

# Temporal change in shear velocity and polarization anisotropy related to the 2011 M9.0 Tohoku-Oki earthquake examined using KiK-net vertical array data

高木涼太・岡田知己（東北大・理・予知セ）

## 1. はじめに

KiK-net の地中地震計と地表地震計で記録された地震波形の相互相関関数からボアホール底と地表の間を伝播する地震波を抽出できる[Sawazaki et al., 2009]. その際、地中地震計と地表地震計の水平動二成分を回転させることで、任意の方向に振動方向をもつ S 波が抽出され、S 波速度偏向異方性が推定できる[Miyazawa et al., 2008]. 本研究では、上に述べた手法を用いて、2011 年東北地方太平洋沖地震に伴う地殻表層付近における S 波速度とその偏向異方性の時間変化を推定する.

## 2. データと手法

用いたデータは、2000 年 1 月から 2011 年 12 月までに東日本の 135 の KiK-net 観測点で収録された地震波形のうち、 $S/N \geq 3$ 、震央距離  $\leq 300$  km、最大加速度  $\leq 50$  gal を満たすものである.

具体的な解析手法を以下に示す. まず、オフセットの除去、地中地震計の設置方位の補正を行い[Shiomi et al., 2003], 通過帯域 4-16 Hz の 2 次バターワース型バンドパスフィルタをかける. 次に、地中記録と地表記録を水平動二成分 5°刻みで回転させて、相互相関関数を計算する. 相互相関関数を計算する時間窓は、S 波走時の 2 倍となる時刻から 10.24 秒間のコーダ波部分である. さらに、相互相関関数をフーリエ級数展開し、25.6 kHz で再サンプリングした.

S 波走時の変化は、基準相互相関関数と 10 個の地震について移動平均した相互相関関数の相互相関により推定した. 基準波形は、すべての地震・方位についての相互相関関数の平均とした.

## 3. 結果と議論

S 波速度は、地震前後で 5-10%程度低下した (図 1c). このような表層付近の S 波速度低下の原因は強震動にあると考えられる. 強震動の指標として加速度が挙げられるが、速度変化率と最大加速度には明瞭な相関関係が見られず、むしろ、走時遅れと地震波による動的歪みに相関係数 0.6 程度の相関関係がある (図 2a, b). これは、動的歪みが速度低下量のより良い指標となることを示す. また、速度変化率ではなく走時遅れに相関がある理由として、鉛直方向に不均質な速度低下が考えられる. 実際、同程度の動的歪み量を示した茨城県の 5 点の観測点では、走時遅れ量がボアホール長に依らずほぼ一定値を持つ (図 2c). そのため、少なくともこの 5 観測点では、S 波速度低下が主に 100 m 以浅に局在していると考えられる.

一方、異方性の方向 (速い S 波の方位) の変化は顕著ではない (図 1a). ところで、硬い岩盤にある観測点では異方性の方向と地殻応力場が対応しており[Nakata and Snieder, 2012], 表層付近での応力異方性の存在が示唆される. また、地震時すべりによる静的応力変化は、地殻応力場を変化させる. 以上のことから、異方性の方向の変化が無いことは、地震時すべりによる静的応力変化が地震前の地殻応力より小さく、応力場の主軸方向を変化させるには不十分であることを示す.

異方性の方向変化は顕著でないものの、異方性の強さには地震前後の変化が観測された (図 1b). 図 2d, e に、地震前の異方性の方向と静的応力変化の水平圧縮軸のなす角に対する、異方性の強さが増加・減少した

観測点の頻度分布を示す。異方性の強さは 0-45°の角度範囲で増加し、45-90°で減少すると考えると、平均 S 波速度が 600 m/s 以上の硬岩の観測点においては、64%の観測点がその期待に沿う。つまり、地震時すべりによる静的応力変化が、硬岩観測点の異方性の強さを変化させた可能性がある。

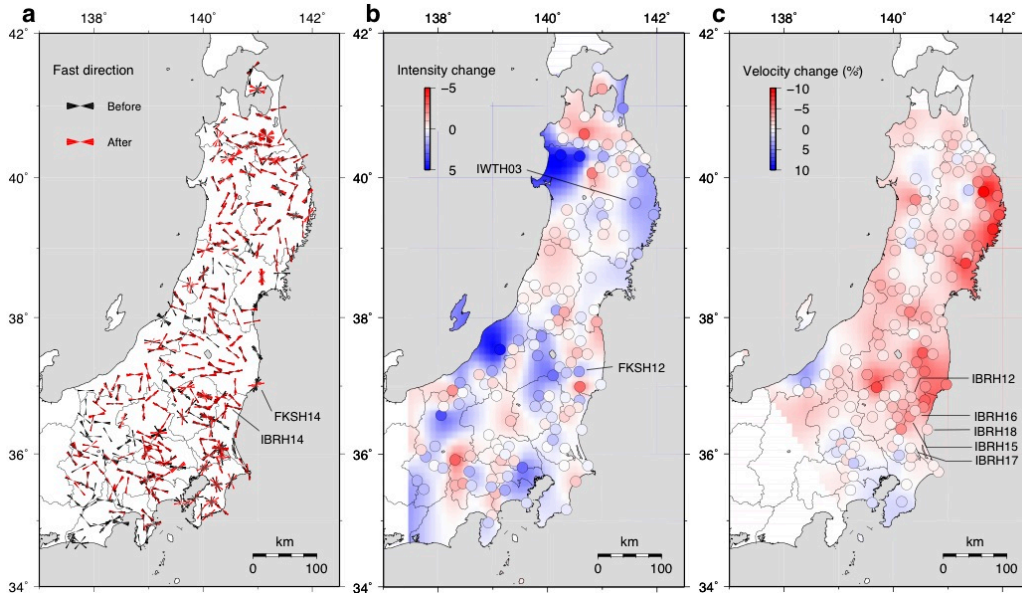


Figure 1. Spatial distributions of the fast directions, the intensity change, and the velocity change. (a) The fast directions are measured every 10°. The red and black sectors are the fast directions before and after the Tohoku-Oki earthquake, respectively. The radii of the rose diagrams represent the normalized maximum count. (b) The anisotropy amplitude change is defined as the difference between the average intensities before and after the earthquake. We plotted only data for which the error is smaller than 2.5 points. (c) Relative velocity change,  $dv/v$ , before and after the Tohoku-Oki earthquake. Stations that have more than 10 events from 11 March to 11 April 2011 are shown on the map.

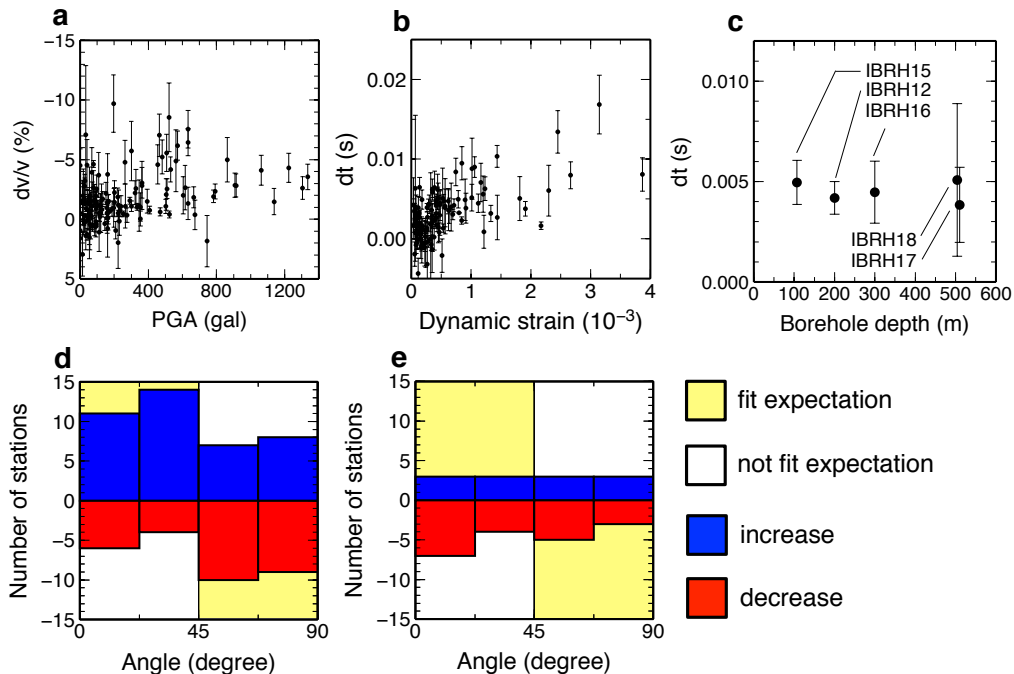


Figure 2. (a) Relationship between PGA (Peak Ground Acceleration) and relative velocity change,  $dv/v$ . The velocity change and the errors are computed from the average and the standard deviations of the relative velocity changes during the periods before and after the earthquake. (b) Relationship between the maximum of the dynamic strain and the travel time shift,  $dt$ . (c) The travel time shifts at five stations shown in Figure 1c according to the depth of the boreholes. (d) Counted number of stations on hard-rock sites according to angle between the fast direction and the horizontal compressional axis of the static stress change. Blue bars mean the number of the stations at which anisotropy intensity increase and red bars means the number of the stations at which anisotropy intensity decrease. (e) Similar plots as Figure 5d, but for soft-rock sites.