

## 地震・火山活動にともなう地震波速度変化

青木陽介<sup>1)\*</sup>

<sup>1)</sup> 東京大学地震研究所

## Seismic Velocity Changes Associated with Seismic and Volcanic Activity

Yosuke Aoki<sup>1)\*</sup>

<sup>1)</sup> Earthquake Research Institute, the University of Tokyo,

### Abstract

Recent developments in seismic networks and processing methods allow researchers to delineate temporal changes of seismic velocities associated with static and dynamic stress perturbations. In particular, the emergence of seismic interferometry, with which a seismic wavefield can be reconstructed from random signals such as ocean hum, anthropogenic activity, or seismic coda, enables subtle changes of seismic velocities down to much less than 0.1% to be delineated. A compilation of recent studies suggests that observed seismic velocity changes do not correlate with static or dynamic stress changes nor shallow subsurface structures, although volcanic areas are found to be more susceptible to stress perturbations. However, the physics behind the observed velocity changes is not understood. Therefore, the current challenge is to understand the mechanism behind changes in seismic velocities due to stress perturbations with the aid of insights gained from theoretical and experimental considerations which, for example, take third-order elasticity and crack generation during stress perturbation into account. To do so in a sophisticated way requires seismic velocity changes to be imaged with a higher spatial resolution. This will be achieved by making more use of body waves and constructing a three-dimensional sensitivity kernel of seismic velocity changes.

**Keywords:** seismic velocity changes, seismic interferometry, third-order elasticity, crack-induced seismic velocity reduction

### 1. はじめに

地球は地震・火山活動・潮汐など様々な要因で変形する。地球の変形による応力変化は、地震波速度や異方性の変化として検出されることは実験的研究により広く知られている（たとえば Birch, 1960, 1961; Nur and Simmons, 1969）。そのため、地震波速度やその異方性の時間変化を監視することは、地球の変形のメカニズムを知るために有効であるだけでなく、火山活動の推移を監視するのにも有効な手段である。

地震波速度の時間変化の検出には、様々な手段が用いられてきた。最も単純な方法は、同じ場所で発生させた人工地震を同じ場所で観測し、走時の時間変化を検出するものである（たとえば Graves and Fulp, 1987; Lumley, 2001; Nishimura *et al.*, 2005）。この方法は、それぞれの人工地震観測について震源位置・観測点位置・発震機構

が同一もしくは極めて類似するために、それぞれの観測点で観測される波形が極めて似通ったものになることから、観測された地震波形の相互相関をとることにより極めて微小な走時変化を検出することができる。Nishimura *et al.* (2005) は 1998 年から 2003 年にかけて岩手山周辺で人工地震探査を繰り返し行い、1998 年の M 6.1 の地震にともない震央周辺の地震波速度が約 1% 減少し、2002 年までに速度減少の 1/3 が回復したことを示した。この手法は地震波速度変化を検出するための最も直接的な方法であるが、地震波速度変化の時間分解能が人工地震発生の間隔に支配されるため、一般的には時間分解能に乏しいこと、深部まで地震波がとどくような人工地震を発生させることは一般的に困難であること、から火山活動を連続的に監視する用途に用いるには現実的でない。時間分解能の問題を解決するために、正確にコントロール

\* e-mail: yaoki@eri.u-tokyo.ac.jp (〒113-0032 東京都文京区弥生 1-1-1)

された地震波を時間的に連続的に発生させ、地震波速度の時間変化を観測する試みも行われている（たとえば Ikuta *et al.*, 2002; Yamaoka *et al.*, 2014）が、空間的に密な分解能で地震波速度変化を検出するためには多数の発震点を置かなくてはならず、高価であることから、この手法も必ずしも現実的なものではない。

自然地震を用いて地震波速度変化を検出する試みも、これまでに数多く行われてきた。Patanè *et al.* (2006) は異なる期間で発生した地震を用いて走時トモグラフィを行うことにより、イタリア・Etna 火山での地震波速度変化を検出したと報告した。しかし、走時トモグラフィの空間分解能は発生した地震の空間分布に左右されることから、検出された速度変化が真の速度変化かみかけのものであるかが明確でない。この問題を解決するために様々な手法開発が行われてきたが（Julian and Fougler, 2010; Zhang and Zhang, 2015）、走時トモグラフィの性質から、微小な速度変化を検出するには限界がある。

この問題を解決するために、ほぼ同じ震源位置・発震機構を持つ相似地震を用いて地震波速度の時間変化を検出する試みが数多く行われてきた（たとえば Poupinet *et al.*, 1984; Sawazaki *et al.*, 2015）。この方法は観測された波形の相互相関をとることにより走時の微小な変化を検出することができるが、速度変化の時間分解能は相似地震の発生に支配され、観測者が時間分解能を決めることができない。

上に述べた背景から、雑微動や地震のコーダ波などの信号を用いて地震波速度の時間変化を検出する地震波干渉法とよばれる手法が、ここ 10 数年ほどの間に爆発的に浸透した。1 Hz 以下の雑微動は主に海洋を起源とし、1 Hz 以上の雑微動は主に人間活動を起源として時間的に連続的に励起されている（たとえば Bonnefoy-Claudet *et al.*, 2006）ことから、雑微動を用いた地震波干渉法は、地震波速度変化を時間的に連続的に監視することができる。

本稿 2 章では地震波干渉法の原理およびその発展の概要を述べる。3 章では東北地方太平洋沖地震にともない火山地域およびそれ以外で検出された地震波速度変化について述べる。4 章では検出された地震波速度変化の解釈について、特に速度変化の発生している場所および速度変化の物理的解釈について重点的に述べる。最後に今後の研究の展望について述べる。

## 2. 地震波干渉法

地震波干渉法とは、2 つの観測点で観測された雑微動や地震のコーダ波など到来方向の方位依存性がないと仮定される信号の相互相関が、2 つの観測点のうちの 1 つ

を震源とした地震波をもうひとつの観測点で観測した波動場として表されるというものである。理論的な詳細は Curtis *et al.* (2006), Wapenaar *et al.* (2010a, b), 中原 (2015) に詳しい。地震波干渉法の基本的なアイデアは 1950 年代に提唱された（Aki, 1957; Claerbout, 1968）が、Weaver and Lobkis (2001) や Snieder *et al.* (2002) が実験室スケールの材料に応用するまで、現実の材料に応用されることはなかった。地震波干渉法により地球内部を伝わる表面波の抽出に初めて成功したのは Campillo and Paul (2003) や Shapiro and Campillo (2004) であり、それ以来、様々な空間スケールでの地震波速度構造が地震波干渉法により求められてきた（たとえば Shapiro *et al.*, 2005; Nishida *et al.*, 2008, 2009; Nagaoka *et al.*, 2012）。地震から放射される地震波を用いた地下構造の空間分解能は発生した地震の空間分布によって支配されるのに対し、地震波干渉法で求められる地下構造の空間分解能は観測点配置によって決定されるため、地震波干渉法の場合は観測者が空間分解能を決められるという利点がある。

雑微動は時間的に連続して発生しているため、地震波干渉法によって得られた地震波形の時間変化から地震波速度の時間変化を求めることができる。また、地震が多く発生する地域においては、地震のコーダ波を用いて地震波速度の時間変化を求めることもできる。地震のコーダ波は多重散乱によって震源の情報を失っているため、地震波干渉法の研究には発生した地震の震源位置や発震機構を気にする必要がないことに注意されたい。この性質から、地震・火山活動・潮汐などによる地震波速度変化を検出する研究が数多く行われてきた（たとえば Sens-Schönfelder and Wegler, 2006; Brenguier *et al.*, 2008a, b; Nagaoka *et al.*, 2010; Takano *et al.*, 2014）。なお、地震波干渉法の理論が成立する条件は雑微動の強度に方位依存性がないことであるが、この仮定は必ずしもなりたない。たとえば、1 Hz 以下の雑微動の主な起源は海洋波浪であるため、観測点の片側にのみ海が分布する場合には、雑微動の強度の方位依存性が生じる。また、地震波のコーダ部分を用いる場合でも、地震波の多重散乱が十分でない場合には地震波が震源の情報を失いきっていないということも考えられる。そのような場合でも、雑微動の方位依存性の時間変化があまり大きくない場合には、地震波速度の時間変化を抽出できることが理論的に示されている（Hadziioannou *et al.*, 2009; Froment *et al.*, 2010; Weaver *et al.*, 2011）。

## 3. 東北地方太平洋沖地震にともなう地震波速度変化

2011 年東北地方太平洋沖地震は  $M_w$  9.0 の巨大地震で

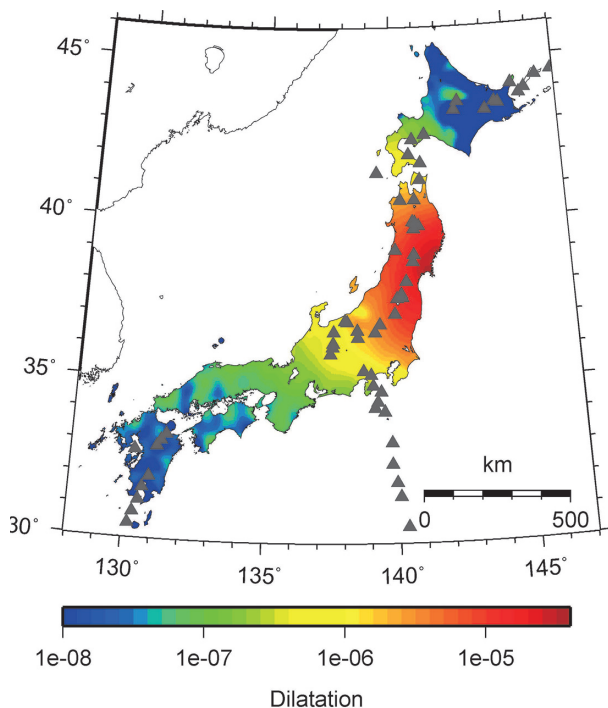


Fig. 1. Spatial distribution of coseismic horizontal dilatational strain due to the 2011 Tohoku-oki earthquake derived from continuous GNSS measurements.

あり、震央近傍では  $10^{-5}$  を超え、日本列島全域で  $10^{-8}$  以上のひずみ変化を観測した (Fig. 1). また、震央近傍では最大約 3000 gal の最大加速度を観測し、震央から数 100 km 以上離れた観測点でも約 100 gal 以上の最大加速度を観測するなど (Furumura *et al.*, 2011; Fig. 2), 大きな動的応力変化も観測された。

この地震にともない、地震波干渉法を用いて地震波速度変化を検出する研究が数多く行われた。Minato *et al.* (2012) は、茨城県・栃木県・福島県の地震観測点のデータを用いて、東北地方太平洋沖地震にともない、福島県沿岸部で 2 秒から 10 秒までの帯域の地震波速度が最大 1.5% 低下したことを示した。しかし、彼らの結果は求めた速度変化の不確実性が大きいようである。Brenquier *et al.* (2014) は、1 秒までから 10 秒までの帯域の地震波を用いて東北地方太平洋沖地震にともなう中部地方から北海道南部までの地震波速度変化を求め、速度低下は Minato *et al.* (2012) が求めた値よりも小さく、最大 0.1% 程度であることを示した。彼らは、速度変化は地震にともなう静的ひずみ変化や揺れの最大速度や最大加速度と相関せず、火山地域においてひずみ変化や揺れの最大速度や最大加速度に対して速度低下が大きいことを示し

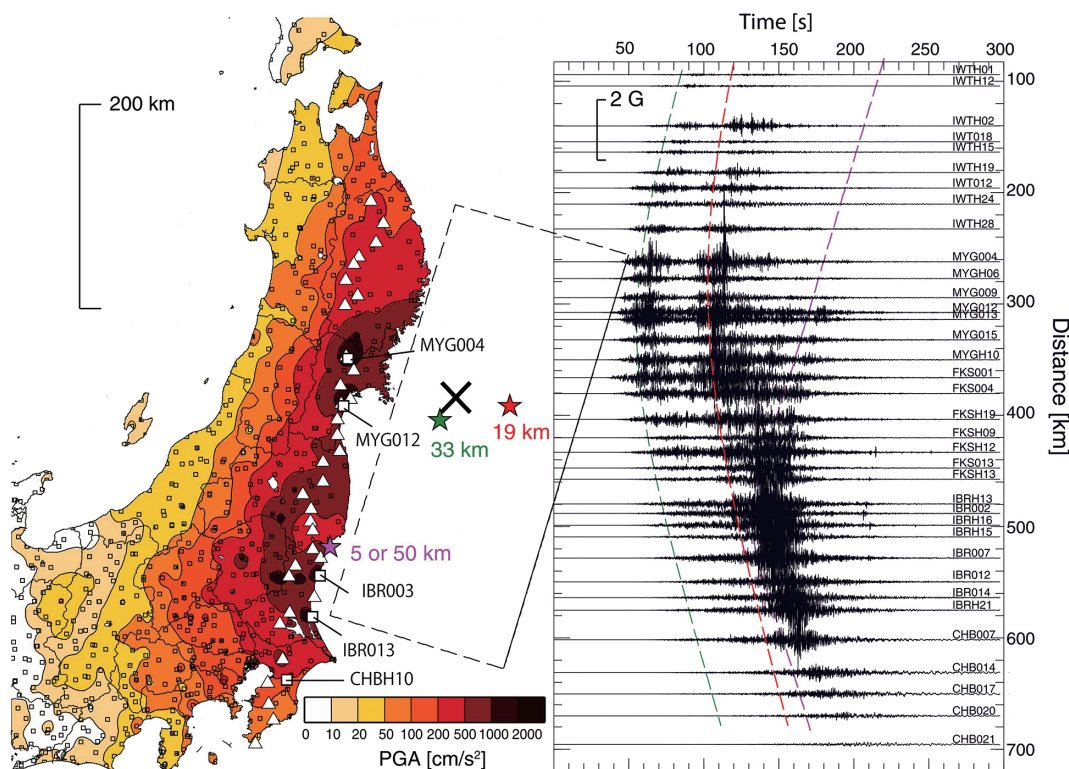


Fig. 2. (left) Spatial distribution of peak ground acceleration. The epicenter is indicated by cross and three large slips are represented by green, red, and purple stars. (right) Record section of the vertical component ground acceleration recorded at linearly aligned 42 stations from north to south as shown by triangles in the left panel. Dashed curves in green, red, and purple denote theoretical travel times associated with large slips indicated by stars in the left panel. After Furumura *et al.* (2011).

た。このことは、静的・動的な応力変化に対する速度変化の応答が地下の媒質によって異なることを意味する。Sawazaki *et al.* (2015) は、東北地方太平洋沖地震震源域周辺で発生する繰り返し地震を用いて、東北地方太平洋沖地震にともなう速度低下は、 $P$  コーダ部分を用いると最大 0.1% であり、 $S$  コーダ部分を用いると最大 0.2% であることを示した。この結果は、Brenquier *et al.* (2014) と大きくは異ならない。Sawazaki *et al.* (2015) はさらに、数値計算により、地表から 150m までの媒質の地震波速度が 1% 低下することにより、求められた速度低下を説明できることを示した。

日本列島には、地表と地下 100–1000 m に鉛直に地震計が設置されている KiK-net 観測網があるため (Obara *et al.*, 2005)、地表観測点と地中観測点の記録の相互相関を取ることで、両観測点間の地震波速度およびその時間変化を求めることができる。東北地方太平洋沖地震にともない、地表から数 100 m の地震波速度が広い範囲で 5% 以上低下し、その後回復していることが、多くの研究で明らかになった (Nakata and Snieder, 2011, 2012; Takagi and Okada, 2012; Sawazaki and Snieder, 2013)。Nakahara (2015) は、雑微動の自己相関から、東北地方太平洋沖地震にともなう速度低下は多くの観測点において 10% 以上であり、最大 50% におよぶことを示した。上述の研究結果と合わせると、Nakahara (2015) の示した速度変化は、地下ごく浅部の大きな速度低下に感度があると考えられる。

以上まとめると、東北地方太平洋沖地震は広い範囲で地震波速度低下をもたらした。とりわけ、地表から数 100 m 以浅の速度低下が大きいことが明らかになった。Sawazaki and Snieder (2013) は、地表から数 100 m 以内の浅部の速度低下が東北地方太平洋沖地震の揺れにともなう最大動的応力変化と正の相関を持つことを示したが、地表から 10 km 付近までの速度変化に感度を持つ Brenquier *et al.* (2014) では、求められた速度低下は地震の揺れの最大加速度にも最大速度にも相関せず、また、地表から数 km の深さまでの平均地震波速度とも相関しないことを示した。Brenquier *et al.* (2014) は、火山地域において求められた速度変化が地震にともなう静的・動的応力変化に対して敏感であることを示唆した。このことから、浅部と深部において地震波速度変化を引き起こすメカニズムは異なっている可能性がある。

#### 4. 地震波速度変化の解釈

上に述べたように、静的・動的応力変化にともなう地震波速度変化のメカニズムは複雑であることが予想され

る。ここでは、地震波速度変化のメカニズムとして、いくつかの可能性を議論する。

##### 4.1 有限ひずみの効果

ひずみ量が有限である場合、Hooke の法則は成り立たず高次の弾性定数の存在を考える必要がある。ここでは third-order elasticity による地震波速度変化について議論し、third-order elasticity を生み出す物理的なメカニズムについても議論する。

一般的な弾性材料において、ひずみエネルギー  $E$  は、

$$E = \frac{1}{2!} C_{ijkl} e_{ij} e_{kl} + \frac{1}{3!} C_{ijklmn} e_{ij} e_{kl} e_{mn} + \dots \quad (1)$$

と与えられる (Brugger, 1964; Johnson and Rasolofosaon, 1996)。ここで、 $e_{ij}$  はひずみテンソルの  $ij$  成分であり、 $C_{ijkl}$  および  $C_{ijklmn}$  は 2 次および 3 次の弾性定数である。式 (1) では Einstein の記法を用いていることに注意されたい。

材料が等方である場合、式 (1) は簡略化され (今後右辺第 3 項以降は無視する)

$$E = \frac{\lambda + 2\mu}{2} I_1^2 - 2\mu I_2 + \frac{l + 2m}{3} I_1^3 - 2m I_1 I_2 + n I_3 \quad (2)$$

と書ける (Murnaghan, 1951)。ここで  $\lambda$  および  $\mu$  は Lamé の弾性定数、 $l$ 、 $m$ 、 $n$  は 3 次の弾性定数である。 $I_1$ 、 $I_2$ 、 $I_3$  はひずみの不変量であり、

$$I_1 = e_{11} + e_{22} + e_{33} \quad (3)$$

$$I_2 = e_{11}e_{22} + e_{22}e_{33} + e_{33}e_{11} - (e_{12}^2 + e_{23}^2 + e_{31}^2) \quad (4)$$

$$I_3 = e_{11}e_{22}e_{33} + 2e_{12}e_{23}e_{31} - (e_{11}e_{23}^2 + e_{22}e_{31}^2 + e_{33}e_{12}^2) \quad (5)$$

と定義する。ひずみが無限小である場合には式 (2) の右辺第 3 項以降は無視される。

座標軸をひずみの主軸方向にとった場合、すなわち  $e_{12} = e_{23} = e_{31} = 0$  である場合、地震波速度と弾性定数の関係は、

$$\rho V_{11}^2 = \lambda + 2\mu + (2l + \lambda)(e_{11} + e_{22} + e_{33}) + (4m + 4\lambda + 10\mu)e_{11} \quad (6)$$

$$\rho V_{12}^2 = \mu + (\lambda + m)(e_{11} + e_{22} + e_{33}) + 4\mu e_{11} + 2\mu e_{22} - \frac{1}{2} n e_{33} \quad (7)$$

$$\rho V_{13}^2 = \mu + (\lambda + m)(e_{11} + e_{22} + e_{33}) + 4\mu e_{11} + 2\mu e_{33} - \frac{1}{2} n e_{22} \quad (8)$$

と表せる (Hughes and Kelly, 1953; Egle and Bray, 1976). ここで  $V_{ij}$  は  $j$  方向に振動し  $i$  方向に伝播する波の速度である. すなわち  $V_{11}$  は  $P$  波速度,  $V_{12}$  および  $V_{13}$  は  $S$  波速度を表す. また,  $\rho$  は媒質の密度である.

ひずみが等方である場合, すなわち  $\theta$  を体積ひずみとして  $e_{11}=e_{22}=e_{33}=\theta/3$  である場合, 式 (6)-(8) は

$$\rho V_p^2 = \rho V_{11}^2 = \lambda + 2\mu + \frac{1}{3}(7\lambda + 10\mu + 6l + 4m)\theta \quad (9)$$

$$\rho V_s^2 = \rho V_{12}^2 = \rho V_{13}^2 = \mu + \left(\lambda + 2\mu + m - \frac{n}{6}\right)\theta \quad (10)$$

と書き直せる. すなわち, 体積ひずみ変化に対する  $P$  波および  $S$  波速度変化の感度は

$$\frac{1}{V_p} \frac{dV_p}{d\theta} = \frac{7\lambda + 10\mu + 6l + 4n}{6(\lambda + 2\mu)} \quad (11)$$

$$\frac{1}{V_s} \frac{dV_s}{d\theta} = 2 + \frac{\lambda + m - n/6}{2\mu} \quad (12)$$

と表せる. 実験室での計測により, 岩石の3次弾性定数は剛性率の $-10$ 倍から $-1000$ 倍であることがわかっている (たとえば Winker and McGowan, 2004; D'Angelo *et al.*, 2008) ので, 式 (11)(12) より,  $P$  波・ $S$  波速度変化の体積ひずみに対する感度はおおよそ  $-5 \times 10^{-6} - -5 \times 10^{-4}/\mu\text{strain}$  となる.  $\lambda = \mu = 25 \text{ GPa}$  の Poisson 固体を仮定すると, 応力変化に対する感度はおおよそ  $-2 \times 10^{-6} - -2 \times 10^{-4}/\text{MPa}$  となる.

求められた地震波速度変化から3次弾性定数を求めた研究はいくつかある (たとえば Tsai, 2011; Sawazaki *et al.*, 2015) が, 観測により求められた3次弾性定数の物理的意味を論じた研究は, 私の知る限り存在しない. 3次弾性定数の持つ物理的意味, すなわち地震波速度変化の応力変化に対する感度の起源は何であろうか? ここでは, Norris (2007) にしたがって議論を進める. Norris (2007) は半径  $R$  の多数の粒子が隣接する粒子と半径  $a$  の領域で接している粉体 (Fig. 3) を考え, 3次弾性定数と Lamé 定数の比が  $(R/a)^2$  のオーダーになることを示した. このことは, 封圧が低いほど Lamé 定数に対して3次弾性定数が高い, すなわち応力擾乱に対する速度変化の感度が高いということを示唆している. これは, 東北地方太平洋沖地震において, 地表から数100mの浅部にて地震波速度変化が大きかったという研究結果 (Nakata and Snieder, 2011, 2012; Takagi and Okada, 2012; Sawazaki and Snieder, 2013; Nakahara, 2015;

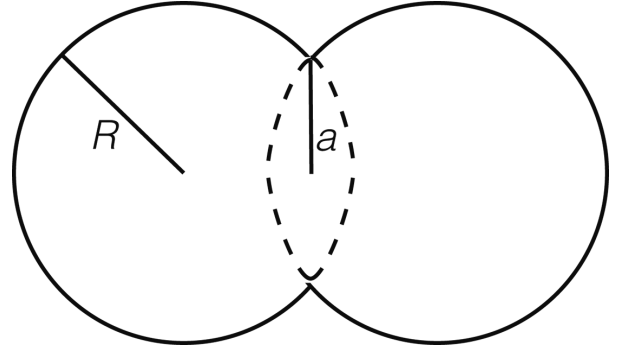


Fig. 3. A schematic view of two spherical grains of radius  $R$  in contact with an area of radius  $a$ .

Sawazaki *et al.*, 2015) と調和的である.

#### 4.2 亀裂の生成による地震波速度変化

上記では静的なひずみ変化による速度変化を考えたが, 静的なひずみ変化が生じなくても, 地震波などによる動的応力変化により地震波速度は変化しうる. これは, 動的応力変化により岩石に亀裂が生成されるためである. 応力変化による岩石材料中の亀裂の生成とそれにともなう地震波速度変化, および亀裂のヒーリングによるその後の速度回復は, 観測事実がある (たとえば Brenguier *et al.*, 2008b; Hobiger *et al.*, 2012, 2016) だけでなく, 実験室 (たとえば Kaproth and Marone, 2014; Brantut, 2015) でもよく再現されている. ここでは Shafiro and Kachanov (1997) および Fortin *et al.* (2007) にしたがって, 亀裂生成による地震波速度変化について議論する. ここでは, 亀裂同士の相互作用を考慮しない. また, 亀裂の方位分布はランダムであると仮定する. そのために, 亀裂の生成により地震波速度の異方性は生じないと仮定する. 亀裂の方位分布を考慮し, 最大主応力の方向に平行および垂直な走向を持つ亀裂が岩石の弾性定数に与える影響は, Brantut (2015) にくわしく議論されている. 地震・火山活動にともなう地震波速度異方性の時間変化はこれまでにいくつかの報告がなされている (たとえば Miller and Savage, 2001; Gerst and Savage, 2004; Durand *et al.*, 2011) が, 地震波速度の異方性の時間変化のメカニズムについて考えるには, 生成される亀裂の方位異方性も考える必要があるだろう. 以下に, 球形の空隙を持つ岩石に亀裂が生成された場合の体積弾性率および剛性率の変化について論じる.

まず, 空隙に流体が満たされていない岩石の場合, 亀裂生成にともなう体積弾性率  $K$  および剛性率  $\mu$  の変化は, 導出過程を省略して

$$\left(\frac{K}{K_0}\right)^{-1} = 1 + \frac{\rho h}{1-p} \frac{1-\nu_0/2}{1-2\nu_0} + \frac{p}{1-p} \frac{3(1-\nu_0)}{2(1-2\nu_0)} \quad (13)$$

$$\left(\frac{\mu}{\mu_0}\right)^{-1} = 1 + \frac{\rho h}{1-p} \frac{1-\nu_0/5}{1+\nu_0} + \frac{p}{1-p} \frac{15(1-\nu_0)}{7-5\nu_0} \quad (14)$$

とあらわせる。ここで、 $K_0$ 、 $\mu_0$ 、および  $\nu_0$  は空隙および亀裂のない状態の岩石の体積弾性率、剛性率、および Poisson 比、 $p$  は空隙率である。 $h$  は

$$h = \frac{16(1-\nu_0^2)}{9(1-\nu_0/2)} \quad (15)$$

と定義される。 $\rho$  は、岩石の体積を  $V$ 、亀裂の総数を  $N$ 、すべての亀裂が円形であるとし、 $i$  番目の亀裂の半径を  $a_i$  としたときに

$$\rho = \frac{1}{V} \sum_{i=1}^N a_i^3 \quad (16)$$

と定義される亀裂密度である。

Fig. 4 に、空隙および亀裂のない状態の岩石の剛性率および Poisson 比が 20 GPa および 0.25 であるとして、様々な空隙率の岩石の  $P$  波速度・ $S$  波速度・Poisson 比を亀裂密度の関数として示す。亀裂密度の増大にともない  $P$  波速度も  $S$  波速度も減少する。空隙率が小さい岩石の方が亀裂密度の増大にともない相対的な速度低下は大きい。また、亀裂の存在にともない相対的な速度低下は、 $P$  波のほうが  $S$  波よりも大きい。そのために、Poisson 比は亀裂密度の増大とともに減少する。

次に、空隙および亀裂が流体に満たされている場合は、亀裂生成にともない体積弾性率および剛性率は

$$\begin{aligned} \left(\frac{K}{K_0}\right)^{-1} &= 1 + \frac{\rho h}{1-2\nu_0} \left[ 1 - \left( 1 - \left( 1 - \frac{\nu_0}{2} \right) \frac{c}{1+c} \right) \right] \\ &+ p \frac{3(1-\nu_0)}{2(1-2\nu_0)} \frac{s}{1+s} \end{aligned} \quad (17)$$

$$\begin{aligned} \left(\frac{\mu}{\mu_0}\right)^{-1} &= 1 + \frac{\rho h}{1+\nu_0} \left[ 1 - \frac{2}{5} \left( 1 - \left( 1 - \frac{\nu_0}{2} \right) \frac{c}{1+c} \right) \right] \\ &+ p \frac{15(1-\nu_0)}{7-5\nu_0} \end{aligned} \quad (18)$$

とかける。ここで、 $c$  および  $s$  は、亀裂のアスペクト比  $\zeta$ 、流体の体積弾性率  $K_f$ 、空隙および亀裂のない岩石の Young 率  $E_0$  を用いて

$$c = \frac{16E_0\zeta}{9K_f} (1-\nu_0^2) \quad (19)$$

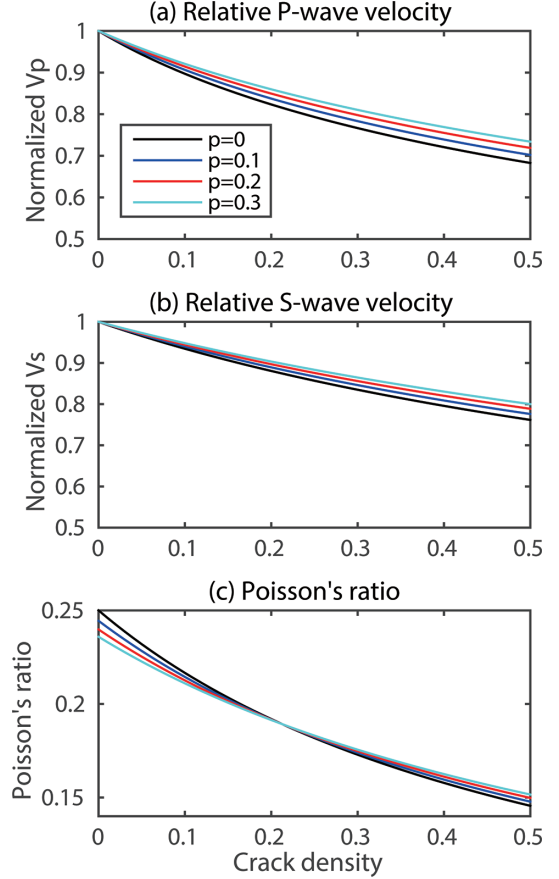


Fig. 4. (a) Relative  $P$ -wave velocity of a dry rock with a porosity of 0 (black), 0.1 (blue), 0.2 (red), and 0.3 (cyan) as a function of crack density. The density, rigidity, and Poisson's ratio of a rock without pores or cracks are set at 2500 kg/m<sup>3</sup>, 20 GPa, and 0.25, respectively. Rocks with less porosity reduce more velocities by cracks, but the velocity reduction does not change significantly with different porosities. (b) Same as (a), but for the  $S$ -wave velocity. As with the  $P$ -wave velocity, the  $S$ -wave velocity of rocks with less porosity are more reduced by cracks, but the velocity reduction does not change significantly with different porosities. Relative reduction of  $S$ -wave velocities is not as large as  $P$ -wave velocities. (c) Same as (a) and (b), but for Poisson's ratio. Because  $P$ -wave velocities are more sensitive to crack density, Poisson's ratio decreases as crack density increases.

$$s = \frac{2E_0/K_f - 6(1-2\nu_0)}{9(1-\nu_0)} \quad (20)$$

とあらわせる。空隙や亀裂が「乾いて」いる限界では  $c \rightarrow \infty$  および  $s \rightarrow \infty$  であるが、式 (13) および (14) では亀裂間の相互作用を考慮しているのに対して、亀裂に流体が満たされている式 (17) および (18) の場合は亀裂間の相互作用が無視できるため、式 (17) および (18) で  $c \rightarrow \infty$  および  $s \rightarrow \infty$  としても、空隙率 0 つまり  $p=0$  で

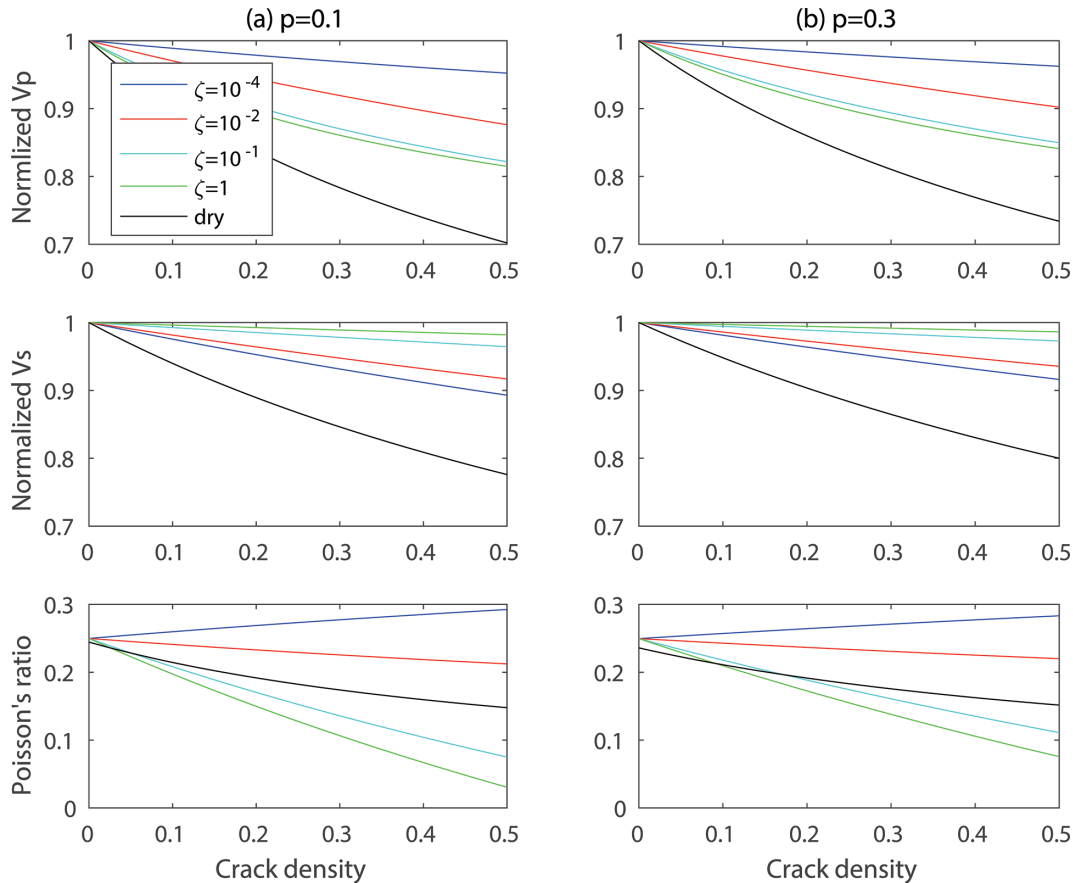


Fig. 5. Relative  $P$ -wave velocities (top panels),  $S$ -wave velocities (middle panels), and Poisson's ratio of fluid-saturated rocks with crack aspect ratios of  $\zeta$  of  $10^{-4}$  (blue),  $10^{-2}$  (red),  $10^{-1}$  (cyan), and 1 (green), respectively, as a function of crack density. Porosities of rocks are (a) 0.1 and (b) 0.3. Density, rigidity, and Poisson's ratio of a rock without pores or cracks are set at  $2500 \text{ kg/m}^3$ , 20 GPa, and 0.25, respectively, which are identical to those depicted in Fig. 4. Those of dry rocks are also plotted in black for reference. The reduction of relative  $P$ -wave velocity is larger with a larger aspect ratio, but is smaller than the dry rock. Similarly, the reduction of relative  $S$ -wave velocity of fluid-saturated rocks is smaller than that of dry rocks. However, the relative reduction of the  $S$ -wave velocity is larger with a smaller crack aspect ratio. Consequently, Poisson's ratio increases as crack density increases if the crack aspect ratio is small such as  $\zeta=10^{-4}$ , but decreases as crack density increases if the crack aspect ratio is larger.

ない限り式 (13) および (14) と一致しないことに注意されたい。

Fig. 5 に、空隙率  $p=0.1$  および  $0.3$  の岩石について、亀裂のアスペクト比が異なる場合の  $P$  波速度、 $S$  波速度、Poisson 比を亀裂密度の関数として示す。Fig. 5a と b を比較すると、それぞれのパラメータの亀裂密度依存性は、空隙率の違いによって大きな差はないが、空隙率が大きい場合のほうが、同じ亀裂密度について  $P$  波速度、 $S$  波速度の相対的な減少が小さい。これは、定性的には、空隙率の大きな岩石は、空隙の存在によりすでに地震波速度が低下しているからである。また、亀裂密度が 0 の場合、空隙が流体で満たされていない場合には、空隙の存在によりポアソン比が変化するのに対して、空隙が流体で満たされている場合にはポアソン比が大きく

変化しない。これは流体の存在の有無による空隙間の相互作用の有無の違いによるものである。 $P$  波速度も  $S$  波速度も亀裂密度が増加するにしたがい減少するが、空隙に流体が満たされていない場合と比べると、その減少率は小さい。しかし、 $P$  波速度は、亀裂のアスペクト比が大きいほうが同じ亀裂密度に対して相対的な速度低下が大きくなるのに対し、 $S$  波速度は、亀裂のアスペクト比が小さいほうが同じ亀裂密度に対して相対的な速度低下が大きくなる。そのため、亀裂のアスペクト比が小さい場合 ( $\zeta=10^{-4}$ ) には、亀裂密度の上昇とともに Poisson 比が大きくなるのに対して、亀裂のアスペクト比が大きくなると、亀裂密度の上昇とともに Poisson 比が小さくなる。

## 5. 今後の展望

近年の観測網の充実、および地震波干渉法をはじめとした地震波解析手法の発展により、地震にともなう地震波速度変化は数多く観測されてきている。観測された地震波速度変化は、静的・動的な応力変化とは特に相関がないことがいくつかの研究で報告されている (Brenquier *et al.*, 2014; Hobiger *et al.*, 2016)。また、東北地方太平洋沖地震にともなう地震波速度変化は火山地域で大きい、その理由は理解されていない。この地震波速度変化は、浅部の地震波速度と強く相関しているというわけではない。火山地域は浅部での地震波速度が周辺の地域よりも低いことが多いが、たとえば厚い堆積層により火山地域と同様に浅部地震波速度の低い関東平野においては、地震波速度低下はそれほど大きくない。むしろ、求められた速度低下は、Carcolé and Sato (2010) にもとめられた短周期地震波の散乱減衰が大きいところで速度低下が大きいという形である程度相関しているように見える。応力摂動による地震波速度変化の感度は、短周期地震波の散乱減衰によって示される浅部の不均質性となんらかの形で関連しているのかもしれない。しかし、4章で議論したように、応力摂動にともない観測される地震波速度変化のメカニズムは、可能性は提示することができるものの、提示された可能性のどれが確からしいかについては定量的に理解できる段階に至っていない。

理論・実験からは静的・動的応力にともなう地震波速度変化のメカニズムについて様々な考察がなされていることから、このような考察を用いて観測された地震波速度変化のメカニズムを理解するための準備は整っているとはいえる。しかし、そのためには、少なくとも、観測された地震波速度変化の空間分布を現状よりも高い空間分解能で明らかにしなくてはならない。現在もっとも多く用いられる雑微動を用いた方法は主に表面波が抽出されるが、表面波を用いている限りは速度変化の空間分解能、とりわけ深さ方向の分解能に限界がある。したがって、より空間分解能の高い地下構造の得られる実体波を抽出できるような手法開発が必要である。

雑微動はおもに地表で励起されるため、雑微動を用いている限りは実体波の利用に限界がある。そのため、自然地震の発生している地域においては自然地震を用いて速度構造の時間および空間変化を抽出する必要がある。そのために必要なのは、観測された実体波およびその散乱波がどの領域の速度構造に感度があるかを明らかにすることである。現在では、表面波に対応した2次元の感度カーネルが半解析的に求められている (たとえば Pacheco and Snieder, 2005) が、3次元の感度カーネルは、

地表の存在が問題を難しくしているために求められていない。3次元の感度カーネルを求めることは、数学的に興味深いだけでなく、地震波速度変化のメカニズムの理解を進める上で重要なことである。

## 謝 辞

本稿の執筆機会を与えてくださった栗田敬氏に感謝いたします。本研究は日本学術振興会科学研究費補助金 25800244 の助成を受けたものです。Fig. 1 の作図には Generic Mapping Tools (Wessel and Smith, 1998) を使用しました。

## 参考文献

- Aki, K., 1957, Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors, *Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo*, **35**, 415-456.
- Birch, F., 1960, The velocity of compressional waves in rocks to 10 kilobars: part 1, *J. Geophys. Res.*, **65**, 1083-1102, doi:10.1029/JZ065i004p01083.
- Birch, F., 1961, The velocity of compressional waves in rocks to 10 kilobars: part 2, *J. Geophys. Res.*, **66**, 2199-2224, doi:10.1029/JZ066i007p02199.
- Bonney-Claudet, S., F. Cotton and P.-Y. Bard, 2006, The nature of noise wakefield and its applications for site effects studies: a literature review, *Earth-Sci. Rev.*, **79**, 205-227, doi:10.1016/j.earscirev.2006.07.004.
- Brantut, N., 2015, Time-dependent recovery of microcrack damage and seismic wave speeds in deformed limestone, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **120**, 8088-8109, doi:10.1002/2015JB012324.
- Brenquier, F., N.M. Shapiro, M. Campillo, V. Ferrazzini, Z. Duputel, O. Coutant and A. Nercessian, 2008a, Towards forecasting volcanic eruptions using seismic noise, *Nat. Geosci.*, **1**, 126-130, doi:10.1038/ngeo104.
- Brenquier, F., M. Campillo, C. Hadziioannou, N.M. Shapiro, R.M. Nadeau and E. Larose, 2008b, Postseismic relaxation along the San Andreas fault at Parkfield from continuous seismological observations, *Science*, **321**, 1478-1481, doi:10.1126/science.1160943.
- Brenquier, F., M. Campillo, T. Takeda, Y. Aoki, N.M. Shapiro, X. Briand, K. Emoto and H. Miyake, 2014, Mapping pressurized volcanic fluids from induced crustal seismic velocity drops, *Science*, **345**, 80-82, doi:10.1026/science.1254073.
- Brugger, K. 1964, Thermodynamic definition of higher order elastic coefficients, *Phys. Rev.*, **133**, A1611-A1612, doi:10.1103/physrev.133.a1611.
- Campillo, M. and A. Paul, 2003, Long-range correlations in the diffuse seismic coda, *Science*, **299**, 547-549, doi:10.1126/science.1078551.
- Carcolé, E. and H. Sato, 2010, Spatial distribution of scattering loss and intrinsic absorption of short-period S waves in the lithosphere of Japan on the basis of the Multiple Laplace Time window Analysis of Hi-net data, *Geophys. J. Int.*, **180**, 268-290, doi:10.1111/j.1365-246X.2009.04394.x.
- Claerbout, J.F., 1968, Synthesis of a layered medium from its acoustic transmission response, *Geophysics*, **33**, 264-269, doi:10.1190/1.1439927.



- Curtis, A., P. Gersoft, H. Sato, R. Snieder and K. Wapenaar, 2006, Seismic interferometry – turning noise into signal, *The Leading Edge*, **25**, 1082–1092, doi:10.1190/1.2349814.
- D'Angelo, R.M., K.W. Wrinker and D.L. Johnson, 2008, Three wave mixing test of hyper elasticity in highly nonlinear solids: Sedimentary rocks, *J. Acoust. Soc. Am.*, **123**, 622–639, doi:10.1121/1.2821968.
- Durand, S., J.P. Montagner, P. Roux, F. Brenguier, R.M. Nadeau and Y. Ricard, 2011, Passive monitoring of anisotropy change associated with the Parkfield 2004 earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, **38**, L13303, doi:10.1029/2011GL047875.
- Egle, D.M. and D.E. Bray, 1976, Measurement of acoustoelastic and third-order elastic constants for rail steel, *J. Acoust. Soc. Am.*, **60**, 741–744, doi:10.1121/1.381146.
- Fortin, J., Y. Guéguen and A. Schubnel, 2007, Effects of pore collapse and grain crushing on ultrasonic velocities and  $Vp/Vs$ , *J. Geophys. Res.*, **112**, B08207, doi:10.1029/2005JB004005.
- Froment, B., M. Campillo, P. Roux, P. Gouédard, A. Verdel and R. L. Weaver, 2010, Estimation of the effect of nonisotropically distributed energy on the apparent arrival time in correlations, *Geophysics*, **75**, SA85–SA93, doi:10.1190/1.3483102.
- Furumura, T., S. Tkaemura, S. Noguchi, T. Takemoto, T. Maeda, K. Iwai and S. Padhy, 2011, Strong ground motions from the 2011 off-the-Pacific-Coast-of-Tohoku, Japan (Mw=9.0) earthquake obtained from a dense nationwide seismic network, *Landslides*, **8**, 333–338, doi:10.1007/s10346-011-0279-3.
- Gerst, A. and M.K. Savage, 2004, Seismic anisotropy beneath Ruapehu volcano: a possible eruption forecasting tool, *Science*, **306**, 1543–1547, doi:10.1126/science.1103445.
- Graves, R.J. and T.J. Flup, 1987, Three-dimensional seismic monitoring of an enhanced oil recovery process, *Geophysics*, **52**, 1175–1187, doi:10.1190/1.1442381.
- Hadziioannou, C., E. Larose, O. Coutant, P. Roux and M. Campillo, 2009, Stability of monitoring weak changes in multiply scattering media with ambient noise correlation: Laboratory experiments, *J. Acoust. Soc. Am.*, **125**, 3688–3695, doi:10.1121/1.3125345.
- Hobiger, M., U. Wegler, K. Shiomi and H. Nakahara, 2012, Coseismic and postseismic elastic wave velocity variations caused by the 2008 Iwate-Miyagi Nairiku earthquake, Japan, *J. Geophys. Res.*, **117**, B09313, doi:10.1029/2012JB009402.
- Hobiger, M., U. Wegler, K. Shiomi and H. Nakahara, 2016, Coseismic and postseismic velocity changes detected by Passive Image Interferometry: comparison of one great and five strong earthquakes in Japan, *Geophys. J. Int.*, **205**, 1053–1073, doi:10.1093/gji/ggw066.
- Hughes, D.S. and J.L. Kelly, 1953, Second-order elastic deformation of solids, *Phys. Rev.*, **92**, 1145–1149, doi:10.1103/PhysRev.92.1145.
- Ikuta, R., K. Yamaoka, K. Miyakawa, T. Kunimoto and M. Kumazawa, 2002, Continuous monitoring of propagation velocity of seismic wave using ACROSS, *Geophys. Res. Lett.*, **29**, 1627, doi:10.1029/2001GL013974.
- Johnson, P.A. and P.N. J. Rasolofosaon, 1996, Nonlinear elasticity and stress-induced anisotropy in rock, *J. Geophys. Res.*, **101**, 3113–3124, doi:10.1029/95JB02880.
- Julian, B.R. and G.R. Fougler, 2010, Time-dependent seismic tomography, *Geophys. J. Int.*, **182**, 1327–1338, doi:10.1111/j.1365-246X.2010.04668.x.
- Kaproth, B.M. and C. Marone, 2014, Evolution of elastic wave speed during shear-induced damage and healing within laboratory fault zones, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **119**, 4821–4840, doi:10.1002/2014JB011051.
- Lumley, D.E., 2001, Time-lapses seismic reservoir monitoring, *Geophysics*, **66**, 50–53, doi:10.1190/1.1444921.
- Miller, V. and M. Savage, 2001, Changes in seismic anisotropy after volcanic eruptions: evidence from Mount Ruapehu, *Science*, **293**, 2231–2233, doi:10.1126/science.1063463.
- Minato, S., T. Tsuji, S. Ohmi and T. Matsuoka, 2012, Monitoring seismic velocity change caused by the 2011 Tohoku-oki earthquake using ambient noise records, *Geophys. Res. Lett.*, **39**, L09309, doi:10.1029/2012GL051405.
- Murnaghan, F.D., 1951, *Finite deformation of an elastic solid*, Wiley, New York, NY, USA.
- Nagaoka, Y., K. Nishida, Y. Aoki and M. Takeo, 2010, Temporal change of phase velocity beneath Mt. Asama, Japan, inferred from coda wave interferometry, *Geophys. Res. Lett.*, **37**, L22311, doi:10.1029/2010GL045289.
- Nagaoka, Y., K. Nishida, Y. Aoki, M. Takeo and T. Ohminato, 2012, Seismic imaging of magma chamber beneath an active volcano, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **333–334**, 1–8, doi:10.1016/j.epsl.2012.03.034.
- Nakahara, H., 2015, Auto correlation analysis of coda waves from local earthquakes for detecting temporal changes in shallow subsurface structures: the 2011 Tohoku-Oki, Japan, earthquake, *Pure Appl. Geophys.*, **172**, 213–224, doi:10.1007/s00024-014-0849-0.
- 中原 恒, 2015, 地震波干渉法 その1 歴史的経緯と原理, 地震, **68**, 75–82, doi:10.4294/zisin.68.75.
- Nakata, N. and R. Snieder, 2011, Near-surface weakening in Japan after the 2011 Tohoku-Oki earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, **38**, L17302, doi:10.1029/2011GL048800.
- Nakata, N. and R. Snieder, 2012, Time-lapse change in anisotropy in Japan's near surface after the 2011 Tohoku-Oki earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, **39**, L11313, doi:10.1029/2012GL051979.
- Nishida, K., H. Kawakatsu and K. Obara, 2008, Three-dimensional crustal S velocity structure in Japan using micro-seismic data recorded by Hi-net tiltmeters, *J. Geophys. Res.*, **113**, B10302, doi:10.1029/2007JB005395.
- Nishida, K., J.-P. Montagner and H. Kawakatsu, 2009, Global surface wave tomography using seismic hum, *Science*, **326**, 112, doi:10.1126/science.1176389.
- Nishimura, T., S. Tanaka, T. Yamawaki, H. Yamamoto, T. Sano, M. Sato, H. Nakahara, N. Uchida, S. Hori and H. Sato, 2005, Temporal changes in seismic velocity of the crust around Iwate volcano, Japan, as inferred from analysis of repeated active seismic experiment data from 1998 to 2003, *Earth Planet. Space*, **57**, 491–505, doi:10.1186/BF03352583.
- Norris, A., 2007, Small-on-large theory with applications to granular materials and fluid/solid systems, in *Waves in Nonlinear Pre-stressed Materials*, CISM Course and Lecture, Vol. 495, eds. M. Destrade and G. Saccomandi, Springer, pp. 27–62.
- Nur, A. and G. Simmons, 1969, Stress-induced velocity anisotropy in rocks: an experimental study, *J. Geophys. Res.*, **74**, 6667–6674, doi:10.1029/JB074i027p06667.
- Obara, K., K. Kasahara, S. Hori and Y. Okada, 2005, A densely distributed high-sensitivity seismograph network in Japan: Hi-net by National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention, *Rev. Sci. Instrum.*, **76**, 021301, doi:

- 10.1063/1.1854197.
- Pacheco, C. and R. Snieder, 2005, Time-lapse travel time change of multiply scattered acoustic waves, *J. Acoust. Soc. Am.*, **118**, 1300–1310, doi:10.1121/1.2000827.
- Patanè, D., G. Barberi, O. Cocina, P. de Gori, and C. Chiarabba, 2006, Time-resolved seismic tomography detects magma intrusions at Mount Etna, *Science*, **313**, 821–823, doi:10.1126/science.1127724.
- Poupinet, G., W.L. Ellsworth, J. Frechet, 1984, Monitoring velocity variations in the crust using earthquake doublets: an application to the Calaveras fault, California, *J. Geophys. Res.*, **89**, 5719–5731, doi:10.1029/JB089iB07p05719.
- Sawazaki, K. and R. Snieder, 2013, Time-lapse changes of *P*- and *S*-wave velocities and shear wave splitting in the first year after the 2011 Tohoku earthquake, Japan: shallow subsurface, *Geophys. J. Int.*, **193**, 238–251, doi:10.1093/gji/ggs080.
- Sawazaki, K., H. Kimura, K. Shiomi, N. Uchida, R. Takagi and R. Snieder, 2015, Depth-dependence of seismic velocity change associated with the 2011 Tohoku earthquake, Japan, revealed from repeating earthquake analysis and finite-difference wave propagation simulation, *Geophys. J. Int.*, **201**, 741–763, doi:10.1093/gji/ggv014.
- Sens-Schönfelder, C. and U. Wegler, 2006, Passive image interferometry and seasonal variations of seismic velocities at Merapi Volcano, Indonesia, *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L21302, doi:10.1029/2006GL027797.
- Shafiro, B. and M. Kachanov, 1997, Materials with fluid-filled pores of various shapes: Effective elastic properties and fluid pressure polarization, *Int. J. Solids Struct.*, **34**, 3517–3540, doi:10.1016/S0020-7683(96)00185-0.
- Shapiro, N.M. and M. Campillo, 2004, Emergence of broadband Rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise, *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L07614, doi:10.1029/2004GL019491.
- Shapiro, N.M., M. Campillo, L. Stehly and M.H. Ritzwoller, 2005, High-resolution surface-wave tomography from ambient seismic noise, *Science*, **307**, 1615–1618, doi:10.1126/science.1108339.
- Snieder, R., A. Grêt, H. Douma and J. Scales, 2002, Coda wave interferometry for estimating nonlinear behavior in seismic velocity, *Science*, **295**, 2253–2255, doi:10.1126/science.1070015.
- Takagi, R. and T. Okada, 2012, Temporal change in shear velocity and polarization anisotropy related to the 2011 M9.0 Tohoku-Oki earthquake examined using KiK-net vertical array data, *Geophys. Res. Lett.*, **39**, L09310, doi:10.1029/2012GL051342.
- Takanno, T., T. Nishimura, H. Nakahara, Y. Ohta and S. Tanaka, 2014, Seismic velocity changes caused by the Earth tide: ambient noise correlation analyses of small-array data, *Geophys. Res. Lett.*, **41**, 6131–6136, doi:10.1002/2014GL060690.
- Tsai, V.C., 2011, A model for seasonal changes in GPS positions and seismic wave speeds due to thermoelastic and hydrologic variations, *J. Geophys. Res.*, **116**, B04404, doi:10.1029/2010JB008156.
- Wapenaar, K., D. Draganov, R. Snieder, X. Campman and A. Verdel, 2010a, Tutorial on seismic interferometry: Part 1 – Basic principles and applications, *Geophysics*, **75**, 75A195–75A209, doi:10.1190/1.3457445.
- Wapenaar, K., E. Slob, R. Snieder and A. Curtis, 2010b, Tutorial on seismic interferometry: Part 2 – Underlying theory and new advances, *Geophysics*, **75**, 75A211–75A227, doi:10.1190/1.3463440.
- Weaver, R.L. and O.I. Lobkis, 2001, Ultrasonics without a source: thermal fluctuation correlations at MHz frequencies, *Phys. Rev. Lett.*, **87**, 134301, doi:10.1103/PhysRevLett.87.134301.
- Weaver, R.L., C. Hadziioannou, E. Larose and M. Campillo, 2011, On the precision of noise correlation interferometry, *Geophys. J. Int.*, **185**, 1384–1392, doi:10.1111/j.1365-246X.2011.05015.x.
- Wessel, P. and W.H.F. Smith, 1998, New, improved version of Generic Mapping Tools released, *EOS Trans. Am. Geophys. Union*, **79**, 579, doi:10.1029/98EO00426.
- Winker, K.W. and L. McGowan, 2004, Nonlinear acoustoelastic constants of dry and saturated rocks, *J. Geophys. Res.*, **109**, B10204, doi:10.1029/2004JB003262.
- Yamaoka, K., H. Miyamachi, T. Watanabe, T. Kunitomo, T. Michishita, R. Ikuta and M. Iguchi, 2014, Active monitoring at an active volcano: amplitude-distance dependence of ACROSS at Sakurajima Volcano, Japan, *Earth Planet. Space*, **66**, 32, doi:10.1186/1880-5981-66-32.
- Zhang, X. and H. Zhang, 2015, Wavelet-based time-dependent travel time tomography method and its application in imaging the Etna volcano in Italy, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **120**, 7068–7084, doi:10.1002/2015JB012182.

(Received March 19, 2016)

(Accepted November 20, 2017)