、均質媒質を仮定した場合に比べて大きく、局所化するので、その分深部に滑りを置くことが可能となる [Savage (1998)]。実際、半無限均質弾性体で本稿のモデルと同じ計算値を再現しようとする、さらに約 2 km 断層を浅くしなければならない。2 番目の問題点は、粘弾性モデルで用いた 200 年という地震の繰り返し周期が十分検証できていないことである。200 年は、長岡平野西縁断層帯や月岡断層帯の長期評価における過去の地震の再来周期 [地震調査研究推進本部 (2002, 2004)] と比べると明らかに短い。ただ、新潟-神戸ひずみ集中帯では、新潟県中越地震とその余震群のように、活断層上で明瞭な地表変位を伴わず、大小の複雑な断層が破壊する地震 [丸山・他 (2006), 飯尾・他 (2006)] が発生しており、地震調査研究推進本部の長期評価では十分想定されていない地震が発生した可能性はある。震源断層が必ずしも明らかになっていない 1670 年西蒲原地震 ($M6.3/4$) [河内・大木 (1996)], 1833 年三条地震 ($M6.9$) はそのような地震であるかもしれない。

地震発生層の深さと深部滑りモデルの滑りの深さの矛盾は、地表付近での非弾性変形を考慮することによって解決できるかもしれない。2007 年新潟県中越沖地震の発生時には、越後平野の南にある西山丘陵において、活褶曲の急激な成長を示す地殻変動が観測され、深さ 1.3 km 以浅における非地震性断層滑りが推定されている [Nishimura *et al.* (2008)]。さらに、その褶曲は、地震発生以前から 40 年に渡って、2-4 mm/年で成長を続けていたという報告もある [西村・他 (2010)]。越後平野で浅部における非弾性変形が生じているという報告はないが、そのような変形が生じていれば、幅の狭いひずみ集中帯を説明できる可能性がある。浅部における非弾性変形を捉えるためには、GEONET の GPS 観測点の配点密度は不十分であり、より稠密な観測網が必要である。著者らはこの地域の詳細地殻変動を解明するため、2010 年夏から GEONET 点を補間するような GPS 観測点を新設し、繰り返し観測を開始した。しかし、東北地方太平洋沖地震の発生により、当初想定していた短縮変形が集中する地殻変動分布を得ることは今後しばらく難しいと考えられる。

本稿で提示したモデルは、断層深部の幾何形状を単純

化した概念的なモデルであり、実際の活断層や地質構造の詳細は十分反映されていない。モデルから期待される地殻変動は、断層形状の急激な屈曲や滑りの空間分布にも敏感であり、テクトニックな変動以外も考慮して観測された地殻変動を説明するようにモデルを改良していくことが重要である。最近、越後平野においては地震学的地下構造探査が精力的に行われており [佐藤・他, (2010)], 地質構造と地殻変動の両者を説明する詳細なモデルを構築していく必要がある。

§4. 結 論

東北地方太平洋沖地震発生以前の GPS 観測データ、水準測量データ、三角・三辺測量データを整理し、新潟-神戸ひずみ集中帯に位置する新潟県及びその周辺での詳細地殻変動の解析を行った。解析結果の考察より、以下の結論が導かれる。

- GPS 観測による新潟県北部の地殻変動は、西北西-東南東方向の短縮を示しており、内陸での大地震が発生した時期を除いて幅 25 km で 5 mm 以上の変形を賄うひずみ集中域が北北東-南南西方向にのびていることがわかった。このひずみ集中域は、ほぼ越後平野に対応し、三角・三辺測量による約 90 年間のひずみ集中域とも一致する。
- 越後平野の GPS 観測点は顕著に沈降しているが、越後山地の観測点ではわずかな隆起が観測されている。越後平野の沈降は沈降速度にばらつきはあるが、水準測量や地質学的研究による沈降と調和的であり、テクトニックな変動であると考えられる。
- ひずみ集中域における変形速度は、地震時を除いて 10 年以上に及ぶ GPS 観測期間中はほぼ一定であり、三角・三辺測量によるひずみ速度とも有意な差はない。この観測事実は、ひずみ集中域より東側の太平洋プレートの沈み込みの影響を強く受ける領域の変形速度が GPS 観測期間において顕著な時間変化を示していることと対照的であり、短縮変形の集中を生じさせているメカニズムを考える上で重要である。
- ひずみ集中域の地殻変動を深部滑りによりモデル化すると、越後平野の両縁に平野を下盤側として地殻を貫く逆断層が 10 km 以深で非地震性滑りしていることにより、越後平野に集中する短縮変形と沈降を説明できる。沈降を説明するためには、断層の幾何形状に加えて、上部マントルでの粘性緩和と重力の効果を考慮することが必要である。

謝 辞

大園真子氏と匿名の査読者、編集担当委員の太田雄策

氏からは、本稿の改訂に非常に有益なコメントを頂きました。

文 献

- Altamimi, Z., X. Collilieux, J. Legrand, B. Garayt, and C. Boucher, 2005, ITRF2005: A new release of the International Terrestrial Reference Frame based on time series of station positions and Earth Orientation Parameters, *J. Geophys. Res.*, **112**, B09401, doi:10.1029/2007JB004949.
- Fukahata, Y. and M. Matsu'ura, 2006, Quasi-static internal deformation due to a dislocation source in a multilayered elastic/viscoelastic half-space and an equivalence theorem, *Geophys. J. Int.*, **166**, 418-434.
- 飯川健勝, 1991, 本州中央部の測地学的変動の研究, 地研専報, **39**, 74pp.
- Iio, Y. and Y. Kobayashi, 2002, Is the plastic flow uniformly distributed below the seismogenic region?, *Earth Planets Space*, **54**, 1085-1090.
- 飯尾能久・松本 聡・松島 健・植平賢司・片尾 浩・大見士郎・澁谷拓郎・竹内文朗・西上欽也・Bogdan Enescu・廣瀬一聖・加納靖之・儘田 豊・宮沢理稔・辰巳賢一・和田博夫・河野裕希・是永将宏・上野友岳・行竹洋平, 2006, 2004年新潟県中越地震の発生過程—オンライン合同余震観測結果から—, 地震2, **58**, 463-475.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2002, 月岡断層帯の長期評価について, <http://www.jishin.go.jp/main/chousa/02sep_tsukioka/index.htm>, (参照 2012-1-1).
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2004, 長岡平野西縁断層帯の長期評価について, <http://www.jishin.go.jp/main/chousa/04oct_nagaoka/index.htm>, (参照 2012-1-1).
- 環境省, 2012, 新潟平野の地盤沈下情報, <http://www.env.go.jp/water/jiban/dir_h22/15niigata/niigata/index.html>, (参照 2012-3-15).
- Kato, A., E. Kurashimo, T. Igarashi, S. Sakai, T. Iidaka, M. Shinohara, T. Kanazawa, T. Yamada, N. Hirata, and T. Iwasaki, 2009, Reactivation of ancient rift systems triggers devastating intraplate earthquakes, *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L05301, doi:10.1029/2008GL036450.
- 河内一男・大木靖衛, 1996, 1670年西蒲原地震 ($M_6 3/4$) の震央の再検討, 地震2, **49**, 337-346.
- 国土地理院, 1997, 日本の地殻水平歪, 国土地理院技術資料 F1-10.
- 小林巖雄, 1996, 越後平野地下の第四系, 第四紀研究, **35**, 191-205.
- 小林巖雄, 2007, 越後平野の地質について—最近の話題—, 新潟応用地質研究会誌, **69**, 11-24.
- 丸山 正・伏島祐一郎・黒澤英樹, 2006, 平成16年(2004年)新潟県中越地震に伴い地表に表れた地震断層と既存地質構造との関係, 地震2, **58**, 457-461.
- 村上 亮・小沢慎三郎, 2004, GPS連続観測による日本列島上下地殻変動とその意義, 地震2, **57**, 209-231.
- 中川弘之・豊福隆史・小谷京湖・宮原沙折羅・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・菅原安広, 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, **118**, 1-8.
- Nakajima J. and A. Hasegawa, 2007, Deep crustal structure along the Niigata-Kobe Tectonic Zone, Japan : Its origin and segmentation, *Earth Planets Space*, **59**, e5-e8.
- 中村一明, 1983, 日本海東縁新生海溝の可能性, 地震研究所彙報, **58**, 711-722.
- 中西利典・宮地良典・田辺 晋・ト部厚志・安井 賢・若林 徹, 2010, ボーリングコア解析による新潟平野西縁, 角田・弥彦断層の完新世における活動度, 活断層研究, **32**, 9-25.
- 西村卓也, 2010, 測地観測によって明らかになった新潟県中越沖地震に伴う地殻変動と地震に同期した活褶曲の成長, 活断層研究, **32**, 41-48.
- Nishimura, T., T. Hirasawa, S. Miyazaki, T. Sagiya, T. Tada, S. Miura, and K. Tanaka, 2004, Temporal change of interplate coupling in northeastern Japan during 1995-2002 estimated from continuous GPS observations, *Geophys. J. Int.*, **157**, 901-916.
- Nishimura, T., M. Tobita, H. Yari, T. Amagai, M. Fujiwara, H. Une, and M. Koarai, 2008, Episodic growth of fault-related fold in northern Japan observed by SAR interferometry, *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L13301, doi:10.1029/2008GL034337.
- 大竹政和, 2002, 大竹政和・平 朝彦・太田陽子(編)「日本海東縁の活断層と地震テクトニクス」, 東京大学出版会, 175-185.
- Ohzono, M., T. Sagiya, K. hirahara, M. Hashimoto, A. Takeuchi, Y. Hosoi, Y. Wada, F. Ohya, and R. Doke, 2011, Strain accumulation process around the Aotsugawa fault system in the Niigata-Kobe Tectonic Zone, central Japan, *Geophys. J. Int.*, **184**, 977-990, doi: 10.1111/j.1365-246X.2010.04876.x.
- 岡村行信, 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」, 東京大学出版会, 111-121.
- Sagiya, T., S. Miyazaki, and T. Tada, 2000, Continuous GPS Array and Present-day Crustal Deformation of Japan, *Pure Appl. Geophys.*, **157**, 2303-2322.
- Sagiya, T., T. Nishimura, Y. Iio, and T. Tada, 2002, Crustal deformation around the northern and central Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line, *Earth Planets Space*, **54**, 1059-1063.
- Sagiya, T., T. Nishimura, and Y. Iio, 2004, Heterogeneous crustal deformation along the Central-Northern Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line Fault System, central Japan, *Earth Planets Space*, **56**, 1247-1252.
- Sato, H., N. Hirata, and T. Iwasaki, 2002, Deep geometry of active faults in Northern Honshu, Japan, in "Seismotectonics in Convergent Plate Boundary", ed. by Y. Fujinawa and A. Yoshida, Terra Scientific Pub.,

- Tokyo, 201-208.
- 佐藤比呂志・岩崎隆哉・飯高 隆・加藤愛太郎・蔵下英司・加藤直子・今泉俊文・吉田武義・石山達也・小平秀一・伊藤谷生・立石雅昭・栗田裕司・豊島剛志・小林健太・石川正弘・工藤 健・原山 智・越谷 信・山路 敦・山田泰広・芝崎文一郎, 2010, 反射法・屈折方による地殻構造調査, 文部科学省・防災科学技術研究所「ひずみ集中帯の重点的調査観測・研究プロジェクト平成 21 年度成果報告書」, 177-235.
- Savage, J.C., 1998, Displacement field for an edge dislocation in a layered half-space, *J. Geophys. Res.*, **103**, 2439-2446, doi:10.1029/97JB02562.
- Shen, Z., D.D. Jackson, and B.X. Ge, 1996, Crustal deformation across and beyond the Los Angeles Basin from geodetic measurements, *J. Geophys. Res.*, **101**, 29577-27980.
- Shinohara, M., T. Kanazawa, T. Yamada, K. Nakahigashi, S. Sakai, R. Hino, Y. Murai, A. Yamazaki, K. Obana, Y. Ito, K. Iwakiri, R. Miura, Y. Machida, K. Mochizuki, K. Uehira, M. Tahara, A. Kuwano, S. Amaniya, S. Kodaira, T. Takanami, Y. Kaneda, and T. Iwasaki, 2008, Precise aftershock distribution of the 2007 Chuetsu-oki Earthquake obtained by using an ocean bottom seismometer network, *Earth Planets Space*, **60**, 1121-1126.
- Suito, H., M. Iizuka, and K. Hirahara, 2002, 3-D Viscoelastic FEM Modeling of Crustal Deformation in Northeast Japan, *Pure Appl. Geophys.*, **159**, 2239-2259.
- Suito, H., T. Nishimura, M. Tobita, T. Imakiire, and S. Ozawa, 2011, Interplate fault slip along the Japan Trench before the occurrence of the 2011 off Tohoku earthquake as inferred from GPS data, *Earth Planets Space*, **63**, 615-619.
- Thatcher, W., T. Matsuda, T. Kato, and J.B. Rundle, 1980, Lithospheric loading by the 1896 Riku-u earthquake, northern Japan: Implication for the plate flexure and asthenospheric rheology, *J. Geophys. Res.*, **85**, 6429-6435.
- Wang, R., F.L. Martin, and F. Roth, 2006, PSGRN/PSCMP - a new code for calculating co- and post-seismic deformation, geoid and gravity changes based on the viscoelastic-gravitational dislocation theory, *Computers & Geosciences*, **32**, 527-541.