



HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	2003年十勝沖地震（M8.0）による北海道地域の地震時歪み異常分布の検出
Author(s)	石森, 健太朗; 大園, 真子
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 80, 13-22
Issue Date	2017-03-19
DOI	https://doi.org/10.14943/gbhu.80.13
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/64684
Rights(URL)	https://creativecommons.org/licenses/by-nc/4.0/
Type	departmental bulletin paper
File Information	GBHU_80_p13-.pdf



2003 年十勝沖地震 (M8.0) による 北海道地域の地震時歪み異常分布の検出

石森 健太郎

山形大学大学院理工学研究科地球環境学専攻

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

(2017 年 2 月 3 日受理)

Coseismic strain anomaly induced by the 2003 Tokachi-oki earthquake (M8.0) around Hokkaido, Japan

Kentaro ISHIMORI

Department of Earth and Environmental Sciences, Graduate School of Science and Engineering,

Yamagata University

Mako OHZONO

Institute of Seismology and Volcanology, Graduate School of Science, Hokkaido University

(Received February 3, 2017)

Observed coseismic crustal deformation is an answer of the elastic response induced by the seismic fault dislocation. Because real subsurface structure is not pure elastic space, thus the observed coseismic displacement distribution probably different from the predicted displacement field when we assume the pure elastic medium. By the coseismic strain analysis using dense GNSS network at the 2011 Tohoku-oki earthquake, a supporting result, which shows that the strain anomaly related to inhomogeneous subsurface structure, is proposed. However, there is no other previous study. Therefore, we try to detect the same relationship from coseismic displacement at the 2003 Tokachi-oki earthquake. After an appropriate rectangular coseismic fault is estimated, we obtained difference between observed and predicted dilatation as the strain anomaly field. As a result, the strain anomaly shows excess extension around the Ishikari Plain. There are two possible causes for this region. One is inelastic response by the existence of thick sedimentary layer. Another is different coseismic behavior induced by clear basement boundary around this region. The east side of this excess extension area, extension deficit area is also detected. Around this area, high seismic velocity area corresponds to the Hidaka metamorphic belt is distributed. Therefore, this relatively rigid elastic medium possibly generates the extension deficit. The coseismic crustal strain distribution at the 2003 Tokachi-oki earthquake also suggest the existence of the coseismic strain anomaly induced by inhomogeneous subsurface structure.



I. は じ め に

北海道東部は、千島海溝を境界とする太平洋プレートとオホーツク（北米）プレートの収束境界にあり、その周辺では地震間のプレート間固着による歪みの蓄積と海溝型大地震による歪みの解放が繰り返し発生している。2003 年 9 月 26 日に発生した十勝沖地震（M8.0）もその大地震の一つであるが、この地震は国土地理院が全国に展開する GNSS 連続観測網 GEONET（GNSS Earth Observation Network）が整備されてから初めて観測された M8 クラスの海溝型大地震で、北海道を中心に各地で地震時地殻変動および余効変動が高時空間分解能で観測された（例えば、Miura et al., 2004; Ozawa et al., 2004; Miyazaki et al., 2008）。

一方、2011 年東北地方太平洋沖地震（M9.0）の地震時には、東北日本の広域で大規模地殻変動が発生し、それを捉える稠密な GNSS 連続観測網から地震時地殻変動の詳細が明らかになった（例えば、Ozawa et al., 2011; Nishimura et al., 2012; 水藤・他, 2012）。Ohzono et al. (2012) は、GEONET および東北地方に展開される GNSS 観測網から得られた地震時地殻変動場が、単純な半無限均質媒質を仮定した断層運動に伴う地殻変動では説明できない「地震時歪み異常域」が存在し、それらが地下の不均質構造の影響を反映している可能性を示唆した。

Ohzono et al. (2012) による地震時歪み異常域の存在と不均質構造との対応関係については、Yabe et al. (2015) のモデル計算によって再現可能であることが示されているものの、他の地震による解析事例がないため、他の地域、他の地震でも同様の結果が得られるのかを検証する必要がある。広域で発生する地殻変動、つまり大地震の地殻変動を稠密な GNSS 観測網で捉えた事例はそれほど多くはなく、近年の M9 クラスの地震については 2004 年に Sumatra-Andaman 地震があるが、その地震時地殻変動を捉えた GNSS 観測網は日本の GEONET ほど稠密ではない（例えば、Vigny et al., 2005）。

2003 年十勝沖地震の規模は M8.0 であるものの、GEONET による広域で稠密な地殻変動場が観測されている。本研究では、この地震によって生じた地震時歪み異常域の検出を試みることで、M8 クラスでの歪み異常分布の検出の可能性を確認し、次にそれらが不均質構造と対応するか否かを調べることにした。

II. データと歪み場の推定

本研究では、北海道に設置されている GEONET 観測点のうち 163 点を使用する。Fig. 1 に使用した観測点と 2003 年十勝沖地震の震央を示す。国土地理院が定常解析の結果として提供する日座標値（F3 解、中川・他, 2009）について、地震発生日である 2003 年 9 月 26 日の前後それぞれ 3 日間の平均座標値を求め、その差を各点の地震時変位として求めた。

得られた 2003 年十勝沖地震の地震時変位から歪み分布を求める。なお、本研究では水平成分にのみ着目し、水平二次元での歪み場を求める。GEONET 観測点を頂点とするドロネー三角形

分割法を用いて三角網を構成し、頂点で観測された変位から、各三角形における二次元の歪みテンソルを求める。さらに、それらを用いて面積歪み、最大および最小主歪みベクトルを求めた。計算法法については壇原・友田 (1985) を参照した。

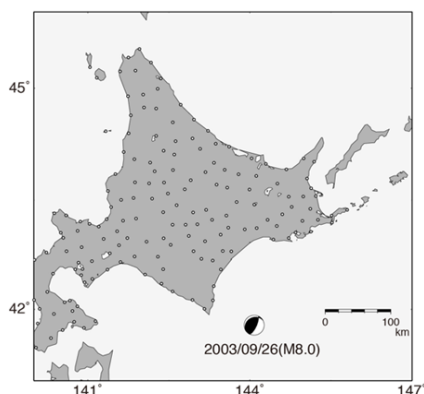


Fig. 1. Location map of GEONET station used in this study (open circles). Epicenter of the 2003 Tokachi-oki earthquake is plotted with a focal mechanism obtained from F-net catalogue (<http://www.fnet.bosai.go.jp/event/tdmt.php?id=20030925194900&upd=1&LANG=en>).

Ⅲ. 地震時歪みと歪み異常分布の検出

3. 1 観測された地震時歪み

地震時水平変位、面積歪み、主歪みベクトルの分布をそれぞれ Fig. 2a から 2c に示す。地震時変位場は、稚内（観測点 ID: 0001）に対するもので、最大値が広尾（観測点 ID: 0015）で観測され、93.5 cm の震源に向かう変位が記録された。また、十勝地方を中心に広域で地殻変動が発生したことが明らかである。水平変位から求めた歪みの分布 (Fig. 2b, 2c) もやはり変位が大きい十勝沿岸部での大きな歪みと共に、日高山脈周辺では最大 10 ppm 程度の膨張が、北海道東部の釧路・根室地域では 5 ppm 程度の収縮が見られる (Fig. 2b)。主歪みベクトルに分解すると、日高山脈周辺では主に震源方向に伸長軸を持つ分布が、また釧路・根室地域では震源方向に短縮軸を持つ分布が見られ (Fig. 2c)、これらは概ね、逆断層運動によって生じる典型的な地殻変動場を示しているものと考えられる。

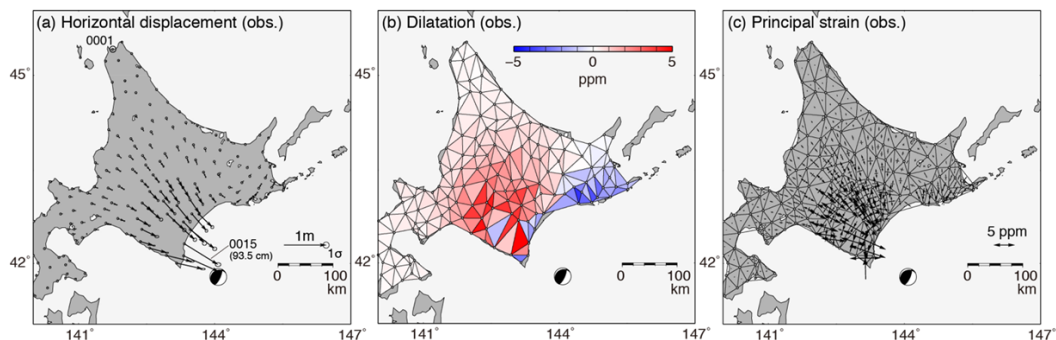


Fig. 2. Coseismic displacement and strain field of the 2003 Tokachi-oki earthquake. (a) Horizontal displacement with respect to site 0001 (Wakkanai). Error ellipsoid shows $1-\sigma$ confidence level. (b) Dilatation. The blue and red color show contraction and extension, respectively. (c) Principal strain vector. Inward and outward vector show contraction and extension, respectively.

3. 2 半無限均質媒質を仮定した理論的地震時歪み

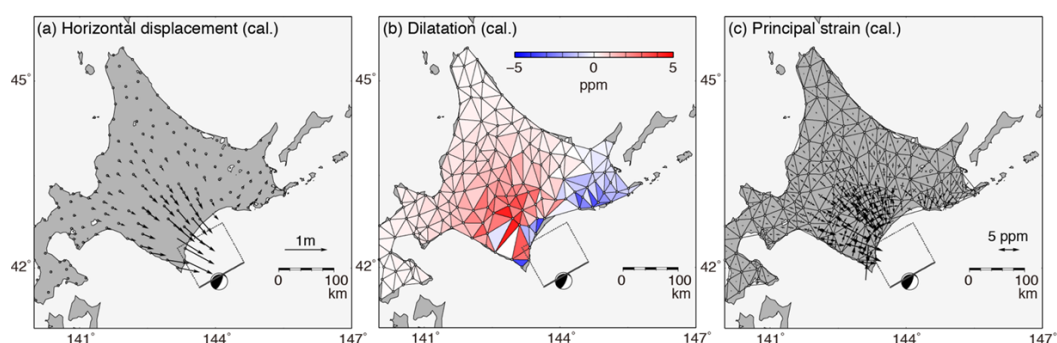
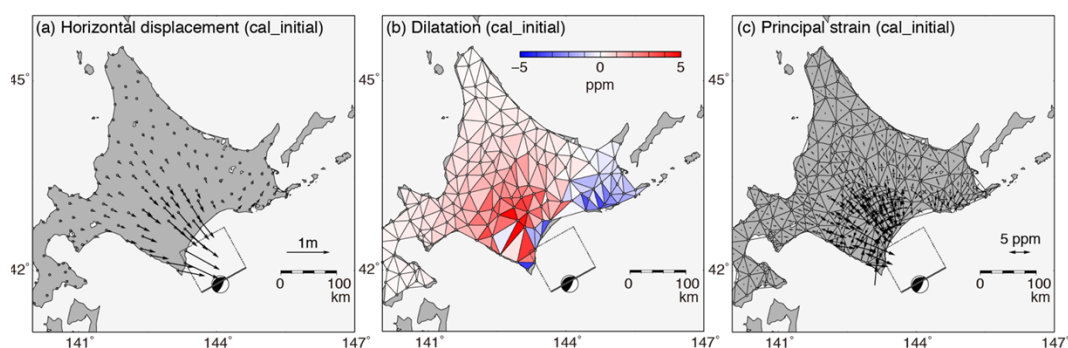
地震時歪み異常分布を検出するために、2011年東北地方太平洋沖地震について調べた Ohzono et al. (2012) と同様の手法を用いて、Okada (1992) のディスロケーションモデルを使って、半無限均質媒質を仮定した場合の理論的な地震時変位を求める。断層パラメータは国土地理院が web で公開している値 (<http://www.gsi.go.jp/cais/HENDOU-hendou18.html>) を初期値とする。この断層パラメータは、青森の岩崎（観測点 ID: 0154）に対する地震時変位場を説明するために推定されているため、我々が求めた変位場を説明するためにも、これに基づいて断層パラメータの推定が必要と考えた。本研究では、1枚の矩形断層の一樣すべりを仮定して、Matsu'ura and Hasegawa (1987) のインバージョン手法を使って観測値を最も良く説明する断層パラメータを試行錯誤的に求める。この際、震源断層の位置がプレート境界面から大きく異ならないよう相対的に強い拘束を与える。結果として推定された断層パラメータを Table 1 に示す。この断層による地震の規模は Mw8.0 に相当する。推定した断層パラメータを用いて予想される理論的な地震時変位、面積歪み、最大および最小主歪みの分布をそれぞれ Fig. 3a から Fig. 3c に示す。また、初期値として使用した国土地理院の断層パラメータを使用して、同様の手法で求めた理論変位場および歪み場についても、Fig. 4a から Fig. 4c に示す。これらの分布は、観測値である Fig. 2 の変位や歪みの分布と概ね一致しているように見える。

インバージョンで求めた断層パラメータと、初期値として用いた断層パラメータを用いて推定したときの観測値と理論値の残差ベクトルを Fig. 5 に示す。残差 RMS は、本研究で推定した断層パラメータを用いた場合は 22.4 mm、初期値を用いた場合は 27.1 mm となり、わずかではあるが本研究で推定した断層を用いる方が、全体の観測値をよく説明する。ただし、Fig. 5 が示すとおり、推定した断層パラメータを用いた場合、日高山脈周辺での大きな残差が目立つ (Fig. 5a)。この残差分布が歪み異常の推定に影響を生じる可能性も考えられるため、以降は推定した断層パラメータ、初期値の両者から求めた残差を使って、歪み異常分布の推定と議論を行う。

Table 1. Fault parameters of the 2003 Tokachi-oki earthquake.

	Longitude ¹⁾	Latitude ¹⁾	Depth ¹⁾	Length	Width	Strike	Dip	Rake	Slip
	(° E)	(° N)	(km)	(km)	(km)	(°)	(°)	(°)	(m)
Initial	144.64	42.05	15.7	92.0	90.0	241	23	124	4.84
Estimated	144.71	42.07	15.3	97.1	86.8	240	23	128	4.40

1) Location of eastern top side.

**Fig. 3.** Displacement and strain field calculated by the elastic half-space dislocation model. Estimated fault trace is plotted with a rectangle. Solid line shows upper side. (a) Horizontal displacement. (b) Dilatation. (c) Principal strain vector. Others are same as Fig. 2.**Fig. 4.** Displacement and strain field calculated by elastic half-space dislocation model using initial fault parameter provided by the Geospatial Information Authority of Japan (GSI). The fault trace is plotted with a rectangle. (a) Horizontal displacement. (b) Dilatation. (c) Principal strain vector. Others are same as Fig. 2.

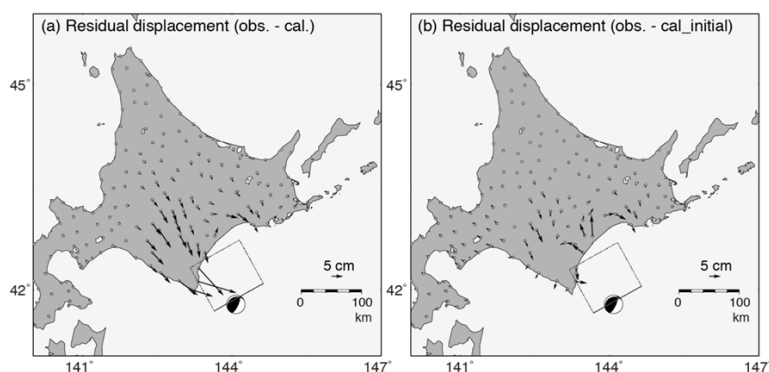


Fig. 5. Residual displacements. (a) Difference between observations and calculations used by estimated fault parameters (Fig. 2a - Fig. 3a). (b) Difference between observations and calculations used by initial fault parameters (Fig. 2a - Fig. 4a).

3. 3 地震時歪み異常分布の検出

観測された地震時地殻変動は、初期値や推定した断層パラメータを用いて概ね再現することができる。しかし、細かい部分に注目すると、変位では震源に近い領域を中心に数 cm の残差が生じる (Fig. 5)。残差が生じる原因として、1) 地震時すべりを矩形断層の一樣すべりで表現しているためにその単純さが実際のすべり分布に相当する地殻変動場を表現しきれていない、または 2) 均質弾性体ではない媒質の応答を、半無限均質弾性体を仮定したモデルで推定していることによる影響が生じている、という 2 つが考えられる。断層端周辺についての変動は、前者の影響が大きいと考えられる。また、他の地域については、この 2 つの間にトレードオフの関係が生じる可能性があり (例えば、断層の不均質すべりを許すと、均質弾性ではない媒質の応答で生じた変位が、断層の不均質すべり分布に押しつけられる)、どちらによるものかを分離することは難しい。本研究では、Ohzono et al. (2012) と同様、矩形断層モデルが概ね一樣な地殻変動を説明していると仮定して、震源に近い沿岸部を除いた地域での後者の原因について考えることにする。

2003 年十勝沖地震は、2011 年東北地方太平洋沖地震よりもマグニチュードが 1 小さいために、地震時地殻変動の広がりが比較的限定される。特に、矩形断層の北東端、北西端の延長部分で観測される地殻変動ベクトルは、徐々に回転の変位場を示すため、本来であれば歪みについてもその向きを反映した観測値と理論値の差異が少なからず生じるはずで、その議論を行う必要がある。ただし本研究では、Fig. 2c と Fig. 3c、または Fig. 4c が示す観測値と理論値の主歪みベクトルが似た分布を示すため、また、議論を単純化するために、面積歪みのみを考え、その地域の膨張、収縮の異常分布に注目した。面積歪みの差をとったものを Fig. 6 に示す。赤は観測値の変形が理論値よりも大きい、変形過多の領域、青は観測値の変形が理論値よりも小さい、変形不足の領域を示す。観測値と理論値で、膨張場が収縮場に、または収縮場が膨張場に転じる領域は生じなかった。この Fig. 6 で描かれた残差面積歪みの分布を「歪み異常分布」として議論を進める。

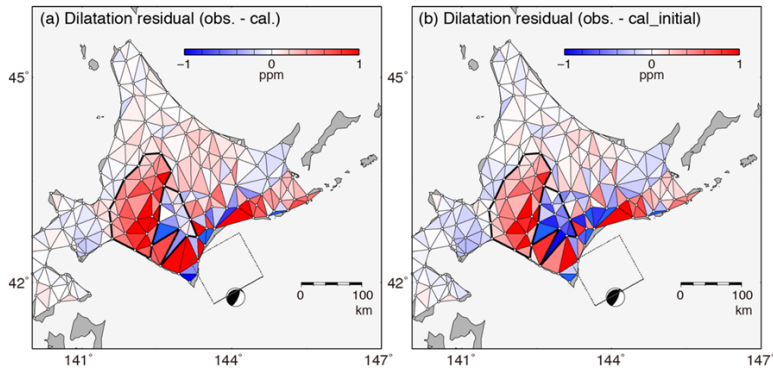


Fig. 6. Residual distribution of dilatation. The red and blue color indicate excess deformation of the observation, and deformation deficit of the observation, respectively. (a) Difference between observations and calculations used by estimated fault parameters (Fig. 2b - Fig. 3b). (b) Difference between observations and calculations used by initial fault parameters (Fig. 2b - Fig. 4b). Surrounded regions with solid line are supposed areas related to inhomogeneous subsurface structure.

IV. 議 論

4. 1 断層モデルの違いによる歪み異常分布の比較

Fig. 6 に示すとおり、いずれの断層パラメータを用いた場合でも、震源域周辺を中心に最大 1 ppm 前後の歪み異常が生じる。全体的な分布は、Fig. 6a の方が Fig. 6b よりも色が薄い、つまり歪み異常分布の値が小さい地域が多く、この歪みで見た場合でも、本研究で推定した断層パラメータが観測値をよく説明していることと矛盾しない。

前述の通り、推定した断層パラメータと初期値を用いた場合で求めた 2 つの残差変位場 (Fig. 5) はその分布が大きく異なる。しかし、Fig. 6 で示す歪み異常分布に着目すると、これらの分布が示す変形過多、変形不足の領域はほぼ同じ場所に位置する。従って、いずれの断層パラメータを使用した場合でも、得られる歪み異常分布の空間パターンについては、ほとんどその差が生じないことが分かる。ゆえに、これら 2 つから得られる歪み異常分布は概ね同じで、それらはその地域の地下構造を反映した分布になっていると考えられる。

4. 2 歪み異常分布と不均質構造の比較

震源域周辺の沿岸部で大きくなる歪み異常分布については、断層が矩形であることの影響を受けている可能性があるため、本研究では、議論を保留する。その他で歪み異常が大きく現れる地域について、震源域からプレート収束方向（北西方向）に延長した地域では、沿岸部を除いて観測値および理論値がほとんど膨張を示したが (Fig. 2b, 3b, 4b)、その差をとると、沿岸に近い日高山脈周辺では観測値が理論値よりも若干小さくなる変形不足（膨張不足）に、さらに北西の石

狩平野周辺では、観測値が理論値よりも大きくなる変形過多（膨張過多）になる傾向が顕著に現れる (Fig. 6).

この2つの地域について、その歪み異常分布を地下の不均質構造による影響を受けたものと仮定して、他の研究結果からその要因を考察する。防災科学技術研究所が公開する深部地盤の地震基盤面 (J-SHIS: <http://www.j-shis.bosai.go.jp/map/>) の情報によると、膨張過多となる石狩平野周辺は、その基盤が深さ最大 16 km 程度にまでおよぶ構造をなしており、地質構造としても、主に新生代の厚い堆積層が地表を覆っている。これらと Fig. 6 の太い線で囲った変形過多の領域を重ねたものを Fig. 7 に示すが、その分布は概ね一致する。したがって、半無限均質媒質を仮定したディスロケーションモデルでは弾性体と仮定されている領域が実際には弾性的に振る舞いにくく、理論値よりも観測値の方が大きく変形する領域になったと考えれば、Ohzono et al. (2012) で示す、新潟 - 神戸歪み集中帯北部での振る舞いと同じ解釈ができる。新潟 - 神戸歪み集中帯は、地震間に相対的に大きな収縮・短縮歪みが検出されていたが (Sagiya et al., 2000)、この地域についても、程度は小さいが同様の傾向が見られる。このことから、地震間の長い負荷に対してはゆっくりと収縮・短縮するが、地震時に伸長歪みが理論値よりも卓越するという、同じような振る舞いを起こすポテンシャルを持っている可能性が示唆される。

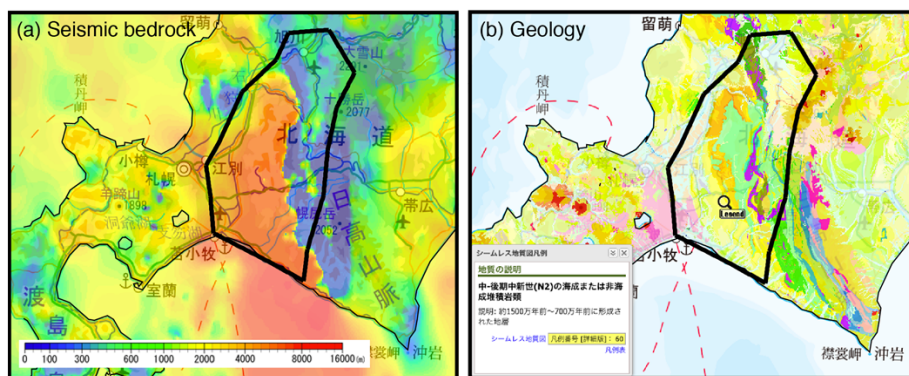


Fig. 7. Comparison between excess extensional region and subsurface structures. Surrounded area with solid line shows excess extensional area as shown in Fig. 6. (a) Seismic bedrock depth provided by the National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience (NIED, obtained and modified from J-SHIS: <http://www.j-shis.bosai.go.jp/>). Deep and shallow parts are colored with red and blue, respectively. (b) Geological map provided by the National Institute of Advanced Industrial Science and Technology (AIST, obtained and modified from <https://gbank.gsj.jp/geonavi/>). The area filled with yellow indicates Cenozoic sedimentary rocks (for more detailed legend, please see https://gbank.gsj.jp/seamless/legend_shosai_e.html).

ただし一方で、この変形過多の領域については、他の解釈もありうる。この地域は、上述の通り、大部分は深い地震基盤、厚い堆積層で覆われている一方で、東部では地震基盤が地表近くまで分布する地域が存在し、その東西のコントラストが激しい。このように地下のコントラストが大きいところでは、その地下構造の弾性定数の違いから、地震時変位の分布が異なり、このような変形過多が生じる可能性も考えられる。いずれにせよ、地殻の不均質構造が、この地域の歪み異常分布を生じた可能性は高い。

これまで議論した、石狩平野周辺の変形過多地域の東側にある地域は、地震波トモグラフィによる Kita et al. (2012) が示唆する日高衝突帯の上部地殻内の地震波高速度域に相当する。本研究で得た歪み異常分布に注目すると、Fig. 6 で示すとおり、Fig. 6(a) では若干その値は小さくなるものの、地震時変位が理論値よりも変形しにくい領域が分布し、これら是对応があるように見える。この地域の上部地殻の弾性定数が大きいため、このような結果が得られた可能性が考えられる。

歪み異常の各地域の値についての定量的議論は、やはり数値計算等での再現が必要であるが、顕著なその空間分布は、地下の不均質構造に対応しているように見える。以上のことから、2003 年十勝沖地震においても、Ohzono et al. (2012) が指摘するような地下の不均質構造の影響や、北海道地方特有の上部地殻の不均質構造に対応した地震時歪み異常分布が検出できたと考えられる。

V. 結 論

地下の不均質構造に伴って生じる地震時歪み異常分布について、2003 年十勝沖地震で観測された GNSS 観測の変位、歪み場からその検出を試みた。先行研究である 2011 年東北地方太平洋沖地震よりもマグニチュードが 1 小さく、変位や歪みの分布の規模が小さくなるにもかかわらず、震源域の北西側では、観測値と半無限均質媒質を仮定した場合とでの地表の歪みが数 ppm 程度の残差として検出された。この歪み異常分布は震源域近傍では断層モデルの単純化に起因する現実的でない残差を示したものと考えられる。一方で、震源域の北西部、石狩平野周辺では、大きな変形過多が分布し、この地域の厚い堆積層の存在、または、東西の上部地殻の基盤構造のコントラストが原因となっていると考えられる。また、その東部は、変形不足の領域が存在し、日高衝突帯での地震波高速度域と対応する。したがって、これらの地下構造の不均質分布が半無限均質媒質を仮定した場合とは異なる状況を生み出し、2003 年十勝沖地震の地震時歪み異常を発生させた可能性が高いと考えられる。

謝辞 本研究では国土地理院が展開する GEONET の F3 解を使用させていただきました。また、図の作成には General Mapping Tools (Wessel et al., 2013) を使用しました。記して感謝いたします。

文 献

- 防災科学技術研究所, 2017. J-SHIS 地震ハザードステーション, <http://www.j-shis.bosai.go.jp/map/>.
- 壇原毅, 友田好文, 1985. 地球科学講座 5 測地・地球物理 (第 2 版), 共立出版, 277p.
- Kita, S., A. Hasegawa, J. Nakajima, T. Okada, T. Matsuzawa, K. Katsumata, 2012. High-resolution seismic velocity structure beneath the Hokkaido corner, northern Japan: Arc-arc collision and origins of the 1970 M 6.7 Hidaka and 1982 M 7.1 Urakawa-oki earthquakes, *J. Geophys. Res.*, 117 (B12):B12301.
- Matsu'ura, M., Y. Hasegawa, 1987. A maximum likelihood approach to nonlinear inversion under constraints, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 47, 179-187.
- Miura, S., Y. Suwa, A. Hasegawa, T. Nishimura, 2004. The 2003 M8.0 Tokachi-Oki earthquake - How much has the great event paid back slip debts?, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L05613, doi:10.1029/2003GL019021.
- Miyazaki, S., K.M. Larson, 2008. Coseismic and early postseismic slip for the 2003 Tokachi-oki earthquake sequence inferred from GPS data, *Geophys. Res. Lett.*, 35, L04302, doi:10.1029/2007GL032309.
- 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, 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, 8p.
- Nishimura, T., H. Munekane, H. Yarai, 2011. The 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake and its aftershocks observed by GEONET, *Earth Planet. Space*, 63:22, doi:10.5047/eps.2011.06.025.
- Ohzono, M., Y. Yabe, T. Iinuma, Y. Ohta, S. Miura, K. Tachibana, T. Sato, T. Demachi, 2012. Strain anomalies induced by the 2011 Tohoku Earthquake (Mw 9.0) as observed by a dense GPS network in northeastern Japan, *Earth Planet. Space*, 64, 1231-1238, doi:10.5047/eps.2012.05.015.
- Okada, Y., 1992. Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bull., Seis. Soc. Am.*, 82(2), 1018-1040.
- Ozawa, S., M. Kaidzu, M. Murakami, T. Imakiire, Y. Hatanaka, 2004. Coseismic and postseismic crustal deformation after the Mw 8 Tokachi-oki earthquake in Japan, *Earth Planet. Space*, 56:675, doi:10.1186/BF03352530.
- Ozawa, S., T. Nishimura, H. Suito, T. Kobayashi, M. Tobita, 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, T. Tada, 2000. Continuous GPS array and present-day crustal deformation of Japan, *Pure Appl. Geophys.*, 157, 2303-2322, doi:10.1007/PL00022507.
- 産業技術総合研究所, 2017. 地質図 Navi, <https://gbank.gsj.jp/geonavi/>.
- 水藤尚, 西村卓也, 小林知勝, 小沢慎三郎, 飛田幹男, 今給黎哲朗, 2012. 2011 年 (平成 23 年) 東北地方太平洋沖地震に伴う地震時および地震後の地殻変動と断層モデル, *地震第 2 輯*, 65(1), 95-121, doi:10.4294/zisin.65.95.
- Vigny, C., W.J.F., Simons, S. Abu, R. Bamphenyu, C. Satirapod, N. Choosakul, C. Subarya, A. Socquet, K. Omar, H.Z. Abidin, B.A.C. Ambrosius, Insight into the 2004 Sumatra-Andaman earthquake from GPS measurements in southeast Asia, *Nature*, 436, 201-206, 2005.
- Yabe, Y., J. Muto, M. Ohzono, Y. Ohta, T. Iinuma, 2015. Rheological Structure Beneath NE Japan Inferred from Coseismic Strain Anomalies Associated with the 2011 Tohoku-oki Earthquake (Mw9.0). *International Symposium on Geodesy for Earthquake and Natural Hazards (GENAH)*, series *International Association of Geodesy Symposia*, 145, 63-71.
- Wessel, P., W.H.F. Smith, R. Scharroo, J.F. Luins, F. Wobbe, 2013. *Generic Mapping Tools*: Improved version released, *EOS Trans.*, AGU, 94, 409-410.