

潘睿, 杨微. 2025. 地下介质波速变化研究进展[J]. 地震研究, 48(3): 351–360, doi: 10. 20015/j. cnki. ISSN1000–0666. 2025. 0037.

Pan R., Yang W. 2025. Advances in the research on the seismic wave velocity variation in subsurface media[J]. *Journal of Seismological Research*, 48(3): 351–360, doi: 10. 20015/j. cnki. ISSN1000–0666. 2025. 0037.

## 地下介质波速变化研究进展\*

潘睿, 杨微\*

(中国地震局地球物理研究所, 北京 100081)

**摘要:** 通过高精度连续测量地下介质波速变化, 可获得其应力状态及变化。围绕地下介质波速变化测量及应用研究, 介绍了地震波速度变化测量的原理和方法, 阐述了重复地震、背景噪声和人工震源等方法的优势和不足之处, 梳理了地下介质波速变化的研究现状, 主要涉及震前孕育、同震效应和震后恢复等过程中波速变化的研究进展, 并探讨了引起地下介质波速变化的相关机理。分析认为, 地震引起的同震波速变化及震后恢复特征与地震震级大小和观测位置等有关, 由环境因素, 如大气压、降雨和温度等引起的周期性波速变化, 可作为观测系统检测能力的判定。最后, 对提升地下介质波速变化的监测能力进行了展望。

**关键词:** 波速变化; 重复地震; 背景噪声; 人工震源

**中图分类号:** P315. 24 **文献标识码:** A **文章编号:** 1000–0666(2025)03–0351–10

doi: 10. 20015/j. cnki. ISSN1000–0666. 2025. 0037

### 0 引言

地震是地壳介质应力积累和释放的物理过程。实时监测地下介质的应力状态, 对认识地震孕育和发生的物理过程具有重要意义, 也可对地震危险区的灾害预测或工业开采区的安全生产等提供科学依据。由于地球的不可入性, 地下介质的应力变化测量往往依赖于地震活动性并且多在地表开展(王彬, 2009), 因此很难给出精确的地下介质应力变化过程。地震波是“照亮地球内部的一盏明灯”(陈颙, 朱日祥, 2005), 而地震波速度是应力测量精度最高、最可靠的参数, 因此可根据地震波速度的应力敏感性, 通过测量地震波速度的连续变化来研究地下介质应力状态及变化。

Birch (1960)、Nur 和 Dilatancy (1972) 的实验室研究表明, 岩石中的波速会随应力变化而发生变化。Aggarwal 等 (1973) 发现 1973 年 5 月 23

日在美国纽约蓝山湖地区发生的 2 次 3 级地震前, 波速变化幅度曾高达 20%, 临近地震时波速恢复到正常水平。李四光 (1973) 通过地震前地应力的变化开展地震预报。但由于受当时探测精度的影响和限制, 地震波速度变化测量方法未能得到较好的发展。

近年来更加精确的观测研究表明, 地下介质的地震波速度会在地震前后存在明显的变化 (Breguier *et al*, 2008; Niu *et al*, 2008; Liu *et al*, 2018; 苏金波等, 2022), 高度可重复的震源是开展地下介质地震波速度变化高精度探测的关键。国内外科研人员利用重复地震、背景噪声和人工震源等重复震源, 在探测地震波速度变化研究方面进行了有益的尝试, 并取得了较好的成果 (Pacheco *et al*, 2017; Yang *et al*, 2018; 安艳茹等, 2023)。

本文基于地下介质波速变化研究进展及成果, 围绕波速变化测量原理、分析方法和与地震事件

\* 收稿日期: 2024–12–08.

基金项目: 国家自然科学基金 (41974069); 中国地震局地球物理研究所自主立项项目 (JY2022Z48).

第一作者简介: 潘睿 (1992–), 博士研究生在读, 主要从事地下介质波速变化研究. E-mail: 985989386@qq.com.

✉ 通信作者简介: 杨微 (1982–), 研究员, 博士, 主要从事人工震源探测及断裂带精细结构等方面的研究.

E-mail: weiyang05@163.com.

相关的波速变化研究进展等进行了阐述,并对地下介质波速变化的成因及机理进行了分析探讨。

## 1 地震波速度变化测量原理及方法

### 1.1 测量原理

在信号源和接收台站的位置保持固定不变的情况下,利用重复性震源可对地震波走时进行高精度重复测量。假设地震波是沿射线路径  $P$  传播的,对传播距离沿路径  $P$  进行积分 (Snieder, 2006),那么得到的地震波走时为:

$$t = \int_P \frac{1}{v} ds \quad (1)$$

式中:  $v$  是地震波在介质中传播的速度;  $ds$  是地震波在走时内沿路径  $P$  传播的位移。通过系列变换,得到波速相对变化  $\frac{dv}{v}$  和走时相对变化  $\frac{dt}{t}$  之间的关系式为:

$$\frac{dv}{v} = -\frac{dt}{t} \quad (2)$$

式中:  $dv$  是地震波在介质中传播时的波速变化;  $dt$  是地震波在介质中传播时的走时变化。

根据式 (2) 可知,地震波速度的相对变化与走时相对变化呈负线性相关性。在保证信号源和接收台站的空间位置固定不变的情况下,即忽略测量基线长度的相对变化,可以通过重复测量地震波的走时相对变化  $\frac{dt}{t}$  来测量地震波速度的相对变化  $\frac{dv}{v}$ 。

### 1.2 测量方法

研究人员主要利用直达波或者尾波波形来计算地震波的走时变化,在研究地下介质波速变化方面均取得了较好的成果 (苏金波等, 2022; 安艳茹等, 2023)。波速变化测量方法主要有波形互相关检测法、压缩-拉伸法和移动窗口互谱法等。

#### 1.2.1 波形互相关检测法

波形互相关检测法是基于信号和噪音的统计特点进行波形互相关分析,进而获得 2 个信号之间的走时延迟 (Crater, 1987)。假如  $x(t)$  和  $y(t)$  是

具有一定能量的 2 个不同的信号 (非周期信号),二者的互相关函数可表示为:

$$\begin{aligned} R_{xy}(\tau) &= \int_{-\infty}^{\infty} x(t) y^*(t - \tau) dt \\ &= \int_{-\infty}^{\infty} y^*(t) x(t + \tau) dt \end{aligned} \quad (3)$$

式中:  $\tau$  为 2 个信号之间的时间延时;  $*$  表示复共轭。若  $x(t)$  和  $y(t)$  是 2 个相同的信号,二者的互相关函数则是  $x(t)$  的自相关函数  $R_{xx}(\tau)$ 。

利用波形互相关检测法计算 2 个相似波形信号间的时间延时是一种较为成熟的技术,当波形相似程度达到最大值时对应的时间延时就是这 2 个波形信号之间的时间延时。波形互相关检测法在介质波速变化分析中得到了很好的应用 (Wang *et al*, 2008; Pacheco *et al*, 2017; Wang *et al*, 2020; 苏金波等, 2022)。

#### 1.2.2 压缩-拉伸法

若地震波的速度变化在时空上是均匀的,则在传播过程中会呈现出波形压缩或拉伸现象。Sens-Schönfelder 和 Wegler (2006) 通过对一系列时间窗口中的波形进行压缩或者拉伸,得到小窗口内的波速变化。利用波形互相关检测法得到地震波速度的相对变化  $\frac{dv}{v}$ , 这就是压缩-拉伸法。研究人员采用该方法在介质波速变化研究中取得了较好的成果 (Meier *et al*, 2010; Stehly *et al*, 2015; Nimiya *et al*, 2017; Boschelli *et al*, 2021)。

压缩或拉伸后的波形  $f_{\text{cur}}(t)$  可表示为:

$$f_{\text{cur}(\varepsilon)}(t) = f_{\text{cur}}[t(1 + \varepsilon)] \quad (4)$$

式中:  $\varepsilon$  为压缩-拉伸系数 ( $\varepsilon = -\frac{dt}{t}$ )。压缩或拉伸后的波形  $f_{\text{cur}}(t)$  和参考波形  $f_{\text{ref}}(t)$  之间互相关系数可通过  $\varepsilon$  表示:

$$R(\varepsilon) = \frac{\int f_{\text{cur}(\varepsilon)}(t) f_{\text{ref}}(t) dt}{\sqrt{\int f_{\text{cur}(\varepsilon)}^2(t) dt \int f_{\text{ref}}^2(t) dt}} \quad (5)$$

#### 1.2.3 移动窗口互谱法

移动窗口互谱法是在频率域中计算一系列时间窗口中的走时扰动  $\tau$ , 最终得到走时变化  $dt$ , 该

方法最早由 Poupinet 等 (1984) 提出, Clarke 等 (2011) 对其进行了改进: 将参考格林函数和当前互相关函数划分成若干重叠的时间窗后, 经傅立叶变换到频率域, 得到对应的傅立叶变换  $F_{\text{ref}}(f)$  和  $F_{\text{cef}}(f)$ , 二者的互谱  $X(f)$  定义为:

$$X(f) = F_{\text{ref}}(f) \times F_{\text{cef}}^*(f) \quad (6)$$

式中: \* 表示复共轭。2 个序列之间的时间延时可以由互谱的展开相位  $\varphi$  与频率  $f$  获得, 且  $\varphi$  与  $f$  呈线性关系:

$$\varphi_j = m \cdot f_j \quad (7)$$

$$m = 2\pi dt_j \quad (8)$$

式中:  $\varphi_j$ 、 $f_j$  和  $dt_j$  分别代表第  $j$  个时间子窗内的展开相位、频率和走时变化。在指定频率范围内, 可通过最小二乘加权线性回归得到斜率  $m$ , 通过连续滑动测量时间范围内的所有窗口的斜率, 即能得到波速变化:

$$m = \frac{\sum_{j=1}^n \omega_j f_j \varphi_j}{\sum_{j=1}^n \omega_j f_j} \quad (9)$$

$$\omega_j = \sqrt{\frac{C_j^2}{1 - C_j^2}} \cdot \sqrt{|X_j(f)|} \quad (10)$$

式中:  $\omega_j$  为对应的权重系数;  $C_j$  是 2 个序列的相关系数。

## 2 地震波速度变化研究方法

近年来, 国内外地下介质波速变化研究方法主要有 3 种: 一是利用重复地震事件对波形信息开展地下介质波速变化研究 (Poupinet *et al.*, 1984; Nadeau *et al.*, 1995); 二是利用背景噪声得到台站对之间介质的波速变化 (Campillo, Paul, 2003; Shapiro, Campillo, 2004); 三是采用人工震源重复激发地震波, 进行高精度探测介质波速变化 (陈颢等, 2007, 2017)。图 1 给出了这 3 种方法的地震波射线路径示意图, 图中红色椭圆形为波速异常区, 黑色、蓝色和绿色的曲线分别代表重复地震、背景噪声和人工震源方法的传播路径。

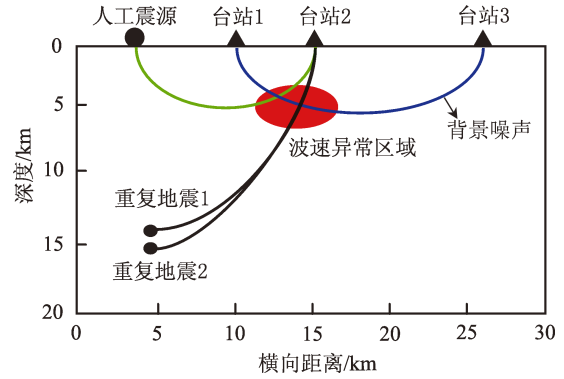


图 1 3 种波速变化研究方法地震波射线示意图

Fig. 1 Diagram of three methods of studying seismic wave velocity variation

### 2.1 重复地震

重复地震的概念很早就被提出 (Isacks *et al.*, 1967), 但目前地震学界仍未对其做出明确统一的定义。一般认为重复地震是指发生在同一断层空间上的一组地震, 这组地震的震级相近且具有极为相似的地震波形和震源机制等 (Poupinet *et al.*, 1984; Nadeau *et al.*, 1995; Schaff, Beroza, 2004)。地震学家利用重复地震的特征研究地震波在地壳介质传播过程中随时间的变化 (Poupinet *et al.*, 1984; Nadeau *et al.*, 1995; Schaff, Beroza, 2004; Li *et al.*, 2007; Pacheco *et al.*, 2017; Sheng *et al.*, 2021)。

利用重复地震开展地下介质波速变化, 其优势在于地震产生的地震波信号能量强、探测距离长、信噪比高, 但不足之处在于难以精确识别和确定重复地震事件。Gao 等 (2021) 认为地震波形互相关系数受多重因素影响, 如台站方位角、震间距、速度结构和震源机制等, 而且重复地震时空分布不均匀, 仅根据互相关系数来识别重复地震是不全面的, 还需要考虑地震对之间的距离是否小于主震破裂区域。

### 2.2 背景噪声

通过对 2 个观测台站记录的背景噪声进行互相关计算, 可获得 2 个台站之间的经验格林函数。由于能够保持高度的相似性和稳定性, 经验格林函数采用尾波干涉技术能获得地下介质波速随时间变化的信息。Campillo 和 Paul (2003) 利用若干相距数十千米的地震台站记录到的远震波形, 对远震尾波进行互相关和叠加后提取在 2 个台站之间传

播的面波。Shapiro 和 Campillo (2004) 利用若干地震台站对间距离数百至数千千米的背景噪声进行互相关分析, 得到了地震台站间的面波格林函数, 该成果使背景噪声研究得到了快速发展 (Wegler, Sens - Schönfelder, 2007; Brenguier *et al*, 2008; Soldati *et al*, 2015; Liu *et al*, 2018)。

利用背景噪声监测地下介质波速随时间变化, 已成为地震学研究中一个重要的研究方向, 其优点在于不受限于地震活动的影响。其在空间上的分辨率主要取决于台站空间的分布和台站间距离, 只要提升台站空间分布密度, 就能获得高精度的空间分布特征。但这种方法受噪声源自身的影响, 需要较长时间的能量积累, 才能获得可靠的结果。

### 2.3 人工震源

在早期的研究中, 使用炸药作为人工震源, 如 Li 等 (1998, 2003) 用炸药进行重复激发, 分别研究了 1992 年美国加州兰德斯  $M7.5$  地震和 1999 年美国加州赫克托  $M7.1$  矿震震后的波速变化。但因不能在同一区域进行重复爆破, 其研究受到一定限制。随着以液压式可控震源 (Li *et al*, 1998)、压电陶瓷 (Niu *et al*, 2008)、气枪 (Chen *et al*, 2008)、落锤 (王伟涛等, 2009) 和偏心轮式精密控制机械震源 (杨微等, 2010) 的发展, 国内外研究人员分别采用不同类型的人工震源对地下介质变化进行了探索性研究 (Niu *et al*, 2008; Wang *et al*, 2020; 苏金波等, 2022)。高性能人工震源具有激发时间和地点精准、震源特性可测、能重复激发等特点 (陈颢等, 2007, 2017; 杨微等, 2021), 但人工震源激发的地震波能量相对较弱, 且大多只能用来探测浅层地下介质的波速变化。

## 3 地震波速变化研究进展

地下介质波速变化研究有助于提升对地震发生物理过程的认识和理解。目前, 通过重复地震、背景噪声、人工震源等方法观测到在地震的孕育和发生过程中的波速变化特征, 主要包括较为微弱的震前波速变化、同震波速变化和震后波速恢复的过程。

### 3.1 震前波速变化

在地震前观测到波速变化是有一定难度的。20 世纪 70 年代, Semenov (1969) 和 Aggarwal 等

(1973) 分别对苏联加尔姆和美国纽约蓝山湖等地区开展波速比变化研究, 发现波速比在震前会下降且持续一段时间, 持续时间与震级成正比, 临近地震时波速比又逐渐恢复。但 1961—1973 年 McEvilly 和 Johnson (1974) 在加州中部开展多次爆破试验, 在爆炸区内均未观测到震前波速变化。Kanamori 和 Fuis (1976) 在加州南部也未观测到 1975 年 6 月 1 日的加利韦湖 5 级地震的震前波速变化。尽管受到当时波速变化检测能力的影响, 但也表明捕捉与孕震相关的波速变化较为困难。

虽然捕捉震前波速变化较为困难, 但 Niu 等 (2008) 在美国帕克菲尔德的圣安德列斯断层采用压电陶瓷作为震源, 在当地钻井中, 分别在 2005 年 12 月 24 日的 3 级地震 (图 2 中红色实线为发震时刻) 前 10 个小时内和 2005 年 12 月 29 日的 1 级地震 (图 2 中绿色实线和绿色向下箭头为发震时刻) 前 2 个小时内, 均观测到震前波速下降的现象 (图 2 中红色箭头和绿色向上箭头分别为波速下降的起始时刻), 图 2 中黑色圆圈代表应力变化, 红色和绿色实心点分别代表 2 次地震发生时的应力变化, 蓝色虚线代表波速延时的时间导数。

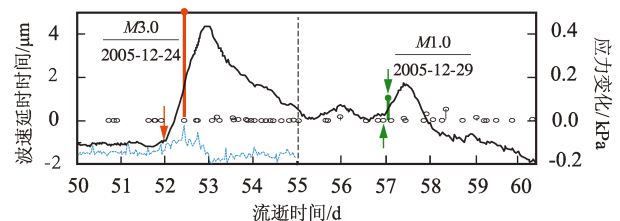


图 2 在圣安德列斯断层发生的 2005 年 12 月 24 日 3 级地震和 2005 年 12 月 29 日 1 级地震前后波速延迟时间和应力变化 (据 Niu 等, 2008 修改)

Fig. 2 Variations of seismic velocity delay time and stress of the  $M3.0$  earthquake on December 24, 2005 and the  $M1.0$  earthquake on December 29, 2005 earthquake on the San Andreas Fault (modified from Niu *et al*, 2008)

### 3.2 同震波速变化

绝大多数地震都可以观测到同震波速变化。Poupinet 等 (1984) 在美国卡拉维拉斯断层, 使用重复地震观测到地震发生前后波速存在细微的变化。影响同震波速变化幅度的因素很多, 如震中距、地震计放置的深度、时间分辨率、预处理方式和信号频率等。一般来说, 震级越大且震中距



越小, 则越能观测到较大幅度的同震波速变化。多位学者采用震中距较小的近台研究 2011 年日本东北  $M_w 9.0$  地震的同震波速变化, 得到的同震波速变化幅度均在 0.5% 的数量级 (Nakata, Snieder, 2011; Minato *et al.*, 2012; Tonegawa *et al.*, 2013; Pacheco *et al.*, 2017; Wang *et al.*, 2019)。其中 Wang 等 (2019) 利用若干周期带, 观测到 2011 年日本东北  $M_w 9.0$  地震 (图 3 中第 2 条红色虚线为发震时刻) 的同震波速变化, 而且最大变化幅度与震后最大余震发生时刻 (图 3 中第 3 条红色虚线) 较为接近。图 3 中橙色区域为 2011 年日本东北地震后半年时间范围。他们同样观测到 2008 年日本宫城奈里库  $M_w 6.9$  地震 (图 3 中第 1 条红色虚线为发震时刻) 的同震波速变化, 最大变化幅度接近 0.04%。但 Hobiger 等 (2016) 利用日本能登半岛 (震中距 400 km 左右) 和福冈 (震中距大于 1 000 km) 的台站记录波形, 观测到 2011 年日本东北  $M_w 9.0$  地震的同震波速变化幅度明显偏小, 甚至在福冈观测不到明显的波速变化, 表明震中距对同震波速变化的影响比震级大。Chen 等 (2010) 和 Stehly 等 (2015) 在研究 2008 年汶川  $M_s 8.0$  地震的同震波速变化时, 采用 30 天的时间分辨率均得到相同数量级的同震波速变化。但是 30 天时间分辨率得到的结果, 小于使用 1 天时间分辨率得到的结果 (Stehly *et al.*, 2015)。Lu 和 Ben-Zion (2022) 以及 Boschelli 等 (2021) 分别采用 20 分钟和 1 天的时间分辨率研究了 2019 年

美国里奇克雷斯特  $M_w 7.1$  地震同震波速变化, 分别得到 8% 和 1.3% 的波速变化幅度。

### 3.3 震后波速变化

近年来, 随着地震观测能力的提升, 对震后波速恢复过程的研究也越来越多。如 Ueno 等 (2012) 分析了 2006 年和 2009 年日本伊豆半岛东部的 2 个震群 (最大震级为 5 级) 引发的波速变化, 发现震后波速恢复时间不超过 1 年。Hobiger 等 (2016) 研究了日本 5 次中等地震和 1 次大地震的震后波速恢复过程, 认为震后平均恢复时间约为 0.55 年。另外, 他们发现震中距也是影响震后波速恢复的主要因素之一, 如 2007 年日本中央海域  $M_w 6.6$  地震, 相比于其他 5 次地震, 在震后半年内波速恢复程度达到 88%, 因为此次地震的震中距比其他 5 次地震的震中距要大。与同震波速变化相同, 震后波速恢复过程也受地震震级和震中距的影响。尽管对于大多数地震来说, 震后波速恢复时间不超过 1 年, 但 2008 年汶川  $M_s 8.0$  地震波速长达 10 年也未恢复到震前水平 (Liu *et al.*, 2018)。

### 3.4 环境和人类活动引起的波速变化

除了地震活动, 自然环境和人类活动等也对波速存在较大的影响, 常见的有地下水、大气压、降雨、温度和工业活动等, 其中地下水和降雨可导致数量级为  $10^{-4} \sim 10^{-3}$  的地震波速降低 (Sens-Schönfelder, Wegler, 2006; Meier *et al.*, 2010; Lecocq *et al.*, 2017; Poli *et al.*, 2020)。Yang 等 (2018) 采用钻孔气枪观测到的波速变化与地下水位变化相吻合, 说明浅层流体对波速变化存在影响。Wang 等 (2020) 在气枪震源激发点 21 km 范围内观测到变化幅度为  $10^{-4} \sim 10^{-3}$  的昼夜和半日的波速变化, 认为波速变化与气温和气压存在较强的相关性。

人类生产活动同样也会影响波速变化, 如工业开采、水库大坝修建等, 如 Planès 等 (2016) 和 Oliver 等 (2017) 均在堤坝监测波速变化中发现堤坝腐蚀和渗漏的区域为波速变化较大区域。

## 4 讨论

目前, 地震学家在全球多地都观测到与地震相关的波速变化, 但在震前较难观测到, 且对波速变化机理和空间分布特征的认识还有待提升。

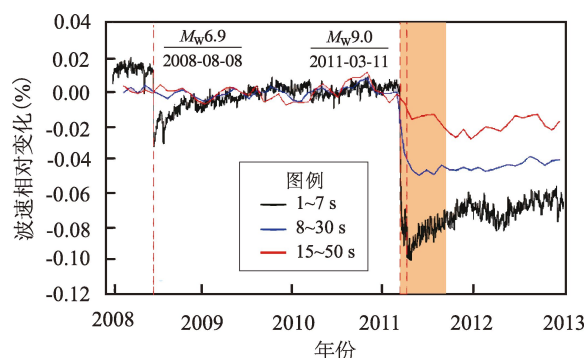


图3 2008—2013年日本本州岛东北部观测到的同震和震后恢复波速变化 (据 Wang 等, 2019 修改)

Fig. 3 The co-seismic and post-seismic variations of the wave velocity observed in northeastern Honshu, Japan from 2008 to 2013 (modified from Wang *et al.*, 2019)

本文对同震波速变化及震后波速恢复进行归纳分析,梳理出引起地下介质波速变化可能的机理以及波速变化空间分布特征。

#### 4.1 波速变化机理

##### 4.1.1 强地面运动

当地面运动强度超过地层介质强度时,介质缝隙就会开裂导致波速变化,这种现象在震级较大的地震事件中较为常见。地震发生时浅地表沉积层会产生强地表运动效应导致浅地表的破坏或孔隙度的增加,从而引起地壳浅层波速变化(Rubinstein *et al.*, 2007)。Schaff 和 Beroza (2004) 研究 1989 年美国加州洛玛普列塔  $M_{\text{s}}6.9$  地震和 1984 年美国加州摩根希尔  $M_{\text{s}}6.2$  地震时,发现地壳的非线性响应和波速变化发生在浅层,认为是非线性强地面运动导致了 2 次地震的波速变化。Hobiger 等 (2016) 在研究日本几次中强地震的波速变化时发现,同震变化幅度与强地面运动产生的非线性峰值速度关联性更大,震后波速在地表浅层的恢复速度比深部慢很多,认为是强地面运动导致地表浅层结构遭到破坏,使得浅层的震后恢复速度相对缓慢。

##### 4.1.2 地震断层的同震破裂

地震波能量会在发震断层破裂区域放大。由于破裂过程是非线性的,更容易在已经破裂的岩体中产生二次破裂,进而导致裂隙密度增大,故而在断层附近的地震台站,容易观测到波速变化。在实际观测中,这种变化需经过很长时间才能逐渐恢复(Li *et al.*, 1998, 2003, 2007; Peng, Ben-Zion, 2005; Liu *et al.*, 2018)。Li 等 (2009) 研究发现在 2008 年汶川  $M_{\text{s}}8.0$  地震地表破裂区域附近出现宽度达数百米的破裂区域,推测断层复杂的几何形态和复杂的破裂过程会造成永久的断层破裂。Liu 等 (2018) 发现龙门山断裂带部分区域波速在缓慢恢复,认为是断层破裂区域内岩石逐渐愈合导致了波速恢复,该结果间接证明了断层破裂是导致汶川地震波速变化的因素之一。Pei 等 (2019) 在研究汶川  $M_{\text{s}}8.0$  地震时,也认为龙门山断裂的破裂是影响波速变化的主要因素之一。

##### 4.1.3 静态应力的变化

地震是地下介质应力积累、释放的过程。由于地震波穿透深度很深,应力变化导致缝隙闭合

或扩张而引起波速变化,这种变化一般发生在地壳深部,且非常微弱(Li *et al.*, 2003; Brenguier *et al.*, 2008; Cheng *et al.*, 2010; Pei *et al.*, 2019)。地震学者利用低频的瑞利波研究汶川  $M_{\text{s}}8.0$  地震时,观测到深部大幅度的波速变化与龙门山断裂带的投影吻合度较高,认为是断层及周边区域的静态应力变化导致产生波速变化(Cheng *et al.*, 2010)。

##### 4.1.4 自然环境因素的影响

地下水、降雨、融雪等流体因素是影响波速变化的常见因素(Meier *et al.*, 2010; Poli *et al.*, 2020; Wang *et al.*, 2017, 2020)。Sens-Schönfelder 和 Wegler (2006) 发现印尼爪哇岛中部的默拉皮火山存在由降水引起的季节性波速变化,降雨增加时,雨水的渗透会使数千米的地壳上层中产生延迟性的孔隙压力增大,由于流体扩散,地震波速的变化比日降水量峰值到达时间略有延迟。Wang 等 (2017) 分析了日本南、北部的波速的季节性变化发现,在日本南部,夏季强降雨导致孔隙压力增大从而使波速下降;在日本北部,波速变化同样也受到降雨、地下水和融雪的影响。

大气压和温度也是影响波速变化的重要因素。大气压加载作用于地下介质会改变其应力状态和介质体积,围压和孔隙压力的变化引起地下介质波速变化。通常认为大气压的弹性响应是即时的(Niu *et al.*, 2008; Wang *et al.*, 2008, 2020),根据地壳表面温度场的空间变化和介质受热时所表现的热特性,介质会产生热弹性应变,从而引发介质内部的波速变化。Meier 等 (2010) 根据美国加州洛杉矶盆地的波速变化和温度变化间存在的延时效应,认为热弹性应变导致了波速变化。Hillers 等 (2015) 根据面波波速变化与温度变化存在 30 余天的延时效应,以及波速变化发生在有热弹性应变的地表浅层的现象,认为温度是影响浅层波速变化的主要因素。

#### 4.2 波速变化空间分布特征

目前观测到与地震事件相关的波速变化大多是基于时间尺度进行分析和解释的,对波速变化在空间分布上的认识还有待提高。如强地面运动所导致的波速变化主要发生在地表浅层(Schaff, Beroza, 2004; Sleep, 2015),断层破裂所导致的波速变化主要发生在地下深部(Brenguier *et al.*, 2008; Obermann *et al.*, 2013)。Brenguier 等 (2008)

采用多个频率带,发现2003年12月22日美国圣西门M6.5地震和2004年9月28日美国帕克菲尔德M6.0地震的同震波速变化具有较好的频率依赖性。Wu等(2016)假设尾波全部由面波组成,采用多个频率带对波速变化深度进行约束,分别得到2003年圣西门地震波速变化主要发生在1.2 km深度处,2004年帕克菲尔德地震的波速变化主要发生在2.3 km深度处。Sheng等(2021)基于Wu等(2016)的假设,认为尾波全部由面波构成,并对2004年帕克菲尔德地震波速变化空间分布进行研究,确定波速变化主要发生在1 km左右深度处的地表浅层。综上认为,利用频率对波速变化的深度范围进行定量约束是可行的。

## 5 结论

本文围绕波速变化测量原理、比较不同波速变化监测方法的优缺点、阐述了国内外地下介质波速变化研究工作进展,特别是影响同震波速变化和震后波速恢复过程的因素、波速变化机理等,得出以下结论:

(1) 利用重复地震、背景噪声和人工震源等方法均可以观测到地下介质的波速变化。重复地震方法的优势在于地震波信号能量极强,但其发震时刻和地点不可控;背景噪声方法的优势在于可开展连续观测,并且能在任意2个观测台站间进行测量,从而形成高密度的射线路径覆盖,但需要较长的时间叠加才能获得可靠的结果;人工震源方法的优势在于震源激发时间可控,震源位置已知和探测精度高等,但大多数人工震源激发能量较弱导致在深度上探测较浅。

(2) 波速变化幅度和震后恢复特征与地震震级、观测位置和信号频段等有关。大多数地震事件均可观测到同震波速变化,且波速在空间分布上主要集中在震源区,远离震源区的波速变化较少或观测不到。震后波速恢复时间主要受震级影响,总体上波速恢复时间不超过1年。

(3) 影响地下介质波速变化的因素较多,地震产生的强地面运动,造成地表浅部沉积层的疏松或破坏,引起孔隙体积增加和流体的渗入,从而导致浅层波速变化。地震导致震源区域的破坏,造成地下应力的调整,从而引起深部波速变化。

自然环境因素如大气压、降雨和温度等引起的波速呈周期性的变化,可作为观测检测系统检测能力的评判,并有助于提升对地下介质波速变化机理的认识。

在未来的工作中,可从以下几方面来提升地下介质波速变化监测能力:在观测方式上,由浅地表观测向井下或波速异常区原位观测发展,降低地表浅层介质的影响;在时间分辨率上,由延后处理向准实时快速处理发展,逐渐提升可检测的时间窗口分析能力;在波速变化机理上,由单一监测方法向多手段联合观测发展,加强地下介质波速变化机理分析。

## 参考文献:

- 安艳茹,王伟涛,杨微,等. 2023. 利用背景噪声研究2021年云南漾濞M<sub>s</sub>6.4地震同震及震后波速变化[J]. 地球物理学报, 66(8): 3185–3201.
- An Y R, Wang W T, Yang W, et al. 2023. Using ambient noise to study the co-seismic and post-seismic velocity changes of the 2021 Yangbi M<sub>s</sub>6.4 earthquake in Yunnan[J]. Chinese Journal of Geophysics, 66(8): 3185–3201. (in Chinese)
- 陈颢,李宜晋. 2007. 地震波雷达研究展望:用人工震源探测大陆地壳结构[J]. 中国科学技术大学学报, 37(8): 813–819.
- Chen Y, Li Y J. 2007. Seismic wave radar research: Using active source to detect continental crust structure[J]. Journal of University of Science and Technology of China, 37(8): 813–819. (in Chinese)
- 陈颢,王宝善,姚华建. 2017. 大陆地壳结构的气枪震源探测及其应用[J]. 中国科学:地球科学, 47(10): 1153–1165.
- Chen Y, Wang B S, Yao H J. 2017. Seismic airgun exploration of continental crust structures[J]. Scientia Sinica Terrae, 47(10): 1153–1165. (in Chinese)
- 陈颢,朱日祥. 2005. 设立“地下明灯研究计划”的建议[J]. 地球科学进展, 20(5): 485–489.
- Chen Y, Zhu R X. 2005. Proposed project of “Underground Bright Lamp”[J]. Advances in Earth Science, 20(5): 485–489. (in Chinese)
- 李四光. 1973. 地震地质:地震是可以预报的[M]. 北京:科学出版社.
- Li S G. 1973. Seismogeology: Earthquake is predictable[M]. Beijing: Science Press. (in Chinese)
- 苏金波,杨微,李孝宾,等. 2022. 基于气枪震源信号的云南漾濞M<sub>s</sub>6.4地震前后波速变化[J]. 地球物理学报, 65(2): 649–662.
- Su J B, Yang W, Li X B, et al. 2022. Co-seismic velocity changes with Yunnan Yangbi M<sub>s</sub>6.4 earthquake measured by airgun source[J]. Chinese Journal of Geophysics, 65(2): 649–662. (in Chinese)
- 王彬. 2009. 利用多种震源测量介质波速度变化的实验研究[D]. 合肥:中国科学技术大学.
- Wang B. 2009. The experiment study on measurement of seismic velocity

- variation using different seismic sources [D]. Hefei: University of Science and Technology of China. (in Chinese)
- 王伟涛, 王宝善, 葛洪魁, 等. 2009. 利用主动源检测汶川地震余震引起的浅层波速变化[J]. 中国地震, 25(3): 223–233.
- Wang W T, Wang B S, Ge H K, *et al.* 2009. Using active source to monitor velocity variation in shallow sediment caused by the Wenchuan earthquake[J]. Earthquake Research in China, 25(3): 223–233. (in Chinese)
- 杨微, 葛洪魁, 王宝善, 等. 2010. 由精密控制人工源观测到的绵竹 5.6 级地震前后波速变化[J]. 地球物理学报, 53(5): 1149–1157.
- Yang W, Ge H K, Wang B S, *et al.* 2010. Velocity changes observed by the precisely controlled active source for the M<sub>s</sub>5.6 earthquake[J]. Chinese Journal of Geophysics, 53(5): 1149–1157. (in Chinese)
- 杨微, 王宝善, 张云鹏, 等. 2021. 陆地水体气枪震源探测技术回顾与进展[J]. 地球物理学报, 64(12): 4252–4268.
- Yang W, Wang B S, Zhang Y P, *et al.* 2021. Review on advances in the detection technology using airgun source fired in continental water [J]. Chinese Journal of Geophysics, 64(12): 4252–4268. (in Chinese)
- Aggarwal Y P, Sykes L R, Armbruster J, *et al.* 1973. Premonitory changes in seismic velocities and prediction of earthquakes[J]. Nature, 241: 101–104.
- Birch F. 1960. The velocity of compressional waves in rocks to 10 kilobars, part I [J]. Journal of Geophysical Research, 65: 1083–1102.
- Boschelli J, Moschetti M P, Sens-Schönfelder C. 2021. Temporal seismic velocity variations: Recovery following from the 2019 M<sub>w</sub>7.1 Ridgecrest, California earthquake [J]. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 126: e2020JB021465.
- Brenguier F, Campillo M, Hadziioannou C, *et al.* 2008. Postseismic relaxation along the San Andreas fault at Parkfield from continuous seismological observations[J]. Science, 321(5895): 1478–1481.
- Campillo M, Paul A. 2003. Long-range correlations in the diffuse seismic coda[J]. Science, 299: 547–549.
- Chen J H, Froment B, Liu Q Y, *et al.* 2010. Distribution of seismic wave speed changes associated with the 12 May 2008 M<sub>w</sub>7.9 Wenchuan earthquake[J]. Geophysical Research Letters, 37(18): L18302.
- Chen Y, Liu L B, Ge H K, *et al.* 2008. Using an airgun array in a land reservoir as the seismic source for seismotectonic studies in northern China: experiments and preliminary results [J]. Geophysical Prospecting, 56: 601–612.
- Cheng X, Niu F L, Wang B S. 2010. Coseismic velocity change in the rupture zone of the 2008 M<sub>w</sub>7.9 Wenchuan earthquake observed from ambient seismic noise[J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 100(5B): 2539–2550.
- Clarke D, Zaccarelli L, Shapiro N M, *et al.* 2011. Assessment of resolution and accuracy of the moving window cross spectral technique for monitoring crustal temporal variations using ambient seismic noise[J]. Geophysical Journal International, 186: 867–882.
- Crater G C. 1987. Coherence and time delay estimation [J]. Proceedings of the Institute of Electrical and Electronics Engineers, 75: 236–255.
- Gao D, Kao H, Wang B. 2021. Misconception of waveform similarity in the identification of repeating earthquakes [J]. Geophysical Research Letters, 48(13): e2021GL092815.
- Hillers G, Ben-Zion Y, Campillo M, *et al.* 2015. Seasonal variations of seismic velocities in the San Jacinto fault area observed from with ambient seismic noise [J]. Geophysical Journal International, 202(2): 920–932.
- Hobiger M, Wegler U, Shiomi K, *et al.* 2016. Coseismic and post-seismic velocity changes detected by Passive Image Interferometry: comparison of one great and five strong earthquakes in Japan [J]. Geophysical Journal International, 205: 1053–1073.
- Isacks B L, Sykes L R, Oliver J. 1967. Spatial and temporal clustering of deep and shallow earthquakes in the Fiji–Tonga–Kermadec region [J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 57(5): 935–958.
- Kanamori H, Fuis G. 1976. Variation of P–wave velocity before and after the Galway Lake earthquake ( $M_L = 5.2$ ) and the Goat Mountain earthquakes ( $M_L = 4.7, 4.7$ ), 1975, in the Mojave Desert, California [J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 66(6): 2017–2037.
- Lecocq T, Longuevergne L, Pedersen H A, *et al.* 2017. Monitoring ground water storage at mesoscale using seismic noise: 30 years of continuous observation and thermos-elastic and hydrological modeling [J]. Scientific Reports, 7: 14241.
- Li S L, Lai X L, Yao Z X, *et al.* 2009. Fault zone structures of northern and southern portions of the main central fault generated by the 2008 Wenchuan earthquake using fault zone trapped waves [J]. Earthquake Science, 22(4): 417–424.
- Li Y G, Chen P, Cochran E S, *et al.* 2007. Seismic velocity variations on the San Andreas fault caused by the 2004 M<sub>6</sub> Parkfield earthquake and their implications [J]. Earth Planets and Spaces, 59: 21–31.
- Li Y G, Vidale J E, Aki K, *et al.* 1998. Evidence of shallow fault zone strengthening after the 1992 M<sub>7.5</sub> Landers, California earthquake [J]. Science, 279(5348): 217–219.
- Li Y G, Vidale J E, Day S M, *et al.* 2003. Postseismic fault healing on the rupture of the 1999 M<sub>7.1</sub> Hector Mine, California earthquake [J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 93(2): 854–869.
- Liu Z K, Huang J L, He P, *et al.* 2018. Ambient noise monitoring of seismic velocity around the Longmenshan fault zone from 10 years of continuous observation [J]. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 123(10): 8979–8994.
- Lu Y, Ben-Zion Y. 2022. Regional seismic velocity changes following the 2019 M<sub>w</sub>7.1 Ridgecrest, California earthquake from autocorrelations and P/S converted waves [J]. Geophysical Journal International, 228: 620–630.
- McEvelly T V, Johnson L R. 1974. Stability of P and S velocities from central California quarry blasts [J]. Bulletin of the Seismological Society



- of America, 64:343 – 353.
- Meier U, Shapiro N M, Brenguier F. 2010. Detecting seasonal variations in seismic velocities within Los Angeles basin from correlations of ambient seismic noise [J]. *Geophysical Journal International*, 181 (2): 985 – 996.
- Minato S, Tsuji T, Ohmi S, *et al.* 2012. Monitoring seismic velocity change caused by the 2011 Tohoku – Oki earthquake using ambient noise records [J]. *Geophysical Research Letters*, 39: L09309.
- Nadeau R M, Foxall W, McEvilly T V. 1995. Clustering and periodic recurrence of microearthquakes on the San Andreas fault at Parkfield, California [J]. *Science*, 267 (5197): 503 – 507.
- Nakata N, Snieder R. 2011. Near – surface weakening in Japan after the 2011 Tohoku – Oki earthquake [J]. *Geophysical Research Letters*, 38: L17302.
- Nimiya H, Ikeda T, Tsuji T. 2017. Spatial and temporal seismic velocity changes on Kyushu Island during the 2016 Kumamoto earthquake [J]. *Science Advances*, 3 (11): e1700813.
- Niu F L, Silver P G, Daley T M, *et al.* 2008. Preseismic velocity changes observed from active source monitoring at the Parkfield SAFOD drill site [J]. *Nature*, 454 (7201): 204 – 208.
- Nur A, Dilatancy A. 1972. Pore fluid and premonitory variations of  $t_s/t_p$  travel times [J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 62: 1217 – 1222.
- Obermann A, Planes T, Larose E, *et al.* 2013. Depth sensitivity of seismic coda waves to velocity perturbations in an elastic heterogeneous medium [J]. *Geophysical Journal International*, 194 (1): 372 – 382.
- Olivier G, Brenguier F, Wit de T, *et al.* 2017. Monitoring the stability of tailings dam walls with ambient seismic noise [J]. *Leading Edge*, 36 (4): 350a1 – 350a6.
- Pacheco K, Nishimura T, Nakahara H. 2017. Seismic velocity changes of P and S waves associated with 2011 Tohoku – Oki earthquake ( $M_w 9.0$ ) as inferred from analyses of repeating earthquakes [J]. *Geophysical Journal International*, 209 (1): 517 – 533.
- Pei S P, Niu F L, Ben – Zion Y, *et al.* 2019. Seismic velocity reduction and accelerated recovery due to earthquakes on the Longmenshan fault [J]. *Nature Geoscience*, 12 (5): 387 – 392.
- Peng Z G, Ben – Zion Y. 2005. Spatiotemporal variations of crustal anisotropy from similar events in aftershocks of the 1999  $M7.4$  Izmit and  $M7.1$  Duzce, Turkey earthquake sequences [J]. *Geophysical Journal International*, 160 (3): 1027 – 1043.
- Planès T, Mooney M A, Rittgers J B R, *et al.* 2016. Time-lapse monitoring of internal erosion in earthen dams and levees using ambient seismic noise [J]. *Geotechnique*, 66 (4): 301 – 312.
- Poli P, Marguin V, Wang Q Y, *et al.* 2020. Seasonal and co-seismic velocity variation in the region of L'Aquila from single station measurements and implications for crustal rheology [J]. *Journal of Geophysical Research; Solid Earth*, 125 (7): e2019 JB019316.
- Poupinet G, Ellsworth W L, Frechet J. 1984. Monitoring velocity variations in the crust using earthquake doublets: An application to the Calaveras Fault, California [J]. *Journal of Geophysical Research; Solid Earth*, 89 (B7): 5719 – 5731.
- Rubinstein J L, Uchida N, Beroza G C. 2007. Seismic velocity reductions caused by the 2003 Tokachi – Oki earthquake [J]. *Journal of Geophysical Research; Solid Earth*, 112 (B5): B05315.
- Schaff D P, Beroza G C. 2004. Coseismic and postseismic velocity changes measured by repeating earthquakes [J]. *Journal of Geophysical Research; Solid Earth*, 109 (B10): B10302.
- Semenov A N. 1969. Variation in the travel – time of transverse and longitudinal waves before violent earthquakes [J]. *Bulletin Academic Scientific of USSR, Physics of the Solid Earth*, 3: 245 – 248.
- Sens – Schönfelder C, Wegler U. 2006. Passive image interferometry and seasonal variations of seismic velocities at Merapi Volcano, Indonesia [J]. *Geophysical Research Letters*, 33 (21): L21302.
- Shapiro N, Campillo M. 2004. Emergence of broad band Rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise [J]. *Geophysical Research Letters*, 31 (7): L07614.
- Sheng Y X, Ellsworth W L, Lellouch A, *et al.* 2021. Depth constraints on coseismic velocity changes from frequency – dependent measurements of repeating earthquake waveform [J]. *Journal of Geophysical Research; Solid Earth*, 126 (2): e2020JB020421.
- Sleep N H. 2015. Shallow S – wave well logs as an indicator of past strong shaking from earthquakes on the Newport – Inglewood fault [J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 105 (5): 2696 – 2703.
- Snieder R. 2006. The theory of coda wave interferometry [J]. *Pure and Applied Geophysics*, 163: 455 – 473.
- Soldati G, Zaccarelli L, Faenza L, *et al.* 2015. Monitoring of crustal seismic velocity in the L'Aquila fault zone inferred from noise cross-correlation [J]. *Geophysical Journal International*, 202 (1): 604 – 611.
- Stehly L, Froment B, Campillo M, *et al.* 2015. Monitoring seismic wave velocity changes associated with the  $M_w 7.9$  Wenchuan earthquake: increasing the temporal resolution using curvelet filters [J]. *Geophysical Journal International*, 201: 1939 – 1949.
- Tonegawa T, Fukao Y, Nishida K, *et al.* 2013. A temporal change of shear wave anisotropy within the marine sedimentary layer associated with the 2011 Tohoku – Oki earthquake [J]. *Journal of Geophysical Research; Solid Earth*, 118: 607 – 615.
- Ueno T, Saito T, Shiomi K, *et al.* 2012. Fractional seismic velocity change related to magma intrusions during earthquake swarms in the eastern Izu peninsula, central Japan [J]. *Journal of Geophysical Research*, 117: B12305.
- Wang B S, Yang W, Wang W T, *et al.* 2020. Diurnal and semidiurnal P – and S – wave velocity changes measured using an airgun source [J]. *Journal of Geophysical Research; Solid Earth*, 125 (1): e2019 JB018218.
- Wang B S, Zhu P, Chen Y, *et al.* 2008. Continuous subsurface velocity measurement with coda wave interferometry [J]. *Journal of Geophysical Research*, 113: B12313.
- Wang Q Y, Brenguier F, Campillo M, *et al.* 2017. Seasonal crustal seismic velocity changes throughout Japan [J]. *Journal of Geophysical Research; Solid Earth*, 122 (10): 7987 – 8002.

- Wang Q Y, Campillo M, Brenguier F, *et al.* 2019. Evidence of changes of seismic properties in the entire crust beneath Japan after the  $M_w$  9.0, 2011 Tohoku – Oki earthquake [J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 124: 8924 – 8941.
- Wegler U, Sens – Schönfelder C. 2007. Fault zone monitoring with passive image interferometry [J]. *Geophysical Journal International*, 168 (3): 1029 – 1033.
- Wu C Q, Delory A, Brenguier F, *et al.* 2016. Constraining depth range of S wave decrease after large earthquakes near Parkfield, California [J]. *Geophysical Research Letters*, 43 (12): 6129 – 6136.
- Yang W, Wang B S, Yuan S Y, *et al.* 2018. Temporal variation of seismic – wave velocity associated with groundwater level observed by a downhole airgun near the Xiaojiang fault zone [J]. *Seismological Research Letters*, 89 (3): 1014 – 1022.

## Advances in the Research on the Seismic Wave Velocity Variation in Subsurface Media

PAN Rui, YANG Wei

(*Institute of Geophysics, China Earthquake Administration, Beijing 100081, China*)

### Abstract

The stress state and the stress variation can be obtained through continuous high-precision measurement of the seismic-wave velocity variation in the subsurface media. Focusing on the measurement of seismic-wave velocity variation and its application, this paper firstly introduces the measurement principles and methods of the seismic-wave velocity variation, expounds the advantages and limitations of the repeating earthquake method, the seismic ambient noise method, and the active source method. Then the paper reviews the latest progress of the study of the seismic-wave velocity variation, including pre-earthquake stage, co-seismic stage, and post-seismic stage, and discusses the mechanisms associated with the seismic wave velocity variation. It suggests that the characteristics of the co-seismic velocity variation and the post-seismic velocity recovery are related to the factors such as the earthquake magnitude and the observation location. Additionally, the periodic seismic-wave velocity variation caused by environmental factors such as atmospheric pressure, precipitation, and temperature can be used to assess the detection capability of the observation system. Finally, this paper proposes an outlook for enhancing the monitoring of seismic-wave velocity variation in the subsurface media.

**Keywords:** seismic wave velocity variation; repeating earthquakes; seismic ambient noise; active source