



Title	GPS 観測に基づく北海道地方の2011 年東北地方太平洋沖地震 ( Mw 9.0 ) に伴うひずみの時空間変化
Author(s)	大園, 真子
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 76, 97-110
Issue Date	2013-03-19
DOI	10.14943/gbhu.76.97
Doc URL	<a href="http://hdl.handle.net/2115/52304">http://hdl.handle.net/2115/52304</a>
Type	bulletin (article)
File Information	76-P97-110.pdf



[Instructions for use](#)

## GPS 観測に基づく北海道地方の 2011 年東北地方太平洋沖地震 (Mw9.0) に伴うひずみの時空間変化

大園 真子

北海道大学大学院理学研究院附属地震火山研究観測センター

(2013 年 1 月 15 日受理)

### Spatiotemporal strain distribution based on GPS network in Hokkaido induced by the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake (Mw9.0)

Mako OHZONO

Institute of Seismology and Volcanology, Graduate school of Science,

Hokkaido University

(Received January 15, 2013)

Wide and large coseismic displacement field around Tohoku region, northeastern Japan, are induced by the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake. Because their effect is confirmable not only in Tohoku region, but also Hokkaido, I focus on the coseismic and postseismic strain field in Hokkaido using nationwide GPS network. A remarkable coseismic deformation is observed around southwestern Hokkaido, and the coseismic strain distribution shows also large extension with NNW-SSE direction ( $\sim 0.6\text{ppm}$ ). Published fault models basically explain this coseismic deformation pattern. The displacement field during one year after the earthquake shows significant effect of postseismic deformation especially in the western part of Hokkaido. Along the Pacific coast, which parallels to Kuril trench, two different patterns appear relative to the interseismic period; smaller displacement in the eastern part (Erimo to Kushiro), and approximately same displacement in the western part (Kushiro to Nemuro). The shortening strain toward plate convergence direction is large in both interseismic and postseismic periods at the eastern part. It suggests that the interplate coupling around eastern Hokkaido has still continued. The relationship between postseismic strain field and shallow seismicity after the 2011 earthquake does not appear clearly at present.

### I. 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 (Mw9.0) に伴い、東北地方を中心に広範囲で地震時地殻変動が観測された。国土地理院が全国に展開する GNSS 観測網 (GEONET) によると、震源に近い地域では水平変位が 5.3 m, 上下変位が 1.2 m (沈降) にもおよんだ (Ozawa

et al., 2011).

震源からの距離が離れるため東北地方の変位量よりは小さくなるが、北海道地方でも地震時変位が記録されている。東北沖での西傾斜の逆断層運動に伴い、震源に近い北海道南部では南東方向への変位が、また、断層の北東に位置する北海道東部では北西方向への水平変位が見られる。本研究では、これらの地震時および地震後の北海道地方の地殻変動場をひずみ分布で示し、その時空間変化に着目する。その目的は以下の2つである。

(1) 地震時の北海道地方への影響を定量的に推定するため

東北地方より変位は小さいが北海道でも地震時および地震後の地殻変動が生じている。多くの論文では東北地方のみに注目しているため、本研究ではあまり議論されていない北海道の地殻変動場について調べる。

(2) 本震前後での地殻変動場の違いを把握するため

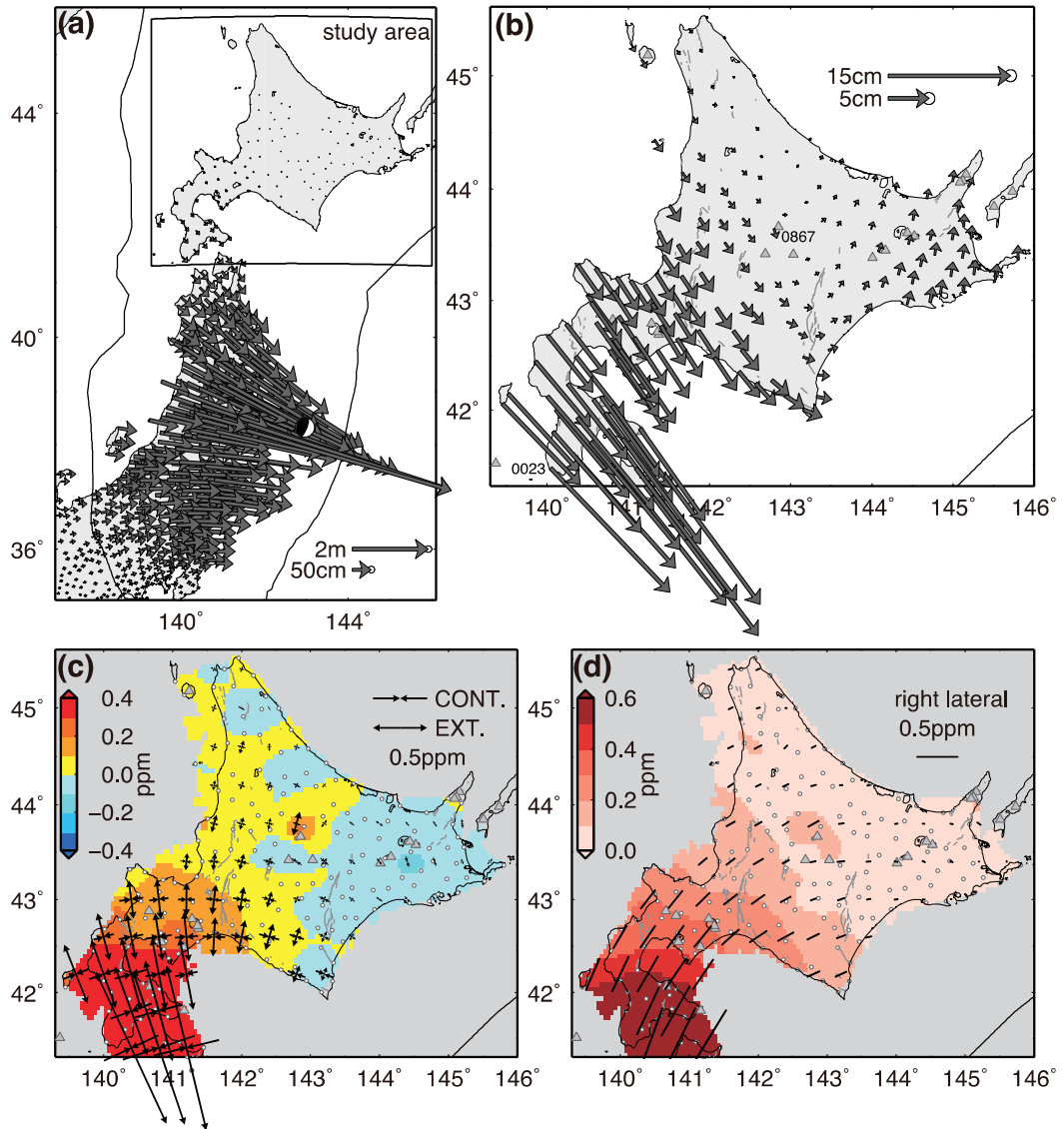
地震後の地殻変動はほとんどが余効変動に支配されていると予想されるが、地震前と比較することで、その影響を確かめる。また、本震後には、北海道の内陸で地震活動が活発化した場所があるため、その地域とひずみの時空間変化との対応関係がないか確認する。

## II. データおよびひずみ場の推定

地震時変位は, Ohzono et al. (2012) の解析で得られた地震時変位データを使用する。このデータは、GEONET や東北大学などの連続観測網で観測された 2011 年東北地方太平洋沖地震の前日 (GPS time: 2011 年 3 月 10 日 0:00 - 24:00; 日本時間: 2011 年 3 月 10 日 9:00 - 3 月 11 日 9:00) と、地震後約 18 時間 (GPS time: 2011 年 3 月 11 日 5:47 - 24:00; 日本時間: 2011 年 3 月 11 日 14:47 - 3 月 12 日 9:00) の日座標値の差から変位を算出している。Fig. 1(a) および (b) に GEONET1093 (鹿児島県大根占, 130.8671°E, 31.2427°N) に対する地震時の水平変位場を示す。

地震時のひずみ場は、上述した変位データを元に Shen et al. (1996) の手法に基づき、Sagiya et al. (2000) で使用されたプログラムを用いて計算する。観測点における水平変位 ( $U_x^i, U_y^i$ ) ( $x, y$  は成分,  $i$  は観測点番号), 計算したいグリッドでの変位 ( $u_x, u_y$ ) と、直ひずみ ( $e_{xx}, e_{yy}$ ), 剪断ひずみ  $e_{xy}$ , 剛体回転  $\omega$  の関係を示す観測方程式は以下の通りである (Sagiya et al., 2000)。

$$\begin{pmatrix} U_x^i \\ U_y^i \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 1 & 0 & \Delta x_i & \Delta y_i & 0 & \Delta y_i \\ 0 & 1 & 0 & \Delta x_i & \Delta y_i & -\Delta x_i \end{pmatrix} \begin{pmatrix} u_x \\ u_y \\ e_{xx} \\ e_{xy} \\ e_{yy} \\ \omega \end{pmatrix} + \begin{pmatrix} \varepsilon_x^i \\ \varepsilon_y^i \end{pmatrix} \quad (1)$$



**Fig. 1.** Coseismic displacement and strain distribution. (a) Coseismic horizontal displacement field in northeastern Japan. Reference site is Onejime, south part of Kyushu (GEONET1093, 130.8671°E, 31.2427°N). Black lines are plate boundaries defined by Bird (2003). Error ellipsoids show  $1\sigma$  confidential level. (b) Coseismic horizontal displacement field of Hokkaido, which is enlarged figure of rectangular region in (a). Gray solid line shows traces of active faults (Nakata and Imaizumi, 2002). Gray triangles are location of the Quaternary active volcanoes. (c) Dilatation strain (color) and principal strain axis distribution at the coseismic period. Warm color and cool color show expansion and contraction, respectively. Small dots are location of GNSS observation sites. (d) Shear strain distribution (color) and their direction and scale of right lateral component at each grid (bar) at the coseismic period.

$(\Delta x_i, \Delta y_i)$  は、観測点と格子点との位置の差を示し、 $(\varepsilon_x^i, \varepsilon_y^i)$  は観測誤差およびモデル誤差の両方を含み、以下のように定義される。

$$\varepsilon_{x,y}^i = \sigma_{x,y}^i \exp(\Delta R_i^2 / 2D^2) \quad (2)$$

ここで、 $\Delta R_i = \sqrt{\Delta x_i^2 + \Delta y_i^2}$ 、 $\sigma_{x,y}^i$  は観測誤差を示す。  $D$  は距離減衰定数とよばれ、距離に関する重みを規定し、観測点分布などにより適宜与える。本研究では  $D = 25$  km とした。上記の各ひずみの成分から求める面積ひずみ  $e_d$ 、最大剪断ひずみ  $e_s$ 、主ひずみ  $e_p$  とその方向  $\theta$  は、以下で定義される。

$$\text{面積ひずみ } e_d : \quad e_d = e_{xx} + e_{yy} \quad (3-1)$$

$$\text{最大剪断ひずみ } e_s : \quad e_s = \sqrt{(e_{xx} - e_{yy})^2 + (e_{xy} + e_{yx})^2} \quad (3-2)$$

$$\begin{aligned} \text{主ひずみ } e_p : \quad e_p &= \frac{1}{2}(e_{xx} + e_{yy}) + \frac{1}{2}\sqrt{(e_{xx} - e_{yy})^2 + (e_{xy} + e_{yx})^2} \\ &= \frac{1}{2}(e_d \pm e_s) \end{aligned} \quad (3-3)$$

$$\text{主ひずみの方向 } \theta : \quad \tan 2\theta = (e_{xy} + e_{yx}) / (e_{xx} - e_{yy}) \quad (3-4)$$

地震時変位から算出した面積ひずみおよび主ひずみのベクトル、剪断ひずみの分布を Fig. 1 (c) および (d) にそれぞれ示す。

本研究では、地震前後の地殻変動場も把握するため、GEONET および国土地理院の連続観測点の最終日座標解（中川・他，2009）を使って地震が少なかった地震間（1998年11月 - 2001年10月）の速度場と地震後1年間の変位場、およびそれらの期間のひずみ場も推定した。地震間については、各点の日座標時系列に直線、年周・半年周トレンドを近似して、得られた直線の傾きを変位速度として扱い、地震時と同様の手法でひずみ速度場を推定した。なお、2000年3月に有珠山周辺で火山活動が発生し、それに伴う異常地殻変動が生じたため（例えば、岡崎・他，2002）、この地域の観測点は使用していない。地震後については、地震後5日間（2011年3月12日 - 16日）の日座標平均と1年後の5日間（2012年3月11日 - 15日）の日座標平均の差から変位を算出し、それからひずみ場を求めた。Fig. 2の左側（a, c, e）に地震間の速度場、面積ひずみおよび主ひずみ分布、剪断ひずみ分布を、同様に右側（b, d, f）に地震後1年間の速度場およびひずみ場を示す。

### III. 結 果

#### 1. 地震時のひずみ場

Fig. 1(a) の東北地方の変位場から続くように、北海道南部は震源方向に向かう南東向きの

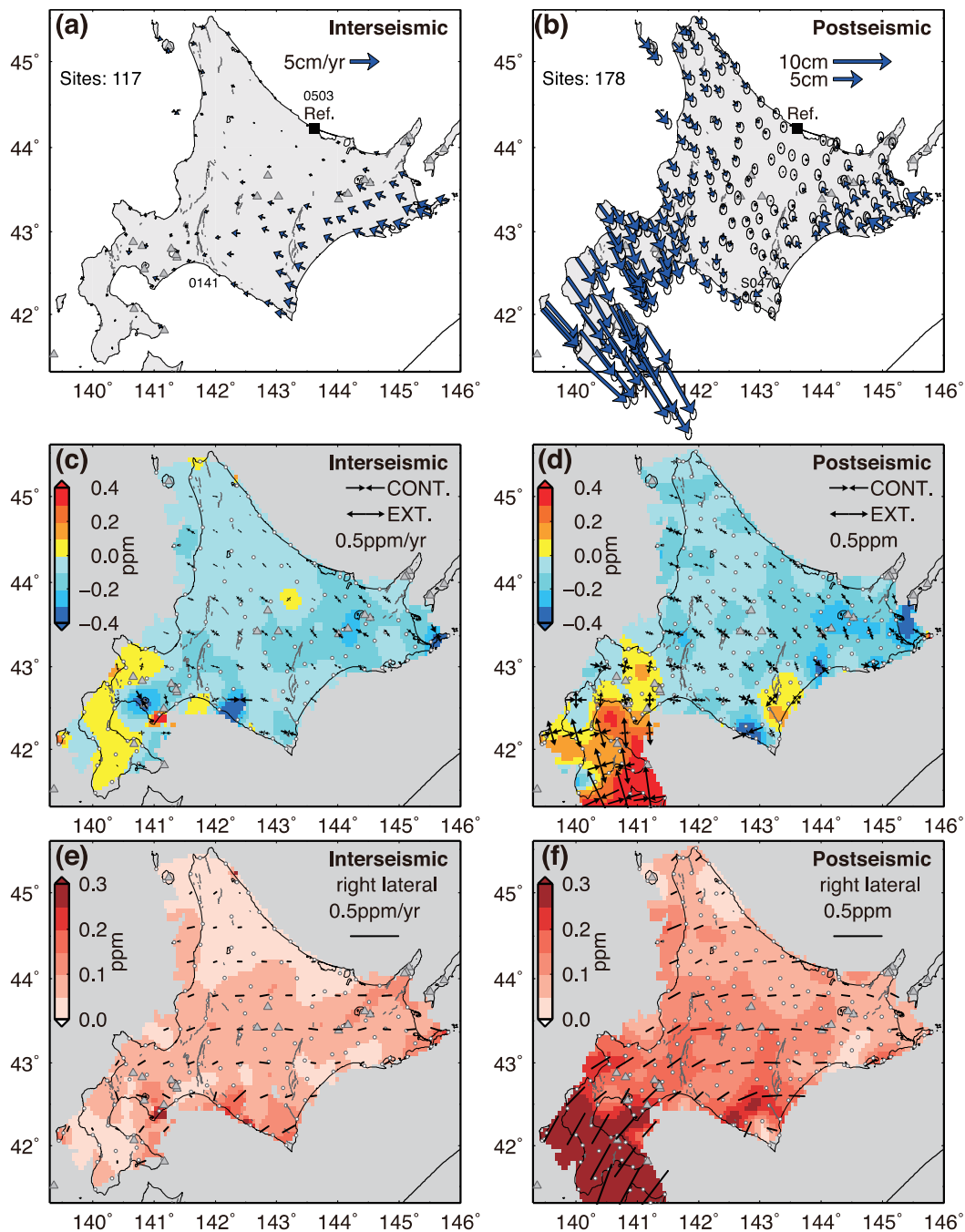
変位が見られる。Fig. 1 (b) に北海道地方の変位場を拡大して示すが、水平成分の最大変位は、GEONET0023 (松前) で観測された 21.1 cm である (東向きに 14.6 cm, 南向きに 15.2 cm)。北海道では西から東に向かうにつれて変位の向きが変化する。中部では変位が小さくなり、東部に向かうに連れて北東方向への変位となる。この変位パターンは、太平洋沖の逆断層運動に伴う地震時変位としてほぼ説明可能である。

変位場から推定したひずみ場を Fig. 1 (c) および (d) に示す。面積ひずみは、南西部の渡島半島周辺で 0.6 ppm ( $1 \text{ ppm} = 10^{-6}$ ) を超える膨張が見られるが、主ひずみ軸の分布と合わせると、この地域では北北西-南南東方向への大きな伸長があったことが分かる。剪断ひずみについても同様に、震源域に近い渡島半島周辺で大きなひずみ場が生じた。他の地域についても膨張 (伸長) や収縮 (短縮) が見られるが、0.1 ppm を下回る程度で小さく、有意な変化ではないと考えられる。中央部の火山 (大雪山) で周辺よりやや大きなひずみ場が見られるが、これは、Fig. 2 (b) でも見られるようにその火山のすぐ西にある GEONET0867 (東川) が局所的に南向きのやや大きな変位を示したために生じたものだと考えられる。

## 2. 地震前のひずみ場

2011 年東北地方太平洋沖地震発生前後で比較を行うため、地震前の地殻変動場についても触れておく。Fig. 2 の左側 (a, c, e) に地震前の水平変位速度場およびひずみ速度場を示す。地震間の北海道の変位速度場 (Fig. 2 (a)) は、千島海溝での太平洋プレートの沈み込みに伴うプレート間固着が支配的である。プレート収束方向である西北西方向に向かって、根室からえりもにかけての沿岸部で 19 - 29 mm/yr の速度をもつ。この運動は内陸に向かうに連れて徐々に小さくなる。また、稚内周辺の北部では、東部とは逆向きの小さな変位速度 ( $\sim 9 \text{ mm/yr}$ ) を示す。南西部の渡島半島周辺ではほとんど動きはない ( $\sim 2 \text{ mm/yr}$ )。

変位速度場から算出した面積ひずみおよび主ひずみの分布 (Fig. 2 (c)) は、南西部を除いて全体的に北西-南東方向の短縮場を示す。中でも東部内陸部では、東西方向にある程度の広がりを持って大きな短縮域が分布し、また、石狩低地東縁断層帯周辺でもやや大きい短縮域が確認できる (いずれも 0.2 - 0.3 ppm/yr)。根室半島では、より大きい局所的な短縮ひずみが生じている。一方で、小さい変形 (約 0.1 ppm/yr) ではあるが南西部は膨張を示す。有珠山周辺では 2000 年の噴火の影響を取り除くために周辺の観測点を使用していないが、収縮 (北西南東方向の短縮) 場が見られ、火山活動の影響を取り除ききれていない可能性がある。静内から苫小牧にかけての膨張・収縮のひずみパターンは、その間にある GEONET0141 (日高) が周辺よりも観測された変位速度が小さいために生じたものであると考えられる。剪断ひずみの分布 (Fig. 2 (e)) は、北海道中央部を東西に横切る範囲で周辺よりもややひずみ速度が大きい。また、Fig. 2 (c) で局所的に大きいひずみを示す場所では、同様に剪断ひずみも大きい傾向にある。



**Fig. 2.** Velocity, displacement and strain distribution during interseismic period (November 1998 – October 2001; left side) and postseismic period (March 2011 – March 2012; right side). (a) Horizontal velocity distribution during inter seismic period with respect to GEONET0503 (Yubetsu), as shown as Ref. (b) Horizontal displacement for one year after the 2011 earthquake. (c) Dilatation strain (color) and principal strain axis distribution in the interseismic period. (d) Dilatation strain (color) and principal strain axis distribution in the postseismic period. (e) Shear strain distribution (color) and their direction and scale of right lateral component at each grid (bar) in the interseismic period. (f) Shear strain distribution (color) and their direction and scale of right lateral component at each grid (bar) in the postseismic period.

### 3. 地震後のひずみ場

2011 年東北地方太平洋沖地震後 1 年間の変位場およびひずみ分布を Fig. 2 の右側 (b, d, f) にそれぞれ示す。地震後 1 年間の変位場 (Fig. 2(b)) から、余効変動に伴う地殻変動が顕著であることが分かる。地震時と同様に、北海道南西部は震源域に向かい、GEONET0023 (松前) では 1 年間で 8.6 cm の南南東方向への変位を示す。この値は地震時の変位の約 40% に相当する。北部も南東-南南東への変位が約 2.0 cm 生じている。このように南西部から北部にかけての北海道西部は、Fig. 2(a) に示す地震間の速度場と変位のパターンが大きく異なる。東部は北東-北北東への変位が見られ、地震間よりやや北向きの傾向が強いが、地震時変位の方向とは概ね一致する。東部の太平洋沿岸部では、釧路から根室にかけては、1 年間で約 2 cm の大きな変位が見られ、地震間と同程度の動きを示すが、釧路からえりもにかけては、地震間の時よりも変位が小さい。

Fig. 2(d) の面積ひずみおよび主ひずみの分布は、北海道南西部を除いてほぼ収縮を示し、地震間と同様の北西-南東方向に短縮軸を持つ。全体的に地震間のひずみ速度と同じかそれよりもやや大きいように見える。南西部は、余効変動に伴う北北西-南南東から北-南方向の伸長が大きい。えりも周辺での伸縮-膨張のパターンは国土地理院の連続観測点 S047 が周辺と異なって南西方向へ変位しているために生じたものであると考えられる。Fig. 2(f) に示す剪断ひずみは、全体的に地震間の時よりも 2 倍以上大きなひずみ分布を示す。また、南西部の渡島半島周辺は、他の図でも示されるように余効変動に伴うひずみが大きい。

## IV. 議 論

### 1. 地震時の地殻変動と断層モデルによる理論値との比較

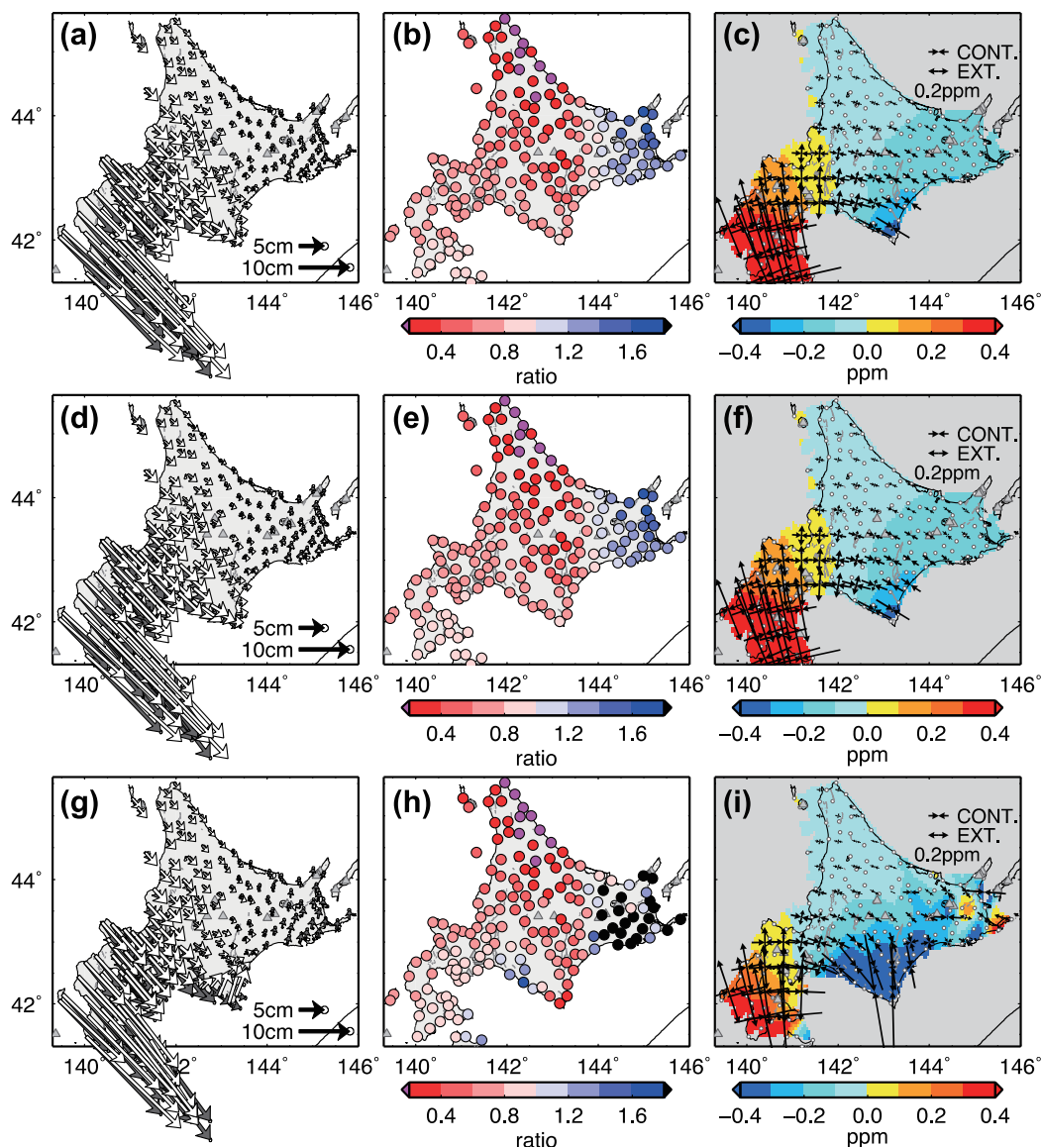
測地データを用いた 2011 年東北地方太平洋沖地震の震源断層モデルは、変位があった地域全体の地殻変動場を概ねよく説明している (例えば, Ozawa et al., 2011; Nishimura et al., 2011; Iinuma et al., 2013) もの、東北地方での変位が大きく、その部分が注目されるため、北海道について議論されているものはほとんどない。そこで、既存の断層モデルでどれほど北海道地方の地震時の地殻変動場が説明されるかについて注目する。

ここでは、Nishimura et al. (2011) と Iinuma et al. (2013) の震源断層モデルから推定された理論値と観測値との比較を行う。Nishimura et al. (2011) は半無限均質弾性媒質での矩形断層の運動によって地震時の変位を推定しており、2011 年東北地方太平洋沖地震の後に発生した大きな 2 つの余震 (岩手県沖 M7.4, 2011 年 3 月 11 日 06:08; 茨城県沖 M7.6, 2011 年 3 月 11 日 06:15, いずれも GPS time) についても個々に考慮している。Iinuma et al. (2012) は、海底地殻変動データも含めた東北地方の地殻変動場から、不均質すべりを仮定してモデル化を行っている。

Fig. 3 に各モデルから求めた理論値と観測値との比較を示す。Fig. 3(a) - (c), Fig. 3(d) - (f), Fig. 3(g) - (i) はそれぞれ Nishimura et al. (2011) の本震と余震の矩形断層 (5 枚), Nishimura et al. (2011) の本震のみの断層 (3 枚), Iinuma et al. (2012) による断層モデルとの観測値と



理論値の比較 (Fig. 3(a), (d), (g)), 変位の絶対値の比 (観測値 / 理論値) (Fig. 3(b), (e), (h)), 理論値が示す面積ひずみおよび主ひずみ分布 (Fig. 3(c), (f), (i)) を示す. いずれのモデルにしても, 観測値は概ね良く説明されていることが分かる. 震源域から離れる北部については, 理論



**Fig. 3.** (a) Comparison of observed coseismic displacements (gray) and theoretical displacements (white) estimated by Nishimura et al. (2011). This model includes two large aftershocks. (b) Ratio of norm of displacement (OBS/CAL). (c) Dilatational strain and principal strain distribution calculated from theoretical displacement field. (e), (f) and (g) same as (a), (b) and (c), respectively. But theoretical displacement is estimated only coseismic faults of Nishimura et al. (2011). (g), (h) and (i) as same as (a), (b) and (c), respectively. But theoretical displacement is estimated from Iinuma et al. (2012).

値がどちらも球体を仮定していないモデルであるために、ここで比較を行うべきではないかもしれない。ひずみ場について、Fig. 1 (c) の観測値のひずみ分布と比較すると、小さい値ではあるが、中央部での面積ひずみのパターンが異なる。また、東部はどのモデルも変位では観測値の方が理論値よりも大きい、ひずみでは理論値の方が観測値よりも面積ひずみの収縮、北西-南東方向への短縮ひずみが大きい。断層の走向方向の延長上にあり、推定されるすべりの分布により変位・変形パターンが異なる場所であるため、これらの領域をモデル化の際にどのように考慮するかで推定される結果が異なるのではないかと考えられる。

本震後に岩手県沖で発生した 3 番目に大きい余震の震源は、北海道地方の変動場に多少の影響がおよぶのではないかと予想したが、その断層を含む Fig. 3 (a - c)、含まない Fig. 3 (d - e) とを比較すると、若干の差はあるものの、変位の比 (Fig. 3 (b), (e)) を見ても分かるように、大きな違いはない。一方で、Inuma et al. (2013) のすべり分布から計算した変位場は、えりもの西側および東部で変位パターンや変位の大きさが異なる。このモデルは東北地方を対象領域としているため、その外側である北海道地方のデータは説明できない点もあると考えられる。

以上のことから、北海道の地震時地殻変動は、既に提唱されている震源断層モデルで概ね説明可能であることが分かる。ただし、数 cm 規模の差や変位パターンの違いも認められることから、これらの説明を試みることで、より現実的な地震時すべり分布の推定ができる可能性がある。

## 2. 地震間と地震後の地殻変動場の比較

Fig. 2 で示すように、地震間の速度場と地震後 1 年間変位場は特に西側で大きく異なる。この地域では、地震間はほとんど地殻変動が検出されていなかったが、地震後は顕著で、また、その変位パターンは地震時とよく似ていることから、余効変動の影響が支配的であることが分かる。東部では余効変動の影響と太平洋プレートの収束運動に伴う変動が重なり、地震間の時よりもやや北向きに運動している。プレート収束方向への短縮ひずみは東部内陸部で地震間、地震後共に大きく、以前から推定されているような根室沖のプレート間固着 (例えば Hashimoto et al., 2009) が地震後も継続していることが予想される。一方、釧路からえりもにかけて変動が小さいのは、余効変動そのものが小さいことに加え、2003 年に発生した十勝沖地震 (Mw8.0) によるプレート間固着の解放から、未だに固着が回復していないためではないかと考えられる。

Fig. 2 (d) のひずみ場分布では、地震間 (Fig. 2 (c)) と比べて、局所的にひずみが大きくなる地域が見られる。これは、2 期間で観測点が約 1.5 倍増えたことにより空間分解能が向上し、詳細な地殻変動場が得られたためだと考えられる。しかし一方で、単純に座標値の 5 日間の平均値の差から求めたため、誤差が大きく、その影響が反映されているだけという可能性も否定できない。

いずれにせよ、東部内陸部では、どちらの期間においてもある程度の広がりを持ってプレート収束方向である北西-南東方向への短縮がみられる。また、地震後のひずみ速度は 0.4 ppm/yr を超える場所があり、これが本物であるとする、地震間の時よりもやや大きいことになる。この領域の変形は、千島海溝でのプレート間固着のみならず、地下の不均質構造に伴うひずみ集中も

一つの要因と考えられている（大園・高橋，2011）．島弧火山帯にあり，下部地殻や上部マントルが周辺よりも変形しやすい地下構造を持っているため（例えば，Wang and Zhzo, 2009; 本多・他，2011），余効変動の粘性緩和として変形速度が周辺より大きくなる可能性も高い．また加えて，この地域は，過去 100 年間のうちに M6 クラスの中規模地震が 4 回も発生しており（札幌管区気象台，1985），他の地域と比べて地震活動が活発である．従って，プレート間固着，内陸の局所的変形，余効変動の定量的な推定を行うために，今後もひずみ場の時間変化については注目しておく必要がある．

### 3. 本震後に北海道周辺で発生した地震との対応

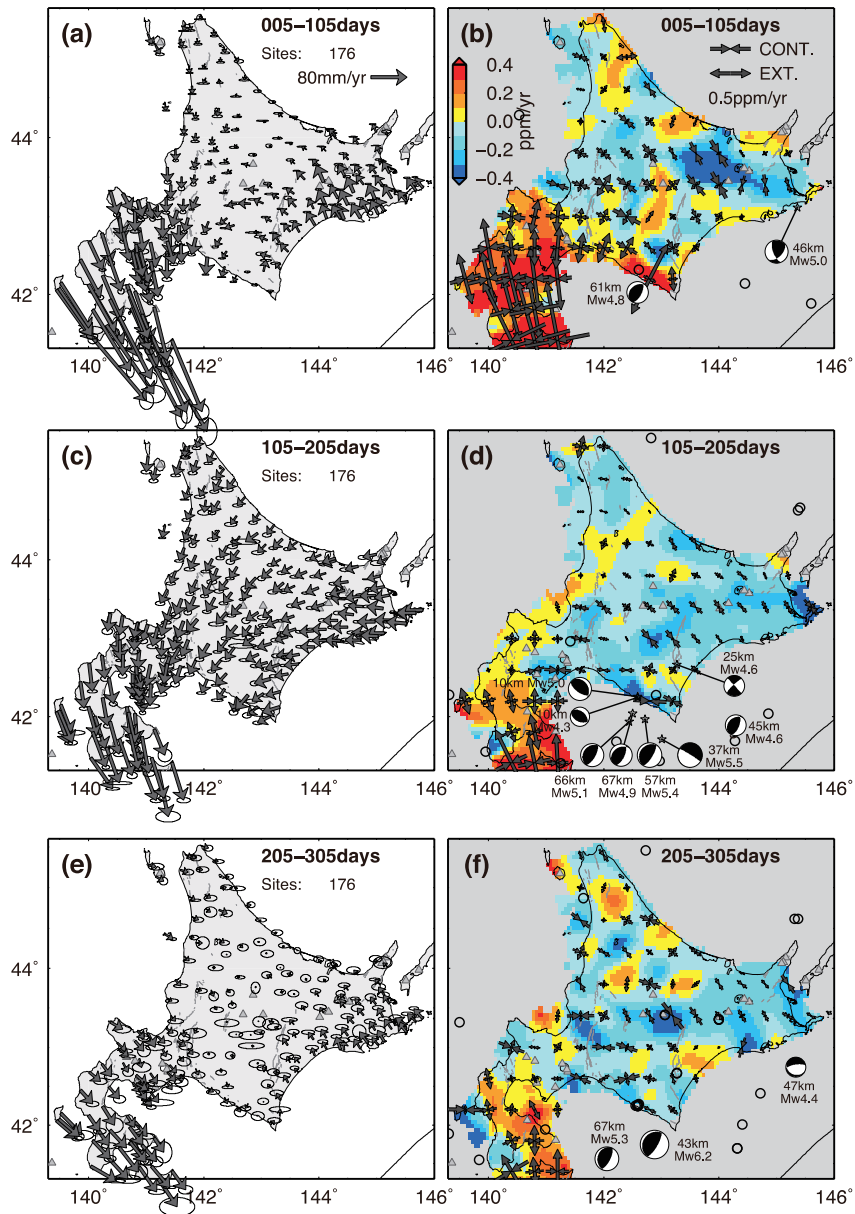
前述したように，地震後のひずみ場は，局所的にひずみが大きくなる地域が見られる（Fig. 2(d)）．一方で，2011 年の地震後，北海道の内陸では地震活動が活発になった領域も存在する（一柳・他，2012）．従って，これらの地震活動に関連した局所的ひずみ変化が生じた可能性もある．

そこで，地震後のひずみの時間変化をより詳細に把握し，地震活動との対応を調べるため，地震後 5 日後（2011 年 3 月 16 日）から 505 日後（2012 年 7 月 28 日）まで，100 日ずつ変位場を算出し，ひずみ場を求めた．変位は前後 4 日を含む 9 日間の日座標平均の差から求め，Fig. 2 と比較しやすいように 1 年ごとの変位量（速度）に直した．誤差は，2 期間それぞれの平均から求めた分散の二乗和根を用いる．なお，期間内に異機種受信機およびアンテナの交換が行われた観測点が存在する（国土地理院，[http://terras.gsi.go.jp/ja/ngs\\_gsi\\_hosyu.html](http://terras.gsi.go.jp/ja/ngs_gsi_hosyu.html)）．それらの点については，交換の前後で日座標時系列に明らかなギャップが生じている場合は使用しない．また，原因は不明であるが明らかに異常な変位を示す点についても除外した．

Fig. 4 に地震後 100 日ごとに推定される速度場とそれから計算した面積ひずみ速度と主ひずみ速度の分布を示す．ひずみの図には，その期間内に深さ 30 km 以浅で発生した M3 以上の地震（気象庁一元化震源），および 100 km 以浅の地震について，気象庁が求めた CMT 解の震源メカニズム（<http://www.seisvol.kishou.go.jp/eq/mech/cmt/top.html>）を一緒にプロットしている．

速度で全体を通してみると，時間の経過とともに南西部の余効変動に伴う運動が徐々に小さくなっていることが分かる．しかしながら，405 - 505 日の変動場（Fig. 4(e)）でもまだ約 6 cm/yr の南東方向への変位が生じており，その値は地震間（Fig. 2(a)）と比較すると圧倒的に大きく，依然余効変動が続いていることが分かる．ひずみ速度も徐々に小さくなる傾向にあるように見えるが，205 - 305 日後（Fig. 4(f)），305 - 405 日後（Fig. 4(h)）では局所的に大きなひずみ場が散在する．この時期は冬季を含んでいる期間であるため，積雪等の影響による見かけの変形が生じているのではないかと考えられる．

現在のところ，震央分布とひずみの時間変化との関係は明瞭には見えない．ただし，105 - 205 日後にひだか町三石付近で群発的に発生した地震の震源域の周辺では，局所的に東西方向の短縮が確認できる（Fig. 4(d)）．周辺の観測点の座標時系列から地震時のステップがあったという報



**Fig. 4.** (a) Horizontal velocity estimated from displacement of 5-105 days (March 16, 2011-June 24, 2011) after the mainshock. Error ellipsoids indicate 30% confidence level. (b) Dilatation and principal strain rate estimated from displacement of 5-105 days after the mainshock. Circles are epicenter from JMA catalogue, which occurred shallower than 30 km and larger than M3 in this period. The CMT solutions shallower than 100 km are also plotted. (c) and (d) Same as (a) and (b), respectively, but displacement is estimated from 105-205 days (June 24, 2011-October 2, 2011) after the mainshock. (e) and (f) Same as (a) and (b), respectively, but displacement is estimated from 205-305 days (October 2, 2011-January 10, 2012) after the mainshock. (g) and (h) Same as (a) and (b), respectively, but displacement is estimated from 305-405 days (January 10, 2012-April 19, 2012) after the mainshock. (i) and (j) Same as (a) and (b), respectively, but displacement is estimated from 405-505 days (April 19, 2012-July 28, 2012) after the mainshock.

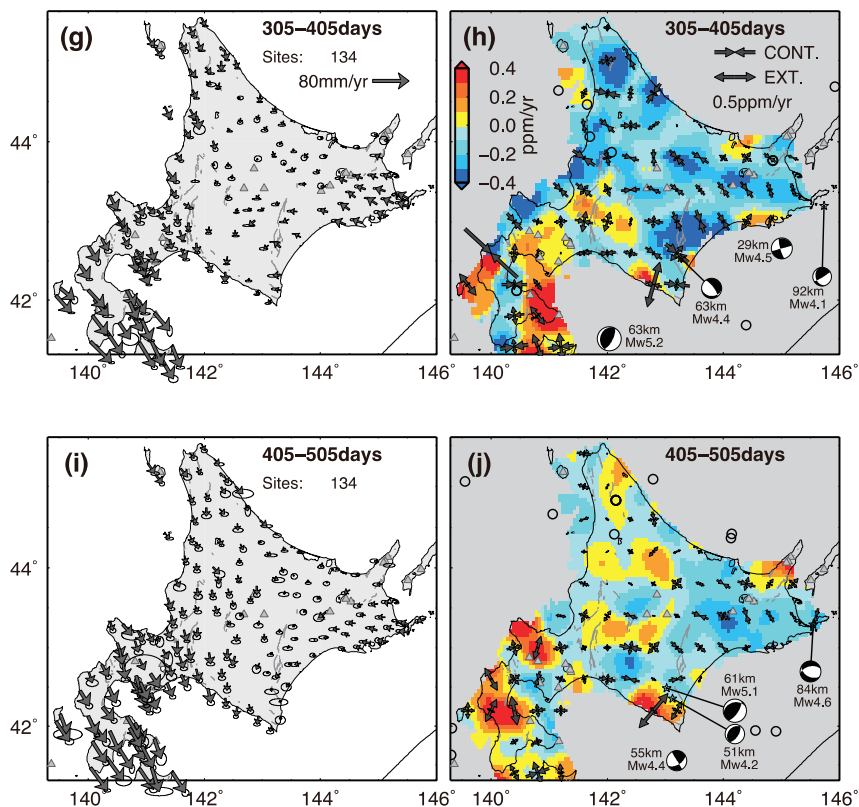


Fig. 4. (continued)

告はないが、この地震の前後で局所的な変形がゆっくりと生じた可能性はあるかもしれない。推定した期間以降も北海道北部などでは地震活動が活発化しているため、今後、座標時系列から丁寧にひずみの時空間変化を推定することで、地震活動に対応する何らかのシグナルを検出できるかもしれない。

## V. おわりに

本研究では、2011年東北地方太平洋沖地震に伴う北海道地方の変位およびひずみの時空間変化について調べた。地震時には、震源に近い南西部で大きな変位が見られ、震源方向への伸長ひずみ場が見られた。これらの地震時変動は、既に示されているいくつかの震源断層モデルで概ね説明可能である。地震後1年間の変動場は、西部で余効変動が支配的であることが分かった。えりもから根室にかけての千島海溝に沿う沿岸地域では、釧路より東部では地震後も地震間とは

ば変わらない速度で変動が続き、プレート間固着が地震前後に関わらず存在していることが予想される。一方で、釧路より西部ではほとんど変動が見られない。北海道東部内陸部では地震後北西-南東方向の短縮が続いており、地震間の時よりもやや速度が大きく見える。プレート間固着や内陸地震、粘性緩和の影響などを定量的に見積もるために、今後も監視しておく必要がある。地震後に地震活動が活発化した領域とひずみの時空間変化との対応を見たが、現在のところその対応関係は見られなかった。

**謝辞** 本研究では、国土地理院の GNSS 連続観測網から得られた日座標値 (最終解)、気象庁一元化震源を使用させていただきました。また、東北大学災害研究所の飯沼卓史博士には、震源断層モデルから推定した変位データを提供していただきました。記して感謝致します。

## 文 献

- Bird, P., 2003. An updated digital model of plate boundaries, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **4**, 1027, doi: 10.1029/2001GC000252.
- Hashimoto, C., A. Noda, T. Sagiya, and M. Matsu'ura, 2009. Interplate seismogenic zones along the Kuril-Japan trench inferred from GPS data inversion, *Nature Geoscience*, **2**, 141-144, doi:10.1038/ngeo421.
- 本多亮・山谷祐介・市原寛・長谷英彰・茂木透・山下晴之・大山倫敦・上嶋誠・中川光弘, 2011. 屈斜路カルデラ周辺における MT 法による比抵抗探査, 北海道大学地球物理学報告, **74**, 45-55.
- 一柳昌義・山口照寛・東龍介・高田真秀・高橋浩晃・岡崎紀俊・大園真子・高橋良・黒井和典・眞城亮成・山田卓司・勝俣啓・谷岡勇市郎・笠原稔, 2012. 2011 年東北地方太平洋沖地震以後に発生した北海道の内陸の地震活動, 日本地震学会講演予稿集, P3-5.
- Iinuma, T., R. Hino, M. Kido, D. . Inazu, Y. Osada, Y. Ito, M. Ohzono, H. Tsushima, S. Suzuki, H. Fujimoto, and S. Miura, in press. Coseismic slip distribution of the 2011 off the Pacific Coast of Tohoku Earthquake (M9.0) refined by means of seafloor geodetic data, *J. Geophys. Res.*, doi:10.1029/2012JB009186.
- 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向けて, 国土地理院時報, **118**, 1-8.
- 中田高・今泉俊文 (編集), 2002. 活断層デジタルマップ, 東京大学出版会, pp.60.
- Nishimura T., H. Munekane, and H. Yurai, 2011. The 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake and its aftershocks observed by GEONET, *Earth Planets Space*, **63**, 631-636.
- Ohzono, M., Y. Yabe, T. Iinuma, Y. Ohta, S. Miura, K. Tachibana, S. Sato, and T. Demachi, 2012. Strain anomalies induced by the 2011 Tohoku Earthquake (Mw9.0) as observed by a dense GPS network in northeastern Japan, *Earth Planets Space*, **64**, 1231-1238. doi:10.5047/eps.2012.05.015.
- 大園真子・高橋浩晃, 2012. GPS データから明らかになった北海道東部屈斜路カルデラひずみ集中域, 2012 年地球惑星科学連合要旨, SSS31-P07.
- 岡崎紀俊・高橋浩晃・笠原稔・石丸聡・森濟・北川貞之・藤原健治・中禮正明, 2002. 高密度 GPS 観測による 2000 年有珠山噴火の地殻変動, 火山, **47**, 547-558.
- Ozawa, S., T. Nishimura, H. Suito, T. Kobayashi, M. Tobita, and T. Imakiire, 2011. Coseismic and postseismic slip of the 2011 magnitude-9 Tohoku-Oki earthquake, *Nature*, **475**, 373-376, doi: 10.1038/nature10227.
- Sagiya, T., S. Miyazaki, and T. Tada, 2000. Continuous GPS array and present-day crustal deformation of Japan, *Pure. Appl. Geophys.*, **157**, 2303-2322.
- Shen, Z-K., D. D. Jackson, and B. X. Ge, 1996. Crustal deformation across and beyond the Los Angeles basin

- from geodetic measurements, *J. Geophys. Res.*, **101**, 27957-27980, doi: 10.1029/96JB02544.
- 札幌管区气象台, 1985. 地震津波防災資料(1), pp. 292.
- Wang, G., D. Zhao, 2009. P-wave anisotropic tomography of the crust and upper mantle under Hokkaido, Japan, *Tectonophysics*, **469**, 137-149, doi:10.1016/j.tecto.2009.02.005.